UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE MADRID

ESCUELA TÉCNICA SUPERIOR DE INGENIEROS DE MINAS

PETROFÍSICA E INTERPRETACIÓN INTEGRADA DE DATOS AEROMAGNÉTICOS, RADIOMÉTRICOS Y GRAVIMÉTRICOS. APLICACIONES A LOS COMPLEJOS ÍGNEOS DEL ÁREA DE MONESTERIO

TESIS DOCTORAL

JOSÉ LUIS GARCÍA LOBÓN

(Ingeniero de Minas)

2003

DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA GEOLÓGICA

ESCUELA TÉCNICA SUPERIOR DE INGENIEROS DE MINAS

PETROFÍSICA E INTERPRETACIÓN INTEGRADA DE DATOS AEROMAGNÉTICOS, RADIOMÉTRICOS Y GRAVIMÉTRICOS. APLICACIONES A LOS COMPLEJOS ÍGNEOS DEL ÁREA DE MONESTERIO

TESIS DOCTORAL

POR

JOSÉ LUIS GARCÍA LOBÓN
(Ingeniero de Minas)

DIRIGIDA POR

JUAN LUIS PLATA TORRES
(Doctor Ingeniero de Minas)

2003

UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE MADRID (D 15)

Tribunal nombrado por el Mgfco. y Excmo. Sr. Rector de la Universidad Politécnica de Madrid, el día…… de ……de 2003.

Presidente:D.……

Vocal: D. ……

Vocal: D. ……

Vocal: D. ……

Secretario: D.……

Suplente: D.……

Suplente: D.……

Realizado el acto de defensa y lectura de la Tesis el día…… de ……de 2003, en la E.T.S.I./Facultad .....

EL PRESIDENTE LOS VOCALES

EL SECRETARIO

AGRADECIMIENTOS

Los trabajos de campo y analíticos de laboratorio involucrados en esta Tesis han sido parcialmente financiados por el proyecto FEDER-CICYT "Definición y evaluación de guías geológicas y geofísicas para la exploración de materias primas minerales en el sector central de la zona Ossa-Morena en Extremadura. 1999-2002". Agradezco a Cecilio Quesada mi inclusión en el equipo de trabajo del Instituto Geológico y Minero de España, IGME, que ha realizado el proyecto mencionado. Estoy en deuda con dos integrantes de este equipo, Carmen Rey Moral y Mónica Arias Llorente, que me han ayudado en la confección de los gráficos de esta Tesis.

Dos experimentados petrólogos del IGME, Lucas Amado Cueto Pascual y Félix Bellido Mulas, han redactado diversos informes petrográficos para el proyecto FEDER- CICYT citado, informes que, extractados, se incorporan a esta Tesis.

He recogido la inmensa mayoría de las sugerencias del director de esta Tesis, Juan Luis Plata Torres. Su consejo fue inestimable en muchas cuestiones de fondo. Le agradezco especialmente las indicaciones que han mejorado la legibilidad del texto, con el que ha demostrado una paciencia casi infinita.

ÍNDICE

0. RESUMEN 1

1. OBJETIVOS 12

2. INTRODUCCIÓN: JUSTIFICACIÓN Y MEDIOS 15

3. PETROFÍSICA REGIONAL DE ROCAS DEL ANTIFORME DE MONESTERIO 19

3.1. ANTECEDENTES 19

3.1.1. SUSCEPTIBILIDAD Y MINERALES FERROMAGNÉTICOS 19

3.1.2. PETROLOGÍA MAGNÉTICA 23

3.1.3. DENSIDAD DE MINERALES Y ROCAS 26

3.1.4. RADIACTIVIDAD DE MINERALES Y ROCAS 27

3.1.5. CARTOGRAFÍAS GEOFÍSICAS UTILIZADAS 30

3.2. METODOLOGÍA 31

3.2.1. CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE PARTIDA. CODIFICACIÓN DE UNIDADES 31

3.2.2. RECOGIDA DE MUESTRAS. UNIDADES REPRESENTADAS 32

3.2.3. MEDICIONES. FLUJO DE DATOS 42

3.2.4. RELACIONES ENTRE PARÁMETROS. DIAGRAMAS BIVARIANTES 47

3.3. DENSIDAD Y SUSCEPTIBILIDAD POR GRUPOS DE ROCAS DEL ANTIFORME DE MONESTERIO 55

3.3.1. GRUPO DE LAS ARENISCAS 55

3.3.2. ROCAS VOLCÁNICAS 67

3.3.2.1 Andesitas 67

3.3.2.2 Diabasas 69

3.3.2.3 Espilitas 69

3.3.2.4 Porfiroides 73

3.3.2.5 Queratófidos 75

3.3.2.6 Resumen y discusión 79

3.3.3. ROCAS PLUTÓNICAS 85

3.3.3.1 Granitos 85

3.3.3.2 Granodioritas 90

3.3.3.3 Tonalitas y dioritas 91
3.3.3.4 Gabros 93
3.3.3.5 Discusión del conjunto de las Rocas Plutónicas 103
3.3.4. ROCAS METAMÓRFICAS 109
3.3.4.1 Anfibolitas 109
3.3.4.2 Esquistos 110
3.3.4.3 Mármoles 113
3.3.4.4 Migmatitas y gneises 114
3.3.4.5 Pizarras 115
3.3.4.6 Serpentinitas 118
3.4. MAGNETIZACIÓN REMANENTE DE ROCAS DEL ANTIFORME DE MONESTERIO 126
3.4.1.1 Rocas metasedimentarias y metamórficas 127
3.4.1.2 Volcanitas 128
3.4.1.3 Ígneas intrusivas 129
3.4.1.4 Serpentinitas 130
3.4.1.5 Mineralizaciones 131
3.5. REVISIÓN GLOBAL DE LOS DATOS DE DENSIDAD, SUSCEPTIBILIDAD Y REMANENCIA 134
3.5.1. ARENISCAS 134
3.5.2. VOLCANITAS 136
3.5.3. ÍGNEAS INTRUSIVAS 137
3.5.4. ROCAS METAMÓRFICAS 138
3.5.5. CONSIDERACIONES FINALES 140
3.6. DATOS DE RADIOMETRÍA GAMMA NATURAL EN TIERRA DE ALGUNAS ROCAS ÍGNEAS DEL ANTIFORME DE MONESTERIO 147
3.6.1. GRANITOS 147
3.6.2. GRANODIORITAS Y TONALITAS 155
3.6.3. GABROS 157
3.6.4. VOLCANITAS 159
3.6.5. RESUMEN 160

4. INTERPRETACIÓN REGIONAL DE CAMPOS POTENCIALES Y RADIOMETRÍA GAMMA NATURAL DEL SECTOR CENTRAL DEL ANTIFORME DE MONESTERIO 162

4.1. METODOLOGÍA 162

4.2. CAMPOS POTENCIALES: MAGNETISMO Y GRAVIMETRÍA 163

4.2.1. ANOMALÍAS Y ZONAS MAYORES 163

4.2.1.1 Ejes principales 163

4.2.1.2 Zonas principales 164

4.2.1.3 Estructura según las imágenes de campo potencial 168

4.2.2. ASPECTOS ESTRUCTURALES ADICIONALES 172

4.2.3. DECONVOLUCIÓN DE EULER 178

4.3. IMÁGENES DE POTASIO, TORIO Y URANIO 183

4.3.1. POTASIO 183

4.3.2. TORIO 186

4.3.3. URANIO 189

5. PETROFÍSICA DE TRES COMPLEJOS ÍGNEOS ZONADOS DEL ANTIFORME DE MONESTERIO 193

5.1. INTRODUCCIÓN 193

5.2. DATOS PETROLÓGICOS Y CARTOGRÁFICOS DE PARTIDA 200

5.2.1. COMPLEJO DE VALENCIA DEL VENTOSO 200

5.2.2. COMPLEJO DE BROVALES 205

5.2.3. COMPLEJO DE BURGUILLOS DEL CERRO 209

5.3. PETROFÍSICA DEL COMPLEJO DE VALENCIA DEL VENTOSO 215

5.3.1. DENSIDADES Y SUSCEPTIBILIDADES 215

5.3.1.1 Gabros 215

5.3.1.2 Dioritas y monzodioritas 216

5.3.1.3 Tonalitas 220

5.3.1.4 Granodioritas 221

5.3.1.5 Granitos 222

5.3.1.6 Resumen 226

5.3.2. RADIOMETRÍA GAMMA NATURAL 230
5.4. PETROFÍSICA DEL COMPLEJO DE BROVALES 235
5.4.1. DENSIDADES Y SUSCEPTIBILIDADES 235
5.4.2. RADIOMETRÍA GAMMA NATURAL 244
5.5. PETROFÍSICA DEL COMPLEJO DE BURGUILLOS DEL CERRO 248
5.5.1. DENSIDADES Y SUSCEPTIBILIDADES 248
5.5.1.1 Gabros 248
5.5.1.2 Dioritas 251
5.5.1.3 Tonalitas, Granodioritas y Granitos 253
5.5.1.4 Discusión 254
5.5.2. RADIOMETRÍA GAMMA NATURAL 260
5.6. COMPLEJOS ÍGNEOS ZONADOS: DATOS DE MAGNETIZACIÓN REMANENTE 267
5.6.1. COMPLEJO DE VALENCIA DEL VENTOSO 268
5.6.2. COMPLEJO DE BROVALES 270
5.6.3. COMPLEJO DE BURGUILLOS DEL CERRO 271
5.6.4. CONCLUSIONES 272
5.7. COMPLEJOS ZONADOS: REVISIÓN GLOBAL DE LOS DATOS DE DENSIDAD, SUSCEPTIBILIDAD, REMANENCIA Y RADIACIÓN GAMMA NATURAL 276

6. CARTOGRAFÍA GEOFÍSICA DE TRES COMPLEJOS ÍGNEOS ZONADOS DEL ANTIFORME DE MONESTERIO 286

6.1. METODOLOGÍA 286
6.1.1. INTRODUCCIÓN 286
6.1.2. ETAPAS 287
6.1.3. CAMPOS POTENCIALES 289
6.1.4. SEPARACIÓN DE ANOMALÍAS RADIOMÉTRICAS 289
6.2. CARTOGRAFÍA GEOFÍSICA DEL COMPLEJO PLUTÓNICO DE VALENCIA DEL VENTOSO 292
6.2.1. CARTOGRAFÍA RADIOMÉTRICA DEL COMPLEJO DE VALENCIA DEL VENTOSO 294
6.2.1.1 Imágenes radiométricas del complejo 294

6.2.1.2 Correlación de las medidas aéreas y terrestres 297
6.2.1.3 Zonas radiométricas de mínimo 304
6.2.1.4 Zonas radiométricas de máximo 309
6.2.1.5 Zonas radiométricas intermedias 311
6.2.2. CARTOGRAFÍA MAGNÉTICA Y GRAVIMÉTRICA DEL MACIZO DE VALENCIA DEL VENTOSO. MODELOS BIDIMENSIONALES 315
6.2.3. SÍNTESIS DE LAS CARTOGRAFÍAS RADIOMÉTRICA Y DE CAMPOS POTENCIALES. PROPUESTA DE CARTOGRAFÍA GEOFÍSICA DEL COMPLEJO DE VALENCIA DEL VENTOSO 324
6.2.3.1 Cartografía geofísica de las zonas de mínimo radiométrico 324
6.2.3.2 Cartografía geofísica de las zonas intermedias y de las zonas de máximo radiométrico 325
6.2.3.3 Consideraciones finales 330
6.3. CARTOGRAFÍA GEOFÍSICA DEL COMPLEJO DE BROVALES 333
6.3.1. CARTOGRAFÍA RADIOMÉTRICA DEL COMPLEJO DE BROVALES 334
6.3.1.1 Imágenes radiométricas del complejo 334
6.3.1.2 Zonas radiométricas de máximo 335
6.3.1.3 Zonas radiométricas de mínimo 343
6.3.1.4 Zonas radiométricas intermedias 344
6.3.2. CARTOGRAFÍA MAGNÉTICA Y GRAVIMÉTRICA DEL COMPLEJO DE BROVALES. MODELOS BIDIMENSIONALES 345
6.3.3. PROPUESTA DE CARTOGRAFÍA GEOFÍSICA DEL COMPLEJO DE BROVALES 352
6.4. CARTOGRAFÍA GEOFÍSICA DEL COMPLEJO PLUTÓNICO DE BURGUILLOS DEL CERRO 356
6.4.1. CARTOGRAFÍA RADIOMÉTRICA DEL COMPLEJO DE BURGUILLOS DEL CERRO 359
6.4.1.1 Datos reprocesados 359
6.4.1.2 Datos originales 363
6.4.2. CARTOGRAFÍA DE CAMPOS POTENCIALES DEL COMPLEJO DE BURGUILLOS DEL CERRO 370
6.4.3. SÍNTESIS DE LAS CARTOGRAFÍAS RADIOMÉTRICA Y DE CAMPOS POTENCIALES DEL COMPLEJO DE BURGUILLOS DEL CERRO 376
6.4.4. MODELOS BIDIMENSIONALES DEL COMPLEJO PLUTÓNICO DE BURGUILLOS DEL CERRO 381
6.5. CARTOGRAFÍA GEOFÍSICA DE TRES COMPLEJOS ÍGNEOS ZONADOS DEL ANTIFORME DE MONESTERIO: RESUMEN 385

7. CONCLUSIONES.....394

7.1. CONCLUSIONES RELATIVAS A LA METODOLOGÍA DEL MUESTREO Y ANÁLISIS PETROFÍSICO GENERAL.....394

7.2. CONCLUSIONES RELATIVAS A LA METODOLOGÍA DE APLICACIÓN DE LOS RESULTADOS PETROFÍSICOS A LA INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA.....398

7.3. CONCLUSIONES ESPECÍFICAS SOBRE RESULTADOS.....402

8. REFERENCIAS.....412

INDICE DE ANEXOS

ANEXO 1. PETROLOGÍA MAGNÉTICA: ASPECTOS ADICIONALES 430

ANEXO 2. PARÁMETROS. INSTRUMENTACIÓN. 445

ANEXO 3. FICHERO "PETROFÍSICA _TOTAL": LISTADO DE ARENISCAS 449

ANEXO 4. FICHERO "PETROFÍSICA _TOTAL": LISTADO DE VOLCANITAS . 453

ANEXO 5. FICHERO "PETROFÍSICA_TOTAL": LISTADO DE ROCAS INTRUSIVAS.. 457

ANEXO 6. FICHERO "PETROFÍSICA_TOTAL": LISTADO DE ROCAS METAMÓRFICAS 463

ANEXO 7. CARACTERIZACIÓN MEDIANTE RADIACIÓN GAMMA NATURAL DE UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS 469

SÍNTESIS GEOLÓGICA 470

MAPA RADIOMÉTRICO TERNARIO: SERIES CADOMIENSES DEL ANTIFORME DE MONESTERIO 476

MAPA TERNARIO: SUCESIONES VOLCANOSEDIMENTARIAS FINICADOMIENSES . 478

MAPA RADIOMÉTRICO TERNARIO: SERIES CÁMBRICAS 480

Flanco NE del Antiforme de Monesterio 480

Flanco SO del Antiforme de Monesterio 480

ANEXO 8. DECONVOLUCIÓN DE EULER 486

ANEXO 9. FICHERO "PETROFÍSICA_TOTAL": COMPLEJOS ÍGNEOS ZONADOS..... 496

ANEXO 10. PROCESO DE DATOS 504

MALLADO Y TRANSFORMADA DE FOURIER 506

REDUCCIÓN AL POLO 507

CONTINUACIÓN DE CAMPOS 507

GRADIENTE MAGNÉTICO VERTICAL 508

MAPAS DE SUSCEPTIBILIDAD APARENTE 511

ANEXO 11. APLICACIONES A LA PROSPECCIÓN MINERA 512

PROSPECCIÓN DIRECTA 516

PROSPECCIÓN INDIRECTA Y MODELOS DE INVESTIGACIÓN (ANTIFORME DE MONESTERIO).....520

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla I. Susceptibilidad de rocas comunes según varias fuentes 23

Tabla II. Densidad de algunos minerales (g/cm^3. Schön, 1995). 26

Tabla III. Densidad de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias (g/cm^3. Schön, 1995). 27

Tabla IV. Contenidos en K (%), U (ppm), y Th (ppm) de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias (Clark 1997) 29

Tabla V. Litologías y distribución de las 947 muestras de petrofísica. Antiforme de Monesterio 35

Tabla VI. 947 muestras por edad, unidad litoestratigráfica y plutónica. Antiforme de Monesterio 36

Tabla VII. Resumen del volumen del muestreo petrofísico regional y de detalle 41

Tabla VIII. Densidad y susceptibilidad de las areniscas. Antiforme de Monesterio 63

Tabla IX. Densidad y susceptibilidad de las volcanitas. Antiforme de Monesterio 80

Tabla X. Densidad y susceptibilidad de los granitos. Antiforme de Monesterio 89

Tabla XI. Densidad y susceptibilidad de las granodioritas, tonalitas y dioritas 92

Tabla XII. Densidad y susceptibilidad de los gabros. Antiforme de Monesterio 98

Tabla XIII. Densidad y susceptibilidad de las rocas plutónicas. Sector central del Antiforme de Monesterio 105

Tabla XIV. Densidad y susceptibilidad de las rocas metamórficas. Sector central del Antiforme de Monesterio 122

Tabla XV. Densidad y susceptibilidad de 655 muestras del Antiforme de Monesterio 135

Tabla XVI. Espectrometría de radiación gamma natural in-situ (% K, ppmU y ppm Th). Rocas ígneas del Antiforme de Monesterio 149

Tabla XVII. Distribución de muestras de tres complejos zonados del Antiforme de Monesterio 194

*Tabla XVIII. Rangos y medias de densidad (g/cm^3) y susceptibilidad (ucgs*10^6) de las dioritas de Valencia del Ventoso* 216

*Tabla XIX. Rangos y medias de densidad (g/cm^3) y susceptibilidad (ucgs*10^6) de los granitos de Valencia del Ventoso* 222

Tabla XX. Densidades y susceptibilidades de las rocas del Complejo de Valencia del Ventoso226

Tabla XXI. Espectrometría in situ (% K, ppmU, ppm Th) del Complejo de Valencia del Ventoso.....231

Tabla XXII. Densidades y susceptibilidades de las rocas del Complejo de Brovales.....240

Tabla XXIII. Espectrometría "in situ " (% K, ppmU, ppm Th) del Complejo de Brovales.....244

Tabla XXIV. Rangos y medias de densidad (g/cm^3) y susceptibilidad (ucgs $*10^6$) de los gabros de Burguillos.....249

Tabla XXV. Rangos y medias de densidad (g/cm^3) y susceptibilidad (ucgs $*10^6$) de las dioritas de Burguillos.....251

Tabla XXVI. Densidades y susceptibilidades de las muestras de rocas del Complejo de Burguillos del Cerro 255

Tabla XXVII. Espectrometría in situ (% K, ppmU, ppm Th) del Complejo plutónico de Burguillos del Cerro 261

Tabla XXVIII. Número de medidas de magnetización remanente natural. Muestras de Complejos ígneos zonados.....267

Tabla XXIX. Resumen de los datos petrofísicos de Burguillos, Valencia del Ventoso y Brovales 276

Tabla XXX. Resumen de los datos de magnetización-susceptibilidad (medianas) de Valencia del Ventoso, Brovales y Burguillos del Cerro.....279

Tabla XXXI. Datos radiométricos de los Complejos de Burguillos del Cerro, Valencia del Ventoso y Brovales.....280

Tabla XXXII. Promedios y desviaciones totales (μ_t, s_t), de fondo (μ_f, s_f) y áreas anómalas de máximo y mínimo de los complejos ígneos de Valencia del Ventoso, Brovales, y Burguillos del Cerro (a una, dos y tres desviaciones típicas s_f).....290

*Tabla XXXIII. Espectrometría (% K) del Complejo de Valencia del Ventoso. Significación de los coeficientes de correlación entre los datos in-situ y aéreos [t=r*raiz((N-2)/(1+r**2))] 300*

Tabla XXXIV. Porcentajes de potasio, sílice y hierro de rocas de Valencia del Ventoso (Pons, 1982).....313

Tabla XXXV. Rangos, promedios totales μ_t , y desviaciones típicas s_t, de los tres elementos radiactivos naturales en el complejo plutónico de Burguillos del Cerro (valores en malla). 367

TABLAS DE ANEXOS

Tabla A1 - I. Límites de tamaños para dominios SPM y SD (Clark, 1997) 431

Tabla A1 - II. Tipos de dominio según tamaño de magnetitas 431

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Síntesis Magna del Antiforme de Monesterio 18

Figura 2. Diagrama ternario de los óxidos de Fe – Ti. Temperatura de Curie, magnetización espontánea, susceptibilidad, y remanencia térmica de las titanomagnetitas según composición y tamaño de grano (Clark, 1997). 21

Figura 3. Rangos de variación de susceptibilidad y parámetro de Koenisgberger de minerales magnéticos (Clark, 1997). 21

Figura 4. Curvas de susceptibilidad – contenido en mineral magnético (Clark, 1997). 22

Figura 5. Rangos usuales de susceptibilidad en rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas (Clark, 1997). 25

Figura 6. Rangos usuales del parámetro de Koenisgberger Q en rocas ígneas y metesedimentarias (Clark, 1997). 28

Figura 7. Contenidos en K, U, Th de rocas ígneas según el tipo de evolución magmática (Dickson, 1997) 28

Figura 8. Diagrama K-Th obtenido in-situ con espectrómetro portátil (Shives et al, 1997) 28

Figura 9. Susceptibilidad de 657 muestras sobre mapa magnético reducido al polo. 37

Figura 10. Densidad de 657 muestras sobre mapa de anomalías de Bouguer 38

Figura 11. Diagrama de flujo de datos de petrofísica con indicación de la instrumentación usada 43

Figura 12. Diagrama densidad-susceptibilidad de 927 muestras del Antiforme de Monesterio . 48

Figura 13. Diagrama susceptibilidad-magnetización: principales minerales ferromagnéticos .. 51

Figura 14. Tendencias naturales observadas en datos susceptibilidad-magnetización 51

Figura 15. Diagrama K-Th: Complejos de Valencia del Ventoso, Burguillos y Brovales 52

Figura 16. Posición de las muestras de areniscas sobre síntesis geológica 64

Figura 17. Histogramas de densidad, susceptibilidad y diagrama d-k de las areniscas. 65

Figura 18. Susceptibilidad de las areniscas sobre mapa magnético reducido al polo 66

Figura 19. Posición de las muestras de volcanitas sobre síntesis geológica 81

Figura 20. Histogramas de densidad, susceptibilidad y diagrama d-k de las rocas volcánicas .. 82

Figura 21. Susceptibilidad de las rocas volcánicas sobre mapa magnético reducido al polo..... 83

Figura 22. Perfil magnético Norte-Sur. X=709400..... 84

Figura 23. Posición de las muestras de rocas intrusivas sobre síntesis geológica..... 106

Figura 24. Histogramas de densidad, susceptibilidad aparente y diagrama d-k de las rocas intrusivas..... 107

Figura 25. Susceptibilidad de las rocas intrusivas sobre mapa magnético reducido al polo.... 108

Figura 26. Posición de las muestras de rocas metamórficas sobre síntesis geológica..... 123

Figura 27. Histogramas de densidad, susceptibilidad y diagrama d-k de las rocas metamórficas..... 124

Figura 28. Susceptibilidad de las rocas metamórficas sobre mapa de campo magnético reducido al polo..... 125

Figura 29. Diagrama de susceptibilidad-magnetización de 126 muestras del Antiforme de Monesterio..... 133

Figura 30. Histogramas de densidad, susceptibilidad y diagrama d-k de rocas agrupadas..... 145

Figura 31. Diagrama d-k de algunas unidades metasedimentarias..... 146

Figura 32. Diagrama d-k de mineralizaciones..... 146

Figura 33. Diagrama Th-K de 114 muestras del Antiforme de Monesterio (GR-320: medidas in-situ)..... 150

Figura 34. Diagrama Th-U de 114 muestras del Antiforme de Monesterio (GR-320: medidas in-situ)..... 151

Figura 35. Mapa radiométrico ternario. Posición de 114 medidas (in-situ) del Antiforme de Monesterio..... 152

Figura 36. Campo magnético total (arriba) y anomalías de Bouguer (abajo). Sector central del Antiforme de Monesterio..... 166

Figura 37. Discontinuidades principales sobre continuación a 1 km del campo magnético total (arriba) y anomalías de Bouguer (abajo). Sector central del Antiforme de Monesterio..... 167

Figura 38. Deconvolución de Euler. Índice estructural igual a 1. Sector central del Antiforme de Monesterio..... 182

Figura 39. Imágenes de potasio y torio del sector central del Antiforme de Monesterio 185

Figura 40. Imágenes de uranio y radiométrica ternaria. Sector central del Antiforme de Monesterio 190

Figura 41. Síntesis Magna: área de los complejos de Valencia del Ventoso, Burguillos del Cerro y Brovales 196

Figura 42. Susceptibilidad de las muestras de los Complejos ígneos zonados 197

Figura 43. Densidad de las muestras de los Complejos ígneos zonados 198

Figura 44. Mapa ternario de los Complejos zonados. Posición de 149 medidas in-situ 199

Figura 45. El Complejo de Valencia del Ventoso: cartografía y estructura (según Pons, 1982, y Oleaga et al, 1999) 204

Figura 46. El Complejo de Brovales: cartografía y estructura (según Pons, 1982) 208

Figura 47. El Complejo de Burguillos según Pons (1982) y G. Casquero (1991): cartografía y arquitectura 214

Figura 48. Histogramas de densidad, susceptibilidad y diagrama d-k de 102 muestras del complejo de Valencia el Ventoso 229

Figura 49. Diagramas Th/U y Th/K de 41 muestras (in-situ) del complejo de Valencia del Ventoso 234

Figura 50. Histogramas de densidad, susceptibilidad y diagrama d-k de 53 muestras del Complejo de Brovales 243

Figura 51. Diagramas Th/U y Th/K de 33 muestras (in-situ) del Complejo de Brovales 247

Figura 52. Densidad, susceptibilidad y diagrama d-k de 111 muestras del Complejo de Burguillos del Cerro 259

Figura 53. Diagrama Th/K de 75 muestras (GR-320: in-situ) del Complejo de Burguillos del Cerro 265

Figura 54. Diagrama Th/U de 75 muestras (GR-320: in-situ) del Complejo de Burguillos del Cerro 266

Figura 55. Diagrama de susceptibilidad-magnetización de tres complejos ígneos zonados del Antiforme de Monesterio (99 mediciones) 275

Figura 56. Diagrama densidad-susceptibilidad: complejos de Valencia del Ventoso, Burguillos del Cerro y Brovales (266 muestras) 278

Figura 57. Diagrama K-Th: complejos de Valencia del Ventoso, Burguillos del Cerro y Brovales (149 datos) 284

Figura 58. Diagrama U-Th: complejos de Valencia del Ventoso, Burguillos del Cerro y Brovales (149 datos) 285

Figura 59. Radiometría gamma natural del complejo de Valencia del Ventoso 296

Figura 60. Correlación de resultados analíticos y de espectrometría terrestre en el complejo de Valencia del Ventoso 299

Figura 61. Correlación de valores espectrométricos aeroportados y terrestres en el complejo de Valencia del Ventoso 303

Figura 62. Diagrama Th-k de zonas radiométricas y valores espectrales al suelo. Complejo de Valencia del Ventoso 306

Figura 63. Imágenes de potasio de las zonas radiométricas intermedias. Complejo de Valencia del Ventoso 314

Figura 64. Anomalías magnéticas y de Bouguer del complejo de Valencia del Ventoso 317

Figura 65. Modelo gravimétrico y magnético de la zona SO del complejo de Valencia del Ventoso 320

Figura 66. Modelo gravimétrico y magnético de la zona NE del complejo de Valencia del Ventoso 321

Figura 67. Síntesis de zonaciones radiométricas y magnéticas del complejo de Valencia del Ventoso 326

Figura 68. Mapa de Bouguer y zonaciones radiométricas del complejo de Valencia del Ventoso 327

Figura 69. Propuesta de cartografía geofísica del complejo de Valencia del Ventoso 328

Figura 70. Radiometría gamma natural del complejo de Brovales 337

Figura 71. Diagrama Th-k de zonas radiométricas y valores espectrales al suelo. Plutón de Brovales 340

Figura 72. Correlación de resultados analíticos y de espectrometría terrestre. Plutón de Brovales 341

Figura 73. Correlación de resultados de espectrometría terrestre y aeroportada. Plutón de Brovales 342

Figura 74. Magnetismo y zonaciones radiométricas del complejo de Brovales 347

Figura 75. Gravimetría, topografía y zonaciones radiométricas del complejo de Brovales 350

Figura 76. Modelos gravimétricos del complejo de Brovales 351

Figura 77. Propuesta de cartografía geofísica del complejo de Brovales 355

Figura 78. Radiometría gamma natural del complejo de Burguillos del Cerro (vuelo de 1981, filtrado) 358

Figura 79. Radiometría gamma natural del complejo plutónico de Burguillos del Cerro (vuelo de 1981) 365

Figura 80. Complejo de Burguillos del Cerro: diagrama Th-K de zonas espectrométricas aéreas y valores radiométricos al suelo 369

Figura 81. Gravimetría y magnetismo del complejo de Burguillos del Cerro 372

Figura 82. Perfiles magnéticos y gravimétricos de los complejos ígneos zonados 373

Figura 83. Radiometría gamma natural e imágenes de campo potencial del complejo de Burguillos del Cerro (vuelo de 1981) 378

Figura 84. Síntesis de la cartografía geofísica integrada del complejo plutónico de Burguillos del Cerro 379

Figura 85. Modelo gravimétrico y magnético del complejo de Burguillos del Cerro: SOLUCIÓN DIORÍTICA 383

Figura 86. Modelo gravimétrico y magnético del complejo de Burguillos del Cerro: SOLUCIÓN GABROIDEA 384

FIGURAS DE ANEXOS

Figura A1 - 1. *Curvas susceptibilidad-temperatura (k-T) de diversos minerales magnéticos (Thompson y Oldfield, 1986) 441*

Figura A1 - 2. *Curvas de demagnetización AF de magnetita acicular SD, pequeña PSD y grande MD (Clark, 1997) 441*

Figura A1 - 3. *Relación fO_2 - T para soluciones sólidas en equilibrio usp-mt y hem-ilm. Recorridos calcoalcalino y gabroideo no oxidado (Grant, 1985).....441*

Figura A1 - 4. *Diagrama AMF de basaltos toleíticos del área de Matagami. Triángulos: muestras de mayor susceptibilidad. Agrupados: datos del mismo afloramiento (Urquhart y Strangway, 1985) 442*

Figura A1 - 5. *Relación fO_2 - T estimada a partir de la composición de minerales coexistentes (soluciones sólidas usp-mt, ulm-hem) en rocas extrusivas, agrupadas en 4 campos (Haggerty, 1976).....442*

Figura A1 - 6. *Composiciones de titanomagnetitas e ilmenitas en rocas ígneas (Piper, 1987), y metamórficas y sedimentarias (Grant, 1985).....442*

Figura A1 - 7. *Diversas trayectorias de oxidación de titanomagnetitas en basaltos (Haggerty, 1976) 443*

Figura A1 - 8. *Distintos tipos de exoluciones de óxidos de Fe-Ti (Haggerty, 1976) 443*

Figura A1 - 9. *Diagrama 1/T vs log fO_2, con distintos equilibrios redox (Takagi y Tsukimura, 1997) 443*

Figura A1 - 10. *Rangos de varación de SO_2 en granitos oxidados y reducidos (Takagi y Tsukimura, 1997) 444*

Figura A1 - 11. *Diagrama Eh-pH del sistema Fe-S-O (Grant, 1985).....444*

Figura A1 - 12. *Diagrama susceptibilidad-parámetro Q de muestras con diferentes mineralogías magnéticas (Airo, 1995).....444*

Figura A7- 1. *Columnas Magna de unidades metasedimentarias del flanco SO del Antiforme de Monesterio..... 485*

Figura A8 - 1. *Deconvolución de Euler: ventana de cálculo (abajo); efecto del cambio de índice estructural SI (arriba). GEOSOFT, 1996 ..... 494*

Figura A8 - 2. *Deconvolución de Euler. Índice estructural igual a 0 (arriba). Índice estructural igual a 1 (abajo). Sector central del Antiforme de Monesterio..... 495*

Figura A10 - 1. *Gradiente magnético vertical. Sector central del Antiforme de Monesterio . 511*

Figura A10 - 2. *Mapa de susceptibilidad magnética aparente: complejos zonados. Sector central del Antiforme de Monesterio 512*

0. RESUMEN

Se desarrolla en este trabajo una metodología para la interpretación geológica regional y de detalle de campañas de geofísica aeroportada de alta resolución y gravimetría terrestre, con fuerte apoyo en la determinación de ciertas propiedades físicas de las rocas (densidad, susceptibilidad magnética, magnetización remanente y espectrometría de radiación gamma natural). Esta metodología se aplica a escala regional en el análisis estructural del sector central del Proterozoico Superior del Antiforme de Monesterio y de su flanco Sur Cámbrico (borde Sur del terreno conocido como Zona de Ossa-Morena, ZOM, Suroeste peninsular), y a escala de detalle, en la propuesta de cartografía de superficie y subsuelo de varios complejos ígneos zonados del área de Monesterio. En estos sectores existen trabajos aéreos de alta resolución y gravimétricos de reciente adquisición.

La metodología general, independiente de la escala de trabajo, comprende los siguientes aspectos:

1) Preparación de una cartografía geológica sintética de referencia que facilite el estudio del magnetismo y radiometría aeroportados. Esta tarea es imprescindible para la definición de los recorridos de toma de muestras en campo y el análisis de los datos de petrofísica que se vayan obteniendo, lo que sirve para controlar la bondad del muestreo y/o la necesidad de tomar muestras adicionales. En campo se recoge una cantidad muestra suficiente para alimentar toda la analítica de petrofísica, ajustada a normas establecidas o procedimientos aceptados.

2) Para el análisis de los resultados del estudio petrofísico se recurre repetidamente al uso de diagramas bivariantes, que proporcionan una visión inmediata de los rangos y modas de los datos de que se trate, facilitan el diagnóstico litológico, y tienden a caracterizar de forma precisa las tendencias petrofísicas existentes en los grupos rocosos estudiados.

3) El elemento metodológico más importante de esta Tesis ha consistido en la determinación del conjunto de propiedades físicas de las rocas exactamente relevante para la interpretación de campañas gravimétricas y aeromagnetoradiométricas, en tanto que determinantes de la respuesta geofísica de los macizos rocosos frente a los métodos usados. Es muy infrecuente la determinación e interpretación conjunta de todos estos parámetros. De ello se derivan importantes sinergias en la interpretación geológica simultánea de las correspondientes campañas de geofísica.

4) En el ámbito de la integración y combinación de los resultados petrofísicos con procedimientos adecuados de tratamiento e interpretación de las imágenes radiométicas y de campo potencial, en la interpretación de detalle se ha seguido un esquema de análisis cuantitativo, en el que sucesivamente se ha procedido a:

-La separación de las anomalías radiométricas,

-La identificación en términos litológicos de las firmas radiométricas aeroportadas

-El estudio de las relaciones entre las diferentes respuestas (magnéticas-gravimétricas-radiométricas),

-La interpretación semicuantitativa por modelado de varios perfiles 2D que ejemplificaran los datos de la petrofísica (para el análisis de profundidades también se hace uso del método de Deconvolución de Euler), y finalmente,

-El establecimiento de una propuesta de cartografía del suelo y del subsuelo.

Se trata de un esquema, basado, o guiado, por la explotación los datos radiométricos aeroportados y en tierra, de relación más directa con el mapa geológico, pero sin infravalorar la información proporcionada por los datos de campo potencial, esencial para añadir la tercera dimensión a la solución propuesta.

En definitiva, la metodología consiste en la definición de la estrategia de recogida y análisis de todo el conjunto de propiedades físicas que determina la respuesta geofísica de los macizos rocosos frente a los métodos usados, lo que en combinación con procedimientos adecuados de tratamiento de las imágenes radiométricas y de campo potencial, resulta imprescindible para:

- La *interpretación geológico-estructural* regional de grandes áreas, como la que ha sido citada en el Antiforme de Monesterio, basada en la caracterización petrofísica de la zona de estudio, y,
- Cualquier tipo de interpretación de detalle relacionada con la prospección de recursos geológico-mineros.

Esta Tesis contempla una aplicación relacionada con la investigación de rocas industriales, basada en el análisis e identificación litológica de las zonaciones espectrométricas (de radiación gamma natural aeroportada y en tierra) y magnéticas de una serie de complejos plutónicos del núcleo del Antiforme. De ello se deriva un esbozo de una propuesta de

cartografía de superficie de los mismos, mientras que para su cartografía del subsuelo se hace uso de los métodos de campo potencial con los datos de petrofísica disponibles.

En la campaña petrofísica regional se han realizado 657 determinaciones de densidad y susceptibilidad magnética de muestras de roca. Estas muestras se han recogido en una superficie de unos 3000 km^2 (fundamentalmente en las hojas 853, 875, 876, 896, 897, 898, 918 y 919 del MTN a escala 1:50.000). Adicionalmente, se han medido 126 magnetizaciones remanentes y 114 concentraciones espectrométricas (radiación gamma natural: %K, ppm Th, ppm U) "in situ". Esto ha supuesto la realización de un estudio petrofísico muy completo y exhaustivo, cuyos resultados han permitido caracterizar las rocas pesadas (espilitas, anfibolitas, gabros, ultrabásicas), las ligeras (metasedimentarias, volcanitas ácidas y granitoides); los marcadores magnéticos de la región (espilitas, queratófidos, porfiroides, serpentinitas, algunos gabros y granitos albíticos), y las rocas paramagnéticas (metasedimentarias y graníticas); así como determinar los niveles de radiación y zonaciones radiométricas de buena parte de las rocas ígneas del Antiforme citado. La inducción domina sobre la remanencia, en general viscosa, consecuencia de que el principal mineral ferromagnético es la magnetita multidominio. Algunas volcanitas, y los gabros con tendencias de exolución de ilmenita-magnetita, son las rocas de mayor magnetización remanente entre las estudiadas.

En las imágenes geofísicas regionales se han identificado las anomalías magnéticas, gravimétricas y radiométricas producidas por los macizos rocosos del Antiforme. Así, en el núcleo precámbrico superior del Antiforme de Monesterio y flanco SO cámbrico dominan las rocas ligeras (modas < 2.60 g/cm^3) metasedimentarias (areniscas), metamórficas (pizarras, esquistos) e ígneas (granitoides precámbricos y prehercínicos), por lo que el mapa de anomalías de Bouguer muestra un gran eje de mínimos en toda la parte central de la zona de estudio, en la que se marcan ligeramente los gabros de Fregenal y pasan desapercibidos los de Jerez. Las modas altas (> 2.75 g/cm^3) son debidas a rocas intrusivas y volcánicas básicas y anfibolitas, y producen dos flancos de máximos alrededor del mínimo citado: 1) Al NE del Antiforme existe una gran zona de máximos desde el complejo diorítico-gabroideo de Burguillos del Cerro, siguiendo por la parte Norte, diorítica, de Valencia del Ventoso, y por las anfibolitas de Montemolín-ultrabásicas de Cabeza Gorda; 2) Otro

máximo se sitúa al SO según toda la amplia banda de espilitas y sus intrusiones básicas asociadas.

Respecto a los datos de susceptibilidad, se configura como paramagnético todo el núcleo proterozoico del Antiforme de Monesterio con migmatitas, pizarras, cuarcitas, esquistos, anfibolitas, granitos y granodioritas. Se han obtenido susceptibilidades más altas en las volcanitas finicadomienses (Fms. Malcocinado y Bodonal), y sobre todo, en serpentinitas, espilitas y queratófidos. Se registran valores bajos de susceptibilidad en las areniscas y rocas metamórficas cámbricas, aunque existen en ambas modas moderadas. Los granitos y granodioritas precámbricos y cámbricos son paramagnéticos en general, exhibiendo un campo de bajo relieve, salvo alguna zonación magnética menor en Los Remedios, Zahínos y Táliga, y el caso de los granitos sódicos de Jerez y Pintado, que son incluso más ferromagnéticos que los gabros a los que se encuentran yuxtapuestos. Los gabros son polimodales, con una moda baja importante que hace su cartografía magnética incierta, lo que también es debido a que su entorno suele ser más magnético que los gabros mismos.

El reflejo de todas estas propiedades petrofísicas en los mapas magnético y gravimétrico regionales hace que el sector central del Antiforme de Monesterio se configure, desde el punto de vista estructural, como una región con tres características muy destacadas, a saber: 1) Su perfecta delimitación por ejes mayores de anomalías de campo potencial, que delinean la división en dominios estructurales de la zona centro-Sur de Ossa-Morena, 2) Sus depocentros precámbricos y cámbricos con características de densidad y susceptibilidad muy contrastadas, y, 3) Sus abundantes y espectaculares anomalías de campo potencial (incluso claramente observables a escala peninsular), causadas por un ubicuo magmatismo de amplio espectro litológico.

Por lo que se refiere a la cartografía radiométrica regional, las medidas en tierra (114 datos) indican que los granitos y granodioritas, dentro de un nivel radiactivo superior al del resto de rocas muestreadas, presentan un amplio rango de valores radiométricos con una gran variedad de anomalías, en general potásicas (firmas de K+Th: granitos del Castillo y Calera, leucogranitos de Monesterio; de K+U: leucogranitos citados, granodioritas de Monesterio y Pallares, granitos de Tablada y Bazana), salvo en el caso de granitos sódicos de tendencia alcalina (respuestas de U+Th: granitos de Los Remedios, Jerez, El Pintado y

Zahínos). En contrate, los gabros son con diferencia los cuerpos menos radiactivos, especialmente Aguablanca, la mitad Sur de Fregenal, y las partes máficas de Jerez. En consideración al carácter de su emisión radiactiva, son homogéneos los gabros de Aguablanca, Pintado y Valera, y heterogéneo Jerez. Entre los gabros marcan diferentes tendencias evolutivas paralelas en un diagrama K-Th Aguablanca y Jerez por un lado, y Fregenal, Pintado y Valera por otro, lo que puede tener incidencia en la prospección minera, pero los resultados no pueden ser concluyentes por el bajo nivel de muestreo alcanzado.

La parte específica del muestreo, con 266 mediciones de densidad y susceptibilidad, 99 de magnetización remanente y 149 de concentraciones espectrométricas, se ha centrado en tres Complejos Ígneos Hercínicos Zonados del núcleo proterozoico del Antiforme de Monesterio, situados entre las hojas 853, 875, y 876: Valencia del Ventoso, Brovales y Burguillos del Cerro. En superficie estas masas representan unos 250 km^2 de intrusión, exhibiendo un amplio espectro litológico (cuerpos complejos, generalmente poliintrusivos), que comprende desde granitos a gabros, por lo que resultan bastante anómalos desde el punto de vista de los métodos geofísicos de trabajo. Los tres complejos se caracterizan por su heterogeneidad petrofísica, tanto en densidades como en susceptibilidades, con ejemplares de gabros, dioritas, tonalitas, granodioritas y granitos, en general polimodales, que dibujan diferentes tendencias en el diagrama susceptibilidad-densidad: una ligera y paramagnética (la mayor parte de granitos, granodioritas y parte de tonalitas y dioritas), y otras más pesadas y ferromagnéticas de distinta intensidad (polimodalidad de susceptibilidades), debidas a gabros, dioritas, monzodioritas y tonalitas. La intensidad de las modas más elevadas de densidad y suceptibilidad del espectro grabro-monzodiorítico de Burguillos del Cerro y Valencia del Ventoso produce anomalías de campo potencial observables incluso a escala peninsular.

Los datos radiométricos medidos en tierra presentan diferentes contenidos y evoluciones de elementos radiactivos en cada complejo, desde los más bajos correspondientes a los términos más básicos, gabrodioríticos, de Burguillos del Cerro, a los más altos de los elementos graníticos tardíos más evolucionados, pasando por los de las rocas intermedio-ácidas de los tres complejos, que son los tres conjuntos rocosos de respuesta radiométrica más fácilmente discernible. Estos datos permiten anticipar las buenas posibilidades

cartográficas de la radiometría aeroportada. Estas posibilidades son explotadas por el uso conjunto de los datos terrestres y aéreos. Sobre los datos aéreos se ha realizado la zonación cualitativa de las imágenes ternarias, total y de máximos y mínimos, y los mapas monoelementales de %K, ppmU, y ppmTh. Además, la caracterización estadística de los niveles de fondo radiométricos de la totalidad de cada plutón, ha permitido separar y definir de manera cuantitativa las anomalías de máximo y mínimo a partir de ciertos percentiles de los histogramas de cada elemento radiactivo. La identificación en términos litológicos de estas zonas anómalas radiométricas aeroportadas se realiza mediante los datos al suelo. La propuesta de cartografía de superficie resultante se ha basado fundamentalmente en la interpretación de las anomalías radiométricas, teniendo en cuenta las expresiones magnéticas y gravimétrica de los complejos. Las anomalías de campo potencial resultan fundamentales para un esbozo de la cartografía del subsuelo de los mismos, de la que se ofrecen perfiles verosímiles de acuerdo con su cartografía de superficie, campos anómalos registrados, y propiedades físicas medidas. Dada la ambigüedad de los métodos geofísicos empleados, no puede tratarse nunca de soluciones definitivas, sino de propuestas cartográficas compatibles con los niveles de información disponibles en este trabajo.

Debe señalarse, por último, la calidad del registro petrofísico de rocas ígneas, principales responsables de las anomalías geofísicas registradas, en el que, además de los datos referentes a volcanitas, se dispone de información de 35 intrusiones del sector central del Antiforme de Monesterio, con unos 500 ejemplares de rocas plutónicas. Por ello, la base de datos correspondiente constituye una referencia obligada de cualquier estudio geofísico de estas rocas mediante radiometría gamma natural y campos potenciales; por ejemplo, la modelización bi y tridimensional magnética y gravimétrica de complejos plutónicos constituye una aplicación inmediata de los datos de petrofísica presentados en esta Tesis. En buena medida la Tesis se configura como un trabajo de Infraestructura de Conocimiento, de manera que los aspectos interpretativos ilustran la utilidad de los datos de petrofísica y de los procesos de tratamiento empleados.

ABSTRACT

A methodology for the *geological interpretation* of magnetic and radiometric high-resolution flights and ground gravity surveys is developed here. The methodology implies intense use of some petrophysical properties, namely, rock density and magnetic susceptibility, rock remnant magnetizations and "in situ" spectrometric assays (natural gamma radiation: %K, ppm Th, ppmU). The selected area for study is the central part of the Monesterio Antiform (Southwesternmost belt of a terrane known as Zona de Ossa-Morena, ZOM) where ground gravity data (adquired during the years 2001 and 2002) and a magnetic and radiometric high-resolution flight (1997) are available. The methodology consists of several steps:

1) Initially, a reference geological synthesis is elaborated to enable a first analysis of the airborne magnetic and radiometric survey. The field trips to pick up the samples are defined, and a preliminary study of the petrophysical measurements is made and continually updated as new results are collected, so that the quality of the sample is always monitorized.

2) The petrophysical results are extensively analyzed by means of bivariant diagrams, which offer an straight image of the modes and variability of the studied data, allow litological identification, and precisely characterize the petrophysical trends displayed by the data.

3) The measurement and analysis of the complete set of physical properties exactly relevant for the geological interpretation of the airborne and ground surveys in an extense and complex area is the most important methodological aspect of this work. The measurement and integrated analysis of all the parameters involved in the interpretation of the airborne surveys is very infrequent. As a result, the geological interpretation of the surveys is clearly improved.

4) Finally, adequate procedures of image interpretation are developped. The processing techniques integrate the petrophysical results following a cuantitative scheme beginning with the isolation of the airborne radiometric anomalies. The identification in lithological terms of these anomalies is made with the aid of the ground determinations. The procedure continues with the study of the crossrelationship between the measured fields (magnetic, gravimetric and radiometric), follows with 2D modelling of several potential-field profiles showing the application of the petrophysical data (depth analysis is also carried out by means of Euler Deconvolution), and ends up with a proposal of ground and underground mapping. The scheme is ruled by the radiometric interpretation, most directly related with

the geological map, followed by an integrated use of the information provided by the potential field data, which adds the third dimension to the solution proposed.

In short, the measurement and analysis of the complete set of physical properties relevant for the geological interpretation of the geophysical surveys involved, combined with adequate procedures of radiometric and potential image processing, have been the essential methodological aspects involved in this work.

This methodology is required by:

-The geological and structural analysis of a big area, as the one under study in the Monesterio Antiform, supported by a strong petrophysical knowledge, and

-Any kind of detailed interpretation related with the search for geological and ore resources, as the ground and underground mapping of some hybrid igneous complexes occurring in the core of the Monesterio Antiform.

In this work, the regional petrophysical sample consist of 657 densities and magnetic susceptibilities, 126 remanent magnetizations measurements and 114 ground spectrometric determinations. The area covered is of about 3000 km^2 (map sheets 853, 875, 876, 896, 897, 898, 918 and 919 of the MTN 1:50.000 scale series). In the dataset heavy rocks (spilites, amphibolites, gabbroic and ultrabasic suites) and light rocks (metasedimentary, acid volcanics and granitoids) can easily be distinguished. The magnetic markers of the area are spilites, queratophyres, serpentinites and some gabbros and albitic granites. The paramagnetic sets are metasedimentary and granitic rocks. Induction dominates remanence, which is only important in some volcanites and the gabbroic rocks; multidomain magnetite is the main ferromagnetic mineral.

In the regional magnetic, gravimetric and radiometric maps, the main anomaly sources have been identified. For instance, within the late Precambrian belt and Cambrian SW flank of the Antiform, light rocks of densities lower than 2.60 g/cm^3 such as greywackes, shales, schists, and acidic igneous rocks largely prevail. The Bouguer anomaly map depicts an important negative trend over the central area of the Antiform, which remains nearly undisturbed even over the gabbroic masses of Fregenal and Jerez. Higher density values (> 2.75 g/cm^3) are due to amphibolites and basic volcanites and intrusives. These sets of rocks produce two positive gravity lines which surround the aforementioned Bouguer main

minimum: 1) the Northeastern one runs from the gabbroic-dioritic complex of Burguillos, through the Northern part of Valencia del Ventoso massif, ending in the Cabeza Gorda ultrabasic area; 2) the Southwestern trend appears over a broad spilite belt and its associated basic intrussions.

According to the susceptibility measurements, the Proterozoic core of the Monesterio Antiform, which consits of migmatites, shales, quartzcites, schists, amphibolites, granites, and granodiorites, is clearly paramagnetic. Late Cadomian volcanites (Fms. Malcocinado and Bodonal), and especially serpentinites, spilites, and queratophyres, show much higher susceptibility values. Rest of lithologies, as sandstones and metamorphic rocks of Cambrian age are mainly paramagnetic, although some moderate susceptibility modes have been recorded. Late Proterozoic and Cambrian granites and granodiorites are paramagnetic, except some minor areas in Los Remedios, Zahínos and Táliga granites, and the case of the sodic Jerez and Pintado granites which are strongly ferromagnetic, even more than the gabbros they are related to. Gabbros exhibit several susceptibility modes, with the lower one being the most relevant in many cases. This, and the fact that their environment is usually highly magnetic, makes magnetic mapping of gabbros very uncertain.

According to the measured petrophysical contrasts, the regional magnetic and gravimetric maps of the Monesterio Antiform show three remarkable characteristics: 1) A set of very well defined potential field trends which delineate the main structural domains of the Antiform, 2) The contrasting differences of densities and magnetic susceptibilities between the precambrian an the cambrian basins, and, 3) The great number of intense anomalies caused by a varied magmatism widely spread over the Antiform. These anomalies are clearly displayed even at a peninsular scale.

With respect to gamma natural radiometric mapping, ground data (114 measurements) prove that granites and granodiorites show a higher degree of radiactivity than the rest of the samples. They depict a wide range of radiometric values, the anomalies being mainly of potassic character (K+Th responses: Castillo, leucogranites, Calera; K+U: leucogranites, Monesterio, Pallares, Tablada, Bazana) except those from some sodic granites with an alcaline pattern (U+Th: Los Remedios, Jerez, El Pintado and Zahínos). In contrast, gabbros are the less radiactive bodies (especially Aguablanca, Southern part of Fregenal, and the

mafic areas of Jerez). Aguablanca, Pintado and Valera gabbros are homogenous and the Jerez gabbro is heterogeneous. Both Aguablanca and Jerez show very similar evolutive trends in a K-Th diagram, which is different of the one depicted by Fregenal, Pintado and Valera gabbros. These facts might have influence in ore searching, but the results are not concluding because of the low number of measurements made.

In the detailed part of the petrophysical sample, 266 densities and magnetic susceptibilities, 99 remnant magnetizations and 149 ground spectrometric assays have been determined. These data come from sites located in three hercynian hybrid igneous complexes centered in the core of the Monesterio Antiform, namely, Valencia del Ventoso, Brovales and Burguillos del Cerro massifs. These intrusions represent an area of some 250 km^2, and consist of a broad litological range, from granites to gabbros, showing big magnetic, gravimetric and radiometric anomalies. With respect to petrophysical properties, the three complexes are very heterogeneous, v.g., with samples that depict different trends in a density-susceptibility diagram: the paramagnetic line is caused by granites, granodiorites, and part of the tonalities and diorites, the heavier and ferromagnetic one is due to suites of gabbros, diorites, monzodiorites, and tonalities. The higher density and susceptibility rock modal values cause potential anomalies observable at a peninsular scale.

Ground radiometric data (149 measurements) from the igneous complexes show a great variety of contens and evolutive histories, ranging from the gabbro-dioritic suite of the Burguillos body to the the late, most evolved granitic set, through the intermediate rock groups of all complexes, wich are the three main suites distinguishable in the data. The ground data anticipate good possibilities for radiometric mapping of the studied igneous bodies. In fact, these possibilities are exploited by the join use of the ground and aerial radiometric data. The zoning shown by the different airborne radiometric images (ternary, %K, ppmU, and ppmTh) has been analyzed. A straight statistical procedure of anomaly separation has delineated in a cuantitative way the radiometric maximum, intermediate and minimum zones of each intrusive stock. These areas are translated into litological terms with the aid of the ground measurements to obtain a proposal of surface radiometric mapping of the hybrid complexes. These surface solutions are combined with the magnetic and gravimetric responses of each stock, which are mainly used for the underground delineation of the igneous masses. Due to the well-known ambiguity of the geophysical

methods employed, the final solution can not be of a definite character; it only represents a cartographic image compatible with the available levels of information (anomalous fields, ground cartography, and petrophysical data) which have been used in this work.

Finally, the completness and quality of the petrophysical record obtained must be emphasized. This is especially true in the case of the igneous rocks. Now, relevant petrophysical information of 35 intrusions in the core of the Monesterio Antiform is available. With some 500 records of plutonic rocks, the petrophysical database constitutes an outstanding reference for any study of these rocks by means of natural gamma radiation and potential fields; for example, their potential field modelling is a straight application of the results provided here. For this reason, this work can be considered as one concernig the earth-science basic knowledge structure, in which the interpretative aspects ilustrate both the use of the petrophysical data and the processing techniques employed.

1. OBJETIVOS

El objetivo de esta Tesis Doctoral consiste en el establecimiento de una metodología para *la optimización* de la interpretación geológico-estructural de campañas de geofísica aeroportada de alta resolución y gravimetría terreste. La metodología se basará en un fuerte apoyo en la determinación de ciertas propiedades físicas de las rocas, justamente aquéllas que con sus contrastes naturales producen las anomalías registradas por los sensores magnéticos, radiométricos y gravimétricos. Estas propiedades físicas son el peso específico y la susceptibilidad magnética aparente de las rocas, su magnetización remanente natural, y su emisión radiométrica gamma natural expresada como contenidos de los radioelementos K, U y Th.

El desarrollo metodológico se centra en dos aspectos íntimamente relacionados:
- Por un lado, se pretende definir la estrategia de recogida y análisis de todo el conjunto de propiedades físicas exactamente relevante para la caracterización petrofísica de los macizos rocosos estudiados frente a las señales geofísicas registradas. Esta caracterización se configura como una herramienta de primer orden para el diagnóstico litológico, pues ocurre que el nivel de correlación litología-petrofísica se suele ver notablemente incrementado cuando se analizan varios parámetros en vez de sólo uno o dos.
- En segundo lugar, se pretende integrar toda la información petrofísica obtenida sobre el terreno, dentro de procedimentos adecuados, algunos estandarizados, otros desarrollados en este trabajo, de tratamiento combinado de las imágenes radiométricas y de campo potencial, para explotar al máximo la interpretación de tales imágenes.

Mediante esta metodología de estrecha ligazón entre los datos aéreos y los de petrofísica sobre las rocas que producen las anomalías geofísicas, se intentará alcanzar el objetivo último de la *la optimización de la interpretación geológica* de campañas de geofísica aeroportada de alta resolución, magnéticas y radiométricas, y de gravimetría terrestre, en grandes áreas, tanto a escala regional como de detalle. Este objetivo se plantea en la parte central del Antiforme de Monesterio, en donde se encuentran disponibles este tipo de datos, adquiridos recientemente (vuelo de alta resolución de 1997, gravimetría estructural de 2002).

A escalal regional, el objetivo de *optimización citado* requiere en primer lugar un muestreo petrofísico, de densidad y susceptibilidad magnética, general de la zona de estudio, es decir, el área central del Antiforme de Monesterio (en términos geológicos, parte de su núcleo proterozoico y flancos cámbricos), en una superficie aproximada de unos 3000 km^2 equivalentes a 6 hojas del MTN a escala 1:50.000 (hojas nº 853, 875, 876, 896, 897, 898, 918 y 919). En segundo lugar, son necesarias una serie de mediciones sobre el terreno (espectrometría in-situ), más la preparación de muestras y consiguientes mediciones de laboratorio, que se han llevardo a cabo en los centros correspondientes del Instituto Geológico y Minero de España y la Unidad de paleomagnetismo de la FC Físicas de la UCM.

Con todo ello se van a determinar un total de unas 650 densidades y susceptibilidades magnéticas, junto con algo más de un centenar de magnetizaciones remanentes y concentraciones espectrométricas a partir de datos de radiación gamma natural sobre el terreno. De esta manera se van a discriminar los diversos conjuntos de rocas pesadas/ligeras y ferro/paramagnéticas, la intensidad de su remanencia, y sus niveles de emisión radiométrica gamma natural.

Una vez establecidas las directrices generales para la interpretación geofísica a escala regional, se analizarán a continuación las imágenes globales y se identificarán las anomalías magnéticas, gravimétricas y zonaciones radiométicas producidas por las variedades litológicas y estructurales del Antiforme de Monesterio.

Alcanzada *la interpretación geológica* de la geofísica existente mediante la caracterización petrofísica regional, se puede plantear en segunda instancia objetivos metodológicos de más detalle, relacionados con el establecimiento de guías geofísicas para la investigación de distintos tipos de recursos geológicos en el área estudiada. Esto supone la determinación a escala local de los parámetros petrofísicos anteriores según un muestreo de mayor detalle en zonas específicas de interés, como son los complejos plutónicos zonados, abundantemente explotados para la extracción de material de cantera, y, eventualmente, en zonas de skarn y con indicios mineros de diversas características. En estas áreas se realizará un muestreo de detalle con unos 300 ejemplares adicionales (aproximadamente, una muestra por km^2, frente a una cada 5 km^2 en el desmuestre regional), más otro centenar y

medio de sitios de medición de magnetizaciones remanentes y concentraciones espectrométricas.

Los resultados de la muestra local, combinada con tratamientos específicos de imágenes radiométricas y de campo potencial adecuados para la integración de los datos petrofísicos tomados sobre el terreno, permitirá ofrecer propuestas de cartografía del suelo y subsuelo de las zonas estudiadas en detalle, concretamente, de tres complejos ígneos híbridos del núcleo del Antiforme de Monesterio (stocks hercínicos de Valencia del Ventoso, Burguillos del Cerro y Brovales).

Toda esta información servirá para evaluar la capacidad prospectiva de los métodos geofísicos aeroportados en la zona de trabajo. La concordancia o desacuerdo de las diferentes anomalías geofísicas sobre los distintos entornos geológicos restringidos a investigar, permitirá realizar estimaciones bastante aproximadas de la potencialidad de las técnicas geofísicas aeroportadas y de campo potencial para la prospección de recursos en la región estudiada, análisis que se verá considerablemente optimizado por el apoyo de medidas petrofísicas sobre el terreno, según el esquema metodológico que se pretende implementar en este trabajo.

Por último, se tratará de difundir adecuadamente estos resultados, que quedarán disponibles para el público en general en los fondos documentales y bases de datos del IGME, en beneficio de los sectores (empresariales, universitarios, administración autonómica) que puedan interesarse por los mismos. En buena medida la Tesis pretende ser un trabajo de Infraestructura de Conocimiento, de manera que los aspectos interpretativos ilustran la utilidad de los datos de petrofísica. A este respecto debe destacarse el registro petrofísico de rocas ígneas en el que, además de los datos referentes a volcanitas, se van a muestrear las aproximadamente 35 intrusiones del sector central del Antiforme de Monesterio, con unos 500 ejemplares de rocas plutónicas, de manera que la base de datos correspondiente constituirá un hito de referencia obligada de cualquier estudio geofísico de estas rocas; por ejemplo, la modelización bi y tridimensional de campo potencial de complejos plutónicos constituye una aplicación inmediata de los datos de petrofísica que se van a presentar en esta Tesis.

2. INTRODUCCIÓN: JUSTIFICACIÓN Y MEDIOS

Es cada día mayor la importancia que se concede a la realización de estudios petrofísicos y de petrología integrados en bases de datos apropiadas con información geológica y geoquímica, para la interpretación geológica de campañas de geofísica aeroportada, magnéticas y radiométricas, y de gravimetría terrestre (v.g., Henkel, 1991, 1994; Clark, 1997; Dickson y Scott, 1997). Debido a esta importancia, aunque los trabajos petrofísicos son costosos, estos estudios se están imponiendo como etapa previa a la interpretacion geofísica aeroportada y en tierra, tanto regional como de detalle. Ahora bien, es preciso destacar que los análisis petrofísicos suelen tener un carácter parcial, centrándose ya en aspectos de magnetismo (v.g., Urquhart y Strangway, 1985; Clark, 1997), de magnetismo y gravimetría (v.g., Henkel, 1991, 1994), o ya de radiación gamma natural (v.g., Dickson y Scott, 1997). Tan infrecuente como la consideración global de todos los parámetros físicos de las rocas involucrados en la interpretación de campañas aeroportadas, magnéticas y radiométricas, de alta resolución, y de gravimetría terrestre, es la adecuación de procesos de tratamiento de las imágenes geofísicas que integren los resultados petrofísicos, de modo que la interpretación citada quede intímamente ligada al terreno.

Existen un cierto número de este tipo de trabajos aeroportados en el Antiforme de Monesterio, que es una de las estructuras fundamentales de Zona de Ossa-Morena, ZOM, en el Sur de la provincia de Badajoz:

*Vuelos magnéticos y radiométricos realizados por ENUSA entre 1981-82 en toda la ZOM para la prospección de minerales radiactivos (IGME, 1991; García Lobón y Granda Sanz, 1993).
*Vuelo magnético y radiométrico de alta resolución realizado por el IGME en 1997 para la prospección geológico-minera de la Faja Pirítica y del borde SO de la ZOM (Bates y García Lobón, 1998).
*Gravimetrías regionales del IGN (Mezcua *et al*, 1996) y ENRESA
*Gravimetría con una densidad de un punto por km^2, adquirida recientemente por el IGME (2001-2002).

Todo ello en un área de superposición que aproximadamente cubre el ámbito de las hojas del MTN 1:50.000 nºs 853, 875, 876, 896, 897, 898, 918 y 919, en el límite de las provincias de Badajoz, Huelva y Sevilla (**figura 1**).

Estos trabajos (en la **figura 1** se indica el límite del vuelo del alta resolución en el sector central del Antiforme de Monesterio) justifican sobradamente que se haya abordado el estudio petrofísico, de determinación de densidades y susceptibilidades magnéticas (acompañada con datos adicionales de remanencia) sobre muestras de roca, y medición in situ de radiación gamma natural con espectrómetro de mano, de las rocas del sector central del Antiforme de Monesterio, cuyos resultados se describen aquí.

Por otro lado, una de las líneas de actividad integrada más importante del Área de Geofísica del IGME es la recopilación y construcción de bases de datos de geofísica aeroportada y gravimetría, el desarrollo metodológico para el tratamiento y el análisis de este tipo de datos, así como la caracterización petrofísica de los grupos rocosos estudiados, necesaria para su interpretación. Esta caracterización se configura como una herramienta de primer orden para el diagnóstico litológico, como se podrá comprobar con este estudio.

Durante los años 2000-2002 se efectuó un muestreo general de la zona de estudio, es decir, el área del vuelo de 1997 en el Antiforme de Monesterio (perímetro en azul en **figura 1**; en términos geológicos, la parte central de su núcleo proterozoico y flancos cámbricos, más algunas intrusiones como las de Olivenza y Táliga-Barcarrota, en las hojas 827 y 852, fuera del perímetro citado), y de detalle de tres de sus complejos ígneos zonados (Valencia del Ventoso, Brovales, y Burguillos del Cerro), hasta un total de 947 ejemplares en una superficie aproximada de unos 3000 km^2 equivalentes a 6 hojas 1/50.000.

Las mediciones se han llevado a cabo en los laboratorios del Instituto Geológico y Minero de España y el Centro de paleomagnetismo de la FC Físicas de la UCM, compredíendo la obtención de los siguientes parámetros: 1) 947 densidades y susceptibilidades aparentes; 2) 267 concentraciones espectrométricas (radiación gamma natural in-situ: %K, ppmU, ppmTh), y 3) 234 magnetizaciones remanentes. Además, se ha realizado un ensayo de medición de la anisotropía magnética en 12 sitios (con unos 10 datos por sitio) en rocas ígneas (5 en volcánicas y 7 en intrusivas). El **Anexo 1** se dedica a exponer algunos aspectos

de magnetización y petrología magnética, mientras que la instrumentación se describe en el **Anexo 2**.

Para el tratamiento de la información se ha contado con los medios informáticos de la Unidad de paleomagnetismo citada, y sobre todo, de los del Área de Geofísica del IGME (v.g., **Anexo 10**), disponiéndose también de las bases de datos generales de éste y su centro bibliográfico y de documentación.

Por último, debe indicarse que los trabajos analíticos y de interpretación involucrados en esta Tesis han sido parcialmente financiados por el proyecto FEDER-CICYT "Definición y evaluación de guías geológicas y geofísicas para la exploración de materias primas minerales en el sector central de la zona Ossa-Morena en Extremadura. 1999-2002" (Quesada *et al*, 2002).

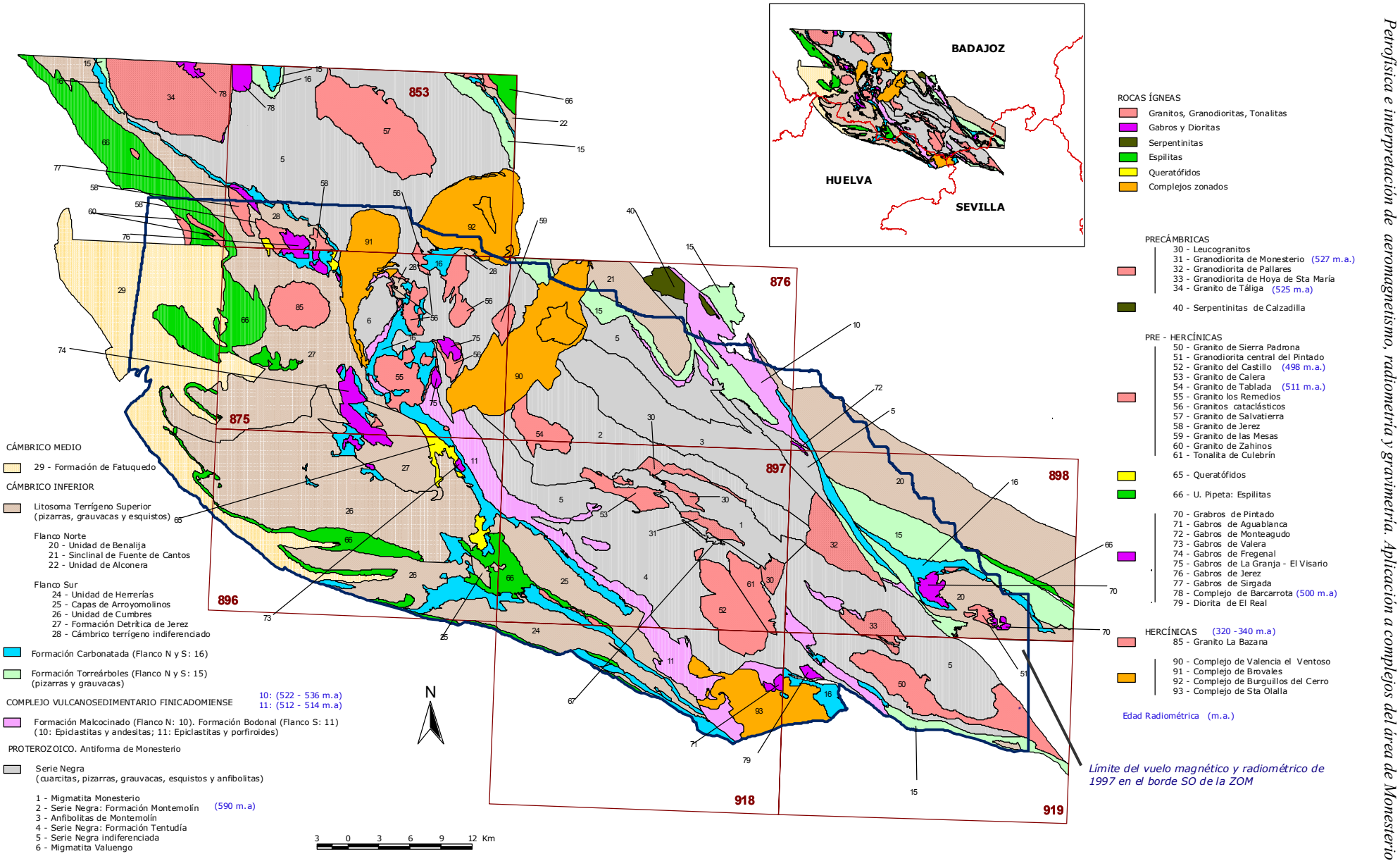


Figura 1. Síntesis MAGNA del Antiforme de Monesterio.

3. PETROFÍSICA REGIONAL DE ROCAS DEL ANTIFORME DE MONESTERIO

3.1. ANTECEDENTES

3.1.1. SUSCEPTIBILIDAD Y MINERALES FERROMAGNÉTICOS

La capacidad de las rocas para magnetizarse, expresada por su susceptibilidad magnética k (razón adimensional entre la magnetización inducida Ji y el campo inductor terrestre Ht: k=Ji/Ht, Ht≈43.000 nT en España), resulta de la interacción de los momentos magnéticos atómicos, orbitales y de spin, característicos de las redes cristalinas minerales con el campo Ht. Son diamagnéticos los minerales con $k < 0$ (momentos magnéticos orbitales opuestos a Ht) y muy pequeña ($\cong 10^{-6}$ unidades cgs, ucgs), como el cuarzo, los feldespatos y la calcita. Son **paramagnéticos** los minerales que contienen Fe y otros elementos de transición (biotita, anfíboles, piroxenos, olivinos), en cuyas redes los momentos de spin de electrones desapareados interaccionan débilmente con Ht, de modo que su k es pequeña ($\cong 10^{-4}$ ucgs), pero suficiente para producir anomalías detectables. Por último, en los minerales **ferromagnéticos** (sensu lato) la interacción citada es fuerte (en realidad los momentos interaccionan incluso en ausencia de campo externo). La red de momentos de spin se subdivide en dos (según que estén en disposición paralela o antiparalela y compensadas o no, se habla de ferro, ferri, o antiferromagnetismo ss), y se agrupa en regiones llamadas dominios, con lo que su susceptibilidad k alcanza valores elevados (10^{-4}-10 ucgs). Además, los minerales **ferromagnéticos** son el origen de la magnetización remanente natural Jnrm de las rocas, cuyo análisis constituye la base para los estudios de paleomagnetismo (Jnrm puede originarse por diferentes procesos, recibiendo entonces nombres específicos: Jtrm, térmica, Jirm, isoterma, Jvrm, viscosa, Jcrm, química, etc.).

Los minerales ferromagnéticos principales corresponden a las posibles soluciones ternarias Fe-Ti-O (**figura 2**: vértices en rutilo TiO_2, wustita FeO y hematites Fe_2O_3); las fases o soluciones sólidas preferentes son las de las **titanomagnetitas** TM (ulvoespinela-magnetita) y **titanohematites** TH (ilmenita-hematites). En la **figura 2** también se representa la variación de ciertas propiedades magnéticas (k, temperatura de Curie, y magnetizaciones espontánea Js y remanente térmica Jtrm) de las TM con la fracción molar x de ulvoespinela y el tamaño de grano. Obsérvese que los valores de k y Jtrm de las TM son mucho más sensibles al **tamaño de grano** que a la fracción molar citada, así como la variación inversa de k y Jtrm con dicho tamaño. Mientras que las propiedades magnéticas

de las TM son relativamente sencillas (cfr. **figura 2**), las de las TH son bastante más complejas (vg. pueden ser dia, para, o ferromagnéticas), como ocurre también con las del otro grupo importante de minerales ferromagnéticos, el de las pirrotitas; por ello nos remitimos a la bibliografía utilizada para su descripción (Clark, 1997, ofrece una revisión actual, sucinta y completa de muchos de los aspectos que tratamos en los apartados 3.1.1, 3.1.2 y en el **Anexo 1**; proporciona además una lista bibliográfica muy amplia). Esta complejidad de ambos grupos queda claramente reflejada en la gran variabilidad de los parámetros representados en la **figura 3** (Q o Qn es la razón Jnrm/Ji; las etiquetas SPM, SD, PSD, MD se explican a continuación; las etiquetas sobre las barras de rangos de variación son tipos de remanencia).

Las propiedades magnéticas de las rocas dependen de la proporción, composición, y de la estructura de los minerales magnéticos presentes. La estructura comprende el tamaño y forma de los granos, el grado de cristalinidad y las relaciones texturales. El parámetro más importante para la definición de la microestructra de dominios (que a su vez determina las propiedades de la **figura 3**) de los minerales ferromagnéticos es el tamaño efectivo de grano (considerando exoluciones y zonados como se describe en el Anexo 1). Los granos ultrafinos se denominan superparamagnéticos (SPM; comportamiento que supone alta k, muy dependiente de la frecuencia a la que se efectua la medida, y baja J: típico de suelos), el dominio único (SD) se presenta en tamaños submicrométricos (el límite depende del mineral y forma del grano, en magnetitas ocurre entre 0.05 y 1 μm); mientras que el multidominio (MD) lo es de los superiores a 20 μm, quedando entre ambos los granos PSD (pseudoSD). Los análisis de curvas susceptibilidad-temperatura k-T, y de demagnetización (magnetización J/Jo frente a Hdemagnetizante), permiten determinar la composición y microestructura de la fase ferromagnética presente.

En realidad los rangos de k de la **figura 3** son válidos para dispersiones "diluídas" de granos de minerales ferromagnéticos en las rocas. Para el caso de magnetita MD (kintrínseca > 1), se demuestra que la relación volumétrica teórica aproximada es: **kroca=2760 x % Fe_3O_4 x 10^{-6} ucgs**, relación que aparece en la **figura 4**, contrastada con datos empíricos. Obsérvese el desplazamiento de la curva cuando la Fe_3O_4 es más fina y se encuentra pobremente cristalizada. La susceptibilidad paramagnética de rocas sin Fe_3O_4 se puede calcular por: kroca = 5 x %FeO x 10^{-6} ucgs, es decir un granito (sin Fe_3O_4) con un 2% de FeO alcanzaría un valor de 10 unidades, mientras que para un gabro (sin Fe_3O_4) con

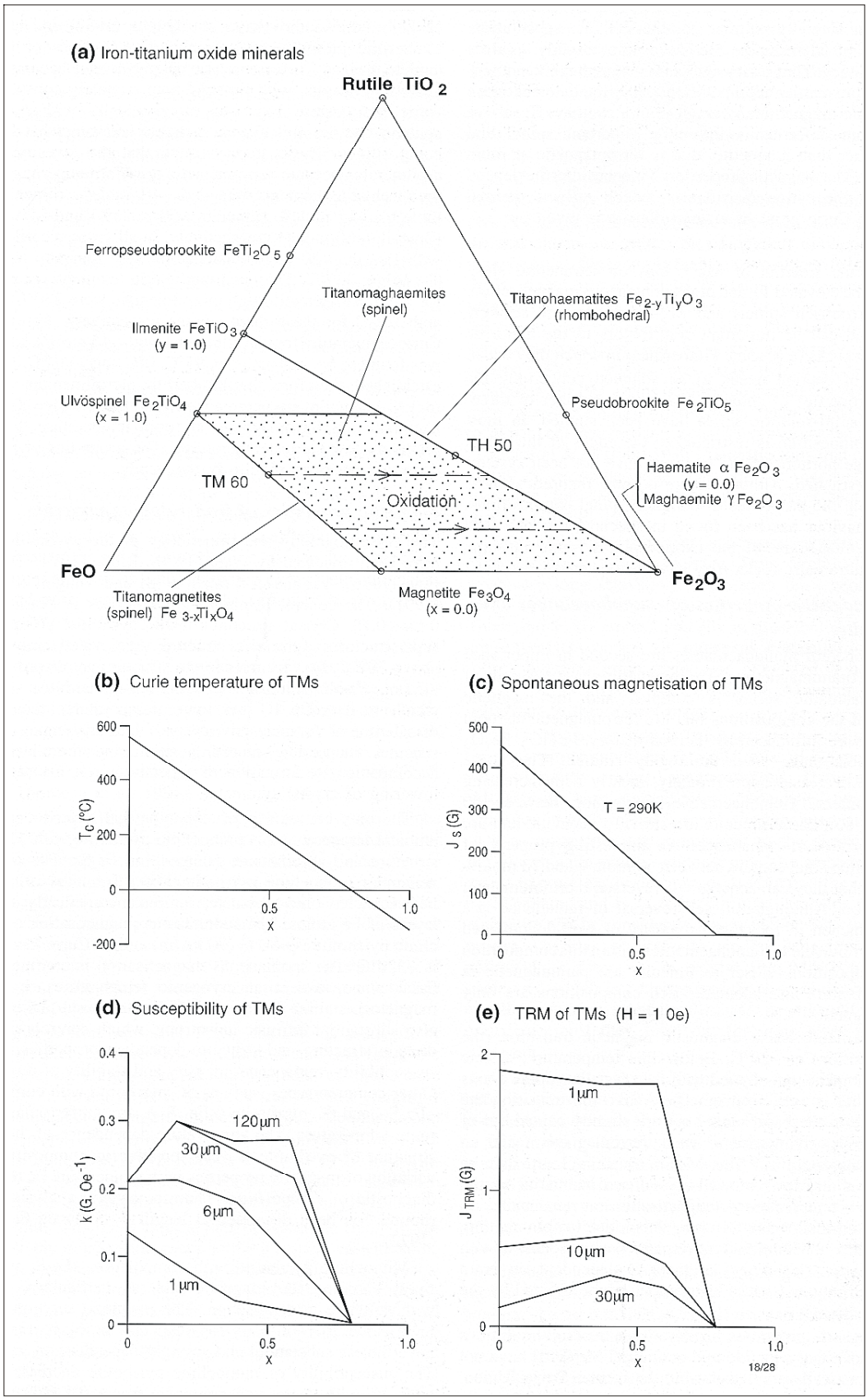


Figura 2. *a) Diagrama ternario de los óxidos de Fe-Ti. Variación, en función de la composición de la titanomagnetita (TM, x=fracción molar de Fe_2TiO_4), de: b) Temperatura de Curie; c) Magnetización espontánea; d) Susceptibilidad; y e) Remanencia térmica TRM. Nótese la dependencia del tamaño de grano de estas dos últimas. (Según Clark, 1997).*

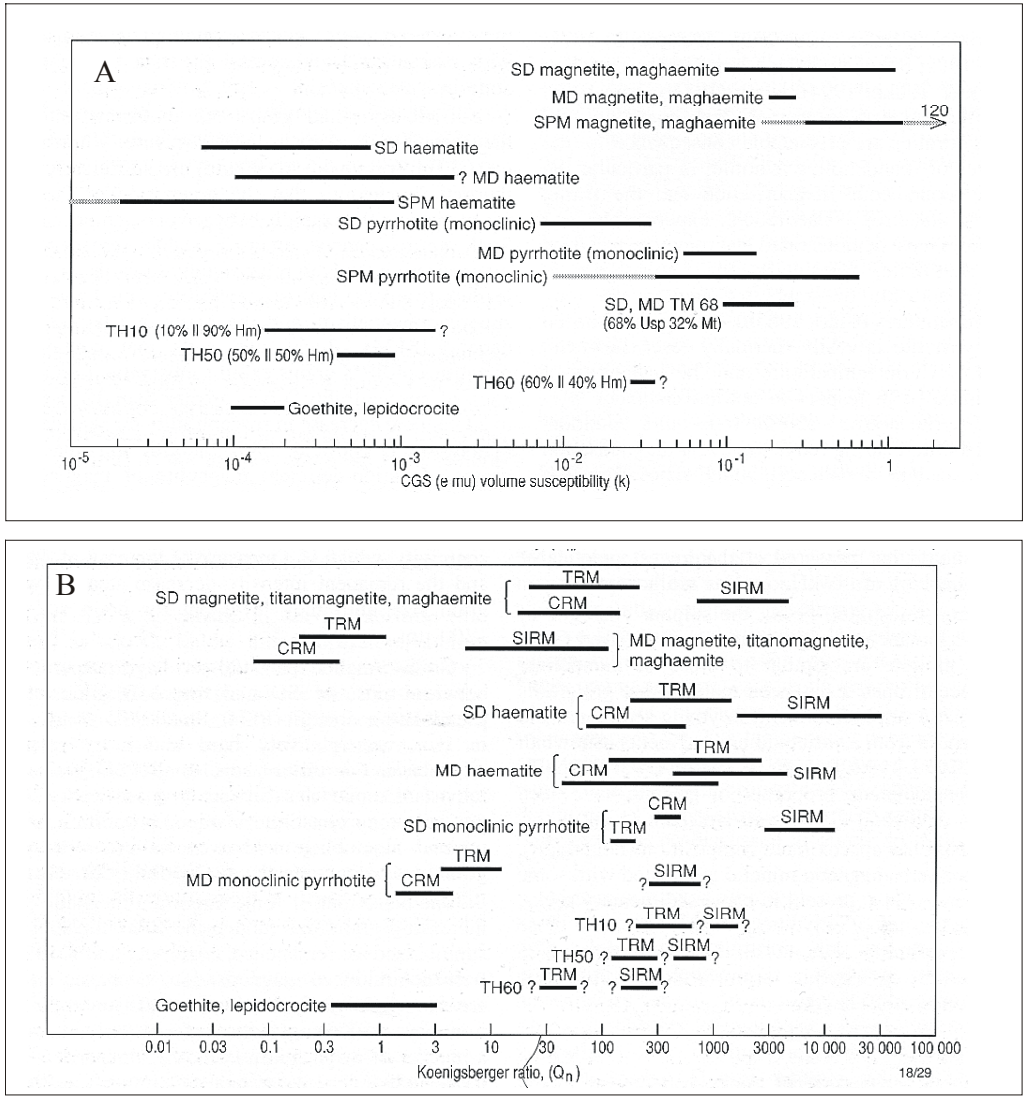


Figura 3. *Rangos normales de variación de susceptibilidades (A) y Ratio de Koenigsberger (B) de varios minerales magnéticos según el tipo de dominio. (Según Clark, 1997).*

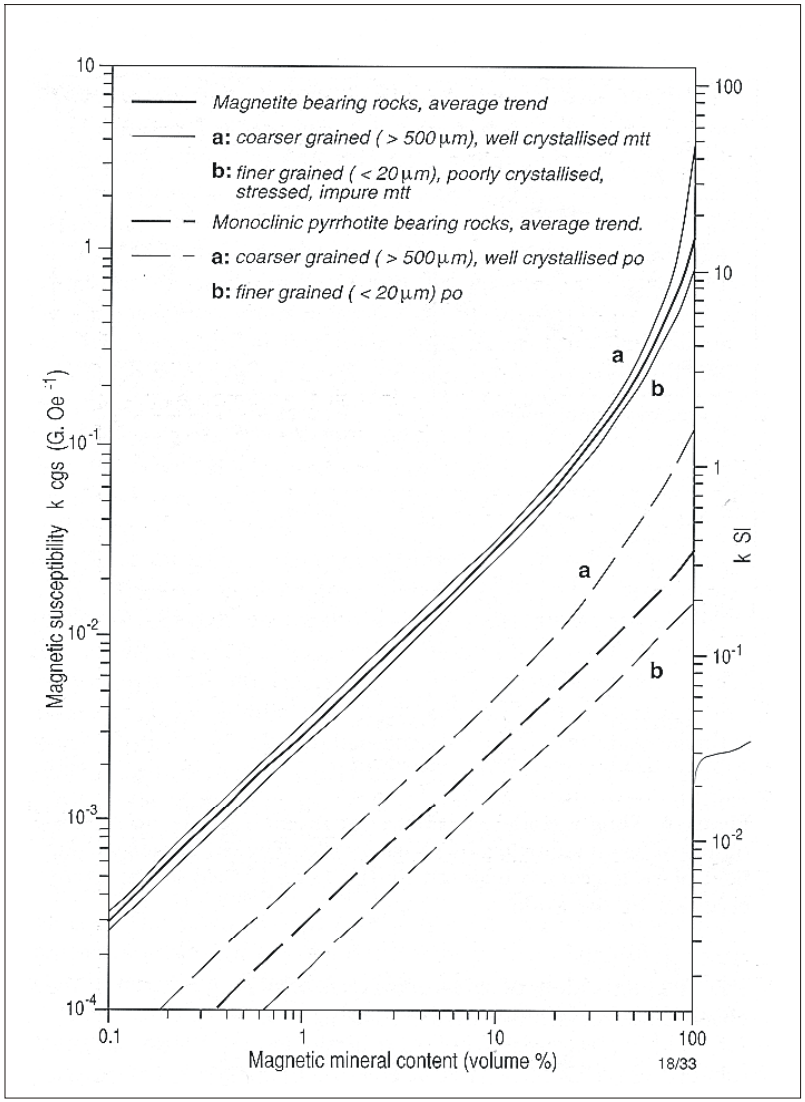


Figura 4. *Curvas de susceptibilidad-contenido en mineral magnético para magnetitas y pirrotinas según el tamaño de grano y calidad cristalina. (Clark, 1997).*

el 12% de Fe sería de 60 x 10^{-6} ucgs, con lo que la anomalía máxima sobre un contacto entre tales rocas sería de unos 25 nT ($J = 4\pi \times \Delta k \times Ht = 0.5 \times \Delta k$), suficiente para apreciarse en una zona de campo tranquilo.

3.1.2. PETROLOGÍA MAGNÉTICA

La petrología magnética trata de integrar los estudios de petrofísica magnética (determinaciones de k, Qn, k-T, etc.) con la petrología y geoquímica convencionales, para así definir los procesos que controlan la magnetización al crear, alterar o destruir los minerales magnéticos de las rocas, *consiguiendo la verdadera interpretación geológica de la campaña aeromagnética*. Puesto que la distribución de fases magnéticas no es tenida en cuenta en las clasificaciones petrológicas, ocurre que las reglas generales del tipo: k sedimentarias (decenas de unidades cgs*10^{-6}) < k metamórficas (pocas centenas de ucgs*10^{-6}) < k ígneas ácidas (doble que las metamórficas) < k ígneas básicas (varios miles de ucgs*10^{-6}) < k volcánicas básicas, son poco útiles para la interpretación por sus numerosas excepciones.

Algo parecido ocurre con las tablas de rangos de valores de susceptibilidad publicados en diferentes trabajos, como la siguiente:

	1)	2)	3)	4)
Basalto	0-9600	100-10000(300-4700)	100...300-2000	
Andesita		100-1800(300)		
Riolita	20-3000			
Diabasa	1300-5200	200-12000(4700)		
Diorita		100-8000(400,5000)	0-3400	100-5000
Gabro	120-2350	100-8000(300-4700)	600-6000	300-10000
Granito	20-750	100-2000(800)		0-4000
Granodioritas	40-1800		0-5200	
Metasedimentos				100-2000

Tabla I. **Susceptibilidad de rocas comunes según varias fuentes**

Fuentes usadas en la **tabla I**: 1) Mooney y Bleifuss, 1952; 2) Urquhart y Strangway, 1985. Los valores entre paréntesis indican modas; 3) Spector *et al*, 1985; 4) Fuentes varias; tomado de Hinze, 1990. Datos en ucgs*10^{6}.

En la **tabla I** se observa la gran variabilidad de los valores de susceptibilidad, de tal forma que casi para cualquier tipo de roca es posible encontrar en la bibliografía valores de susceptibilidad entre cero y varios miles de unidades; sin embargo, los valores medios estadísticos más comúnmente aceptados son del orden de los citados anteriormente. Los estudios regionales (Henkel, 1991, 1994; Plata *et al*, 1996) ponen de manifiesto las diferentes tendencias estadísticas entre distintos tipos rocosos, y su significación geológica, sobre todo si además de k se determinan otros parámetros (Q, composición), y se relacionan con la densidad de las rocas.

Reuniendo estos estudios, juntos con datos de elaboración propia, Clark (1997) ha preparado las **figuras 5 y 6** de rangos de variación de k y Q por litologías mayores. El importante mensaje adicional (insinuado en la fuente 2 de la tabla anterior) de la **figura 5** es *la bimodalidad característica de un buen número de tipos de rocas***,** entre los que se encuentran los grupos ígneos más frecuentes, como granitos-riolitas, y gabros-basaltos/espilitas. Esta heterogeneidad es mayor cuando se comparan datos de diferentes provincias magnéticas, pero también se da a nivel de macizo o cuerpo rocoso, e incluso de afloramiento, hasta tal punto de que en muchas ocasiones, más que el contraste de susceptibilidad medio entre litologías en contacto, lo que destaca es el cambio de facies de las anomalías magnéticas que supone la diferente distribución de las susceptibilidades dentro de cada cuerpo.

En general, la bimodalidad supone la existencia de dos poblaciones en la litología de que se trate: una paramagnética, silicatada (fundamentalmente con Fe^{2+}, aunque también con Fe^{3+}), y otra ferromagnética con contenidos más altos de Fe^{3+}, en buena parte incorporado como Fe_3O_4. Tanto el conjunto de los minerales máficos, como los óxidos de Fe-Ti y la relación Fe^{3+}/Fe^{2+}, reflejan las condiciones de fugacidad del O_2 ($f0_2$), o en general la capacidad oxidante del sistema, durante la cristalización y enfriamiento de la roca.

Para un análisis de cierto detalle sobre la cantidad y tipo de opacos del sistema Fe-Ti-O presentes en las rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, nos remitimos a la breve, pero

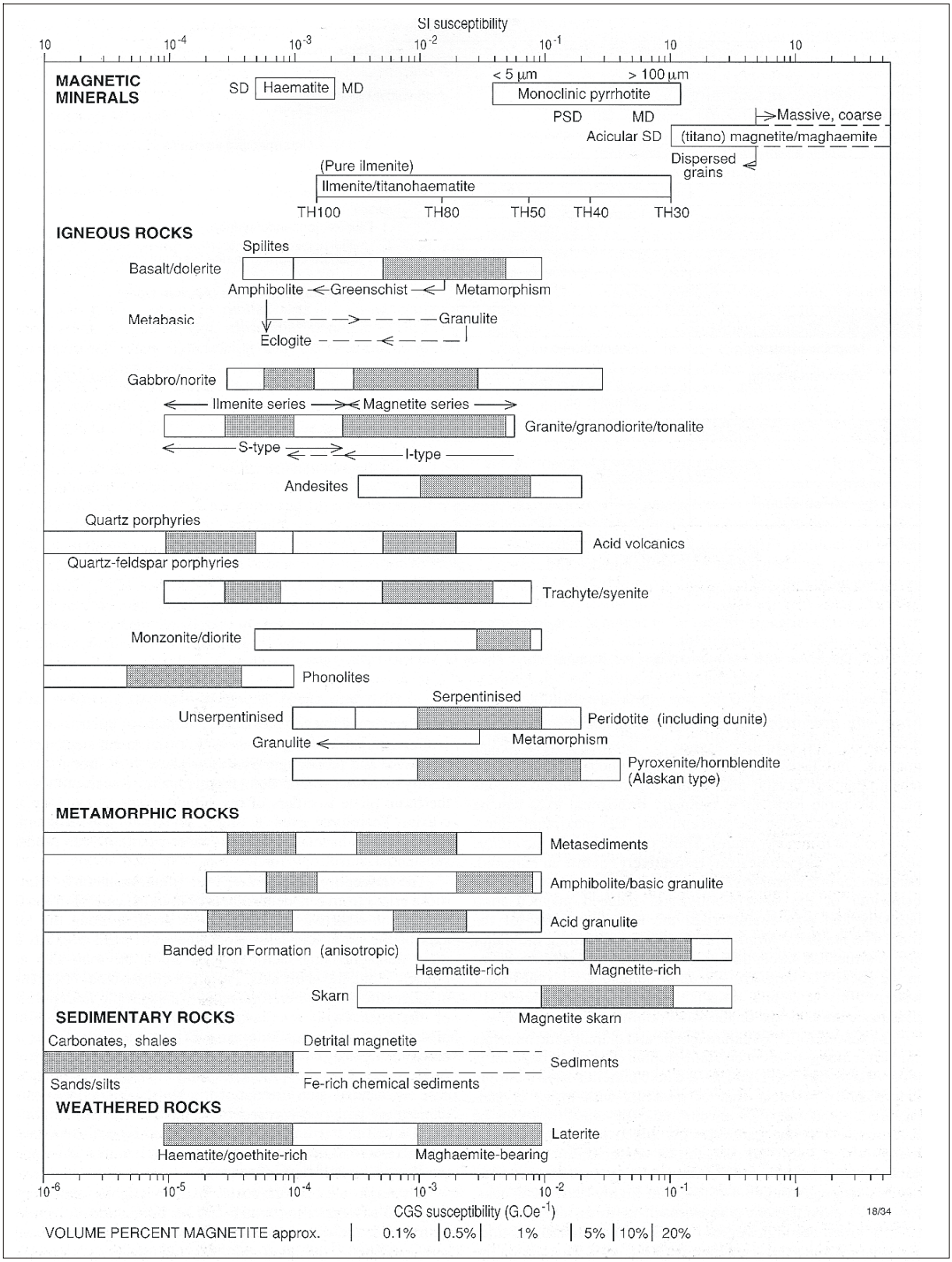


***Figura 5**. Rangos usuales de susceptibilidad en rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas.(Según Clark, 1997)*

densa, descripción del **Anexo I**. *Como resumen del Anexo 1, cabe señalar que las propiedades magnéticas de las rocas dependen, en última instancia, de la partición del Fe entre fases magnéticas y no magnéticas, reparto que habría que determinar para toda la roca (por análisis químico de Fe^{++} / Fe^{+++} en vía húmeda), y en cada fase (por análisis petrográfico modal y de química mineral por microsonda electrónica). Obviamente, el estudio de esta partición es muy complejo y costoso, dependiendo de las condiciones petrogenéticas e historia geológica posterior, por lo que los trabajos de petrología magnética están hoy día en su infancia: el estudio de los procesos que controlan la magnetización al crear, alterar o destruir los minerales magnéticos se basan en análisis petrográficos, termodinámicos, experimentales y de química mineral abiertos a debate. Las contradicciones que ocurren entre diversos autores pueden deberse a extrapolación y/o generalización de conclusiones a partir de trabajos de carácter local o en los que no se hayan contemplado todos los factores a considerar.*

3.1.3. DENSIDAD DE MINERALES Y ROCAS

La densidad de los minerales depende de su composición y estructura cristalina. De las compilaciones existentes en la literatura presentamos a continuación un resumen de la de Schön (1995) en g/cm^3:

Albita: 2.60	Anortita: 2.76	Augito: 3.30	Biotita: 2.90	Calcita: 2.71	Clorita: 2.80
Cordierita: 2.51	Cuarzo: 2.64	Diópsido: 3.27	Dolomita: 2.86	Enstatita: 3.21	Epidota: 3.59
Fayalita: 4.39	Hematites: 5.27	Hornblenda: 3.08	Illita: 2.66	Leucito: 2.47	Magnetita: 5.20
Microclino: 2.56	Muscovita: 2.83	Nefelino: 2.62	Ortoclasa: 2.57	Serpentina: 2.6	

Tabla II. **Densidad de algunos minerales (g/cm^3. Schön, 1995).**

La densidad de las rocas depende de su composición mineral y nivel de porosidad/fracturación. Cambios en ambos factores producen rangos de variación como los que se indican a continuación:

Granito: 2.50-2.70	Pizarra: 2.30-2.80	Dolomita: 2.50-2.90
Granodiorita: 2.55-2.75	Cuarcita: 2.55-2.65	Caliza: 2.30-2.90
Diorita: 2.65-2.90	Mármol: 2.55-2.70	Arenisca: 2.0-2.8
Gabro: 2.80-3.10	Filita: 2.55-2.70	Marga: 2.30-2.70
Peridotita: 2.85-3.30	Gneis: 2.50-2.80	Limo: 1.50-2.20
Riolita: 2.20-2.50	Anfibolita: 2.70-3.10	Arena-grava: 1.40-2.30
Basalto: 2.30-3.20	Eclogita: 3.15-3.35	Arcilla: 1.30-2.30

Tabla III. **Densidad de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias (g/cm^3. Schön, 1995)**

En comparación con los rangos de susceptibilidad del apartado anterior se observa que los de densidad son mucho menores, tanto en términos absolutos como relativos (no obstante existen rocas como basaltos, areniscas y pizarras que muestran variaciones notables de su peso específico), con mejor correlación con el tipo litológico (v.g, nótese la gradación de densidades en la serie granito-granodiorita-diorita-gabro), mayor homogeneidad en el macizo rocoso (notable diferencia con la susceptibilidad), y con una clara tendencia al aumento con la basicidad de la roca.

3.1.4. RADIACTIVIDAD DE MINERALES Y ROCAS

La radiactividad de los minerales y rocas depende de la distribución de los radioisótopos naturales ^{40}K, ^{235}U y ^{238}U, y ^{232}Th en los mismos. El K total, del que el ^{40}K representa el 2%, se presenta en micas (moscovita, biotita) y feldespatos (del orden de hasta un 8% en las primeras; hasta un 13% en los segundos); mientras que U y Th, al tratarse de elementos residuales incompatibles son rechazados por las redes de los silicatos más comunes, de manera que son más abundantes en los minerales accesorios* de las rocas, a su vez más frecuentes que los minerales propios (uraninita, uranotorita, torianita) de estos elementos. Los contenidos medios de la corteza son: 2.5-3 ppmU, 12-13 ppmTh y 2.4% K (Schön, 1995, Clark 1997).

*Fosfatos como el apatito, la monacita y xenotima, y sobre todo en silicatos como el circón, la epidota y la allanita; en realidad las tierras raras tampoco se incluyen en las redes de estos fofatos y silicatos, accesorios de cristalización temprana, de las que también son rechazados, sino más bien en la periferia de sus granos minerales.

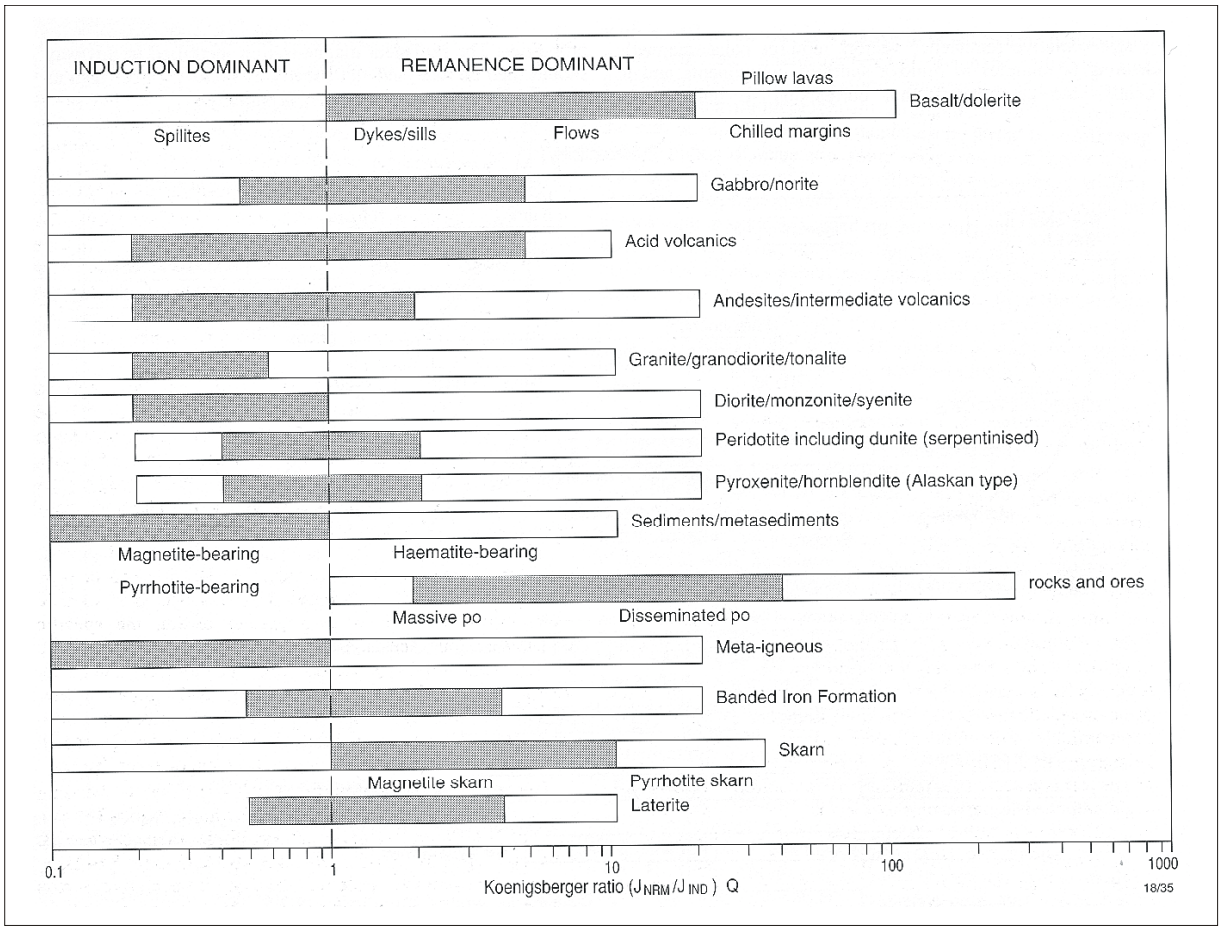


Figura 6. *Rangos usuales del ratio Koenigsberger Q en diferentes tipos de rocas. (Clark, 1997)*

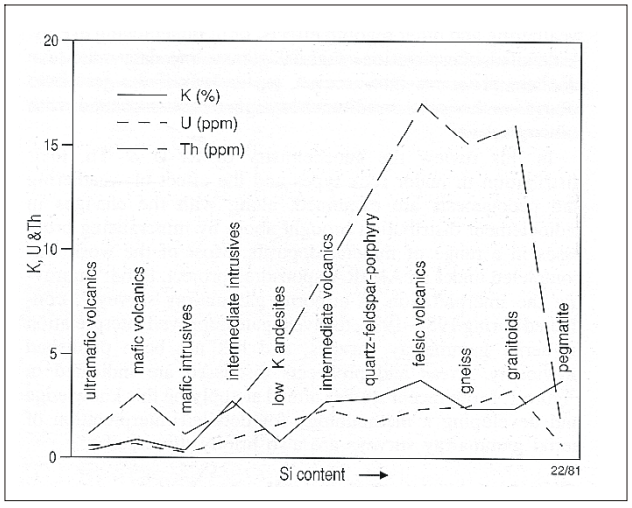


Figura 7. *Contenidos en K, U, Th de rocas ígneas según la evolución magmática (Según Dickson, 1997)*

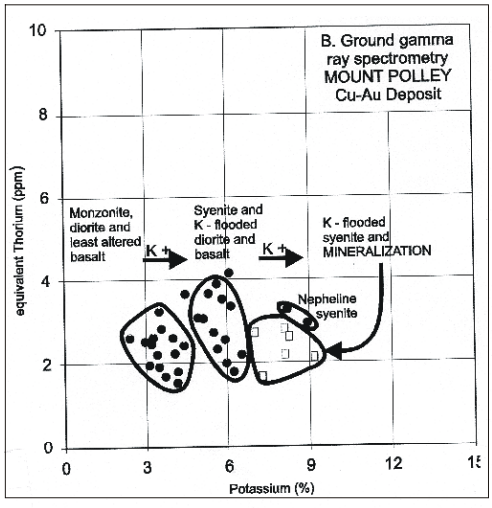


Figura 8. *Diagrama K-Th obtenido in-situ con espectrómetro portátil (Shives, 1997)*

Diferentes tipos de roca tienen diferentes contenidos de radioisótopos según su evolución magmática y ciclo geoquímico posterior. En rocas ígneas (**figura 7**), se observan crecimientos de la proporción de K, U y Th con el contenido en SiO_2; mayor en el caso del Th (inicialmente; en los términos más ácidos el Th registra un empobrecimiento relativo), por lo que la relación Th/U (o K/Th) es un índice del grado de diferenciación de asociaciones ígneas. En general, los ratios Th/U, K/U y K/Th sirven para discriminar las condiciones genéticas y ambiente geotectónico respectivos de rocas intrusivas y extrusivas. Los diagramas bivariantes de contenidos en radioelementos son útiles para la discriminación de conjuntos de ellas (**figura 8**, tomada de Shives *et al,* 1997; datos registrados con un espectrómetro terrestre de mano para medición in situ).

Como ocurre con la densidad y la susceptibilidad, la amplitud de los rangos de variación hace que una determinada proporción de radioisótopos no identifique unívocamente un tipo litológico (**tabla IV**):

	K_{min}	K_{max}	K_{media}	U_{min}	U_{max}	U_{media}	Th_{min}	Th_{max}	Th_{media}
Granitoides	0.3	5.5	3.4	0.4	7.8	3.3	2.3	45	16
Volcanitas ácidas	2.0	4.4	3.7	1.4	13	3.3	13	28	17
Ígneas Intermedias	0.7	4.1	2.7	0.5	3.4	1.7	1.2	12	5.7
Básicas	0.3	1.3	0.9	0.3	1.3	0.7	2.0	5.0	3.0
Ultrabásicas	0.2	0.9	0.4	0.3	0.9	0.6	0.0	4.0	1.2
Pizarras (Arcaico)	0.4	1.6	0.9	0.3	1.3	0.9	1.0	5.0	2.7
Pizarras	0.1	4.0	2.6	1.6	3.8	2.6	10	55	19
Areniscas	0.0	5.5	1.8	0.7	5.1	2.3	4.0	22	12
Carbonatos	0.0	0.5	0.2	0.4	2.9	1.6	0.0	2.9	1.4
Gneises	2.4	3.8	2.4	2.1	3.6	2.5	18	55	15

Tabla IV. **Contenidos en K (%), U (ppm), y Th (ppm) de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias (Clark 1997)**

Si observamos la **tabla IV**, v.g., en el extremo alto, una roca con contenidos de 3 ppmU, 14 ppmTh y 2.5% K podría ser cualquiera, ya ígnea ácida, ya metamórfica con un protolito ácido (pizarra, esquisto, gneis; el metamorfismo no suele alterar el contenido en radioelementos); en el extremo bajo, una con U <1 ppm, Th <5 ppm y K < 1%, podría ser cualquier cosa

menos una intrusiva félsica o una pizarra, como por ejemplo una roca ígnea intermedio-básica, una arenisca más o menos madura (su radiactividad depende del tipo de fuente del sedimento y del % de fracción pelítica) o una caliza. No obstante, en campañas regionales, rocas diferentes muestran firmas radiométricas características, *de forma que hoy se admite que la radiometría aeroportada ofrece la imagen geofísica de más calidad como instrumento de correlación con la cartografía geológica de superficie***,** especialmente si se trata de vuelos de alta resolución.

3.1.5. CARTOGRAFÍAS GEOFÍSICAS UTILIZADAS

Las imágenes geofísicas básicas (magnética en **figura 9**, gravimétrica en **figura 10**, radiométrica en **figura 35**, así como los mapas regionales de las **figuras 36** a **40**) provienen de mallados de los datos registrados en las siguientes campañas geofísicas:

*Vuelo de alta resolución realizado por el IGME en 1997 con datos adquiridos a 100 m de altura en líneas N-S separadas 250 m (Bates y García Lobón, 1998): mallas magnéticas y radiométricas de 100x100 m de celda. Este vuelo se usa en las descripciones del apartado 3.3, en la interpretación regional del capítulo 4 y en las propuestas cartográficas de los apartados 6.2 y 6.3.

*Vuelos magnéticos y radiométricos a 120 m de altura en líneas N-20-E separadas 1 km realizados por ENUSA entre 1981-82 en toda la ZOM (IGME, 1991; García Lobón y Granda Sanz, 1993): mallas magnéticas y radiométricas de 200x200 m de celda. La malla magnética, continuada arriba 1 km, sirve para orlar por el Norte la malla del vuelo de 1997 (**figura 37**). El vuelo de la JEN se usa en la interpretación regional del capítulo 4 y en las propuestas cartográficas del apartado 6.4.

*Gravimetría regional del IGN (un punto cada 10 km^2), y gravimetría con una densidad de una lectura por km^2, con puntos arealmente equidistribuídos, llevada a cabo recientemente por el IGME (2001-2002): mallas gravimétricas de 500x500 m de celda. La malla del IGN orla por el Sur y Sureste la del IGME (**figura 10**) para cubrir totalmente el área estudiada.

3.2. METODOLOGÍA

3.2.1. CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE PARTIDA. CODIFICACIÓN DE UNIDADES

La base de datos geológica de partida es la cobertura digital que aparece en la **figura nº 1**.

El origen de la base de datos geológica son las versiones digitales de la cartografía MAGNA 1:50.000 del SIG central del IGME. Cada hoja geológica, hasta un total de las 12 cubiertas en todo o parcialmente por el vuelo de alta resolución de 1997 en el borde SO de la ZOM, ha sido integrada con sus adyacentes para obtener un mapa geológico contínuo de todo el área de vuelo. Para ello, en estas doce hojas (**figura 1**), ha sido necesaria una labor informática de gabinete consistente en la eliminación de inconsistencias (desacuerdos) en los bordes comunes de las hojas y agrupación de los tramos de detalle de la cartografía Magna en unidades litoestratigráficas mayores, para obtener la lista codificada de formaciones y unidades plutónicas, asignando a cada afloramiento en cada hoja códigos globales (leyenda de la **figura 1**). Esta labor de síntesis, para la que se ha contado de manera significativa con el auxilio de la propia cartografía geofísica aeroportada, ha sido a menudo compleja, pues el paleozoico de Ossa Morena es nombrado y descrito con mucha variedad en hojas distintas realizadas con diverso criterio en un amplio intervalo de tiempo. Con modificaciones poco importantes de contactos y fallas se ha conseguido proporcionar continuidad a los horizontes geológicos a través de los límites de las hojas. No obstante, existen algunas discrepancias mayores que se ha preferido no alterar, pues obviamente no se ha tratado de resolver, al menos inicialmente, ningún tipo de controversia.

Cada uno de los códigos de la lista de unidades litoestratigraficas (1-29) e intrusiones (30-93) de la **figura 1** se incorpora, según le corresponda, como "código de formación" al registro de cada muestra en el fichero maestro de resultados de petrofísica (Anexos 3 a 6).

Conviene destacar que el mapa de la **figura 1** es uno de los documentos más importantes de este trabajo, ya que se trata del punto de partida de las interpretaciones geofísicas iniciales, suponiendo un esfuerzo importante de familiarización con el entorno geológico, tan prolijo y complejo como el que ocurre en la zona central del Antiforme de Monesterio.

En efecto, en primer lugar, la cartografía de la **figura nº 1** se ha preparado con el objetivo de facilitar el análisis inicial del magnetismo y radiometría aeroportados, análisis que se efectua con la síntesis geológica digital superpuesta sobre las imágenes a color de uno y otra, respectivamente. Esta tarea es imprescendible para la definición de los recorridos de toma de muestras en campo (y para las correcciones preliminares de las correspondientes hojas MAGNA usadas en la síntesis, como se ha mencionado antes). Esta cartografía fundamental se incorpora en numerosas ocasiones como base de las figuras de posición de muestras. En segundo lugar, se trata de un mapa también necesario en las sucesivas fases del trabajo, relativas al análisis de los datos de petrofísica que se vayan obteniendo, a medida que es necesario ir verificando la magnitud de los parámetros petrofísicos registrados frente a la intensidad de las anomalías en los mapas aeroportados, lo que sirve para controlar la bondad del muestreo y/o la necesidad de tomar muestras adicionales.

Por último, casi resulta innecesario señalar la utilidad de la síntesis en la interpretación más avanzada de los resultados del vuelo, pudiendo ser usada de manera inmediata, v.g., en la confección de modelos cuantitativos en dos o tres dimensiones, en interpretaciones cualitativas de cualquier imagen geofísica procesada. Asimismo, la síntesis geológica facilita de forma significativa la comprensión de cualquier tipo de cartografía geofísica que se genere a la escala que se determine (v.g., si los contactos de las distintas unidades litoestratigráficas de la síntesis geológica se superponen a la imagen geofísica de que se trate).

Una buena cartografía sintética de partida es costosa de confeccionar, pero resulta inapreciable para el tipo de trabajos como el que se aborda aquí (aunque no exime el uso de las hojas de partida si se plantean problemas de mayor especifidad, v.g., si se precisa diferenciar alguno de los tramos eliminados en la misma).

3.2.2. RECOGIDA DE MUESTRAS. UNIDADES REPRESENTADAS

Durante los años 2000-2002 se efectuó un muestreo general de la zona de estudio, es decir, el ámbito del vuelo de alta resolución de 1997 en las hojas 853, 875, 876, 896, 897 y 898 (más algunas intrusiones como las de Olivenza y Táliga-Barcarrota, en las hojas 827 y 852, fuera del mismo), hasta un total de 947 ejemplares en una superficie aproximada de unos 3000 km^2 equivalentes a 6 hojas 1/50.000, como ya se ha mencionado más arriba.

Tras el análisis previo de las anomalías geofísicas en gabinete, como se ha descrito en el apartado anterior, el muestreo en campo se ha realizado con ayuda del mapa topográfico 1:50.000, sobre el que se han contorneado a mano tanto los contactos de la síntesis geológica ya descrita, como el perfil de las principales anomalías geofísicas para marcar áreas de visita preferente, aunque por supuesto, también se han muestreado las zonas no anómalas de las distintas unidades geológicas. De esta manera se ha evaluado el interés petrofísico, así como la accesibilidad, de cada itinerario.

Una primera fase regional, que abarcó aproximadamente la mitad inicial del muestreo y se extendió por toda la zona de estudio, ya proporcionó resultados que permitían explicar la mayor parte de las anomalías geofísicas. No obstante, en algún caso, como en el de las Fms. Volcanosedimentarias de Malcocinado y Bodonal, las anomalías magnéticas fueron difíciles de justificar. Tanto para el muestreo de estas unidades como para el de detalle de los complejos plutónicos zonados al que se alude más abajo, se utilizó como instrumento auxiliar de ayuda en campo un medidor portátil de susceptibilidades. En campo se ha recogido una cantidad de unos 3 kg de roca por muestra, lo más fresca posible. Así se muestrearon numerosas canteras y afloramientos de roca viva. Adicionalmente, se han buscado frentes lisos y de geometría horizontal (geometría 2π), según los requerimientos para que la medida con el espectrómetro de radiación gamma natural de mano tuviera un valor geoquímico, aunque lógicamente esto no ha sido siempre posible.

De cada muestra se ha anotado en campo su posición sobre el mapa topográfico, así como su número de identificación, coordenadas X, Y, obtenidas mediante GPS, fecha, código de unidad o formación muestreada según la síntesis de la cartografía Magna 1/50.000 descrita anteriormente, y litología de visu con su código de dos digitos previamente establecido, más los comentarios que se considerasen pertinentes y una serie de observaciones sobre las condiciones del afloramiento, sobre todo si se realizaban medidas de radiación in-situ. La recepción de resultados de laboratorio (medidas físicas) se ha efectuado a buen ritmo, casi siempre antes de tres meses respecto a las fechas de envío de las muestras (en grupos de unas 50 a 100). Con más lentitud se han recibido las preparaciones de láminas delgadas y probetas pulidas, necesarias para la decripcion y clasificación petrográfica de las muestras.

La nomenclatura de cada uno de los tipos de rocas se ajusta a la usada en la cartografía MAGNA 1/50.000, verificada mediante examen de visu en afloramiento y muestra de mano, y estudio mediante lámina delgada (388 láminas, más 204 probetas pulidas entre las 388 anteriores). La labor de clasificación se ve muy facilitada por los mismos resultados petrofísicos. Obsérvese que se han usado "nombres amplios", sin apellidos de textura o composición, tratando de obtener propiedades por grupos de rocas de las que se indican los datos petrográficos generales, pero no fichas de clasificación sistemática de cada una de ellas.

La **tabla V** contiene la lista de litologías, sus códigos, el número de muestras de cada litología, y su distribución por unidad litoestratigráfica o intrusión según los nombres generalmente aceptados y usados por los autores de la cartografía MAGNA; en la **tabla VI** la entrada es por unidad. En las **figuras 9** y **10** se representa la situación de las muestras sobre el mapa de anomalías magnéticas y de Bouguer, respectivamente, con clasificación según su susceptibilidad y densidad.

De las unidades sedimentarias, metamórficas y volcano-sedimentarias se ha procurado obtener al menos una docena de muestras, aunque esto no ha sido siempre posible:
-Se considera suficientemente muestreado con 165 datos, 115 de rocas sedimentarias y metamórficas y 50 de rocas ígneas, el núcleo proterozoico del Antiforme de Monesterio, especialmente en las hojas 876 y 897: rocas metasedimentarias de la Serie Negra 2 y 4, anfibolitas 3 (códigos según **figura 1**, **tablas V y VI**), rocas de anatexis asociadas (migmatitas 1, leucogranitos 30 y granodioritas 31 precámbricos de Monesterio y Pallares 32), intrusiones como Hoya 33, y Táliga 34; y quizás la Serie Negra Indiferenciada 5 en las hojas 875 y 876, pero no la Serie Negra de la hoja 898. De las serpentinitas de Calzadilla de los Barros y rocas ultrabásicas asociadas (40) se dispone de muestras suficientes como para afirmar su carácter petrofísico.

-También están bien representadas las extensas formaciones volcano-sedimentarias Finicadomienses (Malcocinado 10, Bodonal 11; 61 datos) y del Cámbrico Inferior, espilitas y queratófidos (66, 65; 70 datos), que flanquean el Antiforme, y que son todas ellas marcadores magnéticos importantes a escala de toda la ZOM (**figura 9**).

Litología	Código	Nº	Distribución por unidad o intrusión: nº muestras (hoja 50.000)
Arcosas	11	32	Fm. Torreárboles: 23 (876); Fm. Detrítica Jerez: 9 (875)
Areniscas	12	33	Capas de Arroyomolinos: 7 (896-897); U. de Cumbres: 26 (896)
Cuarcitas	13	15	Serie Negra: Fms. Montemolín 5 (897), Tentudía 7 (897), Indiferen.: 3 (828-853)
Grauvacas	14	34	FmTentudía:12(896-897),S.N.Ind.:2(852);U.Benalija:3(876);FmJerez:17(875-896)
Total areniscas		**114**	
Andesitas	21	36	Fm. Malcocinado: 36 (876)
Diabasas	22	8	Encajan en la Serie Negra (876, 897),en Gr. Remedios (875) y T.Culebrín (897)
Espilitas	23	39	U.Pipeta:31(874-896-897);Fm Jerez:2(853);Fm Bodonal:3(875);U.Arroy:2;U.Cu:1
Porfiroides	24	20	Fm. Bodonal: 4 (875), 8 (896), 5 (897), 3 (919)
Queratófidos	25	31	U.Tobas:14 (875-896);U.Arroyomolinos:1(897);Fm Jerez:12(875-896);U.Pipeta: 4
Total volcánicas		**134**	
Granitos	31	152	Monesterio: 9 (897); Táliga: 16 (827-828-852); Pintado: 8 (898); Castillo: 7 (897); Calera: 4 (897); Tablada: 7 (876-897);Remedios: 15 (875);Cata.:1; Salvatierra: 4 (853); Jerez: 12 (853); Las Mesas: 2 (875); Zahinos: 2 (852); Olivenza: 2 (827);La Bazana: 9(875);V.Ventoso:22(875-876);Brovales:12(853-875);Burguillos:20 (853)
Granodioritas	32	72	Monesterio: 5 (897); Pallares: 6 (898); Hoya de Santa María: 4 (898); V. Ventoso: 25 (875-876); Brovales: 21 (853-875); Burguillos: 10 (853)
Tonalitas	33	67	Tonalita Culebrín: 5 (897); Barcarrota: 5 (827-853); V. Ventoso: 24 (875-876); Brovales: 16 (853-875); Burguillos: 15 (853-854); Sta. Olalla: 3 (918-919).
Dioritas	34	74	Barcarrota: 7 (827-852); V. Ventoso: 30 (875-876); Burguillos: 37 (853)
Gabros	35	120	Pintado: 12 (898); Aguablanca: 6 (919); Monteagudo: 3 (877); Valera: 3 (896); Fregenal: 19 (875-896); Granja: 3 (875); Jerez: 13 (875); Sirgada: 7 (853); Barcarrota:16 (853); Olivenza: 4 (827); V. Ventoso:1 (854); Brovales: 4 (875); Burguillos: 29 (853)
Ultrabásicas	36	5	Zona de Calzadilla de los Barros: 5 (876)
Total plutónicas		**490**	
Anfibolitas	41	18	De Montemolín: 15 (876-897); De Monesterio: 3 (897)
Esquistos	42	55	Serie Negra, Fm. Montemolín: 24 (876-897), Indiferenciada: 5 (853-875);Fm. Detrítica Jerez: 26 (852-875)
Mármoles	43	18	Formación Carbonatada: 18 (853-875-876-896-897)
Migmatitas y Gneises	44	14	De Monesterio: 6 (987); De Valuengo: 8 (875)
Pizarras	45	53	Serie Negra, Fm. Tentudía: 13 (897), Indiferenciada: 10 (827-875-876);Fm. Bodonal: 2 (896); Fm. Torreárboles: 4 (876); U. de Benalija: 4 (876-898); Sinclinal de Zafra: 1 (876); Capas de Arroyomolinos: 5 (896-897); Unidad de Cumbres: 10 (896); Fm. Detrítica Jerez: 4 (853-874-875-896)
Serpentinitas	46	10	De Calzadilla de los Barros: 9 (876)
Calizas	47	9	S. Negra, Fm. Tentudía: 3 (897); U. Benalija: 1 (898); S. F. de Cantos: 4 (876)
Corneanas	48	6	Zonas diversas (Burguillos, Valuengo, Pintado, etc: hojas 854, 875, 898, 919)
Total metamórficas		**183**	
Basaltos	51	2	Basaltos Carboníferos Cuenca Usagre: 2 (876)
Yacimientos	52	20	Mineralizaciones de hierro: 1 (853), 10 (875), 5 (896). Aguablanca: 4
R. de Skarn	53	4	Skarn de Medina de las Torres: 4 (854)
Total Misceláneas		**26**	

Tabla V. **Litologías y distribución de las 947 muestras de petrofísica. Antiforme de Monesterio**

Formación (código según figura 1)	**Nº**	**Litologías**	**Hojas**
PROTEROZOICO:			
1.Migmatita Monesterio	6	Migmatitas y gneises	897
2.Serie Negra (Fm. Montemolín)	29	5 cuarcitas, 24 esquistos biotíticos	876-897
3.Anfibolitas de Montemolín	15	Anfibolitas	897
4.Serie Negra (Fm. Tentudía)	38	7 cuarcitas,12 grauvacas, 13 pizarras, 3 mármoles, 3 anfibolitas	876-896-897
5.Serie Negra (Indiferenciada)	20	3cuarcitas,2 gvacas,5esquist,10pizarras	875-876
6.Migmatita Valuengo	8	Migmatitas, gneises y granitos	875
40.Macizo de Calzadilla	15	10 serpentinitas, 5 rocas ultrabásicas	876-877
	131		
VOLCANITAS FINICADOMIENSES			
10.Formación Malcocinado	36	10 andesitas, 26 tobas y congl. Andesíticos	876
11.Formación Bodonal	25	20 porfiroides, 2 pizarras, 3 espilitas	875-896-897
	61		
CÁMBRICO INFERIOR			
15.Formación Torreárboles	27	23 arcosas, 4 pizarras	876
16.Formación Carbonatada	18	Mármoles y calizas marmóreas	875-896-897
20.Unidad de Benalija	8	3 grauvacas, 4 pizarras, 1 caliza	876-898
21.Sinclinal de Zafra-F.de Cantos	6	1 pizarra, 5 calizas	876
25.Unidad de Arroyomolinos	15	7 areniscas,5 pizarras,1 queratófido,2 espil.	896-897
26.Unidad de Cumbres	37	26 areniscas, 10 pizarras, 1espilita	896
27.Formación Detrítica de Jerez	70	9 arcosas, 17 grauvacas, 2 espilitas	875-896
	181	12 queratófidos, 26 esquistos, 4 pizar.	
65.Tobas queratofídicas	14	Queratófidos	853-875-896
66.Unidad de Pipeta	35	31 espilitas, 4 queratófidos	875-896-897
	49		
ROCAS INTRUSIVAS (30-34 precámbricas, 51-77 prehercínicas, 85 hercínica)			
30, 34, 51 a 60, 85.Granitos	98	-	852-853-etc.
31-33.Granodioritas	15	-	897-898
61.Tonalita Culebrín	5	-	897
70-77.Gabros	70	-	853-875-etc
	188		
COMPLEJOS ÍGNEOS ZONADOS			
Prehercínicos			
78. Complejo de Barcarrota	28	5 tonalitas, 7 dioritas, 16 gabros	852-853
Hercínicos			
90.C. de Valencia del Ventoso	102	22 granitos, 25 granodioritas, 24 tonalitas, 30 dioritas, 1 gabro	875-876
91.Complejo de Brovales	53	12 granitos,21granodior., 16 ton., 4 gab	853-875
92.Complejo de Burguillos del Cerro	111	20 granitos, 10 granodioritas, 15	853
	266	tonalitas, 37 dioritas, 29 gabros	
93. Complejo de Sta. Olalla	3	Tonalitas	918-919
MISCELÁNEA:	38	8 diaba,2basalt.,20minas,4skarn,6corne	875-876-etc
TOTAL:	**947**		

Tabla VI. **947 muestras por edad, unidad litoestratigráfica y plutónica. Antiforme de Monesterio**

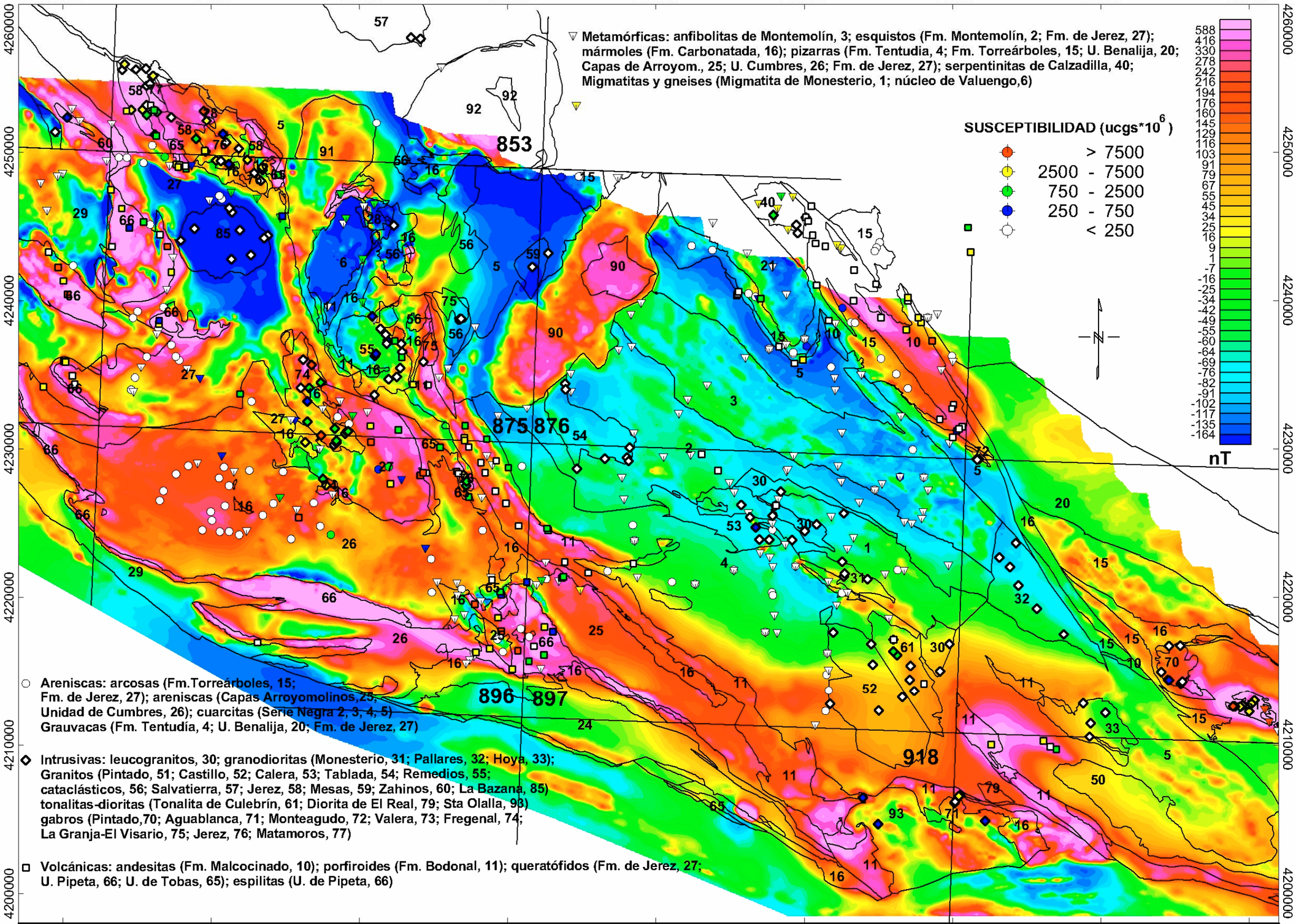


FIGURA 9. SUSCEPTIBILIDAD DE 657 MUESTRAS DEL ANTIFORME DE MONESTERIO SOBRE MAPA MAGNÉTICO REDUCIDO AL POLO.

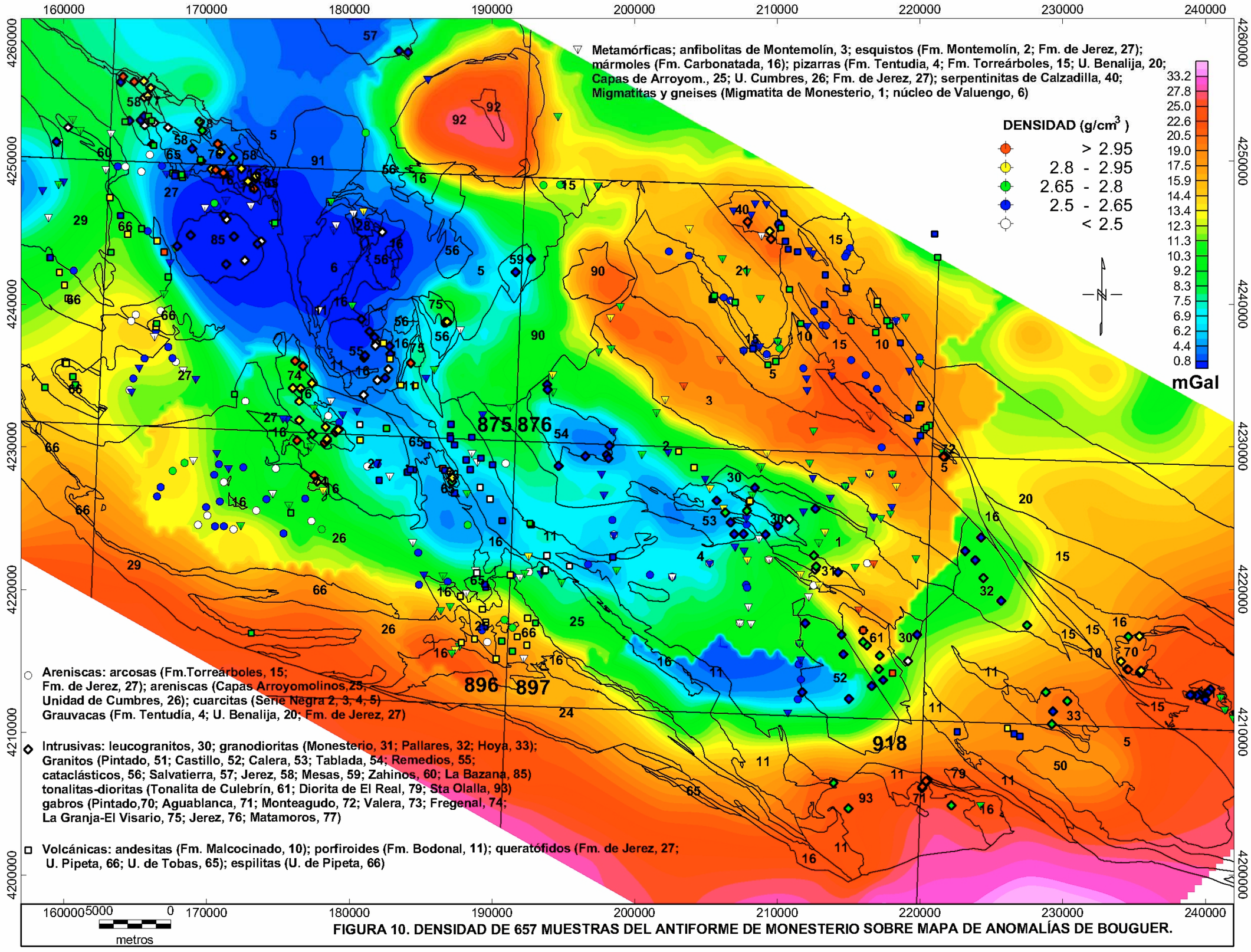


FIGURA 10. DENSIDAD DE 657 MUESTRAS DEL ANTIFORME DE MONESTERIO SOBRE MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER.

-Ocurre lo mismo con el litosoma carbonatado y terrígeno del Cámbrico Inferior en el flanco SO del Antiforme, Fm. Carbonatada 16, y unidades 25, 26 y 27, especialmente estas dos últimas (Unidades de Cumbres y Detrítica de Jerez, **figura 1**, **tablas V y VI**), formaciones que son muy extensas (al menos del orden de media hoja 1:50.000 cada una) y engloban numerosas anomalías (**figuras 9 y 10**).

En el flanco NE del Antiforme de Monesterio está bien representada la Fm. Torreárboles (15), pero no el resto del Cámbrico del flanco citado (unidades 20 y 21), en el límite del vuelo de alta resolución. En total al Cámbrico Inferior terrígeno y carbonatado corresponden 152 muestras (obsérvese que en las unidades 25, 26 y 27 se han tomado 18 volcanitas, espilitas y queratófidos, **tabla VI**, en afloramientos en general no separados en el Magna).

-Respecto de las numerosísimas rocas ígneas prehercínicas y hercínicas de la región el muestreo es algo irregular:

*Gabros: están suficientemente representados los 6 más importantes como son los del Pintado 70 (12 datos), Aguablanca 71 (6 datos), Fregenal 74 (19 datos), Jerez 76 (13 datos), Sirgada 77 (7 datos) y Barcarrota 78 (16 datos)

*Granitos: lo mismo puede decirse de los más extensos como El Pintado 51 (8 datos), Castillo 52 (7 datos), Calera 53 (4 datos), Tablada 54 (7 datos), Remedios 55 (15 datos), Salvatierra 57 (4 datos), Jerez 58 (10 datos) y Bazana 85 (9 datos)
*También se encuentran bien representadas las granodioritas (Monesterio, 5 datos, Pallares 6), y tonalitas (Culebrín 61, 5 datos)

*En el resto, el muestreo es insuficiente, si bien las extensiones en estos 7 casos (4 gabros y 3 granitos) son pequeñas (< 3-4 km^2 casi siempre). Hay que que tener en cuenta que la densidad media de la muestra es de un ejemplar cada 4-5 km^2. El muestreo es muy insuficiente en el caso de los granitos cataclásticos de la zona NE de la hoja 875 (1 dato), y de la tonalita de Sta Olalla, 93 (3 muestras), y no se dispone de datos ni del granito de Sierra Padrona ni de la diorita de El Real.

Puede concluirse que la muestra general es *suficiente para el estudio regional* de la anomalías gravimétricas y aeroportadas en los límites del vuelo de alta resolución de 1997 en las hojas 875, 876, 896, 897 y 898.

La fase de muestreo global (657 ejemplares) está destinada al establecimiento de las directrices generales para la *la interpretación geológica* de las campañas geofísicas a escala regional. Con objeto de facilitar la definición de guías geofísicas para la investigación de distintos tipos de recursos en el área estudiada, una vez finalizada esta fase, se abordó una segunda etapa de determinación de los parámetros petrofísicos de las rocas a nivel local, según un muestreo de mayor densidad en zonas específicas de interés, como son los complejos plutónicos zonados, abundantemente explotados para la extracción de material de cantera, y zonas de skarn y con indicios mineros de diversas características.

Este muestreo específico se ha centrado especialmente en los Complejos Ígneos Hercínicos Zonados del núcleo proterozoico del Antiforme de Monesterio a caballo entre las hojas 875, 876 y 853 (códigos 90, 91, 92 **figura 1**), cuerpos que se caracterizan por: 1) Su extensión. Valencia del Ventoso con 110 km^2, y Burguillos con unos 80 km^2 son las mayores de las intrusiones estudiadas; 2) Su amplio espectro litológico (masas complejas, generalmente poliintrusivas), que cubre desde granitos a gabros (**tabla VI**), de estructura zonada, todo ello bien documentado en publicaciones y tesis; 3) Ser tremendamente anómalos desde el punto de vista de los métodos geofísicos de trabajo, lo que es consecuencia de lo anterior, es decir, de su variedad lito-estructural; y 4) Presentar numerosas explotaciones de rocas industriales

Por ello, no sólo su muestreo ha sido reforzado (266 muestras en unos 250 km^2, es decir una por km^2), sino que las determinaciones espectrométricas y de magnetización remanente se ciñen en mucha mayor medida a ellos (149 de las 267 medidas en el primer caso, y 99 de 234 en el segundo, **tabla VII**). Los resultados en estos complejos se remiten a un capítulo de detalle (nº 5) relativo sólo a ellos, si bien pueden ser citados muy brevemente en este apartado 3 cuando se considere conveniente, v.g. para efectuar comparaciones o completar descripciones.

Por lo que respecta a mineralizaciones, la variedad de sustancias y condiciones genéticas y morfoestruturales es enorme en la zona de Ossa-Morena que se estudia aquí. Por el carácter de los datos geofísicos a interpretar es evidente que había que tomar ejemplares en las minas de hierro conocidas (16 datos), aunque hoy día su interés para la explotación comercial es muy marginal. Este interés se centra hoy en los elementos Ni-Cu, del grupo EGP (platinoides), y Au. Por esta razón se ha tomado una muestra muy modesta de la mineralización de Aguablanca (4 datos) y del skarn de Medina de las Torres (4 datos) como ejemplo de los entornos en que estas sustancias ocurren en la zona de trabajo.

El resumen cuantitativo del muestreo aparece en la siguiente tabla:

Litología	**Densidades y susceptibilidades**	**Magnetizaciones remanentes**	**Radiometría gamma natural in-situ (%K, ppmTh, ppmU)**
Areniscas	114	6	-
Metamórficas	183	30	4
Volcanitas	136	42	34
Plutónicas	224	48	76
MUESTRA REGIONAL	**657**	**126**	**114**
COMPLEJOS	**266**	**99**	**149**
Yacimientos	24	9	4
Muestra detalle	290	108	153
TOTAL	**947**	**234**	**267**

Tabla VII. **Resumen del volumen del muestreo petrofísico regional y de detalle**

De la tabla anterior se desprende la *intensidad del muestreo de las rocas plutónicas* de las que se hallan representadas un total de 35 intrusiones, con 224 ejemplares en el muestreo regional (14 granitos, 3 granodioritas, 3 tonalitas, 1 diorita, 10 gabros y un macizo serpentinizado, **tabla V**), y 266 en el de detalle de tres complejos zonados. En el extremo opuesto se hallan las mineralizaciones, cuya muestra es casi testimonial (no obstante lo cual se pueden extraer interesantes conclusiones como se verá). Conviene destacar el esfuerzo

que ha significado la toma de la muestra, tanto la general como la de detalle, en una región con una enorme variedad litoestructural repleta de anomalías geofísicas de todo tipo.

3.2.3. MEDICIONES. FLUJO DE DATOS

En la **figura 11** se presenta un diagrama de flujo de todo el sistema de datos de análisis petrofísicos, con indicación de la instrumentación usada y parámetros obtenidos, que se pasa a describir de manera breve.

-CAMPO: en cada sitio muestrado en campo se ha tomado una cantidad de unos 3 kg de roca, anotándose el número de identificación de la muestra, coordenadas, y fecha, que junto con los códigos de unidad o formación y litológico se incorpora a un fichero de campo (947 registros). En buena parte de los sitios en rocas ígneas intrusivas (sobre todo de complejos zonados) y Fms. Volcanosedimentarias se realizan las medidas de radiación gamma natural in-situ (267 determinaciones). Por último, también se han tomado en una docena de sitios (5 en espilitas y 7 en rocas de complejos) muestras de testigos taladrados en campo para la realización de un pequeño ensayo de medición de la anisotropía magnética.

-LABORATORIOS

En el laboratorio del IGME en Tres Cantos se han efectuado las siguientes operaciones:

*Análisis químicos de una parte de las muestras de rocas ígneas intrusivas (105 de 490. Se trata de análisis completos de litogeoquímica con fluorescencia de rayos X y espectrómetro de masas; en la **figura 11** sólo se indican los elementos que interesan aquí).

*Preparación de láminas delgadas y probetas pulidas (388 láminas y 204 probetas pulidas sobre 947 muestras). Con las primeras se procede a la clasificación precisa de las muestras y a la redacción de los informes petrográficos correspondientes (que, extractados, se incorporan a este estudio). Estos informes han sido realizados por dos petrólogos del IGME de amplia experiencia, Sres. D. Lucas Amado Cueto Pascual y D. Félix Bellido Mulas, que formaban parte del equipo de trabajo del proyecto FEDER- CICYT mencionado en el apartado 2.

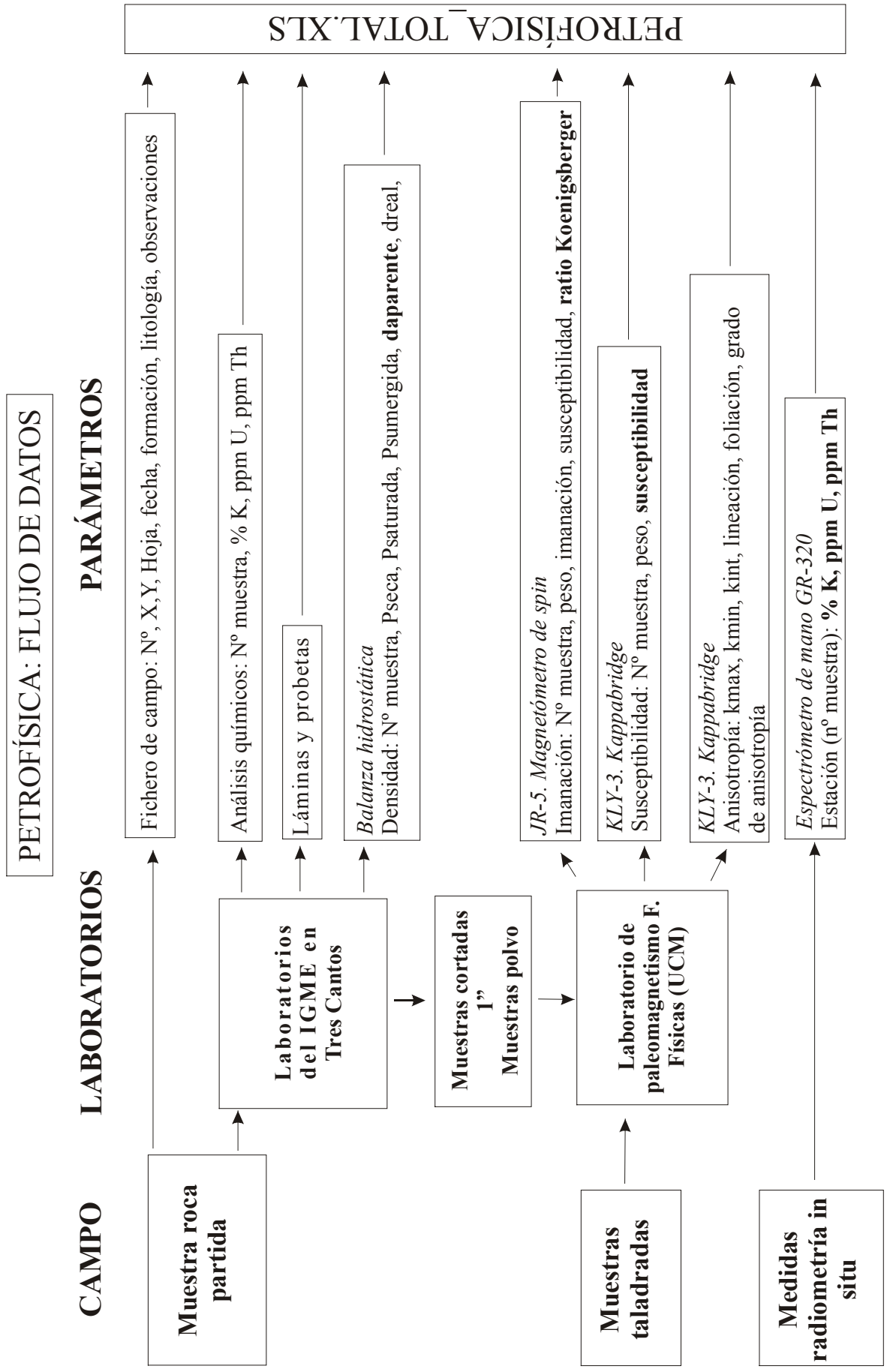


Figura 11. *Diagrama de flujo de datos de petrofisica con indicación de la instrumentación usada.*

Obsérvese que para la redacción de los informes de petrografía no es preciso clasificar con lámina todas las muestras; por otra parte la labor de clasificación, realizada en primera instancia en campo y necesaria para la agrupación y descripción estadística de los resultados de los análisis petrofísicos, se ve muy facilitada por estos mismos resultados. Esto no quiere decir que las clasificaciones ante-lámina sean siempre correctas; a veces ocurren casos no previstos (se citan algunos en el capítulo de descripción de resultados) según los aspectos de afloramiento y muestra de mano, y los datos de petrofísica. Por ello no es excluíble que exista algún error de clasificación en el fichero final de petrofísica (petrofísica_total.xls), tal vez en relación con rocas híbridas, de mezcla, que a menudo resultan difíciles de clasificar incluso con lámina. En todo caso, un error de este tipo puede considerarse como un problema de ruído estadístico asociado a todo proceso de medida. Las probetas se usan para el estudio de minerales opacos, especialmente la cantidad, tamaño y modo de yacer de los minerales ferromagnéticos.

*Medición de la densidad aparente (947 ejemplares) por pesada de la muestra al aire y sumergida (principio de Arquímides; resultan también los parámetros citados en la **figura 11**. Véase el **Anexo nº 2**).

*Obtención de polvo (unos 2 Kg a 2 mm) para medición de la susceptibilidad aparente (947 muestras).
La medida de susceptibilidad de roca homogeneizada en la cantidad de polvo citada resulta más fiable que la obtenida a partir de un prisma o taladro.

*Corte de un prisma de 1 pulgada para medición de la magnetización remanente (parámetro Q) en roca no orientada (234 ejemplares).

Las susceptibilidades y magnetizaciones se han medido en el laboratorio de paleomagnetismo de la F. CC. Físicas de la UCM, que obtiene también el parámetro Q citado, y la anisotropía en roca orientada cortada con taladradora en campo (127 ejemplares de rocas ígneas, aproximadamente unas 10 muestras en cada uno de los doce sitos más arriba mencionados; se necesitan aproximadamente ese número de muestras por sitio para alcanzar resultados con significación estadística). Los instrumentos utilizados proporcionan directamente los resultados en ficheros digitales en unidades SI, que se transforman a

unidades cgs. Una breve descripción del proceso de medición se proporciona en el Anexo nº 2.

Adicionalmente, con el espectrómetro de rayos gamma para medición in situ se han registrado 267 concentraciones de radioelementos (%K, ppmU y ppmTh) en sitios muestreados para densidad y susceptibilidad. A través del software apropiado, con los datos de calibración del espectrómetro GR-320, ambos suministrados por el fabricante (EXPLORANIUM), las cuentas en cada una de las 256 ventanas energéticas del instrumento se transforman en contenidos de K, U y Th. Hay que destacar que este instrumento, por su característica de monitorización continua y automática de la alineación espectral de sus 256 ventanas (mediante una fuente de Cs-137 que lleva incorporada) carece prácticamente de deriva, por lo que proporciona concentraciones de K, U y Th de valor geoquímico si el afloramiento ofrece buenas condiciones de medición (roca fresca, geometría 2π). En cada sitio elegido la medida (normalmente medidas dobles) es bastante rápida; en gabinete, una vez descargada la memoria del aparato, las cuentas en cada una de las ventanas del instrumento se transforman en contenidos de K, U y Th.

-PARÁMETROS

Todos los ficheros de datos parciales se reúnen en la hoja de cálculo petrofísica_total.xls que, en resumen, además de las descripciones de cada muestra (su número de identificación, coordenadas X,Y UTM huso 30 datum ED50, nº de hoja 1:50.000, fecha, formación muestreada según el Magna, clasificación si existe lámina o litología de visu, códigos, e información auxiliar), contiene las siguientes determinaciones (destacadas en negrita en la **figura 11**):

- 947 densidades y susceptibilidades aparentes
- 267 concentraciones espectrométricas (in-situ)
- 234 magnetizaciones remanentes

En el **Anexo 2** se da información sobre los parámetros e instrumentación usada. Las precisiones estimadas son de 0.02 g/cm^3 para densidad (sensibilidad de 0.01 g/cm^3), 2% para la susceptibilidad (sensibilidad de $2.5*10^{-7}$ ucgs), y 5-10% para la magnetización

remanente (sensibilidad de $2.4*10^{-6}$ A/m). Con el espectrómetro se efectúan lecturas dobles y triples que se promedian (sensibilidades de 0.05% en K, y 0.1 ppm de U y Th). Listados de los resultados de petrofísica_total .xls se dan por grupos de rocas en los Anexos 3 (metasedimentarias), 4 (volcánicas), 5 (intrusivas) y 6 (metamórficas).

Para finalizar, conviene resaltar que, sin duda, el aspecto metodológico mas importante de este trabajo es la determinación de un conjunto de propiedades físicas de las rocas exactamente relevante para la interpretación de campañas gravimétricas y aeromagnetoradiométricas (fundamentalmente la densidad, la susceptibilidad magnética, y las concentraciones espectrométricas; el resto de los parámetros de la **figura 11**, es de interés más limitado en aplicaciones específicas).

Es frecuente encontrar publicados trabajos de petrofísica relativos a mediciones aisladas de susceptibilidades y pesos específicos, o de susceptibilidades y magnetizaciones remanentes, o de contenidos de radioelementos naturales mediante espectrómetros terrestres, como se ha indicado en el apartado introductorio, pero es muy infrecuente la determinación e interpretación conjunta de todos estos parámetros. De ello se derivan unas importantes sinergias, no sólo para la interpretación geológica de las correspondientes campañas de geofísica, lo que es más evidente, sino también para los estudios de petrología (v.g, diagnóstico de procesos que hayan sufrido las rocas y que quedan reflejados en sus propiedades magnéticas, o en su densidad) y de geoquímica convencionales (v.g., separación de origen y entorno tectomagmático y evolución diferenciada de distintas variedades litológicas según sus contenidos en radioelementos), y de ello existe toda una casuística en la zona de estudio (todos estos datos de petrofísica tienen una historia geológica que descifrar). Añadir por último que, además, buena parte de estos parámetros petrofísicos puede ser registrada en campo de manera rápida y económica, por lo que su adquisición es muy recomendable por las razones expuestas.

3.2.4. RELACIONES ENTRE PARÁMETROS. DIAGRAMAS BIVARIANTES

Los resultados del estudio petrofísico se van a presentar en forma de histogramas, mapas de posición y diagramas bivariantes. Es destacable la utilidad de estos últimos, sea del tipo de que se trate (suceptibilidad-densidad k-d, suceptibilidad-magnetización remanente k-Q, contenidos %K-ppmTh, o entre cualesquiera parámetros de los estudiados), consistente en que:

*Proporcionan una visión inmediata de los campos de variación globales y los agrupamientos (modas) de los datos en cuestión.
*Tienden a caracterizar de forma precisa las tendencias petrofísicas existentes en los grupos rocosos estudiados, y los procesos subyacentes en ellas (v.g, exolución/oxidación de minerales; evolución geoquímica de tierras raras radiactivas), lo que es más importante por ser específico de este tipo de representación.
*Facilitan también el diagnóstico litológico pues ocurre que el nivel de correlación litología-petrofísica se suele ver notablemente incrementado cuando se analizan simultáneamente dos o tres parámetros en vez de uno.

De esta forma los diagramas bivariantes se configuran como una herramienta metodológica de primer orden para el análisis petrofísico, por lo que van a ser exhaustivamente utilizados en este trabajo. A continuación se suministran ejemplos de este tipo de representación.

Entre los mejores ejemplos publicados de diagramas suceptibilidad-densidad y suceptibilidad-magnetización remanente se encuentran los de Henkel (1991, 1994) con datos relativos a unas 30.000 muestras de rocas ígneas y metamórficas del Escudo Escandinavo. Los campos de variación de densidades y susceptibilidades de rocas para y ferromagnéticas encontrados por este autor se dan en la **figura 12**, junto con los resultados k-d globales del estudio de las rocas del Antiforme de Monesterio (sólo se han excluído las muestras de mineralizaciones por limitaciones de rango de densidad).

Se observa en la **figura 12** que mientras las densidades varían continuamente entre 2.45 y 3.15 g/cm^3, con una preponderancia de los valores bajos próximos a los 2.6 g/cm^3 que corresponden a granitoides y rocas metasedimentarias ligeras, la distribución de la susceptibilidad es marcadamente bimodal (o polimodal), con una buena diferenciación del

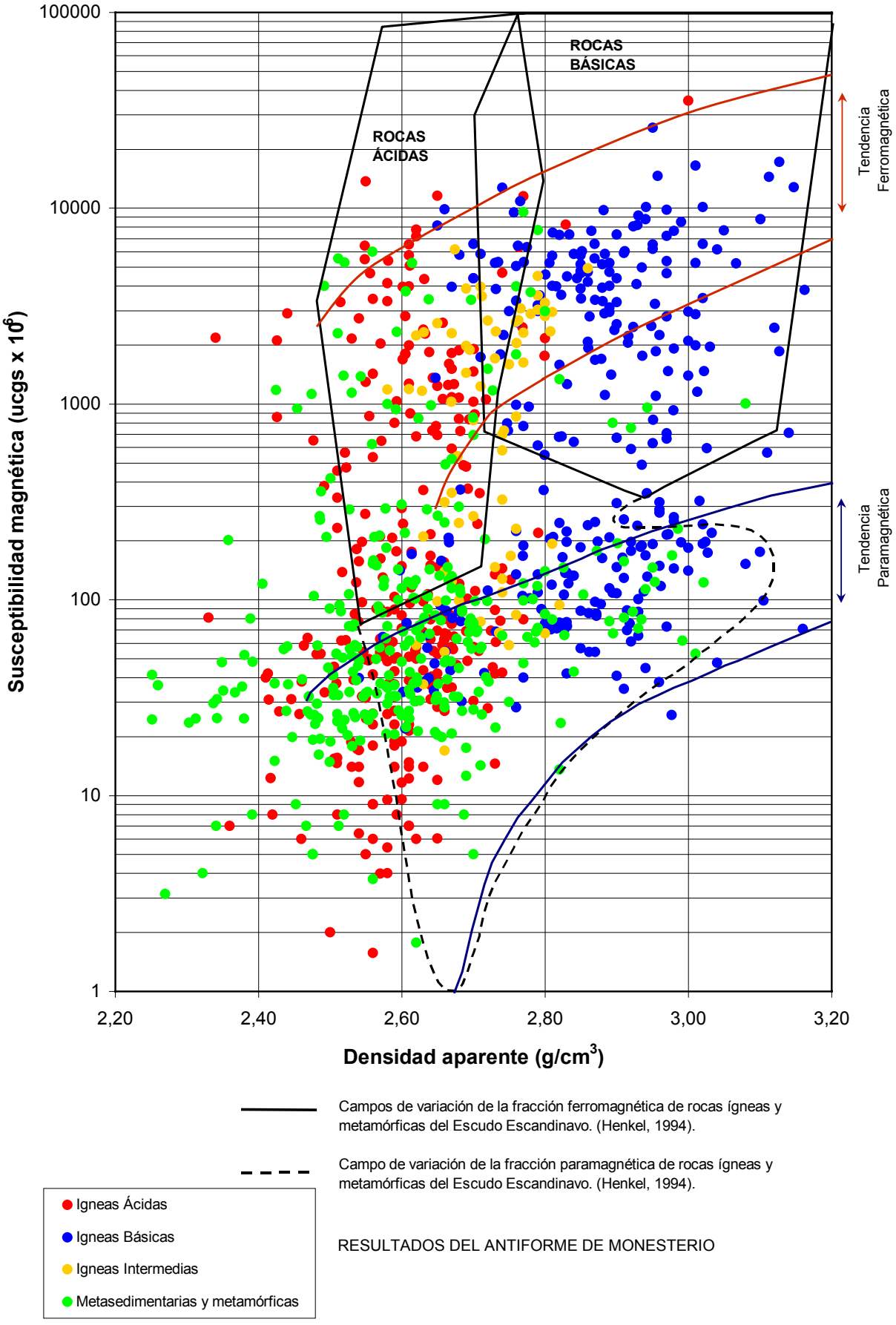


Figura 12. Diagrama densidad - susceptibilidad de 927 muestras del Antiforme de Monesterio

grupo paramagnético sin magnetita (con biotita-anfibol), del ferromagnético con magnetita (moda < $200*10^{-6}$ unidades cgs el primero, del orden de $1000*10^{-6}$ ucgs, y varios miles de unidades el segundo). Esta distribución de la susceptibilidad magnética tiende a ser independiente de las litologías mayores (pueden encontrarse términos ácidos tan magnéticos como los básicos y al revés). No obstante, existe una tendencia dentro de cada grupo para-ferromagnético al aumento de la susceptibilidad con la basicidad y, por tanto, con la densidad.

En cuanto a magnetizaciones remanentes, el diagrama k-Q es una buena representación de la magnetización de las rocas cuando se trata de analizar anomalías magnéticas de campo total. Recordemos que la anomalía magnética es el producto de un factor geométrico (volumen y distancia a la fuente) por un contraste de magnetización inducida y remanente expresable por: $Ji+Jnrm=\Delta k*Ht+Jnrm$. En el caso usual de tratarse de una magnetización remanente viscosa paralela al campo terrestre Ht ($Q<1$) la expresión anterior se puede escribir como: $\Delta k*Ht+(Jnrm*Ji/Ji)= \Delta k\ (1+Q)*Ht$; a $\Delta k\ (1+Q)$ se le denomina susceptibilidad efectiva.

Cuando la magnetita es MD (multidominio), bien cristalizada, casi pura, su remanencia suele ser viscosa, subparalela al campo actual. Esto ocurre con frecuencia en rocas ígneas intrusivas, de modo que la susceptibilidad se ve incrementada en el ratio Q (Q = 0.2-0.7 en muchas de ellas, Clark, 1997). Así, las anomalías pueden interpretarse en términos de inducción, si bien alcanzan valores mayores que los esperados según las susceptibilidades medidas en laboratorio.

Las tendencias delineadas por los datos en un diagrama k-Q permiten la identificacón del mineral ferromagnético dominante (los campos de variación aproximados son, en rocas con magnetita, $100<k<10.000$, $0.01<Q<1$; con titanomagnetita $k>1000$, $0.1<Q<10$; con pirrotina $k>100$, $Q>2$; con hematites $k<100$, $1<Q<100$; Henkel, 1994, del que se ha tomado la **figura 13**), y muestran en qué rocas domina la inducción Ji y en qué rocas lo hace la remanencia Jnrm. En estas últimas sería necesario, para la interpretación magnética de detalle, determinar la dirección de la remanencia mediante medidas en muestras orientadas. En el Escudo Escandinavo se obtuvieron parámetros Q bajos (<1, Henkel, 1994) en rocas

plutónicas con magnetita MD. Todo ello concuerda con la descripción teórico-empírica del apartado anterior (3.1).

Las tendencias en un diagrama k-Q dependen de la cantidad y, sobre todo, del tamaño de grano de los minerales ferromagnéticos; en el caso de titanomagnetitas, para tamaños inferiores al multidominio (granos menores que 10-20 μm), la susceptibilidad decrece y la remanencia aumenta. Por ello los cambios de fase y fenómenos asociados de exolución-precipitación son los principales causantes de las tendencias observables en un diagrama k-Q. Los trabajos de petrología magnética estudian los procesos que, dependiendo de las condiciones petrogenéticas e historia geológica posterior, controlan la magnetización al crear, alterar o destruir los minerales magnéticos, basándose en análisis petrográficos, termodinámicos, experimentales y de química mineral, que como se indicó en el apartado 3.1 de antecedentes, se encuentran abiertos a debate. A pesar de la complejidad de los fenómenos implicados, Henkel, 1991, ha explicado algunas tendencias naturales delineadas por los datos petrofísicos k-Q del escudo escandinavo (9000 muestras de rocas plutónicas, **figura 14**), a las que nos vamos a referir más extensamente en la descripción de los resultados obtenidos con las muestras tomadas en el Antiforme de Monesterio (apartado 3.4).

Por lo que respecta a diagramas bivariantes con datos de mediciones de radiación gamma natural, en la **figura 15** se representa, a modo de ejemplo, el diagrama Th-K correspondiente a todos los resultados obtenidos con el espectrómetro terrestre por tipos de rocas de los complejos de Burguillos, Valencia del Ventoso y Brovales. Se pueden realizar tres divisiones fundamentales:

1) Conjunto gabroideo-diorítico central de Burguillos: se caracteriza por su bajo contenido en Th (y U), y alto en K (salvo algunos gabros). En la parte menos radiactiva del conjunto se podría tratar de distinguir directrices de algunos tipos de gabros por su menor radiación, mientras que en la superior quedarían las dioritas más potásicas (contenido en K alto y muy homogéneo con un estrecho margen de variación, alrededor del 2%). El nivel de solapamiento entre gabros y dioritas es importante en general, de modo que quedan mal diferenciados en el vuelo que cubre Burguillos (vuelos de la JEN de 1981, que no son de alta resolución).

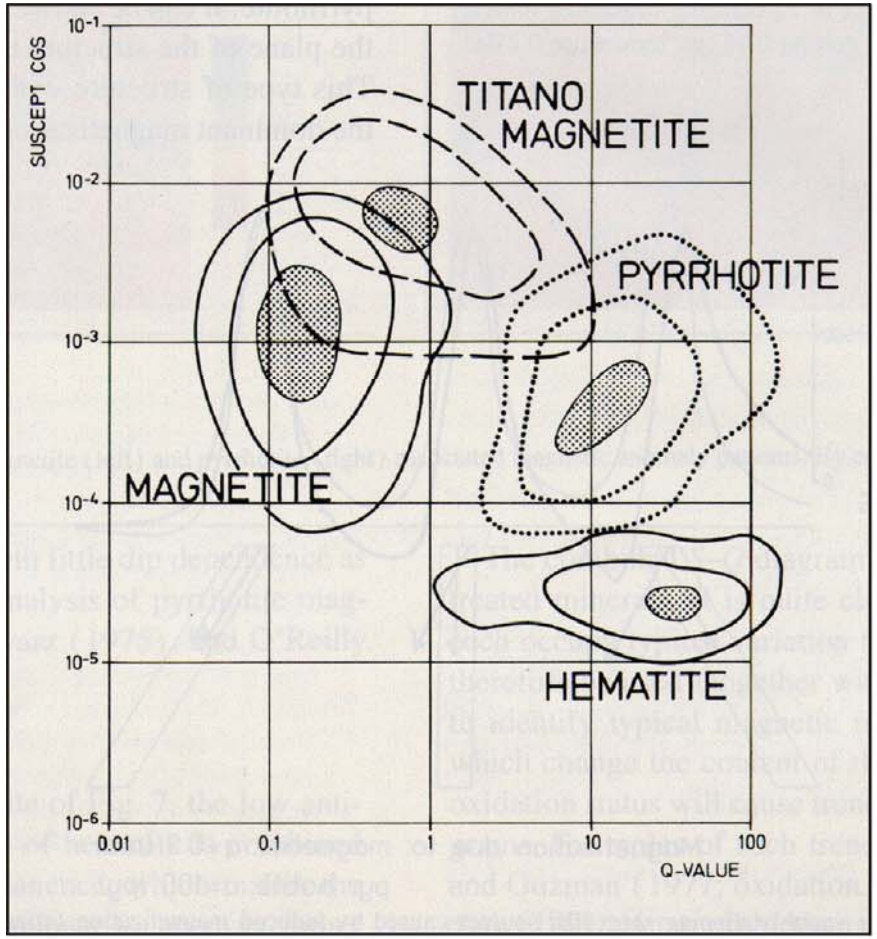


Figura 13. *Diagrama susceptibilidad-magnetización: principales minerales ferromagnéticos (Henkel, 1994).*

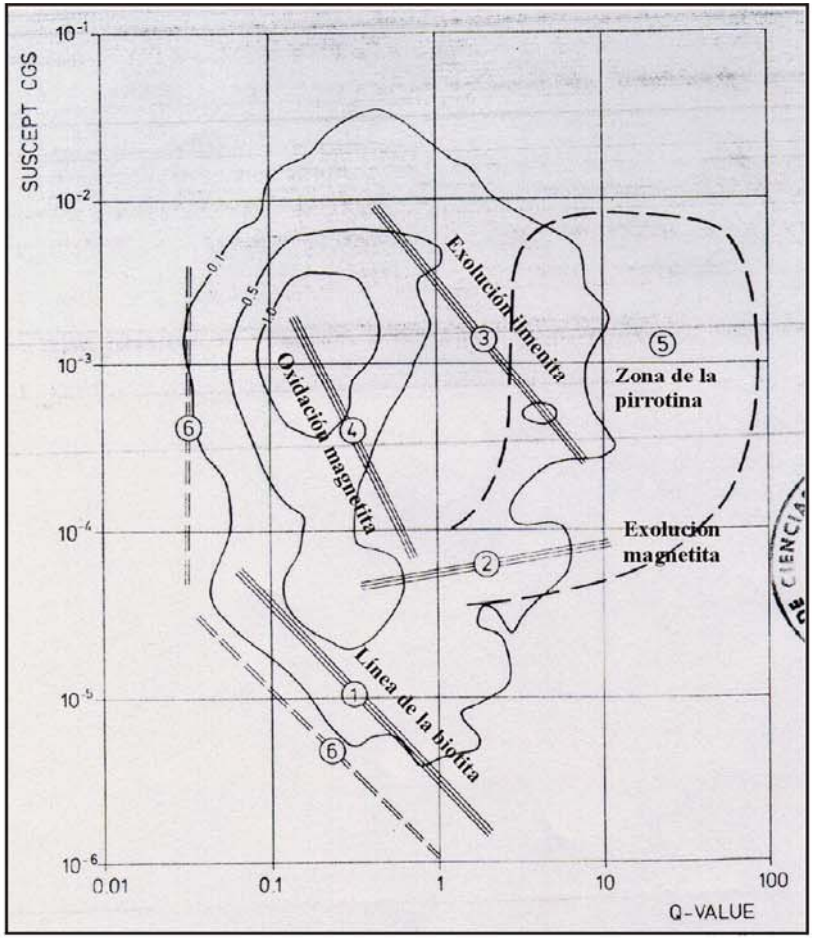


Figura 14. *Tendencias naturales observadas en datos susceptibilidad-magnetización (Henkel, 1991).*

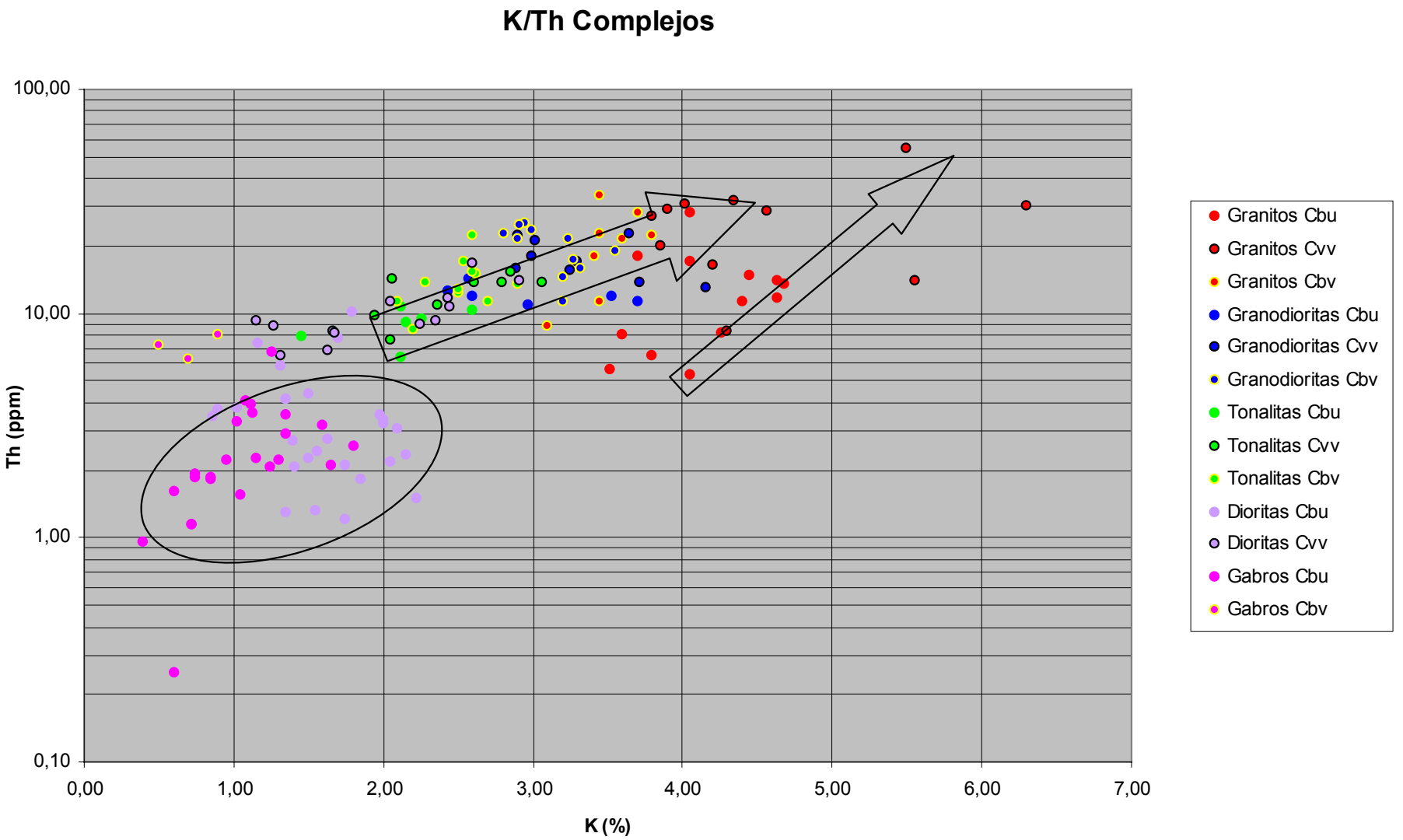


Figura 15. Diagrama Th-K: complejos de Valencia del Ventoso (círculo con borde negro), Brovales (círculo con borde amarillo) y Burguillos del Cerro

2) Directriz principal de las rocas de los tres complejos: arranca de las dioritas centrales de Valencia del Ventoso, que se ubican junto a las dioritas periféricas de Burguillos. La directriz continua con las monzodioritas de Valencia del Ventoso y las tonalitas de los tres complejos; estas últimas son similares, con radiactividad creciente en los tres elementos de Burguillos a Brovales. Las granodioritas se ubican en registros próximos a los de las tonalitas, pero en general superiores al 3% de K. La tendencia de tonalitas y granodioritas es a producir una señales de U+Th cada más intensas de Burguillos a Brovales. La directriz termina con los granitos de Brovales y los monzogranitos de Valencia del Ventoso que se muestran como bastante más evolucionados que los de Brovales.
3) Directriz de los granitos de Burguillos y diques graníticos de Valencia del Ventoso. Se caracterizan por ser las rocas más potásicas entre las muestreadas y por presentar la tasa de aumento en Th más elevada de todas las litologías. Los granitos de Brovales muestran una tasa de aumento en Th también elevada, pero son anormalmente bajos en K. El aumento en Th (depresión del ratio K/Th) es un claro índice de evolución dentro del conjunto de las rocas graníticas (y del de las rocas intermedias).

En conclusión, del análisis del diagrama Th-K de la **figura 15** se deduce que: 1) Los datos radiométricos al suelo presentan los diferentes contenidos y tendencias radiométricas en cada complejo, permitiendo establecer correlaciones entre sus rocas intermedio-ácidas, dado que no existen equivalentes básicos a los de Burguillos en Valencia del Ventoso o Brovales. Se trata por tanto de datos de indudable interés geoquímico, y 2) En cuanto a la cartografía de unidades ígneas muy complejas o con malas condiciones de afloramiento, Burguillos muestra el mayor rango radiométrico y Brovales el menor, de modo que las posibilidades cartográficas de la radiometría aeroportada varían en el mismo sentido. Como en Burguillos no existe un vuelo de alta resolución, es en Valencia del Ventoso donde se alcanzan los resultados más satisfactorios como se analiza en el capítulo nº 6, de cartografía geofísica de los complejos zonados.

Queda claro, por tanto, la utilidad del diagrama de la **figura 15** para el diagnóstico litológico, la caracterización de las tendencias petrofísicas existentes en los grupos rocosos estudiados en los complejos zonados (y los procesos subyacentes a ellas, en este caso la evolución geoquímica del K y tierras raras radiactivas), y por último, para la evaluación de la capacidad discriminatoria e interpretación de los datos radiométricos aeroportados.

Para finalizar, indicar que una cuestión importante para la agrupación, presentación y análisis de resultados de un parámetro típicamente polimodal como la susceptibilidad, es la adopción de los límites del paramagnetismo y distintos umbrales de ferromagnetismo a los que referir los estadísticos generales. Aunque es posible utilizar distintos umbrales para rocas ligeras y pesadas*, en este trabajo, en aras de simplificar categorías en un área con fuerte presencia de magnetita, las vamos a agrupar en los siguientes niveles (que denominaremos kmp, kmf1, kmf2, kmf3 y kmf4):

MODA	FRACCIÓN	ANOMALÍA	% Fe_3O_4
kmp: $k<250*10^{-6}$ ucgs	Fracción paramagnética.	1 nT	(% $Fe_3O_4<0.1$)
kmf1: $250<k<750*10^{-6}$ ucgs	Fracción (débil) ferromagnética.	10 nT	(0.1<% $Fe_3O_4<0.3$)
kmf2: $750<k<2500*10^{-6}$ ucgs	Fracción (moderada) ferromagnética	100 nT	(0.3<% $Fe_3O_4<1$)
kmf3: $2500<k<7500*10^{-6}$ ucgs	Fracción ferromagnética.	500 nT	(1<% $Fe_3O_4<3$)
kmf4: $k>7500*10^{-6}$ ucgs	Fracción muy ferromagnética.	>1000 nT	(% $Fe_3O_4>3$)

A estos rangos referiremos medias (una única media no sería representativa, algo más lo es la mediana, usada en las tablas de resultados VII a XIII) y modas, y serán los usados en los códigos de color de los mapas de posición de muestras (**figura 9**). Estos niveles de susceptibilidad corresponden, groseramente, a los necesarios para producir anomalías de varias nT, pocas decenas de nT, muchas decenas de nT, algún centenar de nT, y muchos centenares, incluso millares de nT, anomalías todas ellas existentes en los mapas aeromagnéticos de la región que estamos estudiando (**figura 9**). En densidades se han usado también 5 niveles para las figuras de posición (**figura 10**).

*Henkel (1994) recomienda un límite paramagnético:
1) De unas $100*10^{-6}$ unidades cgs para la región ligera del espacio k-d (hasta 2.75 g/ cm^3, que se puede tomar como límite de densidad de las rocas ácidas). Ello corresponde a un 0.03% de magnetita MD bien cristalizada (lo que en la práctica supondrá porcentajes ligeramente mayores como se ha visto más arriba). En este grupo la contribución a la susceptibilidad realmente de origen paramagnético será muy pequeña ($<10*10^{-6}$ ucgs); 2) De $250*10^{-6}$ ucgs para la fracción litológica pesada (gabros-dioritas; basaltos-espilitas-diabasas; anfibolitas en nuestro caso). Para este grupo la variación k-d provocada por una fracción v de minerales paramagnéticos en la roca (biotita, anfíboles, piroxenos, olivinos) puede calcularse por: $d=(1-v)*ds+v*3.2$ g/cm^3; $k=120*v*10^{-6}$ ucgs, (Henkel, 1994), curva representativa de la tendencia paramagnética de la **figura 12,** que en conjunto se obtendría variando la densidad ds de la fracción silicatada (diamagnética) según los contenidos de cuarzo y feldespatos ($2.55<ds<2.67$). La expresión teórica de la tendencia ferromagnética se obtiene por $d=(1-v-v')*ds+v*3.2+v'*5.2$ g/cm^3, $k=v'*300000*10^{-6}$ ucgs (v′: contenido en magnetita).

3.3. DENSIDAD Y SUSCEPTIBILIDAD POR GRUPOS DE ROCAS DEL ANTIFORME DE MONESTERIO

A continuación se expone un análisis de los resultados de laboratorio para los grupos litológicos de la **tabla VII**, de las 657 muestras de petrofísica regional tomadas en el Antiforme de Monesterio, borde SO del terreno de Ossa Morena. Recordemos que listados de los resultados de petrofísica se dan por estos grupos de rocas en los Anexos 3 (metasedimentarias), 4 (volcánicas), 5 (intrusivas) y 6 (metamórficas).

Se han preparado mapas de posición de muestras con el área del vuelo de 1997, y figuras con histogramas y diagramas bivariantes de las densidades y susceptibilidades de todos estos grupos. También se citan las características petrofísicas por unidades litoestratigráficas y cuerpos intrusivos de las **tablas V** y **VI** cuando se disponen al menos de 4 ó 5 muestras. Estas unidades aparecen etiquetadas y en color en la síntesis geológica de la **figura 1**, síntesis que es la base de los mapas de posición. Recordemos que esta síntesis se basa en la correlación de las unidades definidas en las hojas Magna de la zona de estudio, para la que se ha tenido en cuenta sus firmas magnéticas y radiométricas. Se va a trabajar con ella por considerarla adecuada tanto para agrupar los resultados obtenidos en laboratorio, como para describir el magnetismo, gravimetría y la radiometría gamma natural del área de estudio, si bien para el análisis de esta última en ciertas unidades e intrusiones serán necesarias subdivisiones adicionales, no bastando en definitiva la simplificación del Magna de la **figura 1**, ni aún el Magna completo como se verá.

3.3.1. GRUPO DE LAS ARENISCAS

-Arcosas (32 muestras. 1 muestra con lámina, 3 muestras con lámina y probeta): se han recogido, fundamentalmente, en la Fm. Torreárboles (hoja 876, 23 muestras), y en la Fm. detrítica de Jerez, (hoja 875, 9 muestras), **figura 16**. Como referencia, en la Fm. Torreárboles su composición es de clastos de cuarzo y feldespatos, con textura blastosamítica, en matriz sericítica y/o clorítica, según Garrote Ruiz *et al* (1983).

Las arcosas presentan un histograma de densidades global con moda de 2.58 g/cm^3 y media de 2.56 g/cm^3 (**figura 17**). El intervalo oscila entre 2.25 y 2.68 g/cm^3. Las arcosas de la Fm. detrítica de Jerez parecen algo más ligeras, con un promedio de 2.47 g/cm^3 (rango de 2.25 a

2.58 g/cm^3; la muestra de Jerez número 382 que posee una densidad de 2.25 alcanza una porosidad del 15.12%), frente a 2.60 g/cm^3 de las de Torreárboles (rango de 2.39 a 2.68 g/cm^3, en cuyo extremo superior se insinúa la segunda moda del histograma con un valor de 2.64 g/cm^3).

Las susceptibilidades de las 9 arcosas de la unidad de Jerez son todas muy bajas (media de $56*10^{-6}$ ucgs en la fracción paramagnética, con susceptibilidades inferiores a 250 unidades, que incluye las 9 muestras), así como en la mayoría de las de la Fm. Torreárboles (media de $66*10^{-6}$ ucgs, en los 19 ejemplares paramagnéticos del total de 23). La media paramagnética global es kmp(28)= $64*10^{-6}$ ucgs, **tabla VIII** (ver *infra*, pag. 63).

Existen 4 ejemplares débilmente ferromagnéticos, números 130, 149, 170 y 362 entre las arcosas de Torreárboles (Anexo 3), con un promedio de las tres comprendidas en el rango de 250 a 750 kmf1(3)=$360*10^{-6}$ ucgs. La muestra 130 ($490*10^{-6}$ ucgs) es una arcosa grauváquica, perteneciente al Cámbrico de la Unidad de Alconera, formada por clastos detríticos de cuarzo y plagioclasa con algunos fragmentos de rocas volcánicas, en una matriz arcillosa ligeramente metamorfizada. Se observa magnetita en cristales detríticos que en más del 90% han sido martitizados. La roca pone de manifiesto la presencia de dicho mineral en pizarras y areniscas del Cámbrico, aunque con abundante martitización que implica un fuerte descenso de la susceptibilidad magnética. En la muestra 362 ($299*10^{-6}$ ucgs) los opacos son muy escasos. La nº 170, con $997*10^{-6}$ ucgs, es una roca muy similar a la 130, pero la martitización es algo más ligera.

El promedio kmf1(3) es ligeramente bajo para que estas rocas fueran las causantes de las anomalías magnéticas que aparecen sobre la Fm. Torreárboles en la hoja 876, abundantes tanto en la zona Sur del sinclinal de Zafra-Fuente de Cantos (21) (**figura 18**), como al SE de las serpentinitas de Calzadilla SPc (40) (anomalías del orden de varias decenas de nanoteslas, nT, que precisarían contrastes próximos al millar de unidades, es decir, promedios del orden del valor de la muestra 170, y superiores). Dichas anomalías se ajustan perfectamente a la geometría del sinclinal, como correspondería a la presencia frecuente en el miembro arcósico inferior de la Fm. Torreárboles "de niveles finos con fuerte concentración de opacos… de óxidos férricos (magnetita) que no sobrepasan el milímetro de potencia" (Garrote Ruiz *et al,* 1983, memoria hoja Magna nº 876, págs 15 y 25).

-Areniscas (33 muestras. 2 muestras con lámina y probeta): este grupo comprende 7 areniscas del Cámbrico inferior de pizarras y arenas (unidad 25 en la **figura 16**: 3 en la esquina SO de la hoja 897, en lo que para Eguiluz *et al* (1983), constituyen las capas de Arroyomolinos, y 4 adyacentes en la hoja 896 de correlación dudosa con las anteriores), y 27 en las areniscas de la unidad de Cumbres (**figura 16**; hoja 896, alternancia de pizarras y areniscas, según Apalategui *et al,* 1983).

Todas estas rocas muestran un histograma de densidades pobremente agrupado, con una moda no bien definida de 2.60 g/cm^3, y una media global de 2.56 g/cm^3, igual a la de las arcosas **(figura 17)**. La densidad está dentro del intervalo 2.35-2.73 g/cm^3, definido por las areniscas de Cumbres. No puede hablarse de diferencias de densidad entre areniscas de Arroyomolinos y Cumbres, que alcanzan el mismo promedio de 2.56 g/cm^3.

La susceptibilidad presenta valores bajos en los 7 ejemplares de Arroyomolinos, que son todos paramagnéticos, con un promedio de $40*10^{-6}$ ucgs. En la alternancia de Cumbres ocurre una muestra (número 285) ferromagnética con un valor de $1169*10^{-6}$ unidades. La media paramagnética de los otros 25 ejemplares de Cumbres es de 49 unidades (la global es kmp(32)= $47*10^{-6}$ ucgs, tabla **VIII**). Petrográficamente, la muestra 285 corresponde a una arenisca feldespática en paso a grauvaca, formada por una fracción clástica de granos de cuarzo y plaglioclasa con formas subangulosas y escasos fragmentos de pizarras, cuarcitas y posibles de volcanitas (éstos muy alterados en sericita). La matriz que une a estos terrígenos es sericitico-cloritosa y muestra una clara recristalización y ligera orientación. Presencia de escasa fracción pesada formada por turmalina y circón. La magnetita ocurre en cristales de diferente tamaño de grano (0,06 a 0,16 mm), y al igual que en las pizarras de esta unidad de Cumbres parte de los mismos tienden al idiomorfismo. Su proporción está cercana al 1% y los procesos de martitización son menores que los observados en las rocas pizarrosas, por lo cual esta muestra presenta valores de susceptibilidad magnética superiores a los de ellas.

Por tanto, en susceptibilidades se insinúa la presencia de una familia de valores más elevados, dentro de las areniscas del grupo volcano-sedimentario de Cumbres de la hoja 896, lo que podría justificar alguna de las abundantes anomalías de diversas zonas de esta unidad (**figura 18**), si bien no las más intensas que son probablemente causadas por niveles

de origen volcánico bimodal (par básico -espilitas- /ácido -queratófidos) subaflorantes. Por ejemplo, en la unidad de Cumbres se ha recogido la muestra 569, volcanita básica con $9889*10^{-6}$ unidades (4% Fe_3O_4). El mapa gravimétrico (**figura 10**), con tonos de campo intermedio debidos al importante gradiente causado por las espilitas de la mitad Sur de la hoja, parece indicar que se trata más bien de rocas más densas como las espilitas (coincidencia de los máximos del campo reducido al polo con máximos relativos –tonos amarillentos- en el mapa de Anomalías de Bouguer), que más ligeras como los queratófidos. No obstante, quizás éstos también se presentan en la U. de Cumbres. Los materiales sedimentarios, epiclásticos, y volcánicos deben estar entremezclados, v.g. a este respecto, pueden ser tobas queratofídicas muestras como las nº 471, 474 y 477 (que insinúan una moda alta próxima a 2.66 g/cm^3, **figura 17**, si bien se trata de ejemplares paramagnéticos; en Cumbres no se han tomado muestras ferromagnéticas de queratófidos, abundantes en la U. de Jerez).

-Cuarcitas (15 muestras. 5 muestra con lámina, 4 muestras con lámina y probeta): se trata de cuarcitas de la Serie Negra, 11 de ellas recogidas en la hoja 897, tanto en las Fms. Montemolín como Tentudía (Eguiluz *et al*, 1983) (se trata en general de pequeños afloramientos que no se han separado en la síntesis de la **figura 16**).

Se observa una tendencia a un histograma unimodal con buena agrupación de los datos de densidad, media de 2.59 g/cm^3 y moda de 2.60 g/cm^3; todo ello excluido un valor que alcanza los 2.91 g/cm^3, muestra nº 24 que contiene óxidos de hierro abundantes en lámina y probeta, con lo que el rango discurre de 2.41 a 2.75 g/cm^3. Los valores de susceptibilidad son bajos, inferiores a 250 unidades salvo uno de 290, de modo que 14 ejemplares, incluido el nº 24 citado, son paramagnéticos, con una media kmp(14)= $107*10^{-6}$ ucgs (la muestra 8 con 290 unidades, puede tener entre 0.1 y 0.2% de Fe_3O_4, como también las nº 10 -$209*10^{-6}$ unidades- y 97 -$219*10^{-6}$ unidades-).

Disponemos de láminas delgadas y probetas pulidas de las muestras 5, 8, 10, 31, 43, 79, 88, 97 y 103. Presentan texturas granoblásticas formadas por un mosaico de granos de cuarzo, con cristalinidad variable, muy fina en liditas y más desarrollado en cuarcitas. Las coloraciones oscuras en muestra de mano son debidas al desarrollo de un material pulverulento negruzco que corresponde a oligisto y materia orgánica carbonosa,

observándose también el desarrollo de laminillas de grafito. Algunas muestras presentan biotita y anfíbol, las cuales representan parte del material de caja, así como mica moscovítica y clorita. Ocurren en algunas casos (muestra 103 como representativa) mineralizaciones apreciables de sulfuros (pirita) ligadas a esta litología.

En resumen, en probeta pulida se observa la presencia de oligisto y material carbonoso, pero no de magnetita; no obstante algunas anomalías débiles del mapa aeromagnético pueden ser debidas a estas rocas (v.g., tenues pero claramente perceptibles cambios de tono en los mapas magnéticos a color que siguen los pliegues marcados por las cuarcitas en la cartografía 1/50.000): obsérvese que la media kmp de las cuarcitas es del orden del doble que la de las fracciones paramagnéticas del resto de las areniscas (**tabla VIII**). Se puede concluir que el ejemplar nº 8 ($290*10^{-6}$ ucgs), aún sin magnetita visible, representa una familia de valores, quizás inferiores a las 500 unidades, que podrían causar anomalías de una veintena de nT que aparecen en el mapa magnético.

-Grauvacas (34 muestras. 11 muestras con lámina, 10 muestras con lámina y probeta): la mayor parte se localizan ya en la Fm. Tentudía (9 muestras en la hoja 897, 3 en la 876), ya en la Fm. detrítica de Jerez (17 muestras, hoja 875), con las tres últimas tomadas en la U. de Benalija del flanco NE del Antiforme.

Las susceptibilidades obtenidas son bajas, salvo algún caso en la Fm. de Jerez (muestras 259, 260, y 423, con 1377, 357, y $1398*10^{-6}$ unidades, respectivamente, kmf2(2)=$1388*10^{-6}$ ucgs). El promedio de las 31 muestras paramagnéticas es de 54 unidades (**tabla VIII**), con un rango entre 8 y 153 $*10^{-6}$ ucgs. El rango de densidades se localiza entre 2.31-2.77 g/cm^3, y media de 2.54 g/cm^3, **figura 17**. Existen tres valores algo bajos, de 2.31, 2.38 y 2.39 g/cm^3, muestras números 348, 86 y 34, respectivamente, con porosidades del 12.06, 10.63 y 11.53%. Pueden ser consideradas bimodales, con una moda baja por definir, probablemente próxima a 2.52 g/cm^3, y otra alta de 2.62 g/cm^3. Por sus características petrofísicas, no existen apenas diferencias de densidad entre grauvacas de la Fm. Tentudía, de la Fm. detrítica de Jerez, y de Benalija, ni tampoco de susceptibilidades, salvo por la probable familia ferromagnética citada de las grauvacas de Jerez, que son bimodales, como ocurre con los esquistos de la esta unidad como veremos.

Petrografía de las grauvacas de la Fm. detrítica de Jerez: disponemos de 4 ejemplares (259, 260, 359 y 423) con lámina y probeta. Muestra 259, metagrauvaca: roca formada por clastos de cuarzo y plagioclasa con formas subangulosas en una matriz sericítica recristalizada en forma de pajuelas con ligera orientación, los minerales accesorios corresponden a circón y apatito. Presencia de magnetita en cristales de diferente tamaño unos entre 0,08 0,10 mm y otros de 0,20 a 0,25 mm, su origen es detrítico y en parte metamórfico (idiomorfos, cortando a la incipiente esquistosidad y de mayor tamaño de grano). Sus proporciones son cercanas al 1%, pero la martitización afecta al 50% de los cristales por lo cual debe existir un descenso en la susceptibilidad magnética. Muestra 260, metagrauvaca: petrográficamente es una roca similar a la 259, pero la proporción de magnetita es escasa, entre un 0,1 y 0,3% y además prácticamente está totalmente martitizada, por lo cual debe de esperarse un comportamiento paramagnético. Muestra 423: se compone de clastos de cuarzo y plagioclasa en una matriz orientada en la que se desarrolla biotita distribuida en hileras. Presencia de magnetita, en parte detrítica y una gran parte recristalizada por metamorfismo. Desgraciadamente, la magnetita que originalmente alcanzaría proporciones del 1.5% ha sido parcialmente martitizada quedando sólo unas proporciones del 0.7% a 0.9% de magnetita sana. Muestra 359: debe de clasificarse como metagrauvaca, muy similar a la 423, pero prácticamente sin magnetita, aunque ha existido originalmente pero se ha transformado en óxidos de Fe (martitización). En efecto, la susceptibilidad es bastante más baja ($153*10^{-6}$ unidades) que en los casos anteriores.

Petrografía de las metagrauvacas de la Fm. Tentudía: muestras 34, 86, 92, 94, 96, 98, 100, de las cuales disponemos de lámina y probeta pulida. Están formadas por una fracción clástica de granos angulosos o subredondeados de cuarzo y plagioclasa y en ocasiones de fragmentos de rocas volcánicas ácidas y de chert silíceo. La matriz está constituida por minerales sericítico-arcillosos distribuidos en laminillas con apreciable orientación, son frecuentes las alternancias de lechos finos pizarrosos. Los opacos son poco abundantes y son similares a los que presentan las pizarras de esta formación, distribuyendose en el relleno de microfisuras y esparcidos irregularmente.

En ninguna de las muestras se ha observado magnetita, por lo tanto los valores de susceptibilidad magnética obtenidos en los ensayos de laboratorio son muy bajos y similares a los de las pizarras de esta sucesión. Las densidades, cuyos valores se solapan

con los obtenidos en las pizarras, pueden ser ligeramente superiores, pero la presencia de la matriz sericítica y las alternancias de nivelillos de pizarras ocasionan unos valores similares en las dos litologías.

En síntesis, obsérvense las características de grupo vulcanosedimentario de todo el Cámbrico Inferior de las unidades de Arroyomolinos, Jerez y Cumbres. Esta última se sitúa sobre la Fm. Carbonatada y con cambios laterales de facies con la Fm. detrítica de Jerez; entre estas dos formaciones existe una gran similitud con rocas petrográficamente similares que corresponden a materiales detríticos y aportes volcánicos. Estos últimos son más abundantes en la Fm. detrítica de Jerez (con dos muestras de espilitas y 12 de queratófidos, **tabla VI**).

En la Unidad de Cumbres sólo se ha encontrado una volcanita (muestra 569). Escasos afloramientos de volcanitas son visibles en esta unidad, pero se mencionan en la Hoja Magna 896 (Higuera la Real) al ESE de Cumbres Mayores, que deben ser similares al afloramiento de la muestra 569. Tanto en este afloramiento como en el anteriormente mencionado se observan claras anomalías en el mapa reducido al polo. La muestra 569 corresponde a una roca volcánica o subvolcánica básica ("sill") con color gris-verdoso, formada por tabletas de plagioclasa entrecruzadas entre sí, con porcesos de alteración sausuríticos (sericita-clorita-epidota-calcita), que engloban a materiales cloríticos. Presenta abundante Magnetita (3 a 3,5 % con escasa martitización) de origen magmático, pero es posible que esté afectada por procesos hidrotermales; su tamaño varía entre 0,16 a 0,30 mm.

En la Unidad de Arroyomolinos se han recogido 3 rocas volcánicas. La muestra 558 ($5699*10^{-6}$ ucgs) corresponde a una roca subvolcánica formada por un entramado intergranular de cristales entrecruzados de plagioclasa (andesina-labradorita) que engloba gran cantidad de clorita entre sus intersticios, indicando procesos posteriores hidrotermales. Debe de clasificarse como una espilita, las cuales exisiten dentro de esta formación como "sills" o diques. Magnetita en proporciones entre 2 y 3%, con tamaño de 0.30 mm. La muestra 559 ($12745*10^{-6}$ ucgs) corresponde a una roca conglomerática-brechoide de claro origen sedimentario. Está formada por numerosos clastos de pizarras, areniscas y rocas volcánicos en una matriz areniscosa. La magnetita es abundante y se presenta dentro de los

diferentes clastos. Es muy difícil de evaluar su proporción pero puede estimarse entre 3 y 4%, en gran parte puede tener un origen sedimentario. La muestra 560 ($2175*10^{-6}$ ucgs) corresponde a una roca ácida (queratofídica) formada por laminillas de albita y algo de cuarzo manchada por una gran cantidad de óxidos de hierro (oligisto). En la lámina se observan unos opacos con formas diferentes al oligisto que podrían ser de magnetita, lo cual apoya a los valores de susceptibilidad magnética medidos en el campo (2000-2500 * 10^{-6} ucgs). Se puede clasificar como un queratófido.

Resumen global de las areniscas: son rocas de densidad baja, que tienden a ocupar mínimos o mínimos relativos en el mapa de Anomalías de Bouguer (**figura 10**), con un promedio global para todos los tipos (114 muestras) de 2.56 g/cm^3 (**tab1a VIII**), coincidente con el de arcosas y areniscas ss, inferior en 0.03 g/cm^3 al de cuarcitas, y superior en 0.02 g/cm^3 al de las grauvacas. Se trata de rocas con rangos de propiedades muy similares, por lo que quedan mal diferenciadas en el diagrama conjunto d-k (**figura 17**), salvo el contraste de susceptibilidades entre las areniscas cámbricas y precámbricas. Aunque el histograma global presenta una sola moda de 2.56 g/cm^3, (**figura 30**), puede hablarse de una cierta bimodalidad (dentro de la restricción cuantitativa del muestreo) de areniscas ss y grauvacas. Esta bimodalidad no es sorprendente en ambos casos al haberse muestreado unidades (Fms. Tentudía, Cumbres y Jerez) con áreas ricas en materiales volcanoderivados. No existen diferencias de densidad entre formaciones, salvo con la de Jerez que engloba grauvacas y un grupo de arcosas más ligeras. En efecto, esta Fm. suele ocupar mínimos acusados del mapa de Anomalías de Bouguer (**figura 10**).

Las susceptibilidades son bajas (105 muestras paramagnéticas, kmp(105)=$62*10^{-6}$ ucgs), ligeramente más altas en las cuarcitas. Valores mencionables se han obtenido en (**tabla VIII**, **figura 18**): 1) la Fm. Torreárboles (kmf1= 360 y probable media ferromagnética kmf2 próxima a las $1000*10^{-6}$ ucgs), 2) la Unidad de Cumbres, donde son probables una moda alta entre 1000 y $2000*10^{-6}$ ucgs que puede justificar sus anomalías magnéticas menos acusadas, y quizás otras modas más elevadas pero locales, y 3) la Fm. detrítica de Jerez, con dos ejemplares de grauvacas con contenidos superiores al 0.5% de Fe_3O_4 (media de $1388*10^{-6}$ ucgs).

Las susceptibilidades podrían ser mayores si no fuera por los procesos de martitización generales que afectan a la magnetita de estas rocas, lo que también ocurre en las pizarras y esquistos de las Fms. Cámbricas. Los datos de magnetización remanente de todas ellas van a definir una directriz de oxidación de la magnetita como veremos más adelante (capítulo 3.4).

	DENSIDAD (g/cm^3)			
	N	RANGO	MEDIA	MODA
ARENISCAS	114	2.25-2.77	2.56	2.58
ARCOSAS	32	2.25-2.68	2.56	2.58
ARENISCAS	33	2.35-2.73	2.56	2.60
CUARCITAS	15	2.41-2.75	2.59	2.60
GRAUVACAS	34	2.31-2.77	2.54	2.52/2.6

	SUSCEPTIBILIDAD (ucgs x 10^6)							**Q**
	RANG	Mediana	kmp	kmf1	kmf2	kmf3	kmf4	Mediana
ARENISCAS	2-1398	48	62(105)	345 (5)	1235 (4)	-	-	0.27 (3)
ARCOSAS	5-997	58	64 (28)	360 (3)	997 (1)	-	-	-
ARENISCAS	5-1169	34	47 (32)	-	1169 (1)	-	-	-
CUARCITAS	2-290	114	107 (14)	290 (1)	-	-	-	-
GRAUVACA	8-1398	37	54 (31)	357 (1)	1388 (2)	-	-	-

Tabla VIII. **Densidad y susceptibilidad de las areniscas. Antiforme de Monesterio**
Entre paréntesis se da el número de muestras comprendidos en los rangos a los que se refieren los promedios de susceptibilidad: kmp<$250*10^{-6}$ ucgs; 250<kmf1<$750*10^{-6}$ ucgs; 750<kmf2<$2500*10^{-6}$ ucgs; 2500<kmf3<$7500*10^{-6}$ ucgs; kmf4>$7500*10^{-6}$ ucgs. Q: parámetro de Koenigsberger; la mediana se refiere al nº de muestras indicado entre paréntesis.

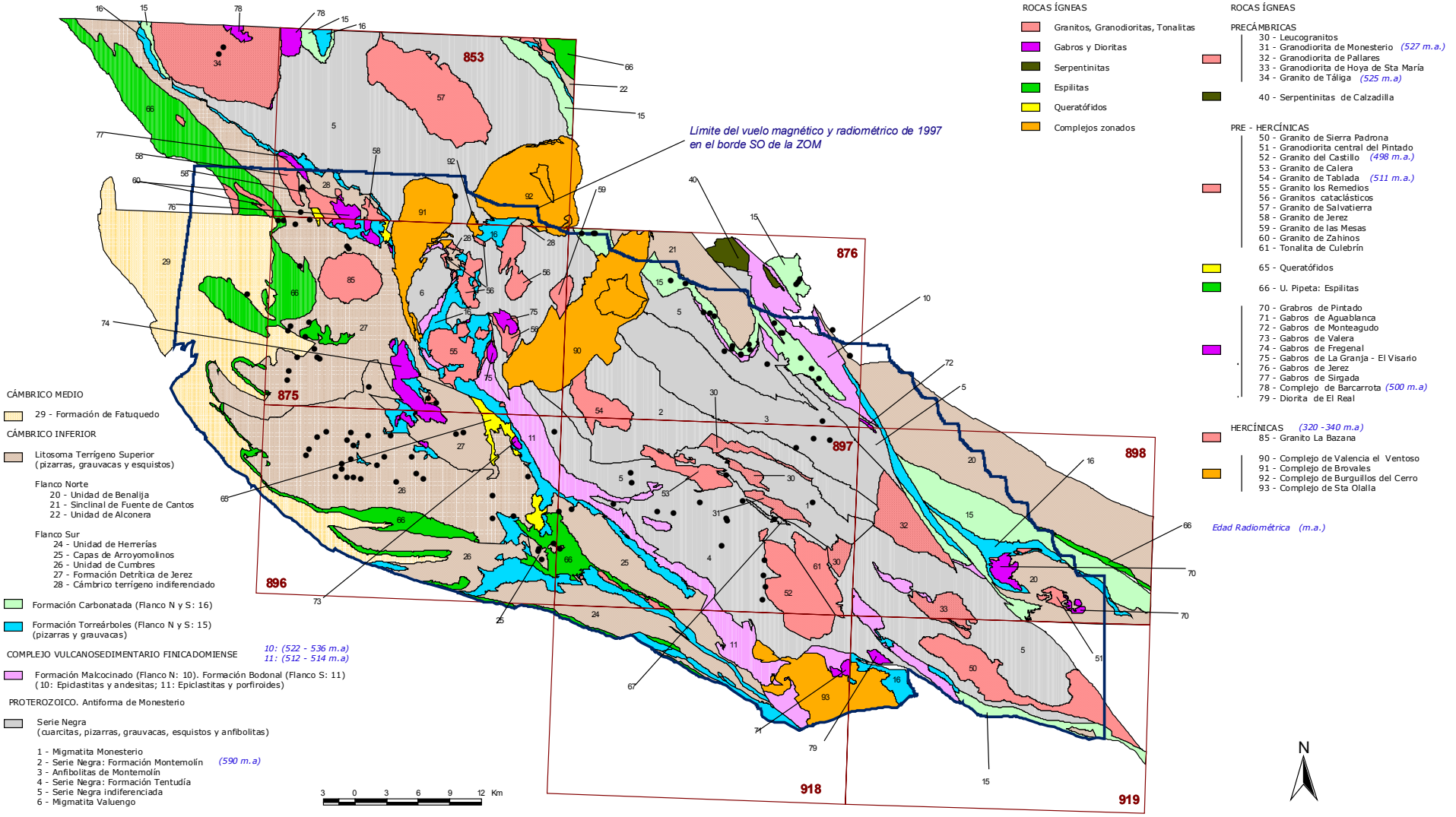
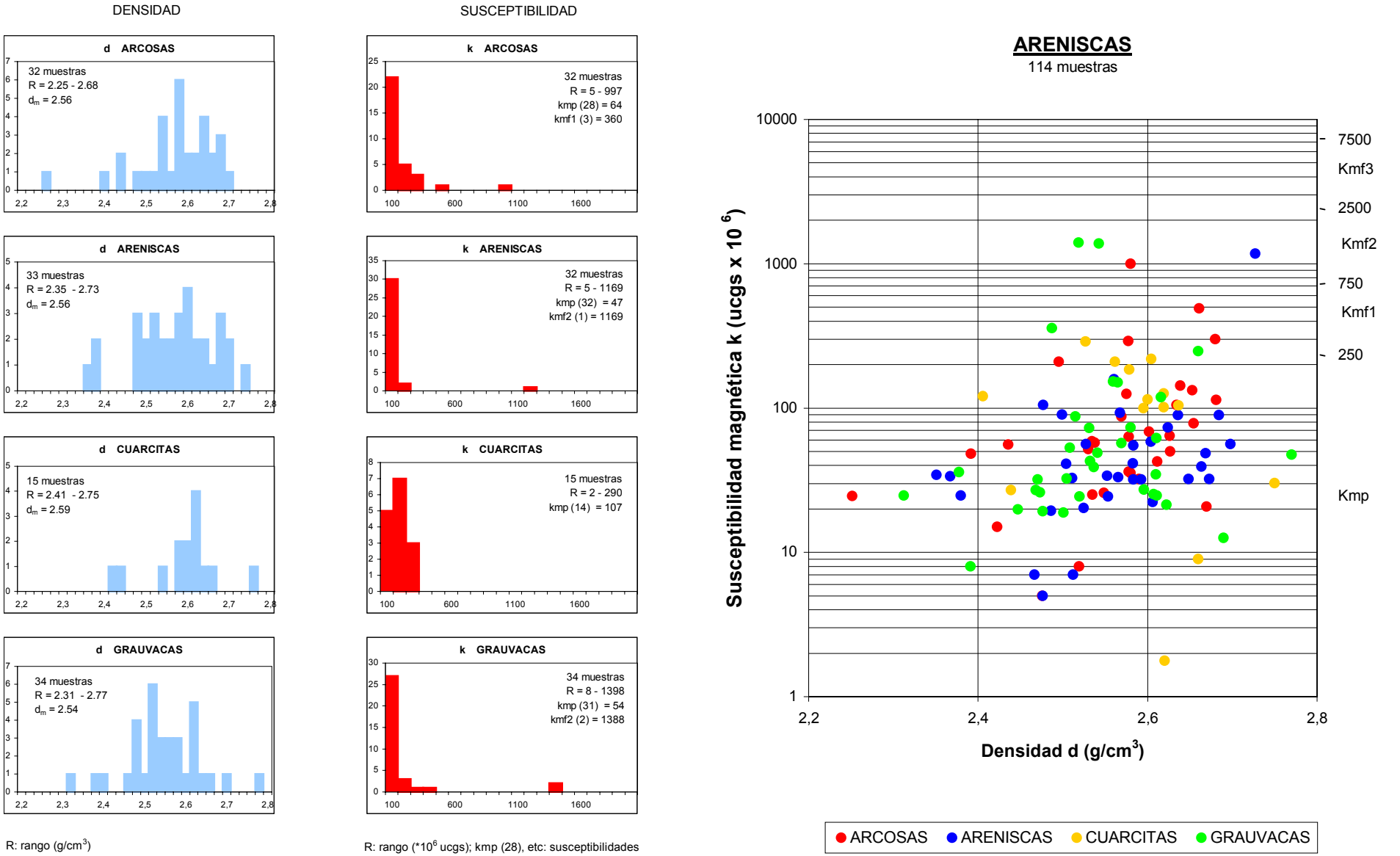


Figura 16. Posición de las muestras de areniscas sobre síntesis geológica



R: rango (g/cm^3)
dm: densidad media

R: rango (*10^6 ucgs); kmp (28), etc: susceptibilidades medias y nº de muestras en el rango

Figura 17. Histogramas de densidad, susceptibilidad y diagrama d - k de las areniscas
(Los rangos a los que se refieren las medias de susceptibilidad se indican en la barra derecha del diagrama d-k)

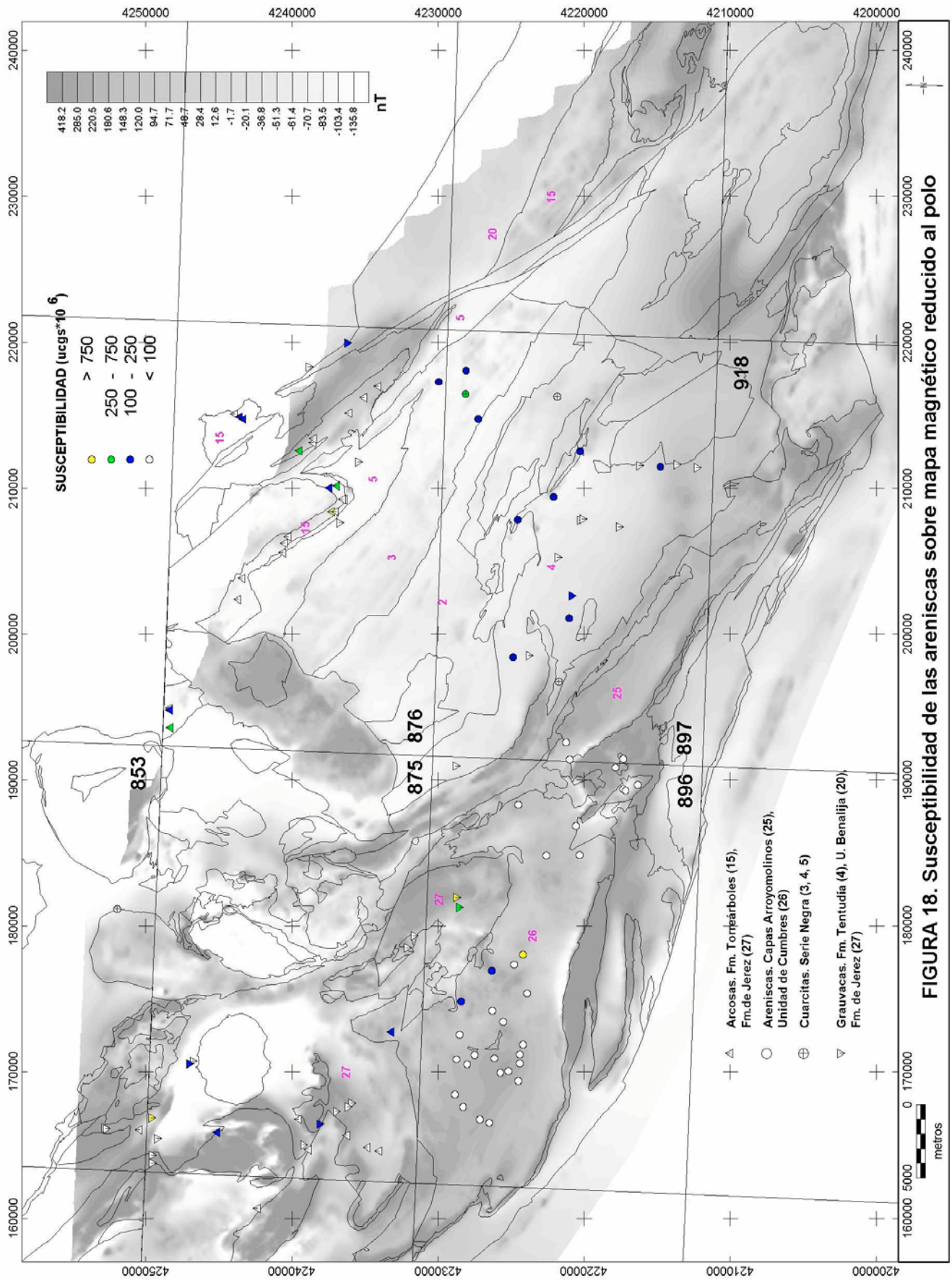


FIGURA 18. Susceptibilidad de las areniscas sobre mapa magnético reducido al polo

3.3.2. ROCAS VOLCÁNICAS

3.3.2.1 Andesitas

Todas las muestras (36 en total. 1 muestra con lámina, 4 con lámina y probeta) se han recogido en la Fm. Malcocinado de la hoja 876 (**figura 19**). La formación está constituida fundamentalmente por tobas retrabajadas (y niveles de conglomerados, según Garrote Ruiz *et al* (1983); la textura es blastosamítica con porfiroclastos de plagioclasas en matriz sericítica y clorítica), con sólo unos pocos afloramientos de lavas.

La densidad aparente oscila entre 2.54 y 2.85 g/cm^3, con un histograma de densidades agrupado en torno a una media de 2.66 g/cm^3 y moda de 2.68 g/cm^3 (**figura 20**). Estos valores resultan algo bajos para lo que suele ser habitual en andesitas masivas, siendo más típicos de las tobas andesíticas. En el mapa de Anomalías de Bouguer estas rocas tienden a situarse en mínimos relativos, o al menos no marcan máximos en un entorno con anomalías gravimétricas importantes.

En cuanto a los resultados de susceptibilidad, son rocas claramente bimodales, con 27 ejemplares paramagnéticos (kmp=74*10^{-6} ucgs), y 8 bastante ferromagnéticos.

En realidad, dentro de las andesitas de Malcocinado, conviene distinguir dos grupos bien diferenciados:

-Las tobas y epiclastitas andesíticas: 26 muestras. Rango de densidades: 2.54-2.73 g/cm^3, media de 2.64 g/cm^3. Rocas paramagnéticas, con media de 83*10^{-6} ucgs. Son las rocas mayoritarias en la Fm. Malcocinado del sector NE de la hoja 876.
-Las lavas masivas: 10 ejemplares en 4 afloramientos de pequeña extensión. Rango de densidades: 2.65-2.85 g/cm^3, media de 2.71 g/cm^3. Rocas bimodales con 8 muestras ferromagnéticas, de susceptibilidad comprendida entre las 3962 y 8131*10^{-6} ucgs (2-3.5% de magnetita), media kmf3 igual a 5361*10^{-6} ucgs. Estos valores podrían justificar las intensa anomalías, de varios cientos de nT, de todo el sector NE de la hoja 876, v.g., el sitio donde se tomó la muestra número 174 (5761*10^{-6} ucgs) corresponde a la anomalía magnética más intensa, y más puntual, del cierre Sur del sinclinal de Zafra-Fuente de Cantos, coincidente con uno de los afloramientos de lavas citados (**figura 21**, donde la anomalía casi es inapreciable por hallarse tapada por la posición de la muestra citada). No

obstante, si estas lavas son tan locales como aparecen en superficie, las anomalías de todo este sector serían más bien causadas por las serpentinitas de Calzadilla, lo que se apoya también en la mejor correspondencia cartográfica de las anomalías magnéticas con éstas.

Los datos petrográficos de los dos grupos anteriores, tobas y lavas, son los siguientes:

a) Rocas epiclásticas y tobas andesíticas del Magna. Dentro de la Fm. Malcocinado son las muestras más abundantes, pudiendo ser correctamente caracterizadas por el estudio petrográfico de las muestras de este trabajo y el de las recolectadas para las hojas Magna. Son rocas verdosas o grises verdosas, fuertemente deformadas, con un intenso retrabajamiento. Presentan granos clásticos de plagioclasa (en su mayor parte de las andesitas), cuarzo, fragmentos de andesitas y de cuarcitas negras, con una matriz sericítico-cloritosa en parte recristalizada y muy orientada por las deformaciones.

Estas epiclastitas no contienen magnetita, sólamente se observan óxidos de hierro (goethita, limonita) y algunos sulfuros (pirita) en el conjunto de los minerales pesados. Ninguna de las muestras presenta susceptibilidad magnética elevada, lo cual indica que si ha habido magnetita, ésta ha sido sustituida por otros óxidos de hierro en los procesos meteóricos y de retrabajamiento que han sufrido estas rocas. Adicionalmente, ningún afloramiento de estas rocas en el que se haya medido la susceptibilidad magnética "in-situ" (instrumento de mano) ha indicado presencia de magnetita.

b) Petrografía de las andesitas. Son claramente lavas masivas, de colores grises oscuros con cierta tonalidad verdosa. Las muestras con probeta y lámina delgada son las 174, 463 y 549. Presentan una textura porfídica con matriz microlítica fluidal. Los fenocristales corresponden exclusivamente a plagioclasas (andesina) con marcada sausuritización (mezcla de sericita, clorita, epidota, calcita). La matriz está constituida de microlitos de plagioclasa claramente orientados por flujos magmáticos y en parte por deformación, con abundante clorita que nos indica procesos de retrometamorfismo (hidrotermales). La magnetita está presente en todas ellas aunque en proporciones variables que pueden alcanzar el 2 al 3 %, existe algo de martitización y un tamaño de grano muy variable desde 0,06 mm (dentro de la matriz fluidal) a 0,50 mm (posibles recristalizaciones por el hidrotermalismo).

Además de rocas de estos dos grupos, se han recogido dos muestras de metabasitas. Estas rocas son difíciles de distinguir en el campo de las lavas andesíticas (mismos colores, son masivas, escasos afloramientos), habiéndose separado de las andesitas por presentar una textura intergranular que podría indicar que corresponden a rocas subvolcánicas (en "sills" o diques) o ser centro de coladas dentro de las lavas andesíticas. Las muestras de las que se dispone de láminas delgadas y probetas pulidas son la 550 y 552. Su comportamiento petrofísico es similar al de las andesitas, por lo que deben tratarse conjuntamente. La mineralogía y el retrometamorfismo que presentan es similar al de las andesitas. La magnetita es abundante y de tamaño similar, aunque la proporción de los cercanos a 0,50 mm es superior.

3.3.2.2 Diabasas

Se trata de una litología marginal en la cartografía del área de estudio. Se han recogido 8 muestras (1 muestra con lámina, 1 con lámina y probeta) en diques diversos, que suelen cortar rocas ígneas, en las hojas 875, 876 y 897 (**figura 19**, obsérvese que los diques se han suprimido en el mapa de síntesis).

Se ha obtenido un amplio rango de densidades, con media de 2.89 g/cm^3. Las susceptibilidades medidas son bajas en general (kmp(5)=$93*10^{-6}$ ucgs), lo que ocasiona que estas rocas no se relacionen con anomalías magnéticas, al menos a nivel de afloramiento cartografiado. Existen 3 muestras ferromagnéticas en el rango 750-$2500*10^{-6}$ ucgs, con promedio kmf2 de 1323 unidades (0.5% de Fe_3O_4).

3.3.2.3 Espilitas

Han sido extensamente muestreadas (39 muestras. 4 muestras con lámina, 17 con lámina y probeta) en una gran variedad de entornos, siendo recogidas 31 de ellas a lo largo de los afloramientos de la denominada Unidad de Pipeta (Cámbrico Inferior-Superior) en la zona de estudio: 8 en la hoja 874, 10 en la zona Oeste de la hoja 875, y 7 y 6 en cada una de las esquinas SE o SO de las hojas 896 y 897, respectivamente (**figura 19**). El resto son volcanitas básicas que han sido asimiladas a espilitas: 2 en la zona SE de la hoja 875 y otra más al NO de la 919 (se trata de probables "sills" en la Fm. Bodonal), 2 en la U. de

Arroyomolinos y 1 en la de Cumbres (mencionadas en el apartado anterior), y 2 en la Fm. de Jerez (Anexo 4).

Las densidades presentan una media de 2.82 g/cm^3, y moda próxima a 2.80 g/cm^3, con tendencias polimodales dentro de un amplio rango entre 2.66 y 2.96 g/cm^3. La dispersión de densidades que se encuentra en las 10 muestras al Oeste de la hoja 875 (donde los gradientes gravimétricos no son tan intensos) es mayor que la de los 12 datos de las esquinas Sur de las hojas 896-897 (2.75 a 2.88 g/cm^3). Posiblemente ello es debido a lo genérico de la denominación "espilita", que engloba a un conjunto de litologías heterogéneas que además de basaltos puede incluir términos más ácidos, y con diferente estructura (lava/brecha/toba. Ver memorias Magna nº 875 y 896. El rango de densidades de los basaltos es amplio: **tabla III**). El estudio petrográfico revela que existen 4 muestras con textura subvolcánica (intergranular), 3 de textura fluidal (coladas) y 2 brechoide. Estas rocas, o sus cámaras magmáticas infrayacentes, provocan importantes gradientes de gravedad en la mitad Sur de la hoja 896, si bien los máximos, en una gravimetría regional, no se ajustan a los detalles de su cartografía (**figura 10**).

En el conjunto de susceptibilidades, en un rango muy amplio entre 71 y 25710 unidades, se observa claramente la existencia de varios grupos (**tabla IX**), yuxtapuestos en la cartografía: uno con valores muy bajos o bajos (<210 unidades, 8 ejemplares) con un promedio kmp=121*10^{-6} ucgs, y otro, mayoritario, que presenta varias modas ferromagnéticas:

* cuatro muestras con resultados entre 250 y 750*10^{-6} ucgs (kmf1=660 *10^{-6} ucgs),
* tres datos entre 750-2500*10^{-6} ucgs (kmf2=1384*10^{-6} ucgs),
*16 datos entre 2500-7500*10^{-6} ucgs (kmf3=5501*10^{-6} ucgs), y
* 8 valores superiores a 7500*10^{-6} ucgs (media kmf4 de 12248*10^{-6} ucgs)

La moda más importante parece próxima a 6500*10^{-6} ucgs, siendo 21 los ejemplares de susceptibilidad entre las 3100 y 9889*10^{-6} ucgs (**figura 20**), correspondiente a un 3% modal de Fe_3O_4. Los tres ejemplares más magnéticos que superan las 10.000*10^{-6} ucgs son el 559 (12745*10^{-6} ucgs, 4% de Fe_3O_4 en probeta), el 365 (14576*10^{-6} ucgs, 10-15% de Fe_3O_4, martitizada), y el 562 (25710*10^{-6} ucgs, 7-8% de Fe_3O_4 en probeta). Este comportamiento magnético polimodal se corresponde bien con las fuertes anomalías y áreas

de tranquilidad magnética existentes sobre ellas en toda la zona de estudio. Estas rocas se configuran como el marcador magnético principal de todo el flanco SO del Antiforme de Monesterio.

De las espilitas se dispone de una amplia gama de láminas delgadas y probetas pulidas (17 muestras, más otras 4 únicamente con lámina, todas indicadas en el Anexo 4). Estas rocas se caracterizan por presentar albita procedente de una plagioclasa más cálcica y en gran parte seritizada por procesos supergénicos, clorita procedente de antiguos ferromagnesianos de los cuales no quedan restos, epidota y leucoxeno (gránulos de minerales titanados, esfena y/o rutilo derivados de ilmenita).

Las espilitas contienen además apreciables proporciones de magnetita, la cual presenta una gran variabilidad en su tamaño de grano, existiendo una población con tamaños superiores a 0,50 mm, y otra entre 0,010 y 0,020 mm, con tamaños intermedios entre las dos poblaciones. El origen de esta magnetita en su mayor parte podría ser debido a los procesos secundarios (v.g. deutéricos) sufridos por estas rocas.

Respecto a los datos de mayor susceptibilidad, la muestra 365 es una roca espílitica–queratofídica con sus texturas y composiciones originales totalmente borradas por intensos procesos metamórficos de contacto y generación de una importante cantidad de magnetita (15- 20%); su susceptibilidad magnética alcanza las 14576 $*10^{-6}$ ucgs y podría ser mayor, a no ser por la apreciable cantidad de magnetita que aparece con tamaño entre 0,010 y 0,020 mm y por los procesos de martitización que presentan algunos de los cristales de mayor tamaño.

Los restos texturales que se observan en estas rocas permiten la suponer que las muestras 238, 243 y 368 derivan de rocas basálticas (coladas), las muestras 225 y 360 con textura fragmentaria de brechas y/o aglomerados básicos y las muestras 36, 222, 233 y 234 con restos de texturas intergranulares, que demuestran un enfriamiento más lento, podrían derivar de doleritas o representar centros de coladas basálticas en los cuales los enfriamientos son más lentos que en los bordes y partes superiores e inferiores de las coladas.

Según Barker (1982), las espilitas "…son lavas máficas y rocas subvolcánicas asociadas con sedimentos marinos y compuestas por plagioclasa sódica, clorita, epidota y calcita. Normalmente se preserva la textura original de manera que se aprecian fenocristales de plagioclasa cálcica que han sido convertidos en albita y una matriz vítrea en forma de clorita. Pueden existir fenocristales de olivino y clinopiroxeno más o menos alterados a clorita. Los óxidos de hierro y titanio pueden sobrevivir o ser reemplazados por esfena. Las espilitas se empobrecen en Ca^{2+} y Fe^{2+} mientras que se enriquecen en Fe^{3+}, Na^{+}, H_2O y CO_2. La preservación de texturas, junto con datos químicos e isotópicos hacen que la hipótesis más verosímil sobre su formación sea que estas rocas se originan por reacción de masas calientes, pero ya solidificadas, de basaltos, con aguas salobres marinas. ¿Por qué no todos los basaltos submarinos se convierten en espilitas? La razón parece ser que si la temperatura cae rápidamente la reacción se inhibe. Es en las pilas potentes de lavas de las dorsales oceánicas y en los complejos de diques que las acompañan, dónde la vigorosa convección acuosa, asociada con los flujos térmicos provenientes de cámaras magmáticas infrayacentes, origina la rápida percolación de grandes cantidades de agua caliente a través de las rocas basálticas para producir espilitas".

Tanto Clark (1997) como Barker (1982) señalan que la espilitización suele demagnetizar las rocas (producción de esfena y martita a partir de las titanomagnetitas primarias, **figura 5**: $30<k_{espilitas}<100$ vs $500<k_{basaltos}<5000$). Obsérvese que los esquemas de oxidación tales como FMQ, AMQ, Anexo 1, no alcanzan los bajos intervalos de T entre los que se produce la espilitización, ≈200-300ºC. La heterogeneidad magnética de las espilitas se debe justificar, como se indica en el apartado de petrología magnética, Anexo 1, por los niveles de fO_2-T tanto durante la cristalización magmática primaria (Grant, 1985) como durante la oxidación deutérica (Takagi y Tsukimura, 1997), si bien esta última requiere una velocidad de enfriamiento más bien lenta y una moderada presión confinante que permita que la roca se desgasifique (Buttler, 1992).

Existen pocos datos geoquímicos sobre el volcanismo bimodal Cámbrico en el área de estudio. Una revisión reciente es la de Sagredo y Peinado (1992), cuyos trabajos se refieren a las volcanitas del Cámbrico medio del sector de Zafra (**figura 1**, flanco Norte del Antiforme de Monesterio, esquina NE de la hoja 853): "Las rocas básicas…se han clasificado como basaltos plagioclásicos o traquibasaltos. Tienen textura porfídica con…

plagioclasa tabular albitizada, …clorita y opacos que pseudomorfizan a piroxeno y posible olivino previos, según se deduce de sus morfologías". Además de estos fenocristales o agregados, la matriz contiene "microlitos de plagioclasa, clorita pseudomorfa,…y gran cantidad de minerales opacos".

Por tanto, para estas autoras la magnetita es abundante, tanto en fenocristales pseudomorfos (fO_2 elevadas en la consolidación) como en la matriz. "El grado de transformación hidrotermal, probablemente singenética, es en general acusado, con formación de cloritas, carbonatos y silicificaciones". Usando elementos inmóviles, estas rocas "quedan representadas en el campo de los basaltos alcalinos…El carácter moderadamente alcalino se confirma también con los espectros de tierras raras". Respecto al ambiente geodinámico proponen "un margen continental pasivo afectado por tectónica extensional" …(Prototetis…"Si se confirma el carácter toleítico de las secuencias del Cámbrico inferior" (según Mata y Munhá, 1986) "esta etapa sería el comienzo de dicha extensión".

3.3.2.4 Porfiroides

Corresponden a la Fm. Bodonal (20 muestras. 1 muestra con lámina, 7 con lámina y probeta), situada inmediatamente por encima del núcleo proterozoico en el flanco SO del Antiforme de Monesterio, donde exhibe anomalías magnéticas lineales importantes. A lo largo de todo este eje magnético, las muestras se han recogido en las hojas 875, 896, 897 y 919 (**figuras 19 y 21**).

Son rocas ligeras, como corresponde a volcanitas ácidas. Presentan una dispersión de los valores de densidad de 2.41 a 2.70 g/cm^3, con media de 2.56 g/cm^3, y moda de 2.54 g/cm^3. Respecto a los datos de susceptibilidad, son rocas bimodales con un rango entre 8 y 5734*10^{-6} ucgs: existen 11 muestras paramagnéticas con susceptibilidad menor que 85 unidades, y promedio de 43*10^{-6} ucgs, y 9 ejemplares ferromagnéticos, distribuidos en dos rangos (**tabla IX**): kmf2(6)=1592*10^{-6} ucgs y kmf3(3)=4778*10^{-6} ucgs (1.5% de Fe_3O_4).

Estos valores justifican el magnetismo intermedio-alto de la Fm. Bodonal (**figura 21**), si bien las anomalías más intensas requerirían valores algo mayores. En las descripciones de las hojas Magna 896 y 987, de Apalategui *et al* (1983), y Eguiluz *et al* (1983*),* se mencionan la presencia de diseminaciones de magnetita en estas rocas (más abundantes en

el nivel de metacineritas -cuarzo, sericita, feldespato potásico, plagioclasa, opacos-, que en el de metatobas cristalinas -cuarzo, sericita, moscovita, biotita, feldespato potásico, plagioclasa, opacos-, que son los dos que se suelen distinguir en ellas). Se ha muestreado fundamentalmente el nivel de metatobas (porfiroides).

Dada la descripción Magna, conviene detallar los datos de la petrografía de este estudio (muestras recolectadas en las hojas de Monesterio, Higuera la Real y Jerez de los Caballeros). Se han diferenciado en la Fm. Bodonal tres litologías que pasamos a describir.

*Metacineritas: corresponden a rocas de marcado aspecto pizarroso, resultado de un metamorfismo regional de cenizas volcánicas. Se han observado dos fases de deformación, una sinesquistosa y sinmetamórfica y otra de microplegado y crenulación. Están formadas por finas laminillas de sericita dispuestas paralelamente entre si. Dentro de esta matriz, ocasionalmente se presentan clastos de cuarzo y en menor proporción de feldespato potásico y con circón, turmalina y opacos en cantidades accesorias.
Las dos muestras con lámina son paramagnéticas (nºs 269 y 271, con 25 y $35*10^{-6}$ unidades respectivamente). No se ha observado magnetita en niguna de ellas. Los opacos corresponden a goetita y limonita. No excluímos que pudieran llevar magnetita originalmente, pero si esto ocurriera, dicha magnetita ha sido transformada en los óxidos antes mencionados por procesos meteóricos. Por lo tanto, estas rocas son paramagnéticas al igual que otras muchas de esta composición cuya susceptibilidad ha sido verificada en campo (instrumento de mano), siempre con valores muy bajos.

*Metatobas cristalinas: son las rocas más representativas de la formación. A partir de ellas se ha atribuído el nombre de "porfiroides" a la Formación y se caracterizan por presentar fenoclastos redondeados y ovales de cuarzo que pueden alcanzar tamaños centimétricos que son responsables de la estructura "porfiroide" de la roca. Están afectados por un metamorfismo regional de facies de pizarras verdes, y al igual que en las metacineritas, se han observado dos fases de deformación.

Presentan una textura blastoporfídica con abundantes fenoclastos de cuarzo (con golfos de corrosión y estallados) de claro origen volcánico y también de feldespato potásico en parte pertitizados. Estos fenoclastos están englobados en una mesostasis orientada de sericita.

Los minerales accesorios más frecuentes corresponden a circón, apatito y opacos. Los opacos presentes corresponden a óxidos de hierro (goetita-limonita) sin evidencias de que procedan de magnetita, aunque no debe descartarse esta posibilidad. Por lo tanto, las rocas de esta litología presentan una susceptibilidad baja observadas en todas estas muestras y en gran parte de los afloramientos.

*Metatobas cristalinas milonitizadas: derivan de las tobas cristalinas anteriormente descritas. Presentan un aspecto neísico, procesos intensos de un metamorfismo dinámico y en gran parte están cercanas a los contactos con la Fm. Tentudía. Se caracterizan por los estiramientos de los porfiroclastos de cuarzo y feldespato potásico, extinciones ondulatorias, trituraciones, desarrollo de texturas en mortero en el cuarzo y crecimiento posterior de cuarzo, feldespato potásico y magnetita, así como bandas intensamente dolomitizadas. Presencia abundante de circones que podrían ser interesantes para la datación. La magnetita, aunque irregularmente distribuida, en estas muestras puede alcanzar hasta el 1 a 2% (v.g., muestras 534 y 535). Por lo tanto las anomalías magnéticas vienen asociadas en esta formación a zonas milonitizadas.

3.3.2.5 Queratófidos

De las 31 muestras disponibles (15 muestras con lámina y probeta, 2 con lámina) se han recogido 5 en la hoja 853, 12 en la 875, otras 13 en la 896, y 1 en la 897. Obsérvese que sólo 14 entre ellas corresponden a afloramientos de Tobas queratofídicas del Cámbrico Inferior del mapa geológico de la **figura 19** (unidad 65), 10 en la hoja 896 y 4 en la 875, mientras que otras 12 se ubican en el grupo volcanosedimentario de la Fm. detrítica de Jerez de las hojas 853, 875 y 896, 1 en la U. de Arroyomolinos (hoja 897), y otras 4 lo hacen en la Unidad de Pipeta, de modo que algunas fueron clasificadas inicialmente de visu como espilitas (muestras nº 223, 371 y 374); en estos tres casos la cartografía Magna no las diferencia. Por tanto, se trata de rocas muy imbricadas con los esquistos de Jerez y las espilitas citadas.

Los valores de densidad oscilan ampliamente entre 2.34 y 3.00 g/cm^3, siendo su promedio 2.64 g/cm^3 (que no cambiaría si se excluyeran densidades extremas de las dos rocas que definen el rango) y su moda 2.58 g/cm^3.

Se trata entonces de rocas muy heterogéneas, con un aspecto que va desde el de una roca volcánica clara, rosada, hasta el totalmente negro, cuando los contenidos en magnetita alcanzan valores del orden del 6% (v.g., muestra 563, k=13697*10^{-6} ucgs), o incluso el 15% (v.g., muestra 254, k=35332*10^{-6} ucgs, d=3.00 g/cm^3, zona de la mina de La Valera), en la proximidad de mineralizaciones de hierro, con las que estas rocas están muy relacionadas en ocasiones. Esto se pone de manifiesto con los datos de susceptibilidad, donde cabe reseñar que, como con las espilitas, ocurren varios grupos bien distintos:

* El primero con valores bajos, inferiores a 235*10^{-6} ucgs (7 datos, media kmp de 100*10^{-6} ucgs),
* El segundo con susceptibilidades entre las 750 y 2500*10^{-6} ucgs (10 valores, media kmf2=1560*10^{-6} ucgs, con moda próxima a las 1000*10^{-6} ucgs, **figura 20**),
* El tercero con 8 ejemplares entre las 2500 y 7500*10^{-6} ucgs (kmf3=4227*10^{-6} ucgs), y
* El de susceptibilidad más elevada, entre las 7500 y 35000*10^{-6} ucgs, con 4 datos, de promedio kmf4 igual a 16262*10^{-6} ucgs, quizás algo distorsionado al alza por el dato de la muestra 254 (**tabla IX**).

La moda principal parece estar próxima a las 6000*10^{-6} ucgs, como en las espilitas. A veces los contenidos de magnetita son importantes, pero se encuentra martitizada (v.g., muestras 430, de la Bóveda y 442, del Cerro de las Minas).

Por tanto, *conviene destacar tres aspectos de los queratófidos*:

1) *Su abundancia*, mucho mayor que lo que la cartografía Magna representa;
2) *Su elevado magnetismo*, localmente incluso superior al de las espilitas; y
3) *Su heterogeneidad*.

La heterogeneidad de estas rocas, por consiguiente, ocasiona que puedan considerarse polimodales tanto respecto al peso específico (modas de 2.58, 2.68, y 2.80 g/cm^3, la presencia de magnetita no conlleva necesariamente mayor densidad, **figura 20**, v.g. muestra 563 con d=2.55 g/cm^3), como respecto a su contenido en magnetita, con 7 muestras paramagnéticas, 10 débilmente ferromagnéticas (0.5% de Fe_3O_4), mientras que en las restantes existen valores modales difíciles de determinar por la escasa agrupación de los datos, habiéndose registrado en ellas susceptibilidades correspondientes a contenidos en magnetita entre un 2 y un 15%.

Todo ello se refleja en la cartografía magnética de los queratófidos, con zonas con abundantes anomalías, y zonas de campo muy tranquilo.

En cuanto a sus rasgos petrográficos, en general, se trata de cuarzo-queratófidos, con fenocristales de cuarzo-albita con textura clástica y matriz sericítica. Son frecuentes las diseminaciones de magnetita, subidiomorfa, repartida de forma homogénea en toda la roca, según Coullault *et al*, 1981. Las anomalías más intensas se relacionan con las denominadas facies de chimenea, con las que suelen asociarse mineralizaciones de Fe, como la de la Valera y Los Eloys en la hoja 896, La Bilbaína en la hoja 875 y zona del Cerro de las Minas y La Bóveda a caballo entre las hojas 853 y 875 (se citan porcentajes elevados de magnetita en estas facies, incluso superiores al 10%, como los que se han encontrado aquí, v.g., memoria hoja 875, págs 13-14).

De los queratófidos se dispone también de un amplio abanico de láminas delgadas y probetas pulidas (15 muestras, más otras 2 únicamente con lámina, todas indicadas en el Anexo 4). Se caracterizan estas rocas por presentar una matriz felsítica de grano muy fino compuesta fundamentalmente de albita con algunos fenocristales y/o clastos de cuarzo, la matriz pasa a sericita y clorita en las rocas más metamorfizadas (ejemplo: muestra 374) y existen indicios de retrabajamiento sedimentario (ejemplo: 257, esta muestra con $2593*10^{-6}$ ucgs, inicialmente clasificada de visu como arenisca, resultó ser una toba queratofídica). La magnetita presenta tamaños similares a los encontrados en las espilitas, y es posible que gran parte de la comprendida entre 0,010 y 0,020 mm pueda corresponder a magnetita primaria, pues está claramente dispuesta según la orientación fluidal de la roca, pero el exceso de magnetita (fenocristales) se genera en los procesos posteriores que han sufrido estas rocas.

En síntesis, las anomalías magnéticas en espilitas y queratófidos alcanzan valores que sobrepasan los 500 nT (**figura 21**), por lo que la moda en uno y otro caso del orden de las 6000-7000 unidades (3% de Fe_3O_4) debe ser frecuente en estas rocas. Es decir, existe un abundante grupo de espilitas (y de tobas) de acusado magnetismo, dejando aparte fenómenos de remanencia que pueden reforzar las anomalías, a los que estas rocas son claras candidatas en los flujos menos espilitizados (**figura 6**, arriba: la remanencia aumenta

en el sentido espilita, dique, lava, borde de enfriamiento). A los datos de magnetización de estas rocas nos referiremos más adelante (capítulo 3.4).

Es preciso observar que una ligera martitización de la Fe_3O_4, aunque es frecuente y sí puede provocar que las susceptibilidades sean algo inferiores a las teóricas, no debería reducir drásticamente la susceptibilidad de una roca como una espilita o un queratófido: v.g., en la serie de datos de Henkel y Guzmán (1977), esta demagnetización drástica se produce para ratios Fe_2O_3 / Fe_3O_4 > 1/3. En la **figura 4**, para contenidos en magnetita del orden del 3%, que se observan frecuentemente en estas rocas, el rango de susceptibilidades esperadas según tamaño de grano y calidad de cristalización, se situaría entre 7.000 y 10.000 unidades, que son las exigidas por los modelos, v.g., el de la **figura 22** (perfil N-S en X=709.400, 4.210.000<Y<4.250.000). Nótese en este modelo la anomalía pico-pico mayor que 1000 nT, que exige un cuerpo de 10.000 unidades, y la superposición de masas magnéticas anómalas, todas en general someras: la anomalía más intensa del Sur del perfil se sitúa sobre las espilitas de la mitad Sur de la hoja 896, cuerpos 6 y 9. El perfil es muy instructivo para la discusión sobre el carácter magnético de las formaciones volcanosedimentarias cámbricas, porque se prolonga hacia el Norte en la Fm. detrítica de Jerez, hacia el límite de las hojas 896 y 875, de modo que el cuerpo 12 debería representar el par bimodal espilita/queratófido, probablemente este último término, dado que no existen anomalías gravimétricas positivas en este sector. Este esquema de la **figura 22** debería ajustarse bien a todo el Cámbrico Inferior del flanco SO del Antiforme de Monesterio. Obsérvese que frente a estas anomalías, las de cuerpos más débilmente ferromagnéticos, como las de la mitad Sur del gabro de Fregenal quedan difuminadas. En cambio, se anticipa que los gabros de Burguillos van a ser tan ferromagnéticos como el par bimodal, lo que tendremos ocasión de comprobar.

No siempre las espilitas y los queratófidos son tan magnéticos, y ofrecen resultados más acordes con los rangos de variación de la **figura 5**. Como referencia (Plata *et al*, 1996), en el proyecto de cartografía geofísica de la Faja Pirítica (donde abundan las espilitas y las anomalías magnéticas son un orden de magnitud inferior a las de Ossa-Morena) se tomaron 63 muestras de "basaltos": entre las 33 láminas delgadas que se obtuvieron, 17 fueron de espilitas con un rango de susceptibilidades entre 35 y 111 unidades, y 4 de andesitas basálticas con valores de 25, 28, 468 y 2115 unidades, registrándose una clara relación

inversa k-d en el conjunto de las muestras estudiadas, que sería interpretable como $k_{andesitas} > k_{basaltos}$.

3.3.2.6 Resumen y discusión

Las rocas volcánicas muestreadas presentan una amplia gama de densidades entre términos básicos y ácidos y polimodalidad magnética clara en todos los grupos (diagrama bivariante **figura 20, tabla IX**). La diferenciación de todo el grupo de litologías en el diagrama d-k se produce tanto en la gama alta de susceptibilidades, con las modas magnéticas de tobas y espilitas, como en la baja, donde porfiroides, andesitas, espilitas y diabasas quedan separadas por densidades.

Las susceptibilidades magnéticas son bajas en un grupo de tobas y epiclastitas andesíticas, pero no en andesitas (aunque los afloramientos de éstas son minoritarios), ni en porfiroides milonitizados, que explican las anomalías magnéticas de intensidad moderada-alta y consistentes con la cartografía de estas rocas en las formaciones correspondientes, Malcocinado y Bodonal. Además en el caso de ambas formaciones hay que tener en cuenta los datos de magnetización remanente, que están entre los más elevados de los obtenidos (**tablas IX** y **XV**).

Los queratófidos y las espilitas muestran una clara polimodalidad con modas ferromagnéticas elevadas, siendo los primeros especialmente heterogéneos. En los queratófidos las modas altas son locales, alcanzando los valores mayores de susceptibilidad entre los muestreados y produciendo anomalías muy intensas en zonas que normalmente comprenden mineralizaciones de hierro, mientras que en las espilitas las modas altas lo son a nivel regional. Ambos, espilitas y queratófidos, se manifestan como los principales marcadores magnéticos de la zona de estudio, si bien las espilitas, al ser más consistentemente ferromagnéticas, producen anomalías más continuas y de mejor correspondencia con la cartografía. En cuanto magnetizaciones remanentes ambas litologías son conspicuas representantes del dominio de la magnetita multidominio (MD). Además, las espilitas, o las rocas intrusivas de las que derivan, producen claras anomalías en el mapa de Bouguer de la región.

En conjunto, las volcanitas son claramente ferromagnéticas y responsables de las anomalías magnéticas más acusadas (junto con las de los complejos zonados, algunos granitos sódicos cataclásticos, y parte de los gabros, por este orden).

	DENSIDAD (g/cm^3)			
LITOLOGÍA	**N**	RANGO	MEDIA	MODA
VOLCANITAS	134	2.34-3.00	2.70	2.60/2.70
ANDESITAS	36	2.54-2.85	2.66	2.68
DIABASAS	8	2.71-2.98	2.89	-
ESPILITAS	39	2.67-2.96	2.82	2.77
PORFIROIDES	20	2.41-2.70	2.56	2.54
QUERATÓFIDOS	31	2.34-3.00	2.64	-

	SUSCEPTIBILIDAD (ucgs x 10^6)							**Q**
LITOLOGÍA	Rango	Mediana	kmp (k<250)	kmf1 (250<k <750)	kmf2 (750<k< 2500)	kmf2 (2500<k <7500)	kmf4 (k>7500)	Mediana
VOLCANITAS	8-35332	828	79(58)	591(7)	1512 (22)	5109 (34)	13166(13)	-
ANDESITAS	22-8131	79	74 (27)	365 (1)	-	5361 (7)	8131 (1)	0.68 (7)
DIABASAS	26-1733	119	93 (5)	-	1323 (3)	-	-	-
ESPILITAS	71-25710	4083	121 (8)	660 (4)	1384 (3)	5501 (16)	12248 (8)	0.41(14)
PORFIROIDES	8-5734	84	43 (11)	-	1592 (6)	4778 (3)	-	1.03 (6)
QUERATÓFIDOS	18-35332	1802	100 (7)	566 (2)	1560 (10)	4227 (8)	16262 (4)	0.32 (9)

Tabla IX. **Densidad y susceptibilidad de las volcanitas. Antiforme de Monesterio**
Entre paréntesis se da el número de muestras comprendidos en los rangos a los que se refieren los promedios de susceptibilidad: kmp<250*10^{-6} ucgs; 250<kmf1<750*10^{-6} ucgs; 750<kmf2<2500*10^{-6} ucgs; 2500<kmf3<7500*10^{-6} ucgs; kmf4>7500*10^{-6} ucgs. Q: parámetro de Koenigsberger; la mediana se refiere al nº de muestras indicado entre paréntesis.

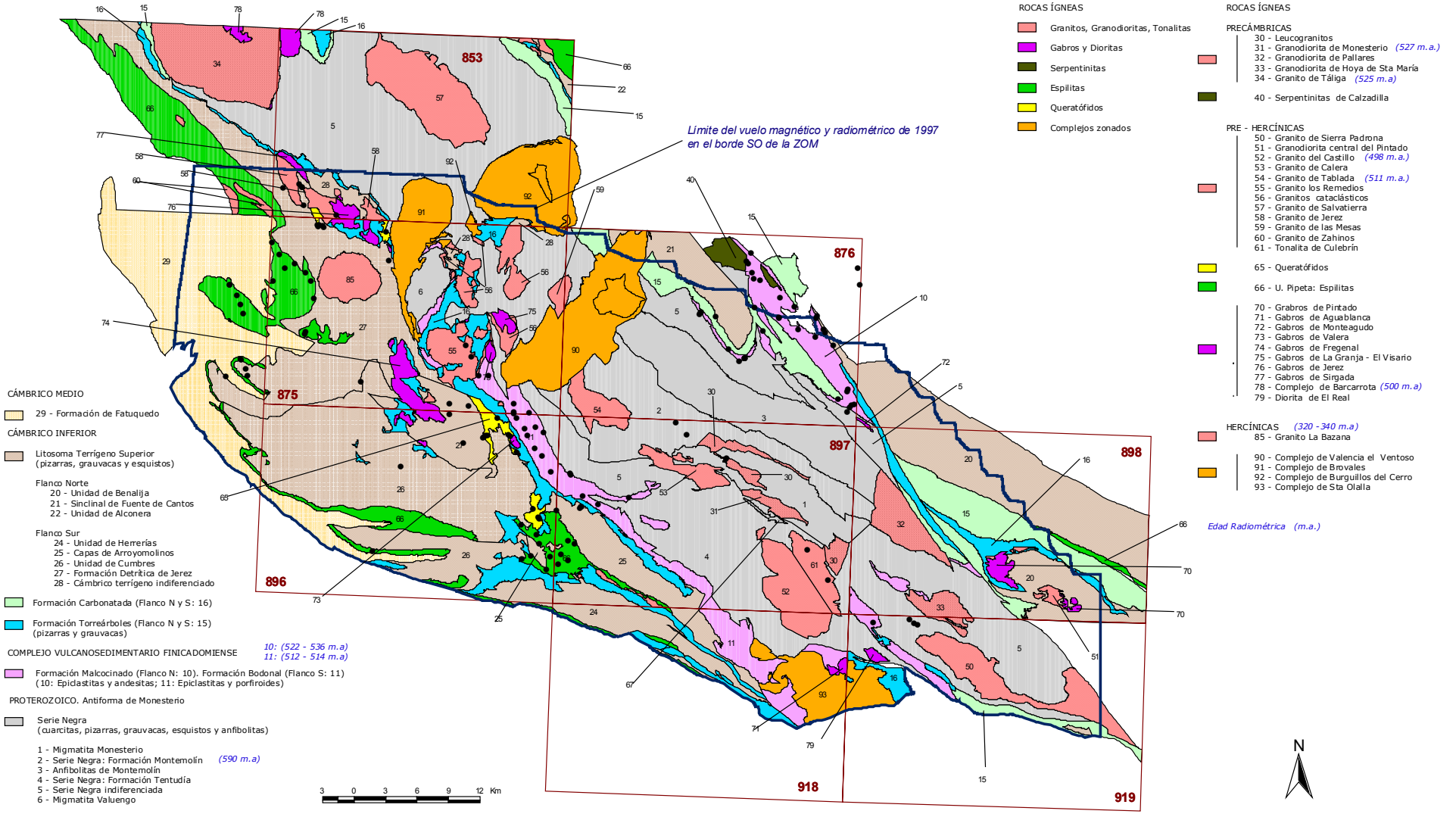


Figura 19. Posición de las muestras de volcanitas sobre síntesis geológica

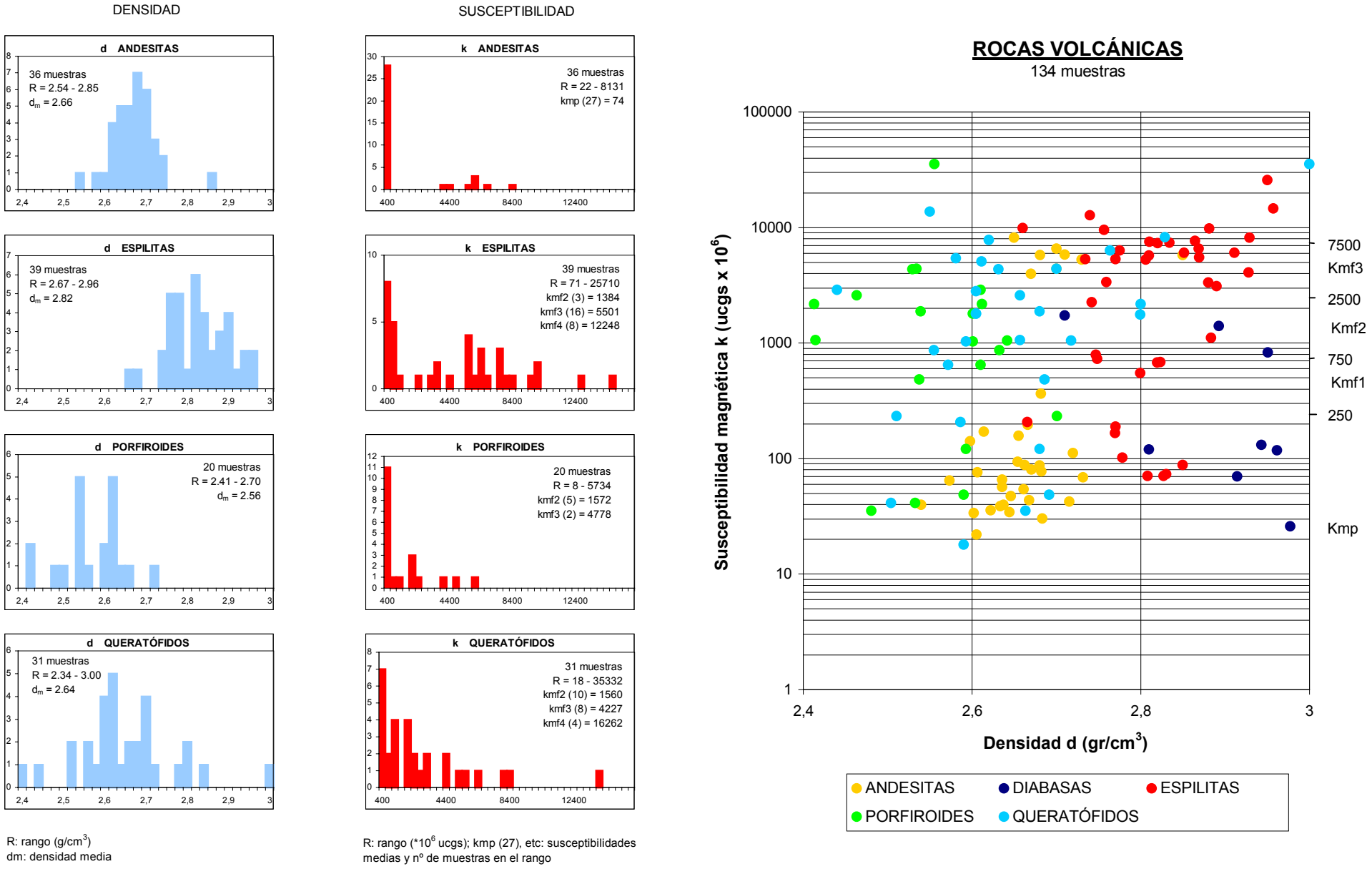


Figura 20. Histogramas de densidad, susceptibilidad y diagrama d - k de las rocas volcánicas

(Los rangos a los que se refieren las medias de susceptibilidad se indican en la barra derecha del diagrama d-k)

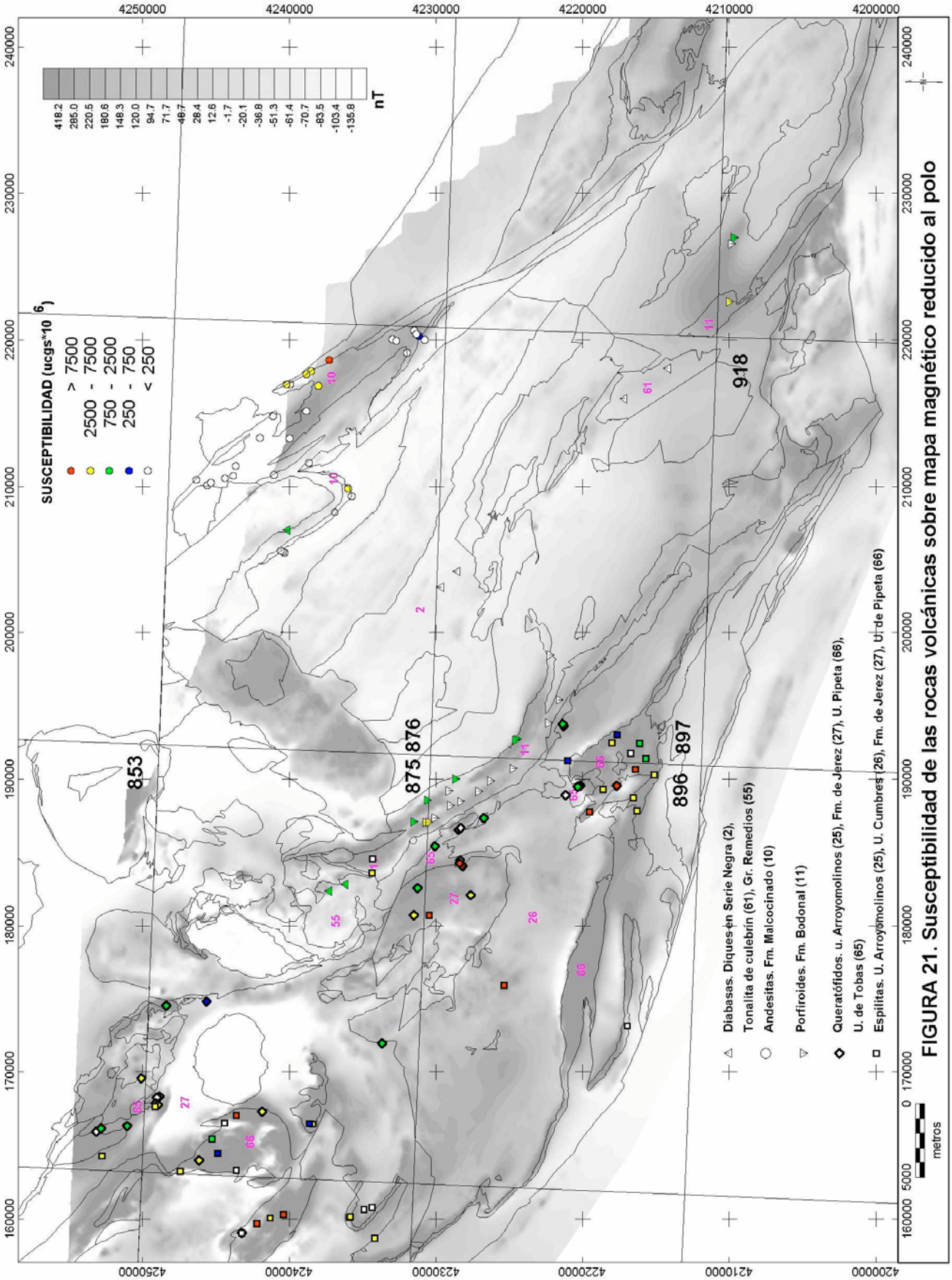


FIGURA 21. Susceptibilidad de las rocas volcánicas sobre mapa magnético reducido al polo

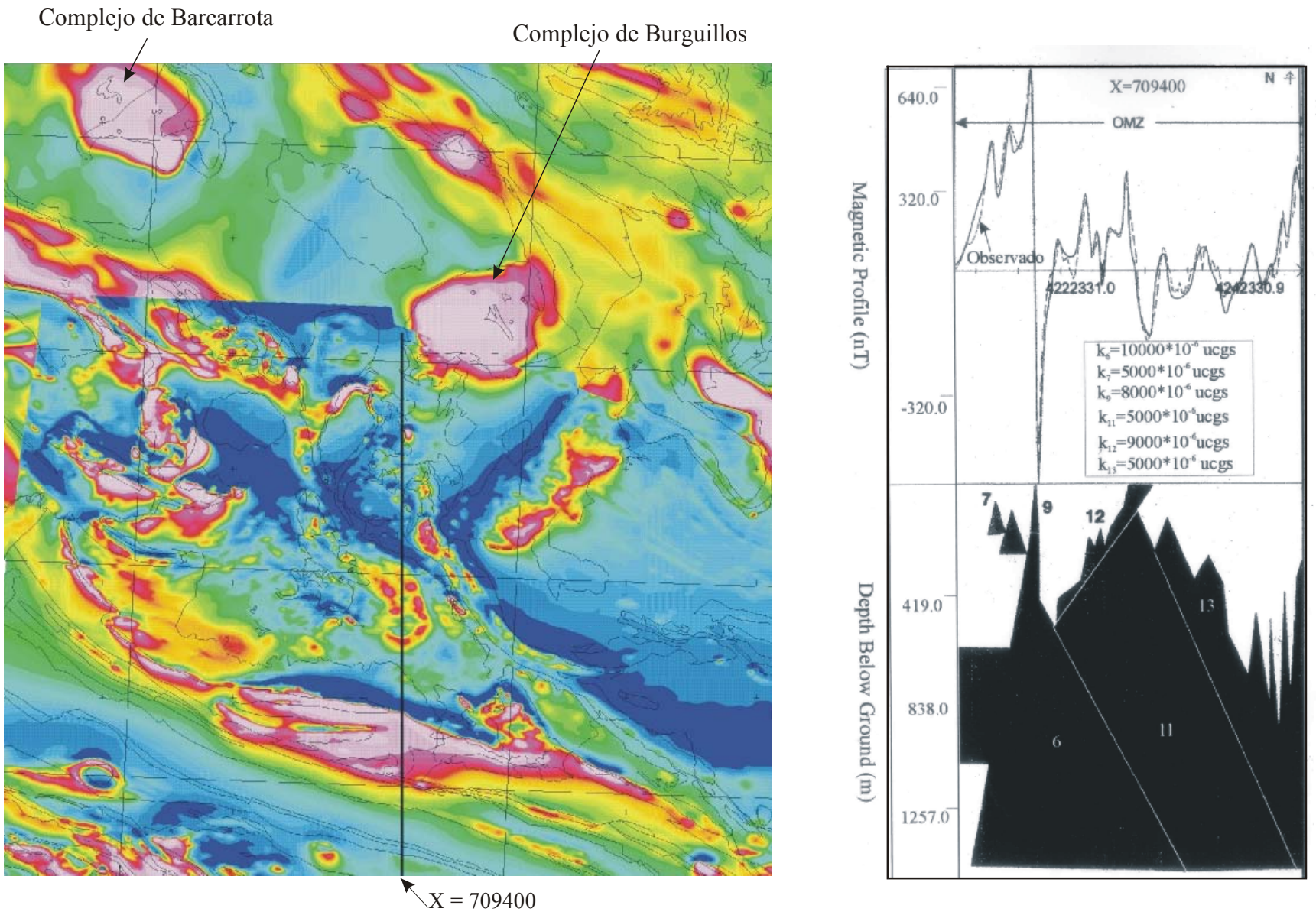


Figura 22. *Perfil magnético N-S (X=709400; Y=4210000-4250000) y modelo 2D*

3.3.3. ROCAS PLUTÓNICAS

3.3.3.1 Granitos

Se dispone de 98 muestras de granitos, de ellas 25 con lámina y 11 con lámina y probeta, distribuidas de la siguiente manera entre las intrusiones de la **figura 23**, con los códigos de dicha figura indicados entre paréntesis.

- Precámbricos:

-Leucogranitos del núcleo metamórfico de MONESTERIO (30): 9 muestras (hoja 897) con densidades entre 2.33 y 2.60 g/cm^3, media de 2.51 g/cm^3, todas paramagnéticas (susceptibilidad entre 8 y 97*10^{-6} ucgs; media de 58*10^{-6} ucgs).

-Granito de TÁLIGA (34): 16 muestras (hojas 827 y 852) con densidades entre 2.51 y 2.66 g/cm^3, media de 2.59 g/cm^3, 14 ejemplares paramagnéticos (susceptibilidad entre 2 y 90*10^{-6} ucgs; media de 30*10^{-6} ucgs), y dos débilmente ferromagnéticos (294-535 unidades, 0.1-0.2 % Fe_3O_4).

- Prehercínicos:

- Granito del PINTADO (51): 8 ejemplares medidos (hoja 898), con densidades entre 2.54 g/cm^3 y 2.66 g/cm^3, media de 2.61 g/cm^3, y susceptibilidades entre 80 y 11567*10^{-6} ucgs (media kmf3(6)=4646*10^{-6} ucgs de los seis datos comprendidos entre los extremos). Se trata por tanto de un granito claramente ferromagnético (valor modal de susceptibilidad correspondiente a un 2% de Fe_3O_4), yuxtapuesto al gabro del mismo nombre, paramagnético. No se dispone de láminas del cuerpo central de este granito que produce una fuerte anomalía magnética, si bien la lámina 9302 de la hoja Magna, que corresponde a dicho cuerpo, presenta un contenido de magnetita del orden del 2-3% (opaco idiomorfo, que debe ser magnetita al tratarse de una roca gemela del granito de Jerez, que va a ser descrito a continuación).

- Granito del CASTILLO (52): 7 muestras con densidad de 2.54 y 2.61 g/cm^3, hoja 897, y susceptibilidad entre 4 y 96*10^{-6} ucgs, media de 37*10^{-6} ucgs. Este extenso stock se encuentra submuestreado, si bien presenta campos geofísicos homogéneos y escasamente anómalos.

- Granito de CALERA (53): cuatro muestras (hoja 897) con densidades entre 2.52-2.66 g/cm^3, media 2.59 g/cm^3, tres ejemplares paramagnéticos (susceptibilidades entre 62 y 116*10^{-6} ucgs; media de 81*10^{-6} ucgs), y uno muy débilmente ferromagnético (273*10^{-6} ucgs, 0.1% Fe_3O_4).

- Granito de TABLADA (54): 7 muestras (hojas 876 y 897) con densidades entre 2.51 y 2.59 g/cm^3, media de 2.55 g/cm^3, todas paramagnéticas (susceptibilidades entre 8 y 54*10^{-6} ucgs; media de 29*10^{-6} ucgs).

-Granito de los REMEDIOS (55): 15 muestras (hoja 875) con densidades entre 2.45 y 2.64 g/cm^3, media de 2.51 g/cm^3, 12 ejemplares paramagnéticos (susceptibilidades entre 6 y 162*10^{-6} ucgs; media de 58*10^{-6} ucgs), y 3 débilmente ferromagnéticos (332-563*10^{-6} ucgs, 0.15-0.2 % Fe_3O_4). Este granito presenta algunas anomalías magnétcas locales (la muestra con 563*10^{-6} ucgs se ubica en una de ellas) que requieren susceptibilidades algo mayores que las citadas.

-Granito de SALVATIERRA (57): 4 ejemplares (hoja 853) con densidades entre 2.62 a 2.65 g/cm^3, media de 2.63 g/cm^3, todas paramagnéticas (susceptibilidades entre 6 y 70 unidades; media de 47*10^{-6} ucgs).

-Granito de JEREZ (58): 10 muestras (hoja 853) con densidades entre 2.41-2.77 g/cm^3, media 2.55 g/cm^3, y claramente bimodales en susceptibilidad, con 3 ejemplares paramagnéticos (media de 89*10^{-6} ucgs), y seis con 2104, 3303, 4666, 5477, 6426, 11500 *10^{-6} ucgs respectivamente (1-4 % de Fe_3O_4, kmf3=4968*10^{-6} ucgs, **tabla X**). Se trata de granitos de tendencia alcalina que constituyen la parte intrusiva de los queratófidos, como su heterogeneidad petrofísica pone inmediatamente de manifiesto. Este granito es más magnético que el gabro de Jerez con el que se encuentra en contacto.

-Granito de Las MESAS (59): 2 ejemplares (hojas 875 y 876) con densidades de 2.54 y 2.56 g/cm^3, ambas paramagnéticas (susceptibilidades de 9 y 197*10^{-6} ucgs).

-Granito de ZAHÍNOS (60): 2 ejemplares (hoja 852) con densidades de 2.48 y 2.51 g/cm^3, y susceptibilidades de 649 y 37*10^{-6} ucgs. Este granito es bimodal, pero algo menos magnético que el de Jerez (**figura 25**).

- Granito de OLIVENZA (código 62, fuera del mapa de la **figura 23**): dos muestras (hoja 827) con densidades de 2.52 y 2.62 g/cm^3, paramagnéticas (55 y 62*10^{-6} ucgs).

- Hercínicos:

-Granito de la BAZANA (85): 9 muestras (hoja 875) con densidades entre 2.36-2.63; media de 2.52 g/cm^3, todas paramagnéticas (susceptibilidades entre 7-57*10^{-6} ucgs; media de 21*10^{-6} ucgs).

Discusión

Los granitos configuran un grupo muy extenso de intrusiones, de las que se han muestreado 14 en total, las más importantes salvo Sierra Padrona. Los resultados de densidad y susceptibilidad se resumen en la **tabla X**.

Presentan un amplio rango de densidades (**figura 24**) de 2.33 a 2.77 g/cm^3 (o de 2.33 a 2.66 g/cm^3 si se excluyen dos muestras pesadas y ferromagnéticas de Jerez), con media de 2.56 g/cm^3 y moda también alrededor de 2.56 g/cm^3 (98 muestras, **tabla X**), marcando claros mínimos gravimétricos según el eje del Antiforme de Monesterio (leucogranitos, Calera, Tablada, Remedios, Bazana, Salvatierra, **figura 10**).

En susceptibilidades existen dos grupos:

- Uno paramagnético (leucogranitos de Monesterio, Castillo, Calera, Tablada, Salvatierra, las Mesas, Olivenza y la Bazana), en el que los promedios por intrusión están comprendidos entre las 21*10^{-6} ucgs de La Bazana y las 81*10^{-6} ucgs. Todos ellos exhiben mínimos magnéticos muy claros.

Sin entrar en descripciones petrográficas de cada uno de estos granitos, hay que señalar que en este conjunto los opacos son muy escasos; a veces aparecen distribuidos en microfisuras o esparcidos irregularmente óxidos de hierro (goethita, limonita) y algunos cristales de pirita que parcialmente están sustituidos por goethita;

- Granitos ferromagnéticos: el mejor ejemplo lo constituye el granito de Jerez, que es bimodal y encierra anomalías magnéticas importantes del orden de centenas de nT (kmf3=4968 unidades, con probables modas más altas). El granito del Pintado es muy similar al de Jerez desde el punto de vista magnético (**tabla X**). Ambos, Jerez y Pintado, son más magnéticos que los gabros, del mismo nombre, adyacentes a ellos.

En situación intermedia, tres granitos con zonaciones magnéticas débiles del orden de decenas de nT son los Remedios, Zahínos y Táliga; en susceptibilidades insinúan en conjunto una moda débilmente magnética (300-700*10^{-6} ucgs, ver diagrama bivariante de la **figura 24**). En el primero de ellos, los Remedios, debe existir una moda algo más alta, porque contiene anomalías puntuales cercanas al centenar de unidades.

Dejando aparte Táliga, los otros 4 mencionados, Jerez, Pintado, los Remedios y Zahínos, son similares (granitos sódicos, de radiactividad característica bastante homgénea de carácter no potásico, **figura 35**): rocas de colores grises-blanquecinos y cierta tonalidad zonada, de tamaño de grano fino, textura microgranuda (tamaño milimétrico) en ocasiones ligeramente porfídica. Se caracterizan por sus entrecrecimientos micrográficos y por estar afectados por cataclasis intensa que desarrolla la trituración de los minerales y las deformaciones en el cuarzo y en el maclado de las plagioclasas. Están asociados tanto con las rocas queratofídicas, y deben representar cámaras magmáticas someras de dichas rocas, como con los cuerpos básicos gabroideos que a su vez deben constituir la contraparte intrusiva de las espilitas (gabros de Fregenal, de Jerez, del Pintado). Petrográficamente presentan las texturas citadas, con una composición de cuarzo y albita, y en ocasiones con algo de feldespato K pertitizado, con escasísimos minerales ferromagnesianos y algo de moscovita en algunas muestras. Circón y apatito son los minerales accesorios que se han observado.

Sólo en el granito de Jerez (y el ejemplar 9302 del Pintado) se han observado muestras con un elevado contenido en magnetita: la muestra 427 de Jerez, con 6426 unidades, llega a presentar proporciones de este mineral cercanas al 3%. La 555 corresponde a un granito sódico, con una plagioclasa (albita) como mineral principal junto al cuarzo. Presenta clara deformación cataclástica, el típico intercrecimiento gráfico (micrográficos) entre cuarzo y albita y apreciable cantidad de opacos (suponemos en su mayor parte que corresponde a

magnetita, aunque no disponemos de probeta pulida; su susceptibilidad magnética es de $4666*10^{-6}$ ucgs). El tamaño del grano de la magnetita es variable pero frecuentemente presenta cristales entre 0,16 a 0,40 mm. Es notorio señalar la presencia en esta roca de un anfibol monoclínico verdoso, que puede pertenecer a la serie de los anfiboles sódicos, esto ayuda a definir una composición más exacta de estos granitos (cuarzo, albita, anfibol sódico y escasa biotita). La muestra 556 ($k=11500*10^{-6}$ ucgs, $d=2.77$ g/cm^3) corresponde a una sienita sódica, con albita y anfibol monoclínico (probablemente sódico) y accesoriamente se presenta biotita y apatito. Las proporciones de magnetita en esta muestra oscilan entre 3 y 4 % y su tamaño de grano (aunque variable) está comprendido entre 0,30 a 0,70 mm.

Por lo tanto al igual que las rocas queratofídicas, los granitos del Pintado y Jerez deben de considerarse bastante ferromagnéticos. Como ocurre con aquéllas, sus relaciones con mineralizaciones de Fe (v.g., la Bóveda, indicios del Pintado) son estrechas.

	DENSIDAD (g/cm^3)			**SUSCEPTIBILIDAD (ucgs x 10^6)**						
INTRUSIÓN	N	Rango	Media	Rango	Mediana	**kmp**	**kmf1**	**kmf2**	**kmf3**	**kmf4**
30 Leucogranitos	9	2.33-2.60	2.51	8-97	51	58(9)	-	-	-	-
34 Taliga	16	2.51-2.66	2.59	2-535	27	30(14)	414(2)	-	-	-
51 Pintado	8	2.54-2.66	2.61	80-11567	4133	80(1)	-	-	4646(6)	11567(1)
52 Casitllo	7	2.54-2.61	2.57	4-96	23	37(7)	-	-	-	-
53 Calera	4	2.52-2.66	2.59	62-273	116	81(3)	273(1)	-	-	-
54 Tablada	7	2.51-2.59	2.55	8-54	26	29(7)	-	-	-	-
55 Los Remedios	15	2.45-2.64	2.51	6-563	53	58(12)	425(3)	-	-	-
56 Cataclásticos	1	-	2.65	-	12	-	-	-	-	-
57 Salvatierra	4	2.62-2.65	2.63	6-70	63	47(2)	-	-	-	-
58 Jerez	12	2.41-2.77	2.55	40-11500	2105	74(4)	-	1461(3)	4968(4)	11500(1)
59 Mesas	2	2.54-2.56	2.55	9-197	-	103(2)	-	-	-	-
60 Zahínos	2	2.48-2.51	2.49	37-649	-	37(1)	649(1)	-	-	-
62 Olivenza	2	2.52-2.62	2.57	55-62	-	58(2)	-	-	-	-
85 La Bazana	9	2.36-2.63	2.52	2-57	15	21(9)	-	-	-	-
TOTAL	98	2.33-2.77	2.56	2-11567	53	46(76)	432(7)	1461(3)	4774(10)	11534(2)

Tabla X. **Densidad y susceptibilidad de los granitos. Antiforme de Monesterio**
Entre paréntesis se da el número de muestras comprendidos en los rangos a los que se refieren los promedios de susceptibilidad: kmp<$250*10^{-6}$ ucgs; 250<kmf1<$750*10^{-6}$ ucgs; 750<kmf2<$2500*10^{-6}$ ucgs; 2500<kmf3<$7500*10^{-6}$ ucgs; kmf4>$7500*10^{-6}$ ucgs.

3.3.3.2 Granodioritas

Se dispone de 15 muestras de granodioritas, distribuidas de la siguiente manera entre las intrusiones de la **figura 23**, con los códigos indicados en la misma (datos en **Tabla XI**).

-Granodiorita de MONESTERIO (31): 5 muestras (hoja 897) con densidades entre 2.64 y 2.69 g/cm^3, media de 2.66 g/cm^3, todas paramagnéticas (susceptibilidad entre 55 y 148*10^{-6} ucgs; media de 89*10^{-6} ucgs).

-Granodiorita de PALLARES (32): 6 muestras (hoja 898) con densidades entre 2.59 y 2.69 g/cm^3, media de 2.64 g/cm^3, todas paramagnéticas (susceptibilidad entre 14 y 98*10^{-6} ucgs; media de 53*10^{-6} ucgs).

-Granodiorita la HOYA DE STA. MARÍA (33): 4 muestras (hoja 898) con densidades entre 2.65 y 2.71 g/cm^3, media de 2.67 g/cm^3, todas paramagnéticas (susceptibilidades entre 39 y 75*10^{-6} ucgs; media de 58*10^{-6} ucgs).

Se trata (**figura 24**) de rocas muy bien agrupadas en densidad (entre 2.59 y 2.71 g/cm^3) con media y moda de 2.65 g/cm^3. Las susceptibilidades de las granodioritas precámbricas son bajas, todas inferiores a 150 unidades, media global de 66*10^{-6} ucgs. En los mapas magnéticos se situan en zonas sin relieve, si bien en la de Monesterio y La Hoya existen anomalías perimetrales. Disponemos de 4 láminas y dos probetas de la de Monesterio: las granodioritas están formadas por cuarzo, plagioclasa (zonada, en general andesina), feldespato potásico (ortosa y microclino pertitizados) y biotita (en parte cloritizada) como componentes principales. Circón, apatito, esfena, moscovita (ocasionalmente) y allanita como componentes accesorios. También se han observado sillimanita y cordierita. Los opacos son similares, tanto por su escasa proporción como por su composición, a los existentes en los leucogranitos de Monesterio.

Se trata, por tanto, de un grupo muy similar al de los granitos paramagnéticos, salvo por su densidad superior. La expresión gravimétrica de las granodioritas no es tan clara como la magnética: aparecen en zonas de campo intermedio donde tienden a marcar mínimos relativos.

Las granodioritas son abundantes en los complejos ígneos zonados del núcleo del Antiforme de Monesterio, Valencia del Ventoso, Brovales y Burguillos del Cerro (códigos 90, 91 y 92, **figura 23**, con 56 muestras de granodioritas según la **tabla V**), que serán objeto de tratamiento detallado en otro lugar.

3.3.3.3 Tonalitas y dioritas

De la tonalita de CULEBRÍN (hoja 897, código 61 en **figura 23**) disponemos de cinco muestras con 2.74, 2.74, 2.68, 2.70 y 2.76 g/cm^3 de densidad, y 68, 731, 99, 826 y 860*10^{-6} ucgs de susceptibilidad. Se insinúa por tanto una roca de magnetismo bimodal (**tabla XI**), que causa una débil zonación magnética (25-50 nT) que sigue muy bien el eje NO-SE de esta tonalita (**figura 9**). No exactamente coincidente con este eje cartográfico y magnético, existe una anomalía de gravedad en la mitad Norte de la tonalita. La roca está formada por cuarzo, andesina, anfíbol y biotita; se citan opacos sin especificar (hoja Magna 987, de Eguiluz *et al,* 1983).

En el complejo gabroideo de BARCARROTA (esquina NO de la hoja 853, en **figura 23,** y hoja 827 al NO) se han tomado 5 tonalitas con 2.71 g/cm^3 de densidad media, y polimodales en susceptibilidad (**tabla XI**; esta tonalita es más magnética que la de Culebrín), y 7 dioritas con 2.87 g/cm^3 de densidad media, y un carácter magnético similar. El complejo de Barcarrota produce una fuerte anomalía magnética en el vuelo de la JEN de 1981. Este macizo abarca desde tonalitas a gabros; éstos últimos se citan en el siguiente subepígrafe.

Por último, del complejo tonalítico de STA. OLALLA (hojas 918 y 919, código 93 en **figura 23**) se dispone de tres muestras (**tabla XI**). Las fuertes anomalías magnéticas de este stock parecen estar relacionadas con zonas de Skarn periféricas y bandas "roof pendants" NO-SE más que con la tonalita en sí. Este amplio stock (de extensión similar a Burguillos) está submuestreado; según Casquet *et al* (1999), se trata de un macizo calcoalcalino alto en K_2O, en el que la zonación abarca desde cuarzodioritas a granodioritas y granitos. Las granodioritas y dioritas de este complejo no han sido muestreadas, mientras que las tonalitas son de densidad intermedia y débilmente ferromagnéticas.

Las tonalitas también son abundantes en los complejos ígneos zonados muestreados localmente (códigos 90, 91 y 92, con 55 muestras en total en la **tabla V**), y serán objeto de estudio detallado más adelante. Veremos que las tonalitas (junto con las monzodioritas) de Valencia del Ventoso son las principales responsables de sus marcadas anomalías magnéticas (**figura 25**). Algo similar ocurre con las dioritas en Burguillos y Valencia del Ventoso (37 y 30 muestras, respectivamente, en la **tabla V**), por lo que pasamos a la descripción de los gabros.

		DENSIDAD (g/cm^3)			SUSCEPTIBILIDAD (ucgs x 10^6)					
INTRUSIÓN		N	Rango	Media	Rango	Mediana	kmp	kmf1	kmf2	kmf3
31	Gd. Monesterio	5	2.64-2.69	2.66	55-148	84	89	-	-	-
32	Gd. Pallares	6	2.59-2.69	2.64	14-98	69	53	-	-	-
33	Gd. Hoya Sta. María	4	2.65-2.71	2.67	39-75	65	58	-	-	-

		DENSIDAD (g/cm^3)			SUSCEPTIBILIDAD (ucgs x 10^6)					
INTRUSIÓN		N	Rango	Media	Rango	Mediana	kmp	kmf1	kmf2	kmf3
61	Ton. Culebrín	5	2.68-2.76	2.72	68-860	731	83(2)	731(1)	843(2)	-
78	Ton. Barcarrota	5	2.62-2.77	2.71	59-2580	1589	59(1)	324(1)	1947(2)	2580(1)
93	Ton. Sta. Olalla	3	2.66-2.74	2.70	267-698	314	-	426(3)	-	-

		DENSIDAD (g/cm^3)			SUSCEPTIBILIDAD (ucgs x 10^6)					
INTRUSIÓN		N	Rango	Media	Rango	Mediana	kmp	kmf1	kmf2	kmf3
78	Diorita Barcarrota	7	2.77-2.92	2.87	61-4387	588	122(3)	-	1177(3)	4387(1)

Tabla XI. **Densidad y susceptibilidad de las granodioritas, tonalitas y dioritas**
Entre paréntesis se da el número de muestras comprendidos en los rangos a los que se refieren los promedios de susceptibilidad: kmp<250*10^{-6} ucgs; 250<kmf1<750*10^{-6} ucgs; 750<kmf2<2500*10^{-6} ucgs; 2500<kmf3<7500*10^{-6} ucgs; kmf4>7500*10^{-6} ucgs.

3.3.3.4 Gabros

Se trata de una litología ampliamente representada en la zona de estudio, si bien a menudo en afloramientos de escasa extensión. Además de por su interés intrínseco por las anomalías magnéticas y de gravedad que producen, se trata de una litología importante desde el punto de vista de la prospección minera actual por los indicios y yacimientos de Cu-Ni que se relacionan con ella.

Se dispone de datos de gabros repartidos en 8 hojas 1/50.000 (827, 852, 853, 854, 875, 896, 898 y 919), con un total de 86 muestras, de ellas 12 con lámina y 43 con lámina y probeta. Obviamente existe algún cuerpo submuestrado, pero dejando aparte los gabros de los complejos de Burguillos, Brovales y Valencia del Ventoso, que no tratamos aquí (34 muestras en total en la **tabla V**), los más extensos del núcleo y flancos del Antiforme, como Pintado (12 datos), Aguablanca (6 datos), Fregenal (19 datos), Jerez (13 datos), Sirgada (7 datos) y Barcarrota (16 datos) se consideran suficientemente representados en la muestra (**tabla XII**).

Es preciso anticipar que los gabros no presentan diferencias aprecibles de peso específico, pero sí de susceptibilidad magnética (son claramente polimodales), así como variaciones sutiles de radiación gamma natural. A pesar de las limitaciones de la muestra y las derivadas del escaso número de láminas, se tratará de relacionar estas variaciones con su petrografía en un análisis conjunto de esta última.

-Gabros del PINTADO (70, hoja 898): son ligeros (12 densidades entre 2.76 y 2.96 g/cm^3, media de 2.87 g/cm^3) y muy poco magnéticos (susceptibilidades entre 71 y 315 unidades, promedio kmp de 147*10^{-6} ucgs). De tres muestras se dispone de lámina y probeta pulida: se trata de un gabro piroxénico, sin magnetita, con ilmenita normalmente transformada en leucoxeno. Es destacable que en toda la zona del Pintado existe una anomalía magnética importante (**figuras 9, 25**), pero ubicada sobre el granito "central" del Pintado, cuerpo muy ferromagnético, como se ha indicado más arriba.

-Gabros de AGUABLANCA (71): se trata de un cuerpo adyacente al complejo de Sta Olalla, que no está bien reflejado en la cartografía Magna, puesto que es más extenso en la hoja 919, en cuya cartografía no aparece, que en la 918 (ver, v.g., Casquet *et al*, 1999*)*.

Se dispone de 6 muestras tomadas en el entorno del yacimiento de Aguablanca. Se advierte que se consideran muestras gabroideas las que no se encuentran mineralizadas (las mineralizadas se toman por muestras del yacimiento y serán descritas más adelante). Las densidades del gabro varían desde 2.91 a 2.98 g/cm^3 (media de 2.94 g/cm^3), y es paramagnético, kmp(5)=155*10^{-6} ucgs, **tabla XII** (obviamente si el gabro tiene pirrotina y pentlandita, es más denso y ferromagnético como veremos; la susceptibilidad de la pirrotina es del orden de 1/4 de la de la magnetita). En lámina y probeta son gabros piroxénicos (con pirrotina, calcopirita y pentlandita en la mineralización). En el mapa aeromagnético (**figuras 9, 25**) estos gabros producen anomalías, pero menos importantes que algunas circundantes en las Fms. Carbonatada o Bodonal (lo que no deja de ser notable con porcentajes de pirrotina que llegan a superar el 10%).

-Gabros de MONTEAGUDO (72): se trata de una pequeña intrusión en la esquina SO de la hoja 877. Las tres muestras (2.83, 2.76 y 2.96 g/cm^3) son paramagnéticas, con susceptibilidades de 106, 28, 38 *10^{-6} ucgs. Como el del Pintado, se trata de un gabro piroxénico, sin magnetita, con ilmenita. Este gabro se encuentra en la terminación SE de una importante estructura magnética causada por la serpentinitas de Calzadilla. Existe una cuarta muestra (nº 460) de la zona de Monteagudo, que resultó ser un gabro serpentinizado o serpentinita con 1-1.5% de Fe_3O_4 (d=2.70 g/cm^3, k= 3394 *10^{-6} ucgs).

-Gabro de VALERA (73): también se trata de una pequeña intrusión, esta vez en la esquina NE de la hoja 896. Las tres muestras (2.76, 2.92 y 2.90 g/cm^3) son ferromagnéticas, con susceptibilidades de 989, 2221, y 2550*10^{-6} ucgs (kmf2=1605*10^{-6} ucgs). Se trata de un gabro piroxénico uralitizado, con presencia del par ilmenita-magnetita (0.5-1%), ésta algo martitizada. El de la Valera, por tanto, es un gabro ferromagnético, pero menos que su entorno (queratófidos y mina de la Valera).

-Gabro de FREGENAL (74): en los 19 ejemplares recolectados (hojas 875 y 896, **figura 23**) existen 8 con lámina y probeta. Se trata del gabro más extenso (unos 20 Km^2) y más muestreado de la zona de estudio, por lo que a continuación se da una descripción algo más prolija del mismo.

El rango de densidades oscila entre 2.77 y 3.05 g/cm^3, con media y moda de 2.95 g/cm^3, similares a las del conjunto de la muestra.

El espectro de susceptibilidades es muy amplio, entre las 199 y las $10841*10^{-6}$ ucgs. Existen varios grupos en la muestra de este gabro (**tabla XII**):

-Uno paramagnético de 3 elementos (promedio kmp de $212*10^{-6}$ ucgs) que son gabros uralitizados con los opacos transformados en leucoxeno;
-Dos ejemplares débilmente ferromagnéticos (kmf1=$455*10^{-6}$ ucgs);
-Un conjunto de 10 muestras muy bien agrupadas en el diagrama bivariante d-k (**figura 24**), con susceptibilidades comprendidas entre 1099 y $2468*10^{-6}$ ucgs, media kmf2 de $1843*10^{-6}$ ucgs. Este conjunto puede considerarse como representativo de la moda de susceptibilidades más importante de este gabro, tratándose de ejemplares olivino-piroxénicos con ilmenita y magnetita (0.5-1% de Fe_3O_4);
-Un par de muestras más ferromagnéticas que las anteriores (287 y 568, kmf3=$2992*10^{-6}$ ucgs); y finalmente, otro par fuertemente ferromagnético, una, la 282, con d=2.77 g/cm^3 (mínima de la muestra) y $10841*10^{-6}$ ucgs que es un gabro piroxénico con ilmenita y magnetita (3-4%), y la otra, la 721, es la más densa del grupo (3.05 g/cm^3 y $7668*10^{-6}$ ucgs).

En el mapa aeromagnético existen sobre estos gabros tendencias hacia un comportamiento polimodal (también en los gabros de Jerez), si bien con predominio de las zonas de magnetismo intermedio: ocurren anomalías en un entorno de 10-20 nT (eje de mínimos NO-SE de la zona Sur de los gabros), otras entre 100-150 nT (perimetrales en la zona Sur citada; a una de las más intensas de éstas corresponde el ejemplar de $10841*10^{-6}$ ucgs), y las más intensas alrededor de 300 nT (en la zona Norte de los gabros, donde se ha tomado la muestra de $7668*10^{-6}$ ucgs). Salvo por esta zona Norte, el magnetismo de estos gabros no destaca en un área de grandes anomalías causadas por espilitas al Sur y queratófidos al Este, situación de entorno más magnético similar a la de Aguablanca, Monteagudo, Valera y que ocurre también en los gabros de Jerez.

Es preciso destacar que los gabros de Fregenal no producen anomalías de gravedad acusadas (la más importante en la mitad Norte coincidiendo aproximadamente con la anomalía magnética citada), por lo que debe tratarse de un cuerpo laminar, que presenta no obstante una importante prolongación hacia el SO según los datos de gravedad, lo que otorgaría continuidad a los dos pequeños afloramientos de este sector. Usando el

magnetismo y la gravimetría (**figuras 9, 10**) podría extenderse el área de influencia de estos gabros al doble de su superficie cartografiada, de unos 20 Km^2 como se señaló más arriba.

-Gabros de la GRANJA-VISARIO (75): son dos pequeños cuerpos paramagnéticos ubicados en la parte centro-Este de la hoja 875 (en realidad, buena parte de estos gabros puede que no sean tales, consideradas sus firmas magnética y radiométrica). Las tres muestras tomadas (2.77, 3.03 y 2.86 g/cm^3, y 105, 174 y $54*10^{-6}$ ucgs, respectivamente) son microgabros o gabros uralitizados sin magnetita. Los gabros de El Visario sí producen una tenue anomalía de gravedad algo excéntrica al NE respecto a su posición cartográfica.

-Gabros de JEREZ (76): se han recolectado 13 muestras, 11 en los afloramientos de la hoja 875 y 2 en los de la 853 (**figura 23**), con 9 láminas y 6 probetas. La respuesta magnética, gravimétrica y radiométrica de estos gabros es parecida a la de los de Fregenal en las imágenes correspondientes a estos campos. En efecto, según las muestras disponibles, son casi de igual densidad (entre 2.79 y 3.11 g/cm^3, media de 2.96 g/cm^3), y de magnetismo parecido a los de Fregenal (la moda alta de susceptibilidades en Jerez es un nivel más baja que en Fregenal, quizás porque el muestreo es algo menor, pero tiene reflejo en el mapa aeromagnético, **tabla XII, figura 9**).

La polimodalidad de susceptibilidades de los gabros de Jerez queda definida por 6 muestras paramagnéticas ($127*10^{-6}$ ucgs de promedio; se trata de gabros piroxeno-anfibólicos uralitizados, con leucoxeno, epidota, etc.), y 6 ferromagnéticas. Entre estas últimas, existen tres de moda baja (500 a $1500*10^{-6}$ ucgs), y tres de alta, entre 5000-$7500*10^{-6}$ ucgs (kmf3=$6050*10^{-6}$ ucgs). La muestra nº 434, con $5851*10^{-6}$ ucgs, es un gabro olivino-piroxénico con ilmenita, 3% de Fe_3O_4 ortomagmática y dentrítica por alteración de olivino; la muestra con mayor susceptibilidad, $7325*10^{-6}$ ucgs es un gabro piroxénico.

Todos estos valores de susceptibilidad se corresponden con un mapa aeromagnético polimodal sobre los gabros de Jerez: las anomalías más intensas tienden a ser puntuales, existen zonas amplias de campo intermedio, y otras de campo bajo más restringidas. También existe aquí el problema de entorno magnético con interferencia de anomalías gabros-granitos de Jerez-volcanitas bimodales. Por último, destaca también la situación

gravimétrica de estos gabros que en nada perturban el gran mínimo donde se encuentran (**figura 10**).

-Gabros de la SIRGADA (77): se han recogido 7 muestras (hoja 853) en la zona de la Sirgada adyacente al afloramiento Oeste del granito de Jerez (**figura 23**). Exhiben densidades entre 2.85-3.02 g/cm^3, media de 2.92 g/cm^3, y son claramente bimodales en susceptibilidad, con 4 ejemplares paramagnéticos (media de 138*10^{-6} ucgs, gabros uralitizados), y tres con 1925, 2798 y 3456*10^{-6} ucgs respectivamente (gabros olivínicos con magnetita, 1-2 %). Este gabro de la Sirgada apenas si está cubierto por el vuelo de alta resolución. Aparentemente produce una fuerte anomalía magnética, aunque ésta más bien podría estar causada por rocas ácidas (granitos/queratófidos), que por el mismo gabro, como ocurre en todo el entorno de los gabros de Jerez (**figura 23**).

-Gabros de BARCARROTA (78): se trata en realidad de un complejo heterogéneo ubicado a caballo entre las hojas 827, 852 y 853 (fuera del vuelo de alta resolución, **figura 23**), con predominio de las litologías gabroideas, que se manifiesta como tal complejo en los mapas magnéticos y radiométricos de los vuelos de ENUSA, con mayor extensión de anomalías y tendencias geofísicas algo diferentes que las de la cartografía Magna. Se han recogido un total de 16 muestras, con 6 láminas y probetas. Son pesados, con densidades entre 2.79 y 3.14 y media de 2.96 g/cm^3, y posiblemente polimodales en susceptibilidad con 5 muestras paramagnéticas, 4 débilmente ferromagnéticas, 4 moderadamente ferromagnéticas y 3 ferromagnéticas (**tabla XII**). No se han tomado muestras con susceptibilidades que supongan contenidos del orden del 3-4% de Fe_3O_4, aunque son probables dadas las intensidades de anomalía que exhiben estos gabros en los vuelos de ENUSA (**figura 22**).

-Gabros de OLIVENZA: 4 muestras (hoja 827, se trata de un cuerpo situado al NO del de Barcarrota, fuera de la **figura 23**) pesadas, con densidades entre 2.96-3.07 g/cm^3, media 2.99 g/cm^3, posiblemente polimodales en susceptibilidad, con un ejemplar paramagnético, dos débilmente ferromagnéticos, y uno ferromagnético (5217*10^{-6} ucgs, gabro piroxeno-anfibólico con 2-3% de Fe_3O_4).

		DENSIDAD (g/cm^3)			SUSCEPTIBILIDAD (ucgs x 10^6)						
INTRUSIÓN		N	Rango	Media	Rango	Mediana	kmp	kmf1	kmf2	Kmf3	kmf4
70	**Pintado**	12	2.76-2.96	2.87	71-315	150	147(11)	315(1)	-	-	-
71	**Aguablanca**	6	2.91-2.98	2.94	65-264	197	155 (5)	264(1)	-	-	-
72	Monteagudo	3	2.76-2.96	2.85	28-106	38	57(3)	-	-	-	-
73	Valera	3	2.76-2.92	2.86	989-2550	2221	-	-	1605(2)	2505(1)	-
74	**Fregenal**	19	2.77-3.05	2.95	199-10841	1855	212(3)	455(2)	1843(10)	2992(2)	9254(2)
75	La Granja	3	2.77-3.03	2.89	54-174	105	111(3)	-	-	-	-
76	**Jerez**	13	2.79-3.11	2.96	48-7325	252	127(6)	435(3)	1469(1)	6050(3)	-
77	**Sirgada**	7	2.85-3.02	2.92	85-3456	193	138(4)	-	1925(1)	3127(2)	-
78	Barcarrota	16	2.79-3.14	2.96	76-3240	711	110(5)	585(4)	1760(4)	3023(3)	-
80	Olivenza	4	2.96-3.07	2.99	149-5217	-	149(1)	706(1)	927(1)	5217(1)	-
TOTAL		86	2.76-3.14	2.93	28-10841	279	135(41)	486(12)	1737(19)	3935(12)	9254(2)

Tabla XII. **Densidad y susceptibilidad de los gabros. Antiforme de Monesterio**
Entre paréntesis se da el número de muestras comprendidos en los rangos a los que se refieren los promedios de susceptibilidad: kmp<250*10^{-6} ucgs; 250<kmf1<750*10^{-6} ucgs; 750<kmf2<2500*10^{-6} ucgs; 2500<kmf3<7500*10^{-6} ucgs; kmf4>7500*10^{-6} ucgs. Se destacan en negrita los gabros más importantes cubiertos por el vuelo de alta resolución de 1997.

Petrografía de los gabros. Se dispone de láminas delgadas y probetas pulidas de los afloramientos gabroides de El Pintado, Aguablanca, Monteagudo, la Valera, Fregenal de la Sierra, La Granja - El Visario, Jerez de los Caballeros, Cortijo de la Sirgada, Barcarrota y Olivenza. Nos vamos a referir a todos ellos, salvo Barcarrota. Desde el punto de vista geológico podemos diferenciar las rocas gabroideas que encajan en materiales Cámbricos (serie Carbonatada, Fm. detrítica de Jerez, etc.) que presentan una íntima relación con granitos sódicos. Corresponden a los afloramientos del Cortijo de la Sirgada (Matamoros), Jerez de los Caballeros, Fregenal de la Sierra, La Valera, y El Pintado.

A) Los gabros encajantes en los materiales cámbricos presentan dos facies petrográficas bien diferenciadas.

- GABROS OLIVÍNICO-PIROXÉNICOS. Esta facies está presente en los afloramientos de:

Fregenal:	Muestras 280-287-335-3025 y 3026
Jerez de los Caballeros:	Muestras 416-434
Cortijo de la Sirgada:	Muestras 3037 y 3038
Olivenza	Muestras 3008 y 3009

En las muestras que disponemos de la Valera y El Pintado no se ha observado esta facies con olivino, pero no debe excluirse la existencia de rocas olivino-piroxénicas.

Se caracterizan estas rocas por presentar texturas granudas hipidiomórficas y subofíticas. Están constituidas por plagioclasa (labradorita), olivino y clinopiroxenos (augito) como componentes principales. La relación entre olivino y piroxeno varía en los distintos afloramientos; en general domina el piroxeno, pero en las rocas del Cortijo de la Sirgada el olivino es mayoritario marcando una clara tendencia troctolítica. Los olivinos suelen presentar alteraciones en serpentina y materiales sericítico-talcosos a partir de fracturas, y en estos procesos se genera una magnetita secundaria. En las muestras de la Sirgada la serpentinización causa una intensa expansión y desarrolla un sistema de fracturas en los minerales que rodean a los olivinos, principalmente en las plagioclasas, pero también visibles en los clinopiroxenos. Accesoriamente contienen anfibol monoclínico (hornblenda) e incipientes uralitizaciones de piroxenos y epidotización de las plagioclasas.

Los opacos presentes en estos gabros corresponden principalmente a magnetita (primaria y secundaria de la alteración de olivinos), ilmenita, pirrotina y calcopirita. Las proporciones de magnetita son variables oscilando entre 0,5 a 2,5 % por lo que las rocas de esta facies deben de considerarse como ferromagnéticas. Los valores de susceptibilidad en las 11 muestras con lámina varían entre 706 y $5851*10^{-6}$ ucgs, con promedio de $2234*10^{-6}$ ucgs (su promedio de densidades es de 2.94 g/cm^3).

La asociación de pirrotina-calcopirita aparece casi en todas las muestras, sobre todo en Cortijo de la Sirgada y Fregenal, por lo cual debe de tenerse en cuenta para la investigación de Cu-Ni en la zona. Habría que añadir el skarn de Medina de las Torres con abundante pirrotina y calcopirita, adyacente al gabro de la misma localidad, también olivino-

piroxénico del que se dispone de una muestra (este gabro aparece yuxtapuesto al complejo de Valencia del Ventoso, en la hoja 854, y no se trata aquí).

- GABROS PIROXÉNICOS (con apreciable uralitización).

Esta facies está presente en los afloramientos de:

El Pintado:	Muestras 488-495-3056-3057-3058 y 3059
La Valera:	Muestras 251-252-3067
Fregenal:	Muestras 282-344-3027-3028
Jerez:	Muestras 415-554-3039-3040-3041-3042 y 3044
La Sirgada:	Muestras 3035 y 3036
Olivenza	Muestra 3010

Las características principales de estas rocas son la presencia de piroxeno monoclínico en gran parte uralitizado, ausencia de olivino, y plagioclasas en gran parte sausuritizadas.

En los opacos predomia la ilmenita sobre magnetita, aunque existe magnetita en cantidades apreciables en las muestras 282 y 344 de Fregenal, 554 de Jerez y 251-252 y 3067 de la Valera. No se ha observado pirrotina en las muestras de estas facies. La magnetita (en las muestra donde existe) es magmática y con tamaño de grano similar al que presentan la facies de olivino (0,10 a 0,40 mm). Las susceptibilidades varían entre las 71 y $10841*10^{-6}$ ucgs, con 8 muestras ferromagnéticas y 15 paramagnéticas. El promedio de densidades de las 23 muestras es de 2.90 g/cm^3.

B) De los gabros encajantes en el Cámbrico, descritos en el subapartado anterior, distinguimos los que cortan a materiales precámbricos, se asocian a la Fm. Malcocinado, o se emplazan como cumulados yuxtapuestos al complejo de Sta Olalla.

- Gabros (microgabros) de la Granja-el Visario (Cortijo de Fuentes Blancas). Muestras 319-3029-3030.

Más que a un afloramiento de gabros masivos, corresponden a un enjambre de diques que pudieran clasificarse como microdioritas en lugar de como microgabros. Pueden

corresponder a diques que se derivan del complejo de Valencia del Ventoso. No presentan magnetita, sólo ilmenita, por lo tanto los valores de susceptibilidad son bajos.

- Gabros de Monteagudo (Muestras 460-461-3060 y 3061)
La muestra 460 es claramente una serpentinita con magnetita en proporciones entre 1 a 2 %. Las muestras 461-3060 y 3061 corresponden a gabros piroxénicos intensamente deformados y con alteraciones sericítico-talcosas muy apreciables, sin magnetita.

- Gabros de Aguablanca (Muestras 3005, 3006, 3007). Se trata de un cuerpo con una clara tendencia norítica (acumulados con ortopiroxenos). Contiene el yacimiento de Cu-Ni del mismo nombre.
La muestra 3005 corresponde a un gabro con clinopiroxeno muy uralitizado (facies similares a los de la Sirgada, Jerez, Fregenal). No contiene metalizaciones de ningún mineral ferromagnético. Las muestras 3006 y 3007 corresponden a unas acumulaciones gabro-noríticas con cierta metalización (no se listan como gabros en el Anexo 5, ya que la muestra 3006 presenta una proporción de pirrotina cercana al 1 %, mientras que la muestra 3007 alcanza la pirrotina proporciones cercanas al 10 %; la pentlandita se presenta en forma de llamas dentro de la pirrotina como exoluciones). No obstante, cabe señalar que la facies silicatada está compuesta de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, biotita y anfibol. La metalización está formada por pirrotina, pentlandita y calcopirita; esta metalización es intersticial entre los acumulados silicatados.

Resumen de las rocas gabroideas

Esta importante litología ha quedado bien caracterizada en términos generales en el estudio petrofísico realizado.

Aunque los gabros presentan un amplio rango de densidades (**figura 24, tabla XII)**, existe una moda bien marcada de 2.96 g/cm^3; el promedio de los 86 gabros es de 2.93 g/cm^3. Como se anticipaba al inicio del estudio de los gabros, se observa en la **tabla XII** que no presentan diferencias aprecibles de peso específico: cuando el promedio de las masas gabroideas es inferior a 2.90 g/cm^3 (Pintado, Monteagudo, Valera, La Granja, **tabla XII**), o

bien se trata de casos con pocas muestras, o éstas se encuentran alteradas (uralitizadas, sausuritizadas). Por tanto, la moda parece más representativa que la media del peso específico global de los gabros.

En susceptibilidades, en general la tendencia es bi-polimodal, con un polo paramagnético claro, indicativo ya de la alteración (uralitización) o de que la ilmenita es más abundante que la magnetita (41 muestras con susceptibilidad inferior a $220*10^{-6}$ ucgs, kmp de $135*10^{-6}$ ucgs), otro escasamente ferromagnético (hasta 1% de Fe_3O_4: entre 252 y $729*10^{-6}$ ucgs, 12 muestras, kmf1=$486*10^{-6}$ ucgs; entre 927 y 2500, 19 muestras, kmf2=$1737*10^{-6}$ ucgs), 12 datos a partir de 2500 hasta $7325*10^{-6}$ ucgs, kmf3=$3935*10^{-6}$ ucgs, y dos valores altos superiores a las $7500*10^{-6}$ ucgs. Todos estos datos se reflejan en la última línea de la **tabla XIII**.

Entre los gabros Cámbricos, posible parte intrusiva del magmatismo que origina las espilitas, son polimodales con una moda ferromagnética alta segura los gabros de Fregenal, Jerez, Barcarrota (las características de la muestra global de 86 gabros se ajusta bien a las de estas tres intrusiones, con 48 ejemplares), moda que es verosímil en la Sirgada y Olivenza. En contraste, el gabro del Pintado es paramagnético; como es probable que lo sean Monteagudo y Aguablanca.

Es decir, aunque no es tan seguro como en el caso de los granitos, parece que existen dos familias de gabros, una ferromagnética (olivínica y piroxénica) y otra polimodal (piroxénica), con predominio del paramagnetismo cuanto más al SE se ubican en la zona de estudio. Las facies olivínicas son siempre ferromagnéticas (de moda intermedia: 1% de Fe_3O_4) y algo más pesadas que las piroxénicas. Las facies piroxénicas tienden a ser mayoritariamente paramagnéticas, no obstante lo cual los valores más elevados de susceptibilidad se han encontrado en esta facies. Conviene destacar la importancia de este dato para la prospección minera: si fuera generalizable el mayor interés de las facies olivínicas, con las que con mayor frecuencia se han encontrado indicios de pirrotina en las probetas (salvo el caso de Aguablanca), nos encontaríamos que serían difícilmente discernibles por su respuesta magnética (no destacaría por su intensidad al ser de moda de susceptibilidad moderada; podría confundirse con la de facies piroxénicas).

A nivel de cartografía de macizos gabroideos individuales, dado que las dos facies están mezcladas, en general incluso los gabros con modas ferromagnéticas exhiben una moda baja importante, lo que hace su cartografía magnética incierta. Como se ha resaltado, el entorno en el que se encuentran suele ser más magnético que los gabros mismos.

Por todo lo descrito, los gabros no producen tantas anomalías magnéticas destacables como se pudiera esperar. Lo realmente llamativo es la relativamente débil (v.g., Fregenal), incluso casi nula (v.g., Jerez), respuesta gravífica que producen cuerpos de elevado peso específico, y relativamente extensos en la cartografía (unos 20 km^2 Fregenal, unos 12 km^2 Jerez), lo que indica su escaso volumen.

Veremos que entre los complejos hercínicos tempranos la polimodalidad también es característica de granitoides y gabros; esto quiere decir que no vamos a poder distinguir distintas asociaciones geoquímicas (v.g. calcoalcalinas hercínicas de las toleítico-alcalinas cámbricas, si tal caracterización es correcta) simplemente por la intensidad de su magnetismo.

3.3.3.5 Discusión del conjunto de las Rocas Plutónicas

Se ha tratado de hacer una descripción por agrupación en cinco litologías fundamentales de todo el conjunto, lo que resulta difícil por su elevada heterogeneidad. Al haberse excluído los complejos zonados, la muestra ha quedado constituída fundamentalmente por granitos y gabros (**figura 24, tabla XIII**)

En el diagrama densidad-susceptibilidad, es destacable la buena gradación-separación por densidades entre todas estas litologías, mayor que la de las rocas volcánicas, así como la clara polimodalidad magnética de granitos y gabros. En todo caso, es evidente que el extremo denso está ocupado por dioritas y gabros (**figura 24, tabla XIII**), que sin embargo no siempre van a originar claras anomalías gravimétricas.

Respecto al magnetismo, con las muestras disponibles, las tonalitas-dioritas son ligeramente ferromagnéticas, mientras que los gabros son polimodales: causan numerosas

anomalías, pero debido a su fracción paramagnética y a que se encuentran a menudo en contextos donde la magnetita es abundante (volcanitas, granitos alcalinos), su cartografía magnética no es segura. Añadir que las magnetizaciones remanentes de los gabros son las mayores de entre todas las medidas.

Los granitoides precámbricos de anatexia son un grupo bastante homogéneo. Son ligeros y claramente paramagnéticos (del tipo reducido, sin magnetita, tipo S de Chappel y White, 1974; o también de Ishisara, 1977): v.g. leucogranitos y granodiorita del núcleo de Monesterio, granodioritas de Pallares y Hoya de Santa María. El granito alcalino de Táliga es probablemente bimodal.

Entre los granitos cámbricos habría que distinguir los paramagnéticos (Castillo, Calera, Tablada, Salvatierra), los que presentan alguna zonación magnética (granito albítico de Los Remedios), y sobre todo los sódicos (albíticos) con modas magnéticas elevadas, que corresponden a los granitos de Jerez y el Pintado. Como se observa en la **tabla XIII**, es destacable que estas modas son más altas que las de los gabros más ferromagnéticos. Incluso habría que señalar que la diferencia cuantitativa entre modas ferromagnéticas de granitos y gabros no expresa adecuadamente la diferencia de magnetismo entre unos y otros, ya que los granitos con magnetita aparacen en los mapas aeromagnéticos como más consistentemente magnéticos que los gabros, es decir, cuando la magnetita se presenta en cantidades apreciables las modas altas son más homogéneas en los granitos, de modo que las respuestas magnéticas son más extensas y se ajustan mucho mejor a la cartografía en los granitos que en los gabros.

Salvo La Bazana, que es paramagnético, veremos que los granitoides hercínicos en los complejos zonados muestran tendencias bimodales tanto en susceptibilidad como en densidad.

Por último, la **tabla XIII** contiene 5 datos de rocas ultrabásicas, relacionadas con los afloramientos de las serpentinitas de Calzadilla (capítulo 3.3.4). Son rocas no serpentinizadas, lo que se manifiesta por su alta densidad y baja susceptibilidad.

	DENSIDAD (g/cm^3)			
	N	RANGO	MEDIA	MODA
INTRUSIVAS	**224**	**2.33-3.14**	**2.74**	**2.57/2.96**
Granitos	98	2.33-2.77	2.56	2.56
Granodioritas	15	2.59-2.71	2.65	2.65
Tonalitas	13	2.62-2.77	2.71	-
Dioritas	7	2.77-2.92	2.87	-
Gabros	86	2.76-3.14	2.93	2.96
Ultrabásicas	5	2.92-3.12	3.06	3.10

	SUSCEPTIBILIDAD (ucgs x 10^6)							**Q**
	Rango	Mediana	kmp	kmf1	kmf2	Kmf3	kmf4	Mediana
INTRUSIVAS	**2-11567**	**104**	**84 (142)**	**477 (22)**	**1635 (29)**	**4223 (24)**	**10394 (4)**	-
Granitos	2-11567	53	46 (76)	432 (7)	1461 (3)	**4774(10)**	**11534(2)**	0.59 (5)
Granodioritas	14-148	66	66 (15)	-	-	**-**	**-**	-
Tonalitas	59-2580	731	75 (3)	528 (2)	1395 (4)	**2580 (1)**	**-**	-
Dioritas	61-4387	588	122 (3)	588 (1)	1177 (2)	**4387 (1)**	**-**	-
Gabros	28-10841	279	135 (41)	486 (12)	1737 (19)	**3935 (12)**	**9254 (2)**	2.41(13)
Ultrabásicas	99-239	175	178 (4)	-	2446 (1)	-	-	-

Tabla XIII. **Densidad y susceptibilidad de las rocas plutónicas. Sector central del Antiforme de Monesterio**

Entre paréntesis se da el número de muestras comprendidos en los rangos a los que se refieren los promedios de susceptibilidad: kmp<250*10^{-6} ucgs; 250<kmf1<750*10^{-6} ucgs; 750<kmf2<2500*10^{-6} ucgs; 2500<kmf3<7500*10^{-6} ucgs; kmf4>7500*10^{-6} ucgs. Q: parámetro de Koenigsberger; la mediana se refiere al nº de muestras indicado entre paréntesis.

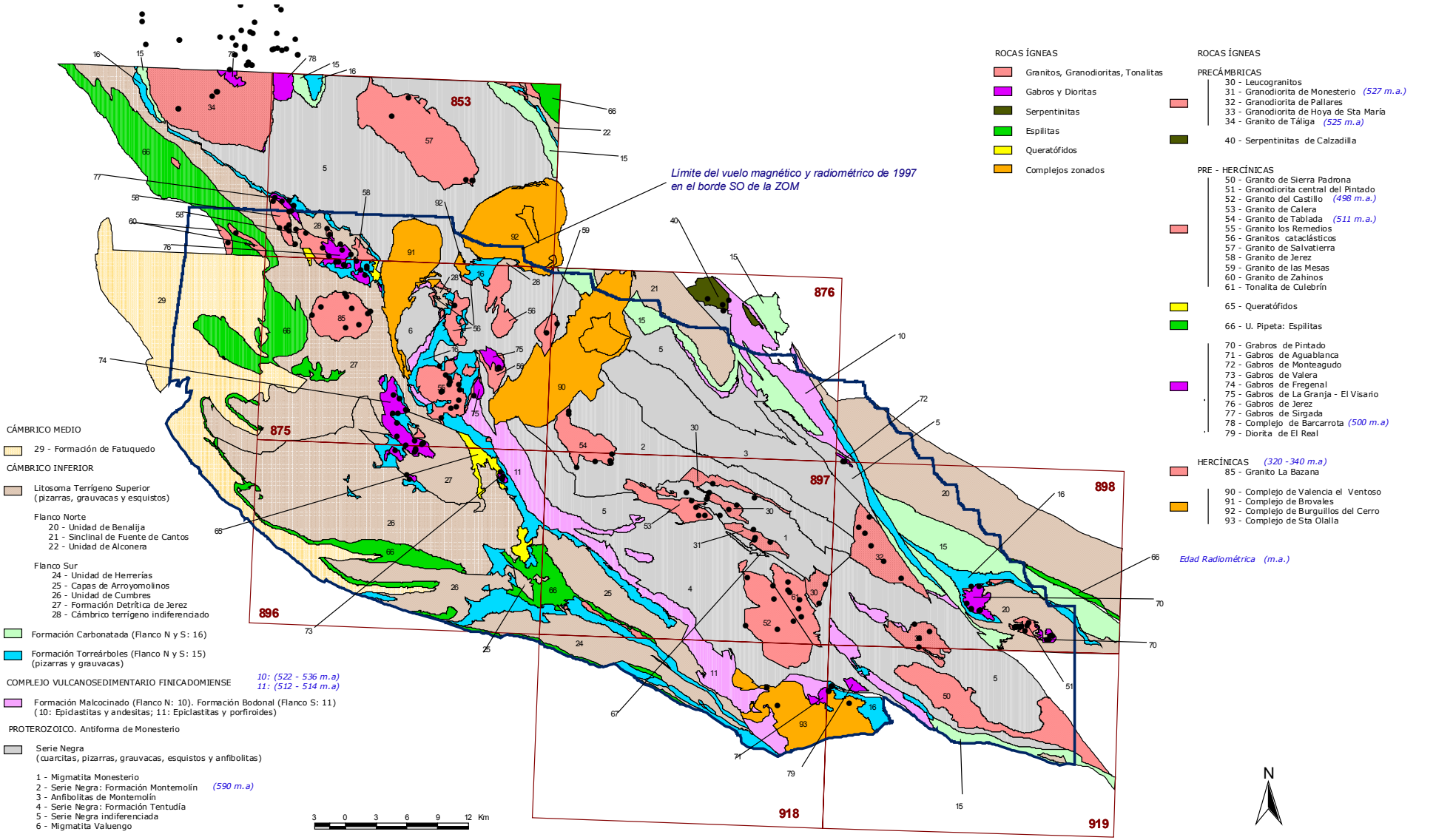


Figura 23. Posición de las muestras de intrusivas sobre síntesis geológica

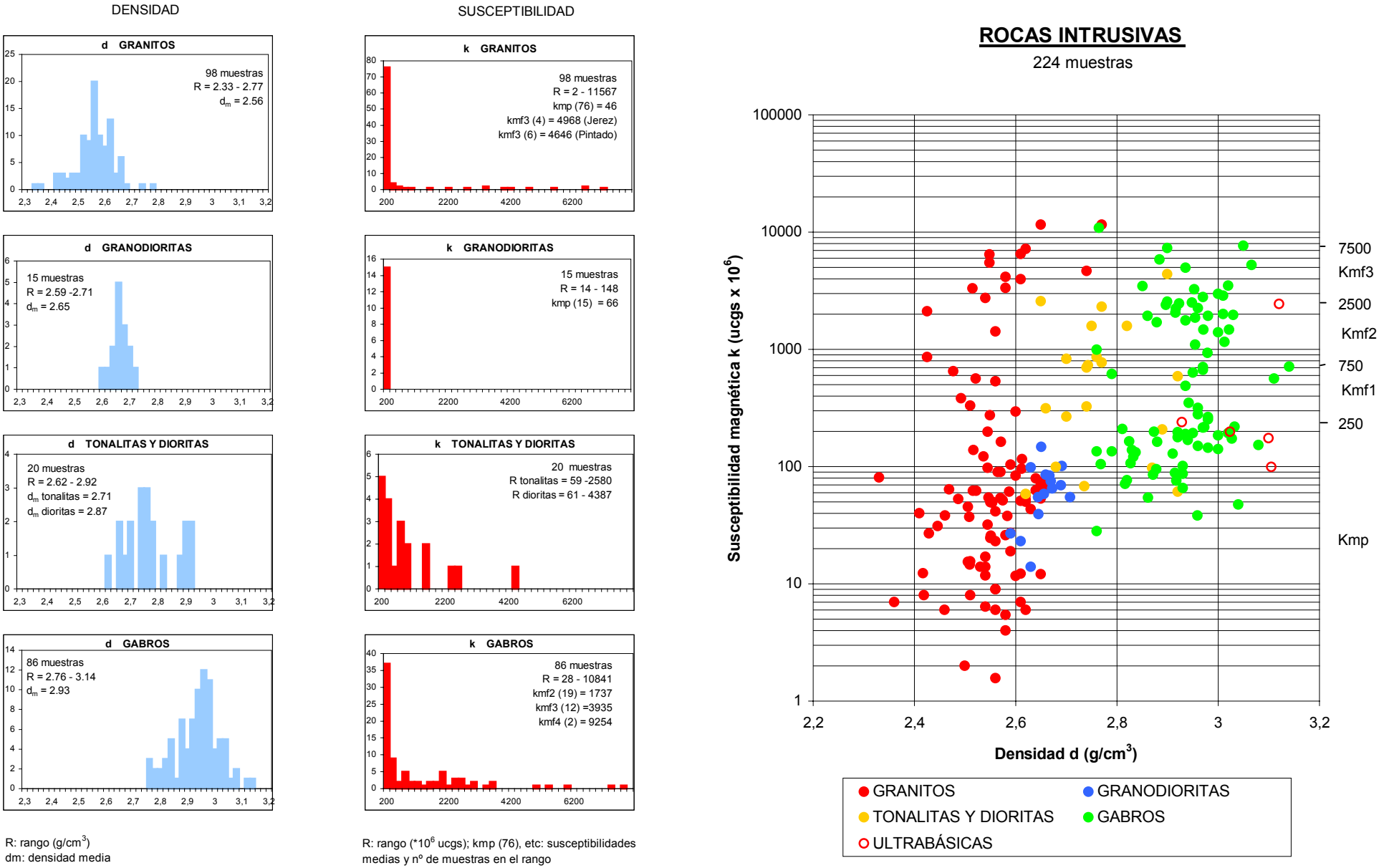


Figura 24. Histogramas de densidad, susceptibilidad y diagrama d - k de las rocas intrusivas
(Los rangos a los que se refieren las medias de susceptibilidad se indican en la barra derecha del diagrama d-k)

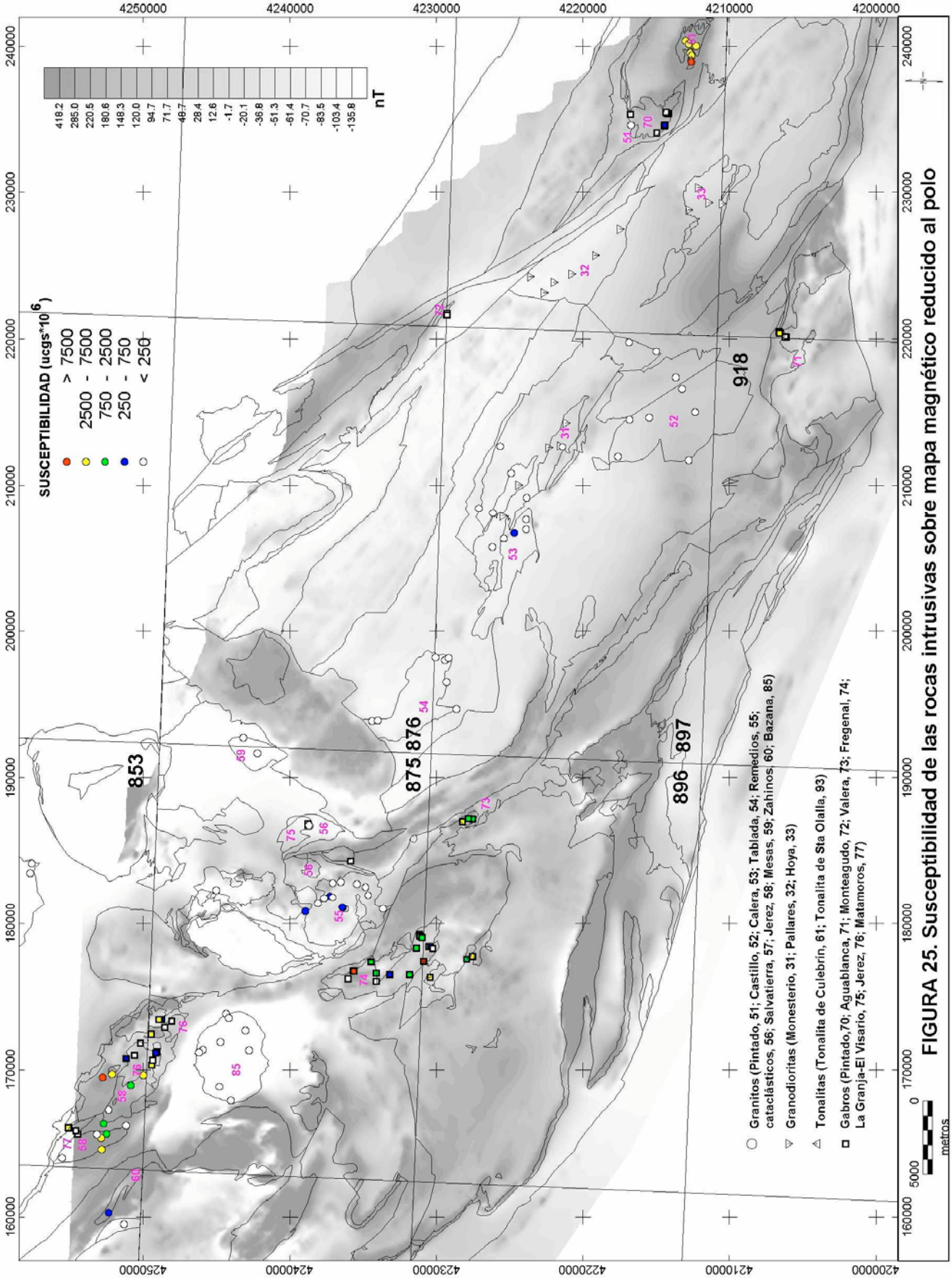


FIGURA 25. Susceptibilidad de las rocas intrusivas sobre mapa magnético reducido al polo

3.3.4. ROCAS METAMÓRFICAS

3.3.4.1 Anfibolitas

Se han tomado 18 ejemplares de estas rocas (2 muestras con lámina, 5 muestras con lámina y probeta), de los que 15 corresponden a las anfibolitas de Montemolín (código 3 en **figura 26**), recolectados en las hojas 876 y 897.

Se observa en estas rocas de Montemolín una agrupación en los valores de densidad obtenidos entre 2.78 y 3.02 g/cm^3, si se exceptúa el dato de 2.66 g/cm^3, que puede tratarse de una muestra tomada en niveles ricos en plagioclasa (memoria hoja Magna 897, Eguiluz *et al*, 1983). Si no se considera este valor mínimo, sin moda definida, la media de las anfibolitas de Montemolín alcanza los 2.90 g/cm^3, lo que indica la basicidad del protolito de las mismas: "las rocas originales debieron corresponder a materiales tobáceos de composición intermedia-básica, y posibles aportes sedimentarios, incluida la materia orgánica" (memoria citada, pág. 15). De las láminas obtenidas puede indicarse que corresponden a rocas derivadas de un material volcánico básico con aportes sedimentarios. Presentan grado de metamorfismo de bajo (esquistos verdes) a medio (anfibolitas). Fundamentalmente están compuestas por un anfíbol monoclínico (honrblenda-actinolita), cuarzo y plagioclasa; accesoriamente se ha observado biotita, esfena y opacos. Hay alteraciones a clorita de los anfíboles y biotita, en epidota y sericita de las plagioclasas y la formación de leucoxeno a partir de la ilmenita.

Los valores de susceptibilidad son todos bastante bajos (en las 15 muestras de Montemolín el rango es 53-178*10^{-6} ucgs, media kmp de 104*10^{-6} ucgs), lo que aparentemente hace poco interesante, desde el punto de vista magnético, este tipo de muestras.

Las tres anfibolitas al Sur de la granodiorita de Monesterio (código 67 en **figura 26**), encajan en la Fm. Tentudía y tienen un protolito ígneo básico, según la memoria citada (dm=2.94 g/cm^3, kmp=179*10^{-6} ucgs). Estas tres anfibolitas últimas pueden ser bimodales, porque contienen algunas anomalías magnéticas puntuales que no han sido muestreadas.

En general para todas las anfibolitas, en las probetas el opaco principal es la ilmenita, la cual se presenta en gránulos orientados en bandas diseminadas irregularmente, o incluídos en algunos cristales del anfíbol.

Como ya hemos indicado, estos gránulos de ilmenita en parte están siendo sustituidos por leucoxeno; sus tamaños de grano son variables desde 0.06 a 0.20 mm. En cantidades menores a la de la ilmenita se han observado sulfuros (pirita) y óxidos de hierro (limonita-oligisto). En ninguna de las muestras se ha encontrado magnetita.

Se trata por tanto de un conjunto pesado y paramagnético. No obstante, estas rocas se situan en un campo magnético, en algunas zonas, entre 30 y 60 nT mayor que el que ocurre sobre las pizarras y los esquistos de las series que las engloban, Fms. Montemolín y Tentudía, por lo que si fueran las causantes de estas anomalías (que podrían ser originadas también por intrusiones ígneas) deberían alcanzar susceptibilidades del orden de varios centenares de unidades cgs. El elevado peso específico de las anfibolitas de Montemolín se manifiesta en su magnífica cartografía en el mapa de Bouguer (**figura 10**), especialmente su límite SO. Hacia el NE el máximo de gravedad se extiende a toda la estructura de Cabeza Gorda con áreas de rocas muy pesadas, probablemente ultrabásicas con las que se relacionan las serpentinitas de las que hablaremos luego.

3.3.4.2 Esquistos

Se dispone de 55 muestras de estas rocas que han sido extensamente recogidas en la Fm. Montemolín (código 2 en la **figura 26**, en las hojas 876 y 897; 24 ejemplares de esquistos biotíticos, 9 muestras con lámina, 4 muestras con lámina y probeta); en los denominados esquistos de Jerez de la Formación detrítica del mismo nombre de las hojas 875 y 896 (código 27 en **figura 26**; 26 muestras, 2 muestras con lámina, 5 muestras con lámina y probeta); y finalmente, en la Serie Negra de las hojas 853 y 875 (código 5 en **figura 26**; 5 ejemplares, 1 muestra con lámina).

El rango de densidades es muy amplio, desde 2.34 g/cm^3 a 2.85 g/cm^3 (**tabla XIV**), con un histograma de densidades bimodal y una media global de 2.61 g/cm^3, en el que se sugiere (**figura 27**) la existencia de dos familias con valores comprendidos entre 2.34-2.6 g/cm^3, y 2.6-2.85 g/cm^3, y modas próximas, respectivamente, a 2.54 y 2.71 g/cm^3. La primera familia estaría mayoritariamente integrada por los esquistos de Jerez (17 de los 26 esquistos se ubicarían en esta familia). En los denominados esquistos de Jerez (en realidad muchos de ellos son esquistos grauváquicos o metagrauvacas) la media es de 2.56 g/cm^3 (rango de 2.34 a 2.74 g/cm^3): se trata de rocas ligeras que tienden a marcar claros mínimos

en el mapa de Bouguer (**figura 10**). La segunda moda del histograma de densidades representaría la mayor parte de los esquistos biotíticos de Montemolín (aproximadamente, la mitad de ellos con densidad superior a 2.66 g/cm^3), que en conjunto alcanzan una densidad media de 2.66 g/cm^3 (rango de 2.53 a 2.85 g/cm^3): estos esquistos se ubican en zonas gravimétricas intermedias, entre los mínimos de la Serie Negra superior (Fms. Tentudía y correlativas; la firma gravífica de los esquistos sugiere una ligera corrección hacia el SO de la terminación NO del cabalgamiento de Monesterio) y los máximos de las anfibolitas.

En los esquistos biotíticos los valores de susceptibilidad obtenidos no superan las 204*10^{-6} ucgs (media kmp de 74*10^{-6} ucgs). Los componentes principales de estas rocas son el cuarzo y la biotita y en menor proporción plagioclasa y moscovita. Accesoriamente se ha observado circón, turmalina, apatito y opacos. Las biotitas en ocasiones están parcialmente cloritizadas, desarrollando en estos procesos minerales titanados (esfena, rutilo) y algo de feldespato potásico, y también se observan sericitizaciones en plagioclasas; estos procesos son claramente supergénicos. También son frecuentes venas posteriores rellenas de feldespato potásico. En probeta pulida se manifiesta lo siguiente: 1) Ausencia de magnetita, y en general pequeñas proporciones de opacos, 2) Los óxidos de hierro (oligisto-limonita) son los opacos más frecuentes, distribuidos en microfisuras o diseminados en cristales de pequeño tamaño de grano, 3) Pirita en algunas muestras, en general parcial o totalmente transformada en goethita, y 4) Algunas laminillas de grafito y material pulverulento negruzco que posiblemente corresponde a materia orgánica carbonosa.

Los esquistos de Jerez muestran una polimodalidad magnética clara: existen 17 muestras con valores bajos (7-201*10^{-6} ucgs, media kmp de 44*10^{-6} ucgs), 3 ejemplares con contenidos en magnetita entre el 0.1 y el 0.3% (kmf1=535*10^{-6} ucgs), y otro grupo de 6 muestras con valores más elevados de susceptibilidad (937-2300*10^{-6} ucgs, con media kmf2=1332*10^{-6} ucgs, lo que representa hasta 1% de magnetita). Pertenecen a este último grupo 4 muestras de susceptibilidad entre 983 y 1510 unidades, con magnetita detrítica recristalizada según la probeta, valores bajos no obstante para la gran actividad del contexto magnético en que muchas veces se sitúan estas rocas.

En estos esquistos de Jerez aparecen tanto "niveles de claro origen volcánico, generalmente finos, de aspecto vítreo y coloración verdosa; puntualmente también se han observado asomos de brechas espilíticas", como "delgados bancos de origen volcánico con cuarzo, feldespato, clorita y sericita, y magnetita y rutilo como accesorios" (Garrote Ruiz *et al*, 1983, memoria hoja 896, pag. 16-17). Todo ello apunta a que, como ocurría con las grauvacas de Jerez (apartado 3.3.1), aunque los esquistos pueden producir anomalías moderadas de decenas de nT, las anomalías más intensas (**figura 28**) se deben a espilitas y queratófidos no separados cartográficamente de los esquistos, pero abundantes según la imagen magnética de los mismos. La muestra nº 340 (esquisto bandeado con un 1-2% de magnetita martitizada, y 2300 $*10^{-6}$ ucgs) se ubica en la misma subunidad de la Fm. de Jerez (a caballo entre las hojas 875 y 896) en la se situan dos muestras de lo que inicialmente se consideraron areniscas o esquistos de mayor susceptibilidad (muestras 257 y 261, con valores de 2593 y $4339*10^{-6}$ ucgs), pero que resultaron ser queratófidos. Esta subunidad presenta un campo muy característico perfectamente diferenciado de su entorno. Obsérvese que en la unidad de Jerez se han recogido 12 queratófidos y dos espilitas.

Petrografía de los esquistos de Jerez: la muestra 340 está formada por una matriz de filosilicatos (sericita) en forma de pajuelas orientadas paralelamente entre sí, formando la esquistosidad principal. Esta esquistosidad está afectada por una segunda esquistosidad de crenulación. El cuarzo es accesorio en forma de cristales de pequeño tamaño distribuidos irregularmente. Existe magnetita en proporciones entre 1,0 a 2,0%, en forma de un bandeado que ha sido replegado por la segunda esquistosidad, lo que indicaría un origen sedimentario de la misma. También aparecen cristales de magnetita idiomorfa posteriores, de origen metamórfico; la martitización es ligera. La muestra 389 es una metagrauvaca (esquistosada), formada por cuarzo y plagioclasa con clara recristalización e hileras discontinuas de moscovita y algo de biotita. La magnetita se encuentra en gran parte martitizada (originalmente las proporciones de magnetita serían cercanas al 1%), lo que afecta a su susceptibilidad ($983*10^{-6}$ ucgs). Las muestras 409, 410 y 419 son metagrauvacas esquistosadas prácticamente idénticas a la muestra 389, que pueden clasificarse como esquistos, pero derivados claramente de grauvacas. Existe magnetita (1%) en parte martitizada; la susceptibilidad magnética es similar en las tres muestras (1140, 1120 y $937*10^{-6}$ ucgs).

3.3.4.3 Mármoles

Se han recogido 18 muestras en la Fm. Carbonatada, código 16 en la **figura 26**, en las hojas 875, 896 y 897. Esto supone que en la práctica sólo se ha muestreado el flanco SO del Antiforme de Monesterio. Se dispone de 2 muestras con lámina, y una más con lámina y probeta.

Estas rocas presentan una gran dispersión de datos de densidad (con rango de 2.59-2.95 g/cm^3; media de 2.74 g/cm^3). Hay un agrupamiento en torno al valor 2.80 g/cm^3, que es una moda clara y que corresponde a mármoles dolomíticos (Fm. Carbonatada al SE de la hoja 896), y otro que se insinúa próximo a 2.6 g/cm^3 (5 muestras con porosidades más altas, posiblemente calizas marmóreas). Estas litologías aparecen en contextos gravimétricos diversos en el flanco SO del Antiforme de Monesterio: tienden a producir mínimos junto con la Fm. Bodonal en las hojas 896 y 897, no tan marcados como los de pizarras y areniscas; más hacia el Sur, donde los mármoles se encuentran imbricados con espilitas, el campo gravífico es más elevado (pero no las densidades de los mármoles, las 8 muestras del sector SE de la hoja 896 tienen un peso específico de 2.76 g/cm^3 de promedio). La impresión es que estas rocas no desarrollan una firma propia, sino que más bien moderan la de su entorno.

La susceptibilidad es baja para casi todas las muestras analizadas, 17 de ellas con valores entre 5 y 145 unidades, con kmp=$65*10^{-6}$ ucgs, salvo una con $306*10^{-6}$ ucgs. Aunque muchas veces los mármoles exhiben un campo magnético de baja intensidad, que se ajusta bien a los valores de susceptibilidad mencionados, en otras ocasiones ocurren en zonas de interferencia de anomalías de forma que tampoco desarrollan su firma magnética propia.

Es preciso añadir que en zonas cartografiadas como Fm. Carbonatada aparecen intensas anomalías magnéticas, normalmente de carácter restringido, puntual. Esto ocurre frecuentemente en las proximidades de rocas ígneas, como el granito y gabro del Pintado, los gabros de Aguablanca, Valera, Fregenal y Jerez, granitos de los Remedios y cataclásticos adyacentes a él, complejos de Brovles y Burguillos, etc. Esta relación de proximidad se debe al probable papel de detención del ascenso de todas estas intrusiones prehercínicas jugado por la Fm. Carbonatada. En todos estos casos es frecuente la existencia de mineralizaciones e indicios de Fe (Valera, Soldado, Bismarck, etc.). Se han

tomado una serie de muestras en el entorno de mineralizaciones e indicios de magnetita que arman en la Fm. Carbonatada (El Soldado, Bismarck, hoja 875; perímetros del plutón de Burguillos en la hoja 852 y del granito del Pintado en la hoja 898). En realidad estas rocas son corneanas con magnetita metasomática, por lo que se ha confeccionado un grupo aparte con ellas (6 ejemplares). La densidad de estas muestras varía entre 2.76 y 2.89 g/cm^3, y la susceptibilidad entre 799 y 9576*10^{-6} ucgs. El número de ejemplares no es grande, por lo que son probables susceptibilidades más altas (además cuando este tipo de muestra supera de forma apreciable los 3 g/cm^3 de densidad, en cuyo caso las susceptibilidades alcanzan varias decenas de miles de unidades o más, se ha considerado mineralizada, incorporándose al grupo correspondiente). En realidad tan importante o más que la relación de las intensas anomalías magnéticas de las corneanas con mineralizaciones o indicios de hierro, es el hecho de que estas anomalías pueden desvirtuar otras más interesantes desde el punto de vista de la cartografía magnética de los gabros o de la prospección de los yacimientos asociados a ellos (v.g., Aguablanca).

Por último, no incluidas en la Fm. Carbonatada se han muestreado algunas calizas (**tabla V**), intercaladas en el Cámbrico terrígeno superior, algo más ligeras que los mármoles (9 muestras con promedio de densidad de 2.70 g/cm^3), también paramagnéticas (kmp=31*10^{-6} ucgs).

3.3.4.4 Migmatitas y gneises

Se han recogido 14 muestras (3 muestras con lámina, una con lámina y probeta).
Los ejemplares de migmatitas del núcleo metamórfico de Monesterio (código 1 en **figura 26**, hoja 897) son parecidos a la granodiorita del mismo nombre. Disponemos de 6 datos con densidades entre 2.62 y 2.83 g/cm^3, media de 2.69 g/cm^3; todos paramagnéticos, con susceptibilidades entre 40-87*10^{-6} ucgs y un promedio de 70*10^{-6} ucgs).

Al núcleo de Valuengo (código 6 en **figura 26**) pertenecen 7 muestras más heterogéneas (granitos-gneises): son más ligeros (pesoso específicos entre 2.45-2.76 g/cm^3; 2.57 g /cm^3 de promedio), y bimodales en susceptibilidad al incorporar muestras de roca de caja próximas a mineralizaciones de Fe; descartadas éstas, la susceptibilidad media kmp es de 56*10^{-6} ucgs unidades, muy parecida a la de los granitos precámbricos y cámbricos paramagnéticos.

Ambos núcleos metamórficos presentan campos magnéticos de escaso relieve, mayor el de Monesterio por la probable presencia de cuarcitas, anfibolitas y diques de diabasa. En cambio, su expresión gravífica es diferente: el campo es muy bajo en Valuengo e intermedio en Monesterio, lo que sugiere unas condiciones de metamorfismo más intensas en este último.

3.3.4.5 Pizarras

Se dispone de 53 muestras (13 muestras con lámina, 6 con lámina y probeta). Estas rocas tan comunes han sido tomadas en una gran variedad de formaciones precámbricas y cámbricas (**figura 26**) como la Fm. Tentudía (13 datos, hoja 897), Serie Negra Indiferenciada (10, hojas 827-875-876), Fm. Bodonal (2, hoja 896), Fm. Torreárboles (4, hoja 876), Unidad de Benalija (4, hojas 876-898), Sinclinal de Zafra (1, hoja 876); Capas de Arroyomolinos (5, hojas 896-897), Unidad de Cumbres (10, hoja 896), y Fm. Detrítica Jerez (4, hojas 853-874-875-896)

Como suele ser habitual esta litología presenta una gran dispersión en los datos de densidad, rango de 2.25 a 2.76 g/cm^3, 2.53 g/cm^3 de promedio (**tabla XIV**). Podría pensarse que existen varias familias (histograma polimodal típico, **figura 27**) de diferente peso específico, una con densidad menor a 2.4 g/cm^3 en torno a una moda de 2.34 g/cm^3 (11 muestras, con una media de 2.32 g/cm^3), otra entre 2.42-2.60 g/cm^3 y moda de 2.58 g/cm^3 (23 muestras, media de 2.51 g/cm^3), y la última con densidades mayores que 2.6 g/cm^3 (hasta 2.76) y moda de 2.68 g/cm^3 (19 muestras, media de 2.67 g/cm^3).
No es posible discernir la ubicación litoestratigráfica de estas familias, si bien parece que las pizarras de la Fm. Tentudía son más bien ligeras. Ésta es la unidad más muestreada con 13 ejemplares (hoja 897, rango de 2.26 a 2.68 g/cm^3, media de 2.48 g/cm^3), de los que existen 12 que se distribuyen en las dos familias de densidad inferior, a razón de 6 en cada una de ellas.

Las 10 pizarras de la unidad de Cumbres alcanzan una media de 2.55 g/cm^3, distribuyéndose 3, 3, y 4 en cada familia citada por orden creciente de densidades.

El resto de unidades está submuestreado y poco puede decirse: se dispone de 5 pizarras de la Serie Negra indiferenciada en la hoja 876 (rango de 2.48-2.65 g/cm^3: media de 2.57

g/cm^3), 4 de la Fm. Torreárboles también en la hoja 876 (2.49-2.68 g/cm^3: 2.59 g/cm^3), 4 de la U. de Benalija (2.55-2.70 g/cm^3: 2.64 g/cm^3), 5 de las Capas de Arroyomolinos (2.25-2.76 g/cm^3: 2.52 g/cm^3), y cuatro de la Fm. de Jerez, dos de Bodonal y una del Sinclinal de Zafra.

El promedio de las 23 pizarras de la Serie Negra precámbrica es de 2.50 g/cm^3, mientras que el de las 30 cámbricas 2.56 g/cm^3. Todas estas rocas marcan importantes mínimos en el mapa de anomalías de Bouguer, si bien las unidades metasedimentarias en las que se incluyen muestran contextos magnéticos diferentes. A este aspecto dedicaremos algunos comentarios en más adelante.

Respecto a los valores obtenidos de susceptibilidad, son bajos los de las 23 pizarras de la Serie Negra precámbrica (entre 3 y 86*10^{-6} ucgs, promedio de 38*10^{-6} ucgs). En la sucesión de Tentudía todas las muestras presentan nivelillos o lechos detríticos areniscoso-grauváquicos. La matriz, de grano muy fino, está constituida por laminillas orientadas de filosilicatos; dentro de esta matriz se observan granos de cuarzo detríticos esparcidos irregularmente, y ocasionalmente desarrollo incipiente de biotita. El grado de metamorfismo de estas rocas es bajo o muy bajo. Muchas de las muestras registran dos fases de deformación, la primera indicada por la blástesis de los filosilicatos y la segunda de microplegado con desarrollo de una esquistosidad de fractura poco penetrativa. No existen minerales ferromagnéticos (magnetita-pirrotina), y es escasa la proporción de opacos que corresponden a óxidos de hierro (oligisto-limonita) y esporádicos granos de pirita.

Respecto a las pizarras cámbricas, tanto las de la unidad de Cumbres como las de la Fm. Torreárboles, Unidad de Arroyomolinos y Fm. detrítica de Jerez son probablemente bimodales, aunque sólo se dispone de unas pocas muestras de cada una de ellas con algo de magnetita, que citamos a continuación:

1) con 269, 267 y 1180*10^{-6} ucgs en el caso de la U. de Cumbres. Corresponden a las muestras 276, 297 y 487. Son rocas que presentan diferentes colores en los afloramientos debido a las alteraciones superficiales (grises, ocres, rojizas, violáceas,

etc). Están formadas por laminillas de filosilicatos (sericita principalmente) que se distribuyen paralelamente entre sí, con granos accesorios de cuarzo, escasísima plagioclasa, moscovita y relativa abundancia de opacos que corresponden a magnetita. El grado de metamorfismo es bajo y en ocasiones se observan crenulaciones y bandas alternantes entre pizarras y areniscas. El interés de la muestra 276 reside en que presenta una proporción de magnetita original cercana al 1%, pero la martitización es intensa, afectando al 90% de los granos de magnetita quedando un 0.1% de magnetita sin alterar, por lo tanto la susceptibilidad de esta roca ha debido disminuir intensamente. La segunda muestra, nº 297, es muy similar a la 276, con el mismo porcentaje de magnetita y los mismos procesos de martitización, por lo que los valores de susceptibilidad son casi iguales. Estas dos muestras son un claro ejemplo de la disminución de la susceptibilidad por procesos de martitización. En el tercer ejemplar, nº 487, la martitización es mucho menor, y el porcentaje de magnetita sin alterar estaría comprendida entre 0.4 y 0.6%. En general las formas idiomorfas son abundantes, recristalizaciones que incitan a pensar que el mineral se ha formado en los procesos metamórficos; si existe magnetita detrítica es escasa. Todo ello nos indica que en gran parte pudiera haber existido en el conjunto de estas pizarras una magnetita que por procesos meteóricos ha sido transformada en martita causando las bajas susceptibilidades magnéticas de la mayoría de las rocas recolectadas, pero que queda visible en estas muestras y por ello se observa un fondo más elevado del campo en el mapa aeromagnético.

2) $255*10^{-6}$ ucgs en la Fm. Torreárboles (muestra 162)

3) 851 (muestra 39) y $3992*10^{-6}$ ucgs (muestra 561) en la unidad de Arroyomolinos. La muestra 39 es una roca formada por una matriz de minerales arcillosos –sericita- distribuida en forma de pajuelos paralelos entre si, presenta cristales idiomorfos de magnetita; en otra muestra, nº 41, con $213*10^{-6}$ ucgs estos cristales han sido martitizados intensamente quedando sólo algunos restos de magnetita dentro de los mismos, lo que es un claro ejemplo de la disminución de la susceptibilidad debida a la martitización de la magnetita. La muestra de mayor susceptibilidad entre las pizarras, nº 561, está formada por un entramado sericítico-cloritoso con escaso cuarzo detrítico y

minerales opacos idiomorfos que casi con toda seguridad deben corresponder a magnetita. Su origen es dudoso pero bien podría ser una ceniza volcánica.

4) $416*10^{-6}$ ucgs en la Fm. de Jerez (muestra 258). Este ejemplar puede derivar de las tobas cuarzo-queratofídicas, transformada en una roca pizarrosa; existe escasa proporción de magnetita que prácticamente está transformada en su totalidad a martita.

La fracción paramagnética de las pizarras cámbricas tiene un promedio de 56 unidades.

Por tanto de las pizarras cámbricas puede decirse algo similar a lo señalado para las grauvacas y esquistos cámbricos de las distintas unidades (cubetas) metasedimentarias: en primer lugar pueden producir anomalías moderadas de decenas de nT, pero no las anomalías más intensas de las cubetas (**figura 28**) que se deben a espilitas y queratófidos; en segundo lugar, se trata frecuentemente de muestras alteradas en las que la martitización es importante.

3.3.4.6 Serpentinitas

Las muestras de serpentinitas (10 ejemplares. 9 de ellos con lámina y probeta) proceden del macizo serpentinizado de Calzadilla de los Barros (NE de la hoja 876, **figura 26**).

Son rocas ligeras con densidades comprendidas en un estrecho intervalo, de 2.49 a 2.70 g/cm^3, con promedio de 2.58 g/cm^3.

Si se excluye la muestra 140 que presenta un dato anómalo, las susceptibilidades oscilan entre 2328 y $5984*10^{-6}$ ucgs, es decir, correspondientes a un 1-2.5% de magnetita. Aún siendo estos valores importantes, deben también ser frecuentes los ubicados en un entorno de las $6000\text{-}10000*10^{-6}$ ucgs, como corresponde a las anomalías de más de 500 nT que exhiben estas rocas, de los que sólo se dipone de una muestra.

En lámina delgada las serpentinitas están formadas por una malla de minerales del grupo de la serpentina (lizardita, antigorita, crisotilo), que se han desarrollado por procesos de

metamorfismo retrógrado con hidrotermalismo de rocas ultrabásicas que originalmente estarían formadas por olivino, piroxeno y anfíboles. Otros minerales accesorios y secundarios presentes son clorita, talco y carbonatos.

En probeta pulida se observa un apreciable desarrollo de magnetita, generada durante el proceso de serpentinización a partir del hierro contenido previamente en olivinos y piroxenos. Dicha magnetita (escasamente martitizada) se distribuye en proporciones que varían entre 1 al 3% y con dos poblaciones que pueden separarse por su tamaño de grano. La más abundante con tamaños entre 0,010 y 0,020 mm se presenta a lo largo de los cruceros, bordes y fracturas de antiguos olivinos y piroxenos que han sido totalmente serpentinizados; la segunda, con tamaño entre 0,16 y 0,70 mm, está distribuida en cristales esparcidos irregularmente dentro de la masa serpentinizada. Los otros minerales opacos tales como la calcopirita y cromita son escasos y se presentan aleatoriamente en algunas muestras.

El ámbito geográfico de estas muestras es más bien restringido, si bien las serpentinitas de Calzadilla parecen extenderse varios kilómetros hacia el SE bajo la Fm. Malcocinado (**figura 28, figura 22**) si tenemos en cuenta la prolongación de las anomalías magnéticas en esa dirección (las serpentinitas son francamente ferromagnéticas, mientras que las andesitas son bimodales, teniendo el carácter ferromagnético sólo muy localmente). Precisamente en la terminación SE de toda esta estructura se ha recogido una muestra en el afloramiento del gabro de Monteagudo, que resultó ser una serpentinita con $3394*10^{-6}$ ucgs de susceptibilidad, como se citó en la descripción de estos gabros.

Asociadas a las serpentinitas de Calzadilla se han muestreado rocas ultrabásicas con ninguna (o escasa) serpentinización, lo que se manifiesta por su alta densidad y baja susceptibilidad, rocas a las que hay que adjudicar los máximos gravimétricos más importantes de toda la estructura de Anfibolitas de montemolín y Cabeza Gorda (**figura 10**), como se ha mencionado más arriba. Por ejemplo, la muestra 134 corresponde a una hornblendita formada por numerosos cristales de hornblenda con textura granuda. Esta roca no está afectada por la serpentización y no presenta desarrollo de magnetita. Lo mismo parece ocurrir con la 133 y 139. Todas ellas presentan valores anómalos de densidad (respectivamente, 3.10 g/cm^3 la hornblendita, y 3.02 y 2.93 las otras dos) y de

susceptibilidad magnética (175, 198 y $239*10^{-6}$ ucgs) con respecto a las rocas serpentinizadas. También existe una hornblendita con una ligera serpentinización (3.10 g/cm^3 y $2246*10^{-6}$ ucgs). La densidad media de estas rocas es de 3.05 g/cm^3.

Resumen de las rocas metamórficas: se trata de un grupo de muy elevada heterogeneidad, como corresponde a la variedad de litologías y condiciones de metamorfismo existentes, por lo que en estas rocas se hace imprescindible discriminar la formación o unidad a la que corresponden, como se ha efectuado en la descripción anterior.

En el extremo denso se ubican las anfibolitas (**figura 27**), que muestran un magnetismo muy débil, más aún si consideramos la contribución paramagnética teórica de minerales como los anfíboles. En el extremo ligero encontramos a las pizarras, paramagnéticas las de la Serie Negra precámbrica, y con algunos valores de susceptibilidad más elevados en el Cámbrico (con contenidos de hasta un 1% de magnetita, usualmente martitizada). Obsérvese que las pizarras son polimodales en densidad (**figura 27**), pero con la típica moda alta que causa tantos problemas en prospección.

Los mármoles de la Fm. Carbonatada muestran tendencias bimodales en densidad (**figura 27**), no así en susceptibilidad, siendo paramagnéticos salvo en zonas mineralizadas.

Los esquistos son claramente bimodales en densidad (muchos de los denominados esquistos de la Fm. detrítica de Jerez son metagrauvacas esquistosadas de densidad intermedia-baja, mientras que existe una moda alta debida a esquistos biotíticos de la Fm. Montemolín). Los esquistos de Montemolín son paramagnéticos, mientras que los de Jerez exhiben una moda magnética baja y otra algo más alta (hasta un 1% de magnetita, también usualmente martitizada como ocurre en las pizarras). La Fm. detrítica de Jerez muestra claras respuestas probablemente procedentes de niveles volcánicos bimodales (de acuerdo con los datos petrofísicos y las firmas magnéticas y radiométricas que contiene). Por tanto, dichos niveles deben ser los causantes de las anomalías geofísicas de la formación, más que las areniscas, pizarras y esquistos que constituyen sus litologías principales.

Como ocurría con las areniscas (apartado 3.3.1), las susceptibilidades de pizarras y esquistos cámbricos podrían ser mayores si no fuera por los procesos de martitización generales que afectan a la magnetita de estas rocas. Como se indicó en el apartado 3.3.1, los datos de magnetización remanente de todas ellas van a definir una directriz de oxidación de la magnetita como veremos en el próximo capítulo (3.4).

En el diagrama densidad-susceptibilidad de la **figura 27** el nivel de superposición entre todas estas litologías es importante, aunque se diferencian las serpentinitas y anfibolitas por sus mayores susceptibilidades y densidades, respectivamente. Obsérvese que en la Serie Negra precámbrica, en la gradación pizarrras-esquistos-anfibolitas, se configura una tendencia paramagnética muy clara, es decir, no se ha obtenido un contraste de susceptibilidades importante, mientras que en el campo magnético hay variaciones de decenas de nT como se ha mencionado más arriba (sería interesante comprobar esta cuestión mediante modelos, para ver qué sugiere el magnetismo sobre la estructuración de la S. Negra).

Las serpentinitas son francamente ferromagnéticas, y con un ámbito geográfico que parece extenderse varios kilométros hacia el SE bajo la Fm. Malcocinado si tenemos en cuenta la prolongación de las anomalías magnéticas en esa dirección. Las magnetizaciones remanentes de las serpentinitas son importantes, sólo inferiores a las de los gabros.

Asociadas a las serpentinitas de Calzadilla se han muestreado rocas ultrabásicas no serpentinizadas, lo que se manifiesta por su alta densidad y baja susceptibilidad, rocas a las que hay que adjudicar los máximos gravimétricos más importantes de toda la estructura de anfibolitas de Montemolín y Cabeza Gorda.

	DENSIDAD (g/cm^3)			
LITOLOGÍA METAMÓRFICA	**N**	RANGO	MEDIA	MODA
	183	2.25-3.02	2.64	2.71
Anfibolitas	18	2.66-3.02	2.89	-
Esquistos	55	2.34-2.85	2.61	2.54/2.71
Mármoles	18	2.59-2.95	2.74	2.80
Migmtitas+gneises	14	2.45-2.83	2.63	-
Pizarras	53	2.25-2.76	2.53	2.34/2.58
Serpentinitas	10	2.49-2.70	2.58	2.61
Calizas	9	2.58-2.82	2.70	2.69
Corneanas	6	2.77-2.89	2.81	2.80

	SUSCEPTIBILIDAD (ucgs x 10^6)							Q
LITOLOGIA METAMÓRFICA	Rango	Mediana	kmp	kmf1	kmf2	kmf3	kmf4	Mediana
	3-9576	67	63(147)	405 (9)	1291(14)	4300(11)	8655(2)	-
Anfibolitas	53-230	115	117	-	-	-	-	-
Esquistos	7-2300	65	62 (46)	535 (3)	1332 (6)	-	-	0.39(5)
Mármoles	5-306	78	65 (17)	306 (1)	-	-	-	-
Migmatitas+gneises	16-1794	80	61 (10)	523 (1)	1195 (3)	-	-	-
Pizarras	3-3992	39	47 (46)	302 (4)	1016 (2)	3992(1)	-	0.28(5)
Serpentinitas	123-5984	3754	123 (1)	-	2328 (1)	4576 (8)	-	1.28(6)
Calizas	8-76	23	31	-	-	-	-	-
Corneanas	799-9576	3727	-	-	1068(2)	3352 (2)	8655(2)	-

***Tabla XIV*. Densidad y susceptibilidad de las rocas metamórficas. Sector central del Antiforme de Monesterio**

Entre paréntesis se da el número de muestras comprendidos en los rangos a los que se refieren los promedios de susceptibilidad: kmp<$250*10^{-6}$ ucgs; 250<kmf1<$750*10^{-6}$ ucgs; 750<kmf2<$2500*10^{-6}$ ucgs; 2500<kmf3<$7500*10^{-6}$ ucgs; kmf4>$7500*10^{-6}$ ucgs. Q: parámetro de Koenigsberger; la mediana se refiere al nº de muestras indicado entre paréntesis.

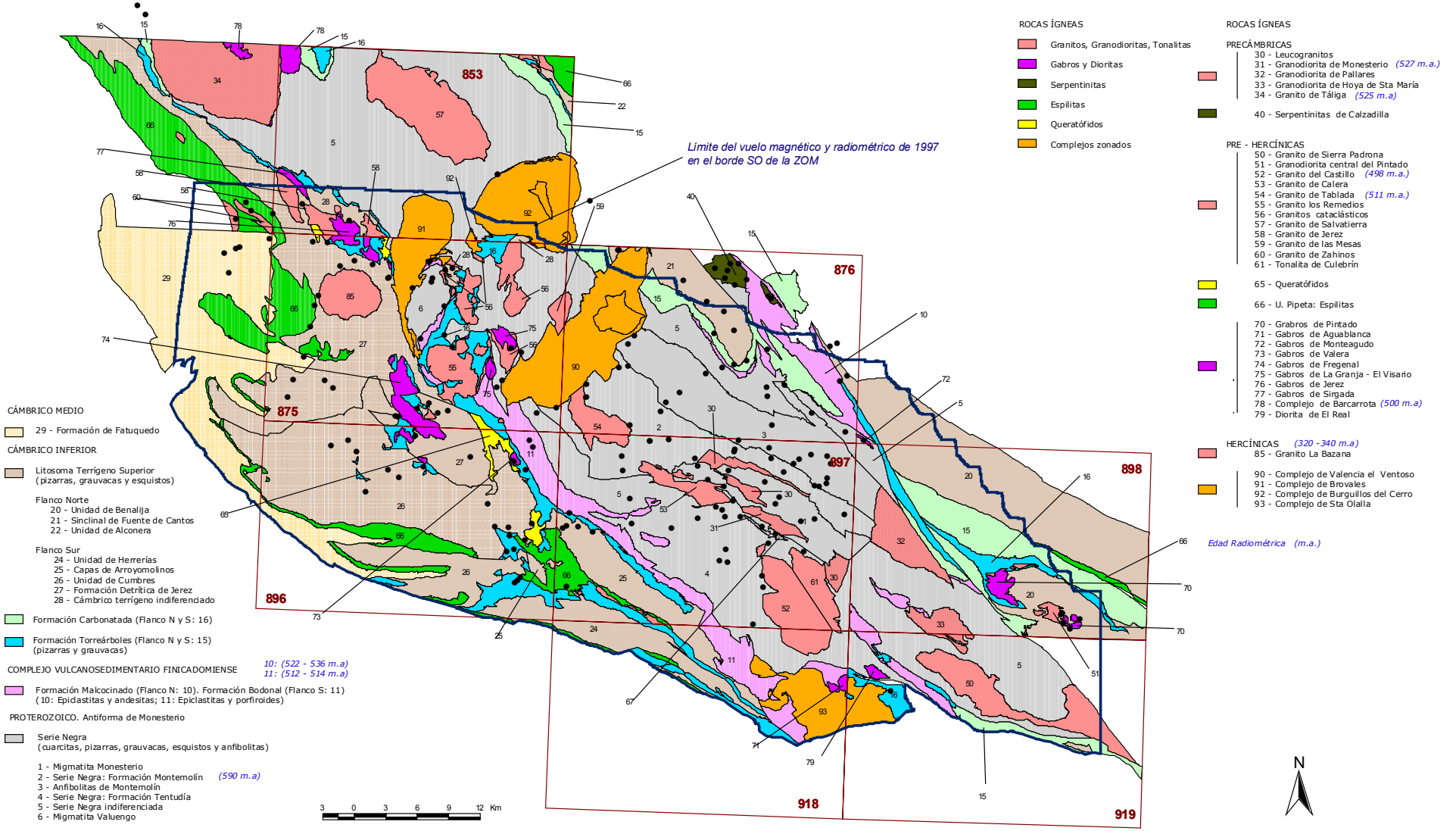


Figura 26. Posición de las muestras de metamórficas sobre síntesis geológica

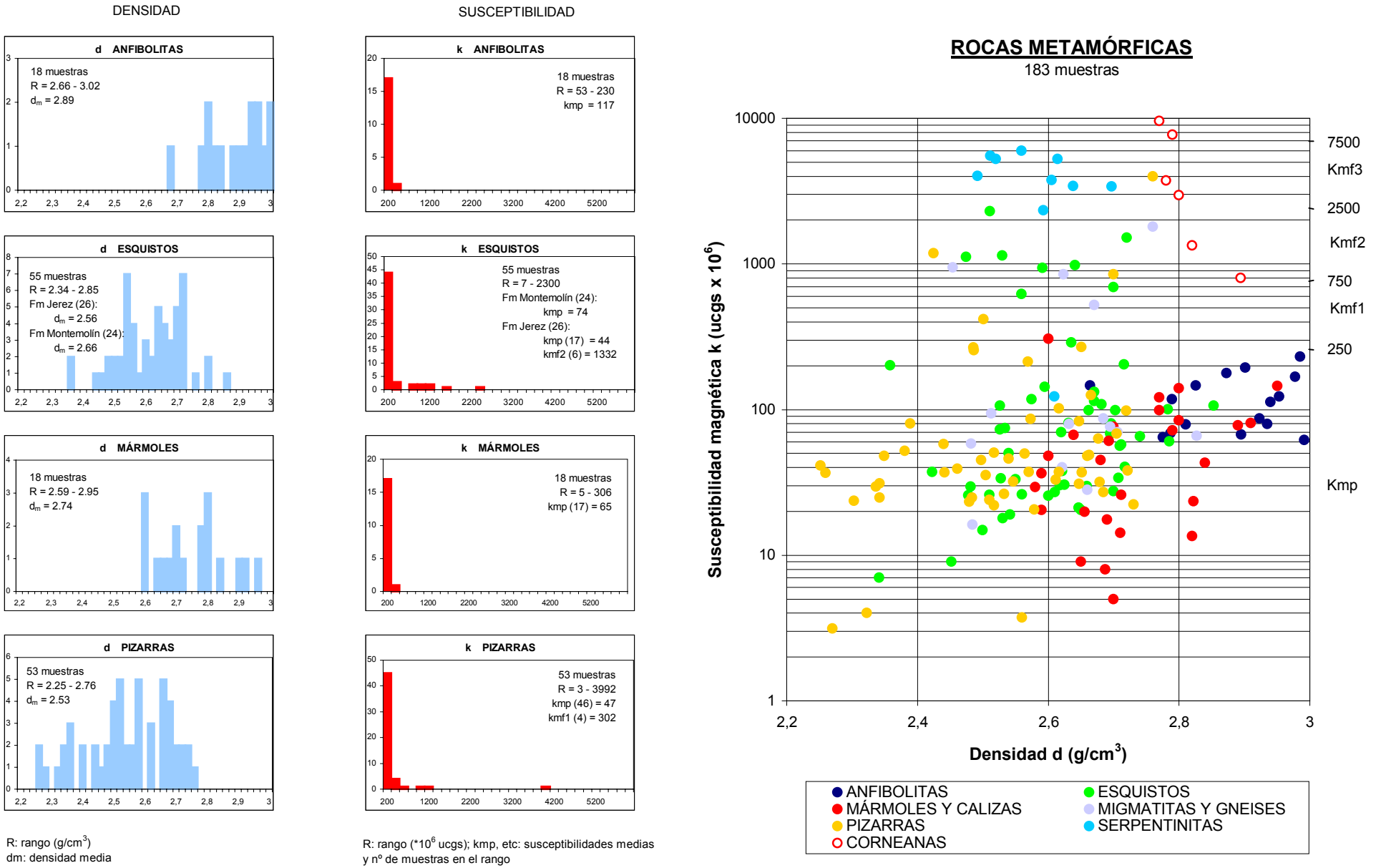


Figura 27. Histogramas de densidad, susceptibilidad y diagrama d - k de las rocas metamórficas

(Los rangos a los que se refieren las medias de susceptibilidad se indican en la barra derecha del diagrama d-k)

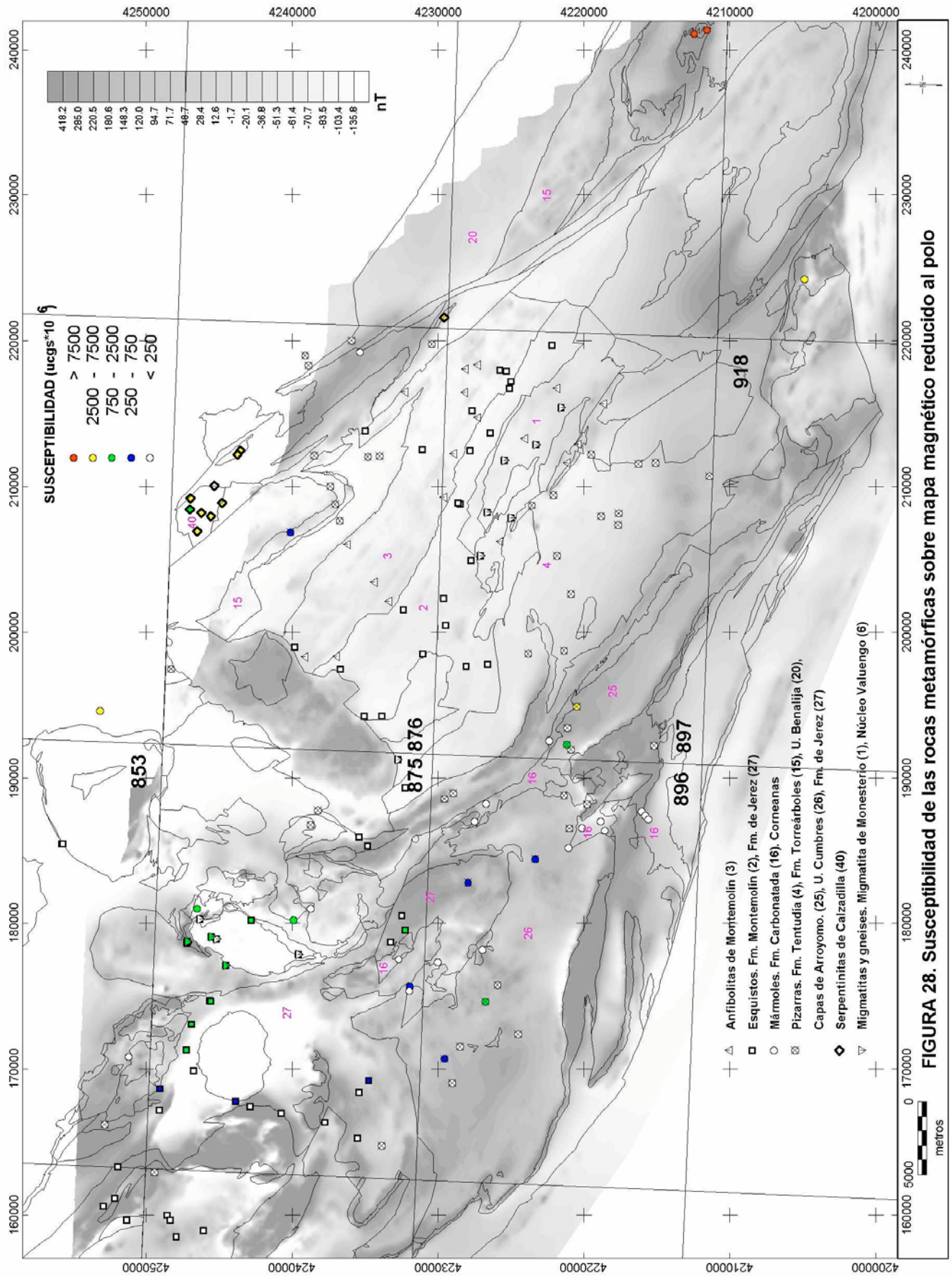


FIGURA 28. Susceptibilidad de las rocas metamórficas sobre mapa magnético reducido al polo

3.4. MAGNETIZACIÓN REMANENTE DE ROCAS DEL ANTIFORME DE MONESTERIO

Se han medido 126 magnetizaciones remanentes naturales Jnrm en muestras de roca no orientada en ejemplares del muestreo general, más otras 99 de complejos zonados y 9 de yacimientos (**tabla VII**). La medida se ha efectuado a partir de uno de los trozos de roca de la muestra recogida en cada sitio de campo, trozo del que se ha obtenido un paralepípedo de 1" para la medición de la magnetización en un magnetómetro de spin JR5 (**Anexo 2**). Por razones de coste y tiempo fue preciso hacer una selección de todos los sitios muestreados para densidad y susceptibilidad magnética (947 en total), selección que se centró en las litologías ígneas, volcanitas e intrusivas intermedio-básicas sobre todo, como causantes de las principales anomalías magnéticas de la zona estudiada. En las rocas metasedimentarias y metamórficas (287 datos de los 947 totales) sólo se han realizado 30 medidas.

Desde el punto de vista de interpretación de anomalías aeromagnéticas el parámetro a analizar es el parámetro de Koenigsberger Q, razón magnetización remanente/ magnetización inducida, Jnrm/Ji, en representación bivariante frente a la susceptibilidad. Este tipo de gráfico permite reconocer, en primera aproximación, la fase ferromagnética presente y ciertos procesos a los que eventualmente se ha podido ver sometida.

En efecto, en primer lugar, el diagrama k-Q es una buena representación de la magnetización de las rocas cuando se trata de analizar anomalías de campo total: las tendencias en los datos permiten la identificacón del mineral ferromagnético dominante (los campos de variación aproximados son en rocas con magnetita $100<k<10.000$, $0.01<Q<1$; con titanomagnetita $k>1000$, $0.1<Q<10$; con pirrotina $k>100$, $Q>2$; con hematites $k<100$, $1<Q<100$; Henkel, 1994, **figura 13**) y muestran en qué rocas domina la inducción Ji y en qué rocas lo hace la remanencia Jnrm. En estas últimas sería necesario para la interpretación magnética de detalle determinar la dirección de la remanencia mediante medidas en muestras orientadas.

En segundo lugar, a pesar de la complejidad de los fenómenos implicados, Henkel, 1991, ha explicado algunas tendencias naturales delineadas por los datos petrofísicos k-Q del escudo escandinavo (9000 muestras de rocas plutónicas, resultados en **figura 14**), a las que

nos vamos a referir en la descripción de los resultados obtenidos en el Antiforme de Monesterio (**figura 29,** listadosde **Anexos 3 a 6**).

3.4.1.1 Rocas metasedimentarias y metamórficas

Se dispone de un total de 30 mediciones en estas rocas, de las que 14 son ferromagnéticas ($k>250*10^{-6}$ ucgs) y 16 paramagnéticas ($k<250*10^{-6}$ ucgs).

Dentro del grupo de muestras ferromagnéticas existen 3 areniscas (1 de Cumbres, 2 de Torreárboles; $0.09<Q<0.62$, con mediana Qmn=0.32), 5 esquistos de Jerez ($0.26<Q<1.20$, Qmn=0.39) y 5 pizarras (de Arroyomolinos, Cumbres y Jerez; $0.13<Q<4.60$, Qmn=0.28). La tendencia que marcan estos datos es una de oxidación de la magnetita (OxM en **figura 29**). Es típica (Henkel, 1991) de rocas afectadas por fuerte fracturación y/o procesos de erosión. Con una oxidación completa, toda la magnetita pasa a hematites, lo que hace decrecer la susceptibilidad de la roca drásticamente (v.g. desde unas 2000 $*10^{-6}$ ucgs a valores inferiores a $100*10^{-6}$ ucgs). Los procesos de martitización observados en probeta son ubicuos en las muestras del cámbrico metasedimentario del Antiforme (apartado anterior). Según Henkel, la remanencia decrece simultáneamente desde unos niveles previos de viscosidad a los valores más bajos de una nueva remanencia química, con lo que el parámetro Q variará desde 0.3 (Jnrm viscosa) hasta cerca de 0.8.

El grupo paramagnético de las rocas metasedimentarias y metamórficas comprende una miscelánea (11 datos) de areniscas, pizarras, anfibolitas, y mármoles, más 5 datos de esquistos biotíticos de Montemolín. En estos cinco últimos ($0.02<Q<0.95$, Qmn=0.26) no se observa la tendencia por variación del contenido de biotita en la muestra (línea de la biotita en la **figura 14**). El aumento del contenido en biotita hace que la susceptibilidad aumente, aunque manteniéndose en los límites del paramagnetismo, mientras que el factor Q permanece bajo, viéndose poco afectado por estos cambios (Henkel, 1991, **figura 14**). Se trata por tanto de una correlación negativa que es causada por un incremento gradual en el contenido de minerales paramagnéticos (principalmente biotita), mientras la remanencia permanece en el límite de resolución instrumental. La tendencia es típica de rocas como filitas, esquistos y gneises, y es la continuación de tendencias similares características de rocas como cuarcitas, calizas y dolomías. En la **figura 29**, las susceptibilidades e imanaciones son muy bajas y los datos se distribuyen erráticamente.

En resumen se trata de rocas dominadas por la inducción magnética (Q<1), en las que en las muestras con k>1000*10^{-6} ucgs, que son las que en general debemos considerar para la interpretación magnética en un área como el Antiforme de Monesterio, muestran una valor de Q entre 0.09 y 0.54 (7 datos), con un promedio de 0.27 típico de una remanencia viscosa.

3.4.1.2 Volcanitas

Aparecen bien diferenciadas en el diagrama de la **figura 29,** habiéndose muestreado en general rocas ferromagnéticas (salvo 4 espilitas). Disponemos de 7 andesitas (0.06<Q<1.33, Qmn=0.68), 14 espilitas (0.02<Q<16.5, Qmn=0.41), 6 porfiroides (0.26<Q<29.39, Qmn=1.03), y 9 queratófidos (0.09<Q<0.78, Qmn=0.32, Qmedia=0.35).

Si la interpretación de las imanaciones de rocas metasedimentarias debe tomarse con precauciones, dada la escasez de datos en el marco de la heterogeneidad de las propiedades magnéticas de las rocas, en el caso de las vocanitas las conclusiones son más firmes: se trata de rocas típicas del dominio de la magnetita MD (1000<k<20.000*10^{-6} ucgs, Q<1, este rectángulo aproximado aparece representado en la parte izquierda de la **figura 29**), lo que es especialmente cierto en el caso de espilitas y queratófidos, con valores de Q típicamente viscosos (Qmn=0.41 y Qmn=0.32, respectivamente; solo existen dos espilitas con Q>1). Esto es importante pues son los dos principales marcadores magnéticos del área, y además era anticipable por lo bien que funciona la reducción al polo en ellos (**figura 9**, la cartografía magnética de las espilitas es muy notable).

Las andesitas (de afloramiento local) exhiben valores de Q algo más altos. Recordemos que existía algo de martitización y un tamaño de grano de la magnetita muy variable desde 0,06 mm, dentro de la matriz fluidal, tamaño casi MD, a 0.50 mm (posibles recristalizaciones).

Las mayores magnetizaciones remanentes se han encontrado en los porfiroides (**figura 29**). Precisamente estos últimos muestran cierta deficiencia de susceptibilidad para la intensidad de sus anomalías magnéticas (en la banda milonitizada), por lo que una remanencia de orientación normal puede jugar un papel en el magnetismo de estas rocas.

3.4.1.3 Ígneas intrusivas

Los datos se refieren casi en su totalidad a los gabros (sobre todo al de Fregenal) y granitos sódicos que son los intrusivos ferromagnéticos del Antiforme (dejando aparte los complejos zonados, Valencia del Ventoso, Brovales y Burguillos que no van a ser tratados aquí, sino separadamente como indicamos en el epígrafe de descripción del muestreo).

Del gabro de Fregenal disponemos de 15 datos, 13 de ellos ferromagnéticos. El parámetro Q varía en estos últimos varía entre 0.32 y 14.18, con mediana Qmn=2.41 y promedio igual a 3.71. Lo más interesante de este gabro es que las muestras ferromagnéticas con susceptibilidad del orden al menos de las $1.000*10^{-6}$ ucgs ocurren a caballo entre el dominio de las magnetitas y las titanomagnetitas, por lo que pueden existir en el mapa aeromagnético anomalías dominadas por la remanencia (rectángulo de la parte derecha de la **figura 29**). Tanto los gabros olívinicos como los piroxénicos pueden mostrar magnetizaciones remanentes elevadas.

Existen dos tendencias en los datos de Fregenal: una delinea una directriz de exolución de ilmenita (ExI en **figura 29**). Es típica de rocas que contienen titanomagnetita como doleritas y gabros. Un incremento en el contenido de Ti puede afectar ligeramente a la susceptibilidad, disminuyéndola en todo caso, mientras que la remanencia aumenta puesto que el tamaño de grano de la magnetita se reduce por la partición causada por la ilmenita exuelta. Esto favorece que el valor de Q se incremente gradualmente (Henkel 1991, 1994, **figuras 13 y 14**). La otra tendencia es la de aumento de k y Q, algo menos frecuente que la anterior, que ocurre cuando las muestras son fuertemente ferromagnéticas (% Fe_3O_4>2-3), pero contienen además una población de magnetita fina importante que contribuye al aumento no sólo de la susceptibilidad, sino aún en mayor medida de la razón Q. En todo caso queda claro que la orientación de la Jnrm de este gabro es un factor adicional para comprender las anomalías producidas por este cuerpo.

Del resto de los gabros disponemos de menos datos:

1) 3 muestras paramagnéticas del Pintado (0.16<Q<18.10, Qmn=0.60), y otras 4 también paramagnéticas del gabro de Aguablanca (0.15<Q<3.36, Qmn=1.64), que podrían delinear una tendencia de exolución de la magnetita, ExM en **figura 29**. En litologías anfibólicas esta tendencia refleja la frecuencia creciente del dominio de la

magnetita con el incremento del anfíbol, que va desde parámetros Q bajos -sobre 0.3- hasta valores del orden de 10, mientras la susceptibilidad permanece paramagnética. Esta tendencia es típica de rocas máficas metavolcánicas y en algunos gabros. Exoluciones similares se dan en todos los minerales máficos paramagnéticos excepto biotita (en piroxenos y olivinos así como en anfíboles);

2) 3 muestras (1 paramagnética) del de Valera ($0.87<Q<21.02$, $Qmn=1.09$) y,
3) 4 del de Jerez ($0.27<Q<1.13$, $Qmn=0.75$). Estos dos últimos gabros, en conjunto, delinean una directriz de exolución de ilmenita,
4) Por último, tenemos 2 datos de Barcarrota de baja imanación (0.12 y 0.24 respectivamente).

Entre los granitos, los datos del de Jerez (5 datos ferromagnéticos, $0.41<Q<3.72$, $Qmn=0.59$) se ubican en la región de la magnetita MD (**figura 29**), con tendencia al aumento de la razón Q en las muestras más ferromagnéticas.

Los ejemplares que presentan un factor Q más elevado corresponden al granito de Los Remedios (8 valores) con tendencias crecientes de susceptibilidad y razón Q que son difíciles de interpretar: en los tres datos de mayor susceptibilidad (162 a $563*10^{-6}$ ucgs) se obtienen valores de Q de 0.63, 1.87 y 2.89. Por tanto en esta intrusión, la remanencia puede explicar alguna zonación magnética difícil de justificar con sólo los valores de susceptibilidad. El resto de datos de granitos corresponde al límite de resolución instrumental.

3.4.1.4 Serpentinitas

Adicionalmente, en las serpentinitas de Calzadilla se han realizado 6 determinaciones de la magnetización remanente, resultando $0.48<Q<10.68$ con $Qmn=1.28$ (y 5 datos con $Q>1$).

En las serpentinitas la magnetita suele ser gruesa, MD, bien cristalizada, de forma que su magnetización suele ser típica del dominio de la magnetita ($0.1<Q<1$), por lo que estos valores resultan algo elevados para ellas. No obstante, como ya se ha mencionado, en probeta pulida se observa que la magnetita (escasamente martitizada) se distribuye en proporciones que varían entre 1 al 3% en dos poblaciones que pueden separarse por su tamaño de grano. La más abundante con tamaños entre 0,010 y 0,020 mm se presenta a lo

largo de los cruceros, bordes y fracturas de antiguos olivinos y piroxenos que han sido totalmente serpentinizados; la segunda con tamaño entre 0,16 y 0,70 mm, está distribuida en cristales esparcidos irregularmente dentro de la masa serpentinizada. Por tanto podría existir una población de magnetita fina (pseudo-dominio-único o simple, PSD) que puede originar la relativamente alta magnetizacón de estas muestras.

3.4.1.5 Mineralizaciones

Por último se dispone de 5 datos de mineralizaciones; dos de El Soldado, y una respectivamente, de La Bilbaína, Bismarck y la Bóveda. Son muestras poco mineralizadas, con susceptibilidades entre unas 5.000 y $20.000*10^{-6}$ ucgs, puesto que ejemplares con mayor susceptibilidad (existen algunos con susceptibilidades de más de $150.000*10^{-6}$ ucgs) saturan el instrumento JR5 y no se pueden medir. Como era esperable, las magnetizaciones remanentes son bajas ($0.09<Q<0.98$) con una mediana Qmn=0.49 (región de la magnetita MD). Todos estos yacimientos producen anomalías magnéticas notables en el mapa del campo magnético reducido al polo.

En cambio en el caso del yacimiento de Aguablanca, las magnetizaciones remanentes son importantes: existen 4 datos con rango de susceptibilidades entre unas 500 y $13.000*10^{-6}$ ucgs y razones Q entre 2.20 y 164.27, con mediana igual a 6.28. Se trata de muestras ubicadas en la región de la pirrotina del diagrama k-Q, que es justamente el mineral ferromagnético presente en las mismas.

En conclusión, a pesar de lo reducido del muestreo, se puede indicar lo siguiente:

-La fracción ferromagnética, minoritaria, de las rocas metasedimentarias y metamórficas se encuentra dominadas por la inducción magnética en la zona de susceptibilidad intemedio-baja ($k<2.000*10^{-6}$ ucgs) del dominio de la magnetita MD ($Q<1$), desde donde describe una tendencia de oxidación de la magnetita (martitización). Esquistos de Jerez, y areniscas y pizarras en general, muestran magnetizaciones típicamente viscosas (Qmn ≈ 0.2-0.4). Las muestras con $k>1.000*10^{-6}$ ucgs, que son las que en general debemos considerar para la interpretación magnética en un área como el Antiforme de Monesterio, alcanzan valores de Q entre 0.09 y 0.54 (7 datos), con un promedio de 0.27.

-Espilitas y queratófidos, principales marcadores magnéticos del área, son rocas típicas de la región de la magnetita MD ($1.000<k<20.000*10^{-6}$ ucgs, $Q<0.5$), con predominio destacable de la inducción sobre la remanencia. La cartografía magnética de ambos concuerda muy bien con la geológica.

-Las andesitas y los porfiroides exhiben valores de magnetización algo más altos ($Qmn \approx 0.7\text{-}1.0$), pero creemos que sólo pueden tener alguna relevancia en estos últimos (remanencia de orientación normal), que originan ejes magnéticos acusados.

- Respecto a las rocas intrusivas, los gabros, a caballo entre el dominio de las magnetitas y las titanomagnetitas y con tendencias de exolución de ilmenita y magnetita, son las rocas de mayor imanación entre las muestreadas. La orientación de la Jnrm es un factor adicional para comprender las anomalías producidas por estos cuerpos. Los granitos ferromagnéticos sódicos y las serpentinitas, que son los otros dos marcadores magnéticos importantes de la región, se ubican en el dominio de la magnetita, si bien con tendencia al aumento del parámetro Q en las muestras más ferromagnéticas.

Por tanto, en general puede decirse que la inducción domina sobre la remanecia (cfr. mapa reducido al polo), en muchos casos visosa, consecuencia de que el mineral ferromagnético principal debe ser la magnetita MD.

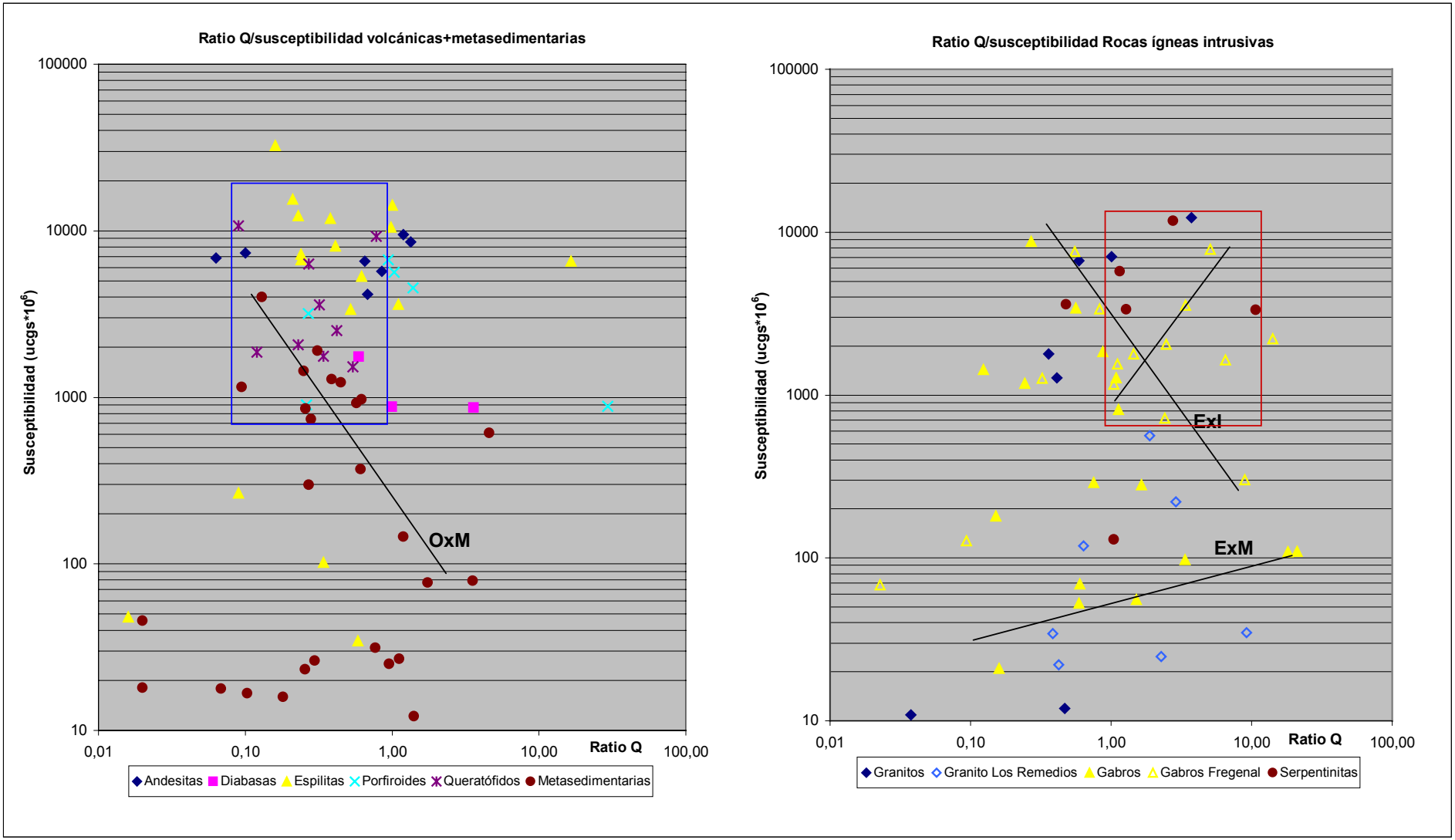


Figura 29. Diagramas de susceptibilidad – magnetización de 126 muestras del Antiforme de Monesterio

3.5. REVISIÓN GLOBAL DE LOS DATOS DE DENSIDAD, SUSCEPTIBILIDAD Y REMANENCIA

En los histogramas y diagrama bivariante de la **figura 30**, así como en la **tabla XV**, se reúnen todos los datos de densidad y suceptibilidad disponibles de 655 muestras de roca del Antiforme de Monesterio (faltan los 26 casos de misceláneas, **tabla V**, y los 266 de los complejos de Valencia del Ventoso, Brovales, y Burguillos, **tabla VI**, hasta completar el total de 947 datos). Las conclusiones principales de los 2 apartados anteriores, 3.3 y 3.4, se presentan a continuación.

3.5.1. ARENISCAS

Las areniscas son rocas de densidad baja, que tienden a ocupar mínimos o mínimos relativos en el mapa de anomalías de Bouguer, con un promedio global para todos los tipos (114 muestras) de 2.56 g/cm^3 (**tabla XV**), y moda de 2.56 g/cm^3 (**figura 30**). No existen diferencias de densidad entre formaciones precámbricas y cámbricas, salvo con la de Jerez, que engloba grauvacas y un grupo de arcosas más ligeras. En efecto, esta Formación suele ocupar mínimos acusados en el mapa de Bouguer (**figura 10**).

Las susceptibilidades son bajas (105 muestras paramagnéticas, kmp(105)=62*10^{-6} ucgs), ligeramente más altas en las cuarcitas. Valores algo más elevados se han obtenido en (**tabla XV**): 1) Las arcosas de la Fm. Torreárboles (kmf1= 360*10^{-6} ucgs y probable media ferromagnética kmf2 próxima a las 1000*10^{-6} ucgs), 2) Las areniscas de la Unidad de Cumbres, donde son verosímiles una moda alta entre 1000 y 2000*10^{-6} ucgs que puede justificar sus anomalías magnéticas menos acusadas, y quizás también otras modas más elevadas, pero locales, y 3) Las grauvacas de la Fm. detrítica de Jerez, con dos ejemplares con contenidos superiores al 0.5% de Fe_3O_4 (media de 1388*10^{-6} ucgs).

La fracción ferromagnética de las areniscas de Torreárboles y Fm. detrítica de Jerez alcanza contenidos en magnetita del 1-1.5%, pero en general se encuentra martitizada, de modo que constituyen un buen ejemplo de cómo la martitización afecta a la susceptibilidad, lo que también ocurre en las pizarras y esquistos de las Formaciones Cámbricas, que presentan también una moda de susceptibilidades próxima a la correspondiente a los contenidos de magnetita citados. Los datos de magnetización remanente de todas estas rocas definen una directriz de oxidación de la magnetita, como se analizó en el capítulo anterior.

*Cabe deducir por tanto que si excluímos los efectos de la martitización supergénica de la magnetita, las susceptibilidades de todo el conjunto metasedimentario y metamórfico de los litosomas terrígenos del cámbrico inferior (Fms. Torreárboles, Unidades de Arroyomolinos, Cumbres y Jerez) muestran una moda alta entre 1000 y 3000*10^{-6} ucgs, que es la responsable de los tonos intermedio-altos del campo magnético en estas unidades (las anomalías más intensas serían debidas a volcanitas, de las que se han recogido 18 en las tres unidades citadas en último lugar).*

	DENSIDAD (g/cm^3)				**SUSCEPTIBILIDAD (ucgs x 10^6)**				**Q**
Litología	N	Rango	Media	Mediana	kmf1	kmf2	kmf3	kmf4	Mediana
Areniscas	**114**	**2.25-2.77**	**2.56**	**48**	**345 (5)**	**1235 (4)**	**-**	**-**	0.27 (3)
Arcosas	32	2.25-2.68	2.56	58	360 (3)	997 (1)	-	-	-
Areniscas	33	2.35-2.73	2.56	34	-	1169 (1)	-	-	-
Cuarcitas	15	2.41-2.75	2.59	114	290 (1)	-	-	-	-
Grauvacas	34	2.31-2.77	2.54	37	357 (1)	1388 (2)	-	-	
Volcanitas	**134**	**2.34-3.00**	**2.70**	**828**	**591(7)**	**1512 (22)**	**5109 (34)**	**13166(13)**	**-**
Andesitas	36	2.54-2.85	2.66	79	365 (1)	-	5361 (7)	**8131 (1)**	**0.68 (7)**
Diabasas	8	2.71-2.98	2.89	119	-	1323 (3)	-	-	-
Espilitas	39	2.67-2.96	2.82	4083	660 (4)	1384 (3)	5501 (16)	**12248 (8)**	0.41(14)
Porfiroides	20	2.41-2.70	2.56	84	-	1592 (6)	4778 (3)	-	**1.03 (6)**
Queratófidos	31	2.34-3.00	2.64	1802	566 (2)	1560 (10)	4227 (8)	**16262 (4)**	0.32(9)
Intrusivas	**224**	**2.33-3.14**	**2.74**	**104**	**477 (22)**	**1635 (29)**	**4223 (24)**	**10394 (4)**	**-**
Granitos	98	2.33-2.77	2.56	53	432 (7)	1461 (3)	4774 (10)	**11534 (2)**	**0.59 (5)**
Granodioritas	15	2.59-2.71	2.65	66	-	-	-	-	-
Tonalitas	13	2.62-2.77	2.71	731	528 (2)	1395 (4)	-	-	-
Dioritas	7	2.77-2.92	2.87	588	588 (1)	1177 (2)	-	-	-
Gabros	86	2.76-3.14	2.93	279	486 (12)	1737 (19)	3935 (12)	**9254 (2)**	**2.41(13)**
Ultrabásicas	5	2.92-3.12	3.06	175	-	2446 (1)	-	-	-
Metamórficas	**183**	**2.25-3.02**	**2.64**	**67**	**405 (9)**	**1291 (14)**	**4300 (11)**	**8655 (2)**	**-**
Anfibolitas	18	2.66-3.02	2.89	115	-	-	-	-	-
Esquistos	55	2.34-2.85	2.61	65	535 (3)	1332 (6)	-	-	0.39 (5)
Mármoles	18	2.59-2.95	2.74	78	306 (1)	-	-	-	-
Migmatitas	14	2.45-2.83	2.63	80	523 (1)	1195 (3)	-	-	-
Pizarras	53	2.25-2.76	2.53	39	302 (4)	1016 (2)	-	-	0.28 (5)
Serpentinitas	10	2.49-2.70	2.58	3754	-	2328 (1)	4576 (8)	-	**1.28 (6)**
Calizas	9	2.58-2.82	2.70	23	-	-	-	-	-
Corneanas	6	2.77-2.89	2.81	3727	-	1068(2)	3352 (2)	8655 (2)	

Tabla XV. **Densidad y susceptibilidad de 655 muestras del Antiforme de Monesterio**

Entre paréntesis se da el número de muestras comprendidos en los rangos a los que se refieren los promedios de susceptibilidad: 250<kmf1<750*10^{-6} ucgs, fracción débilmente ferromagnética (0.1<% Fe_3O_4<0.3); 750<kmf2<2500*10^{-6} ucgs, fracción moderadamente ferromagnética (0.3<% Fe_3O_4<1); 2500<kmf3<7500*10^{-6} ucgs, fracción ferromagnética (1<% Fe_3O_4<3); kmf4>7500*10^{-6} ucgs, fracción muy ferromagnética (% Fe_3O_4>3). Q: parámetro de Koenigsberger; la mediana se refiere al número de muestras indicado entre paréntesis, y los datos de gabros corresponden al de Fregenal.

3.5.2. VOLCANITAS

Las rocas volcánicas exhiben una amplia gama de densidades entre términos básicos y ácidos, y polimodalidad magnética en todos los grupos, si bien con dominio de las rocas ferromagnéticas (**figura 30, tabla XV**). La diferenciación de todo el grupo de litologías volcánicas en el diagrama d-k (**figura 20**) se produce tanto en la gama alta de susceptibilidades, con las modas magnéticas de tobas y espilitas, como en la baja, donde porfiroides, andesitas, espilitas y diabasas quedan separadas por densidades.

Respecto a las volcanitas finicadomienses, en la Fm. Malcocinado las densidades muestran valores intermedios (2.66 g/cm^3) y las susceptibilidades son bajas en el grupo mayoritario de tobas retrabajadas y epiclastitas andesíticas, pero no en las andesitas masivas (algo más densas que las anteriores, con kmf3=5361*10^{-6} ucgs, aunque sus afloramientos son minoritarios). En la Fm. Bodonal, las cineritas y los porfiroides riolíticos son más ligeros (media de 2.56 g/cm^3), y en general paramagnéticos, salvo en el caso de los porfiroides milonitizados (hasta el 2% de magnetita, aunque irregularmente distribuída). Además en el caso de ambas Fms. hay que tener en cuenta los datos de magnetización remanente, que están entre los más elevados de los obtenidos (**tabla XV**). *Todo ello explica las anomalías magnéticas de intensidad moderada-alta y consistentes con la cartografía de estas rocas en las formaciones correspondientes, Malcocinado y Bodonal; estas anomalías circunscriben claramente el núcleo cadomiense paramagnético del Antiforme de Monesterio* (**figura 9**).

En el volcanismo cámbrico inferior, las espilitas son pesadas y los queratófidos, en general, ligeros, pero con notables excepciones; la característica esencial de estas últimas rocas es su heterogeneidad petrofísica (cfr. rangos de la **tabla XV**). Ambas litologías son abundantes y se encuentran íntimamente relacionadas; ambas son polimodales con claras modas ferromagnéticas (tabla citada, estas rocas alcanzan porcentajes de magnetita superiores al 10%). La diferencia radica en que en los queratófidos estas modas son locales, exhibiendo los valores más altos de susceptibilidad entre todos los muestreados y produciendo anomalías muy intensas en zonas que normalmente comprenden mineralizaciones de hierro, mientras que en las espilitas las modas altas ocurren consistentemente a nivel regional. *Ambos, espilitas y queratófidos, se manifiestan como los principales marcadores magnéticos de la zona de estudio, si bien las espilitas producen anomalías más continuas y de mejor correspondencia con la cartografía geológica. En cuanto magnetizaciones*

remanentes ambas litologías son conspicuas representantes del dominio de la magnetita MD. Además, las espilitas, o las rocas intrusivas de las que derivan, producen claras anomalías en el mapa de Bouguer de la región.

3.5.3. ÍGNEAS INTRUSIVAS

Los granitos presentan un amplio rango de densidades con media de 2.56 g/cm^3 y moda alrededor de dicho valor (**tabla XV**), marcando claros mínimos gravimétricos según el eje central del Antiforme de Monesterio (leucogranitos, Calera, Tablada, Remedios, Bazana, Salvatierra, **figura 10**). Existen dos grupos de susceptibilidad contrastada (**tabla X**): 1) Uno de granitos paramagnéticos (leucogranitos de Monesterio, Castillo, Calera, Tablada, Salvatierra, las Mesas, Olivenza y la Bazana. Todos ellos exhiben mínimos magnéticos muy claros, **figura 9**); 2) Otro de *granitos ferromagnéticos: los mejores ejemplos los constituyen el granito de Jerez, que es bimodal y encierra anomalías magnéticas importantes del orden de centenas de nT (kmf3(4)=4.968 *10^{-6} ucgs, con probables modas más altas), y el granito del Pintado, que es incluso más ferrromagnético que éste (kmf3(6)=4646 *10^{-6} ucgs, y un dato con 11.567*10^{-6} ucgs*).

Las granodioritas son un grupo parecido al de los granitos paramagnéticos, salvo por su densidad superior (**tabla XV**, media de 2.65 g/cm^3).

Dejando aparte las tonalitas de Culebrín y Santa Olalla, ambas de densidad media y con una moda ferromagnética baja (**tabla XI**), las tonalitas y dioritas son importantes marcadores en los complejos ígneos como el de Barcarrota, y los hercínicos zonados (90, 91 y 92, **tabla VI**), que serán objeto de estudio detallado más adelante. Las tonalitas de Valencia del Ventoso son las principales responsables de sus marcadas anomalías magnéticas. Algo similar ocurre con las dioritas de Burguillos del Cerro, si bien en este caso son los gabros los que, además de contribuir a su expresión magnética, causan su gran anomalía gravimétrica (**figura 10**).

Los gabros Cámbricos son los intrusivos más pesados, aunque muestran también un amplio rango de densidades (**tabla XII**). Son polimodales con una moda ferromagnética alta bastante segura los de Fregenal, Jerez, Barcarrota, moda que es verosímil en la zona de la Sirgada y Olivenza (en total, kmf3(12)=3935*10^{-6} ucgs). En contraste, el gabro del Pintado

es paramagnético; como es probable que lo sean Monteagudo y Aguablanca (cuando no está mineralizado).

*Es decir, aunque no es tan seguro como en el caso de los granitos, parece que existen dos familias de gabros, una ferromagnética (olivínica y piroxénica) y otra polimodal (piroxénica), con predominio del paramagnetismo cuanto más al SE se ubican en la zona de estudio. Las facies olivínicas son siempre ferromagnéticas (de moda intermedia: 1% de Fe_3O_4) y algo más pesadas que las piroxénicas. Las facies piroxénicas tienden a ser mayoritariamente paramagnéticas, no obstante lo cual los valores más elevados de susceptibilidad se han encontrado en esta facies. Las magnetizaciones remanentes de los gabros son las mayores de entre todas las medidas (**tabla XV**).*

*En general, incluso los gabros ferromagnéticos exhiben una moda baja importante (las facies están mezcladas) que hace su cartografía magnética incierta, incluso su entorno (volcanitas, granitos ferromagnéticos) suele ser más magnético que los gabros mismos (**figura 9**). Por todo lo descrito, los gabros no producen tantas anomalías magnéticas destacables como se pudiera esperar. Lo realmente llamativo es la relativamente débil respuesta gravífica que producen cuerpos de elevado peso específico (v.g., Fregenal, con unos 20 km^2 de superficie en la cartografía Magna), respuesta que a veces es incluso casi nula (v.g., Jerez, **figura 10**), lo que indica el escaso volumen de estas masas gabroideas*.

3.5.4. ROCAS METAMÓRFICAS

Se trata de un grupo de muy elevada heterogeneidad, por lo que en estas rocas se hace imprescindible discriminar la formación o unidad a la que corresponden.
En el extremo denso se ubican las anfibolitas (**tabla XV**, media de 2.89 g/cm^3; su cartografía gravimétrica es muy notable en la **figura 10**), que muestran, en cambio, un magnetismo muy débil, más aún si consideramos la contribución paramagnética teórica de minerales como los anfíboles (en las probetas el opaco principal es la ilmenita, la cual se presenta en gránulos orientados en bandas, diseminadas irregularmente o incluidos en algunos cristales de anfíbol).

En el extremo ligero encontramos a las pizarras, paramagnéticas las de la Serie Negra y con algunos valores de susceptibilidad más elevados en el Cámbrico detrítico (con contenidos

de hasta un 1% de magnetita, usualmente martitizada). Obsérvese que las pizarras son polimodales en densidad (**tabla XV**), con la típica moda alta que causa tantos problemas en prospección.

Los mármoles de la Fm. Carbonatada muestran tendencias bimodales en densidad, no así en susceptibilidad, siendo paramagnéticos salvo en zonas mineralizadas (tratándose ya de corneanas).

Los esquistos son claramente bimodales en densidad (muchos de los denominados esquistos de la Fm. detrítica de Jerez son metagrauvacas esquistosadas de densidad intermedia-baja, con moda próxima a 2.55 g/cm^3, mientras que existe una moda alta moda próxima a 2.70 g/cm^3 debida a esquistos biotíticos de la Fm. Montemolín, que son paramagnéticos). Existe una moda magnética baja y otra algo más alta en los de Jerez (**tabla XV**; hasta un 1% de magnetita, también usualmente martitizada), unidad con claras manifestaciones de contener niveles volcánicos bimodales (cfr. descripción Magna, firmas magnética y radiométrica, datos petrofísicos). Como ocurría con las areniscas, las susceptibilidades de pizarras y esquistos cámbricos podrían ser mayores sino fuera por los procesos de martitización generales que afectan a la magnetita de estas rocas.

Las serpentinitas son ligeras (promedio de 2.58 g/cm^3) y francamente ferromagnéticas (la magnetita, escasamente martitizada, se distribuye en proporciones que varían entre 1 y el 3% y con dos poblaciones que pueden separarse por su tamaño de grano), disponiéndose en un ámbito geográfico que parece extenderse varios kilómetros hacia el SE bajo la Fm. Malcocinado si tenemos en cuenta la prolongación de las anomalías magnéticas en esa dirección. Las magnetizaciones remanentes de las serpentinitas son importantes, sólo inferiores a las de los gabros (**tabla XV**). Asociadas a las serpentinitas de Calzadilla se han muestreado rocas ultrabásicas no serpentinizadas, lo que se manifiesta por su alta densidad (en cinco muestras el promedio es de 3.06 g/cm^3) y baja susceptibilidad, rocas a las que hay que adjudicar los máximos gravimétricos más importantes de toda la estructura de Anfibolitas de Montemolín y Cabeza Gorda (**figura 10**).

3.5.5. CONSIDERACIONES FINALES

Por tanto, haciendo una valoración global de los datos obtenidos, tanto las densidades como las susceptibilidades medidas de los macizos rocosos estudiados concuerdan bastante bien con los registros de anomalías gravimétricas y de campo magnético total del vuelo de alta resolución en el Antiforme de Monesterio. En algún caso las susceptibilidades medidas son algo bajas, ya sea respecto a las correspondientes a los contenidos porcentuales de magnetita en probeta, ya con referencia a la escala de las anomalías magnéticas producidas, lo que se explica por la meteorización de la muestra (martitización), que puede reducir la susceptibilidad entre un 40 y un 100% (v.g. Sturkell y Ormu, 1998, Henkel y Guzmán, 1977). En otros casos, como en el de las serpentinitas, también parece existir un cierto déficit de susceptibilidades, pero hemos de tener en cuenta los datos de remanencia. La remanencia viscosa puede aumentar la susceptibilidad efectiva respecto a la medida en laboratorio en valores del orden del 50-100% en ciertos casos de rocas granudas (Clark, 1997).

No parece que existan anomalías de campo potencial debidas a un basamento, ya metamórfico precámbrico, ya ígneo, salvo las causadas por el cabalgamiento de Monesterio y la que existe a lo largo del flanco SO de la zona de estudio, al Sur de las espilitas de la hoja 896 (que no obstante deberían estudiarse también a escala más pequeña con los datos del vuelo de la JEN o del IGN). En cambio, sí son muy notorios los marcadores magnéticos superficiales relacionados con los distintos episodios volcánicos de la zona de estudio, que dan lugar a anomalías someras de diferente intensidad y geometría (estructuración):

-Marcadores que dan lugar a anomalías de intensidad moderada (decenas de nT), lineales, asociados con el ciclo precámbrico-cámbrico basal de las Fms. Malcocinado y Bodonal. Subyaciendo a la primera, las serpentinitas de Calzadilla (posiblemente bastante más extensas de lo que la cartografía geológica indica) producen fuertes anomalías. Entre estos marcadores se sitúa la Serie Negra (hojas 876 y 897), en general, paramagnética, pero con anomalías por analizar (cuarcitas negras, indicios mineros).

-Marcadores volcánicos que dan lugar a anomalías de intensidad moderada-alta (centenas de nT) del Cámbrico Inferior-Medio: se trataría de un volcanismo bimodal (basalto alcalino/toleítico; riolita-traquita) que incluiría por un lado a las espilitas, y por el otro a las volcanitas de tobas queratofídicas (con las que se relacionan numerosos yacimientos de

hierro con anomalías magnéticas destacables, como v.g, por mencionar sólo dos, la Valera en la hoja 896, y la Bilbaína en la 875). Ambos, queratófidos y espilitas, destacan por su magnetismo en los diagramas de la **figura 30**, y estarían ampliamente distribuidos en las formaciones del Cámbrico de las hojas 875 y 896, mucho más de lo que las memorias y mapas Magna insinúan, no sólo en la Unidad de Pipeta, sino en los grupos de Arroyomolinos, detrítico de Jerez y Cumbres, todos con anomalías gravimétricas y magnéticas abundantes (**figuras 9, 10**). Parece posible definir la estructuración (como en la **figura 22**) de tales unidades que podríamos considerar grupos volcano-sedimentarias *sensu lato* (la Fm. de Jerez, con abundantes manifestaciones bimodales, lo sería en sentido estricto) mediante los datos ya disponibles de geofísica aeroportada, y de gravimetría, que corroboran la existencia de volcanitas ligeras y densas en los grupos citados. En la **figura 31** se comparan los datos petrofísicos de las formaciones metasedimentarias precámbricas y cámbricas; en esta figura, todos los datos de suscepetibilidad superior a las $1600*10^{-6}$ ucgs, salvo dos, corresponden a volcanitas.

En general, el registro magnético se encuentra muy interferido con anomalías de marcadores superficiales yuxtapuestos y/o imbricados; la magnetita es ubicua en las unidades cámbricas, por lo que no son transparentes al método magnético. En gravimetría, aunque los diagramas d-k muestran una buena separación por densidades, hay que contar con la polimodalidad de las rocas metasedimentarias y metamórficas (v.g. areniscas, pizarras y esquistos), así como con la complejidad (zonación) de los cuerpos intrusivos, que muestran las cartografías disponibles más recientes. Con estas salvedades, posibles objetivos de modelización regional o de detalle, podían ser de los tipos siguientes:

1) La estructura de accidentes cadomienses y hercínicos (v.g. división y caracterización de dominios de la ZOM, Cabalgamiento de Monesterio). En principio, en el Precámbrico, existen contrastes suficientes (**figura 31**) de densidad y suceptibilidad entre la cobertera (Fm. Tentudía) y el basamento (Fm. Montemolín).

2) La estructura de los depocentros cámbricos de las hojas 875 y 896: estos depocentros pueden alcanzar, o superar, profundidades a nivel del límite de la corteza superior. En una estructura de pliegues isoclinales tumbados, con marcadores superpuestos por pliegues y fallas, las profundidades son difíciles de discriminar (por las interferencias de anomalías).

Bajo estos depocentros, además de un magmatismo cámbrico, ¿existe un basamento cadomiense ígneo/metamórfico con contrastes discernibles?

3) La estructura de los cuerpos intrusivos: el modelado bi y tridimensional de estos macizos constituye una aplicación inmediata de los datos de petrofísica adquiridos en este trabajo. La modelización es más sencilla en los granitoides precámbricos y cámbricos, y más problemática en los complejos ígneos hercínicos por su heterogeneidad. No obstante, los datos aeroportados, magnéticos y radiométricos (de los que hablaremos en el capítulo 4), contienen información superficial muy estimable.

Un ejemplo de modelado de los datos masivos aeroportados y de gravimetría usando los datos de petrofísica aquí presentados, donde se observan rasgos estructurales de los tipos citados, puede encontrarse en Beato Tercero, J. (2003).

Por último, con referencia a las mineralizaciones, en la **figura 32** se presenta el diagrama susceptibilidad-densidad de este grupo de muestras, existiendo tres tipos de datos, uno muy ferromagnético de menas de magnetita (% Fe_3O_4>40, k>120.000*10^{-6} ucgs), otro de rocas mineralizadas con magnetita o pirrotina (éste es el caso del gabro de Aguablanca), y otro de rocas hematíticas, paramagnéticas.

En el mapa magnético son obvias las anomalías de las minas de hierro más conocidas (como S. Guillermo, Bóveda, Bilbaína, Bismarck, etc.). Se concluye (Coullaut *et al*, 1981, memoria Magna hoja 875) que existen dos tipos de mineralizaciones de hierro en el área estudiada:

-Volcano-sedimentarias.

-Removilizadas y concentradas en zonas de skarn: las mineralizaciones en su día más importantes desde el punto de vista económico pertenecen a este segundo tipo, que también produce fuertes anomalías magnéticas como el arco de unos 4 km según S. Guillermo, Colmenar, Sta. Justa; y Bismarck y la Berrona al Este de la migmatita del núcleo de Valuengo.

Gran parte de la magnetita de estas zonas de skarn puede proceder de la asimilación, por parte de la roca intrusiva que ocasiona el skarn, del hierro de origen volcanosedimentario que se encuentra en las formaciones litoestratigráficas que se han mencionado, lo que se ve avalado por el hecho de que las rocas ígneas ácidas intrusivas que afectan a materiales situados por debajo de los niveles ricos en magnetita sinsedimentaria no están mineralizadas (con diseminaciones de magnetita), como lo están aquellas zonas que han alcanzado a los niveles con magnetita abundante. Febrel (1970), en la zona de S.Guillermo-Sta Justa se inclina por un origen neumatolítico de contacto de la magnetita, posterior al skarn, y anterior a los sulfuros de baja temperatura.

El carácter paramagnético de la mayoría de los granitos indica un potencial minero menos importante, frente a las posibilidades de los ferromagnéticos (existe una clara relación entre el potencial metalogenético en granitos y estado de oxidación, que se puede trasladar a valores de susceptibilidad: en orden de susceptibilidad decreciente, depósitos de sulfuros de Cu-Au, Pb-Zn, y Mo en granitos oxidados, con magnetita; y óxidos de Sn-W en granitos reducidos, con ilmenita. Véase el Anexo 1). En general los granitos no exhiben las típicas aureolas con respuestas magnéticas elevadas que suelen ser interesantes desde el punto de vista de prospección minera.

Respecto de los gabros, si se muestreran más a fondo, posiblemente se podría correlacionar su petrología y metalogenia conocida con sus rasgos petrofísicos y firmas geofísicas.

En los gabros olivínicos los opacos presentes corresponden principalmente a magnetita (primaria y secundaria de la alteración de olivinos), ilmenita, pirrotina y calcopirita. Las proporciones de magnetita son variables, oscilando entre 0.5 a 2.5%, por lo que las rocas de esta facies deben de considerarse como ferromagnéticas. La asociación de pirrotina-calcopirita aparece en casi todas las muestras, sobre todo en Cortijo de la Sirgada y Fregenal, por lo cual deben tenerse en cuenta para la investigación de Cu-Ni en la zona. Los gabros piroxénicos son bimodales en susceptibilidad y no muestran la asociación anterior (obsérvese que algunas de las intrusiones gabroideas han sido poco muestreadas, por lo que no se excluye que existan facies olivínicas). Conviene destacar la importancia de este dato para la prospección minera aeromagnética: si fuera generalizable el mayor interés de las facies olivínicas, con las que con mayor frecuencia se han encontrado indicios de pirrotina

en las probetas (salvo el caso de Aguablanca), nos encontaríamos que serían difícilmente discernibles por su respuesta magnética (no destacaría por su intensidad al ser de moda de susceptibilidad moderada; podría confundirse con la de facies piroxénicas). Habría que añadir el skarn de Medina de las Torres (**figura 32**) con abundante pirrotina y calcopirita, adyacente al gabro del mismo nombre, también olivino-piroxénico del que se dispone de una muestra.

Es notable el caso de Aguablanca, objeto del interés minero más reciente, que no destaca por sus anomalías magnéticas, a pesar de alcanzar susceptibilidades del orden de unas $10.000*10^{-6}$ ucgs cuando se encuentra mineralizado (los porcentajes de pirrotina llegan a superar el 10%).

En la Serie Negra la conexión indicios-anomalías magnéticas parece escasa, en un análisis muy preliminar, existiendo anomalías puntuales en la imagen magnética reducida al polo, algunas de las cuales puede estar relacionadas con indicios. No obstante, se aprecia con facilidad en la imagen citada que los indicios son más abundantes en las zonas magnéticas más activas.

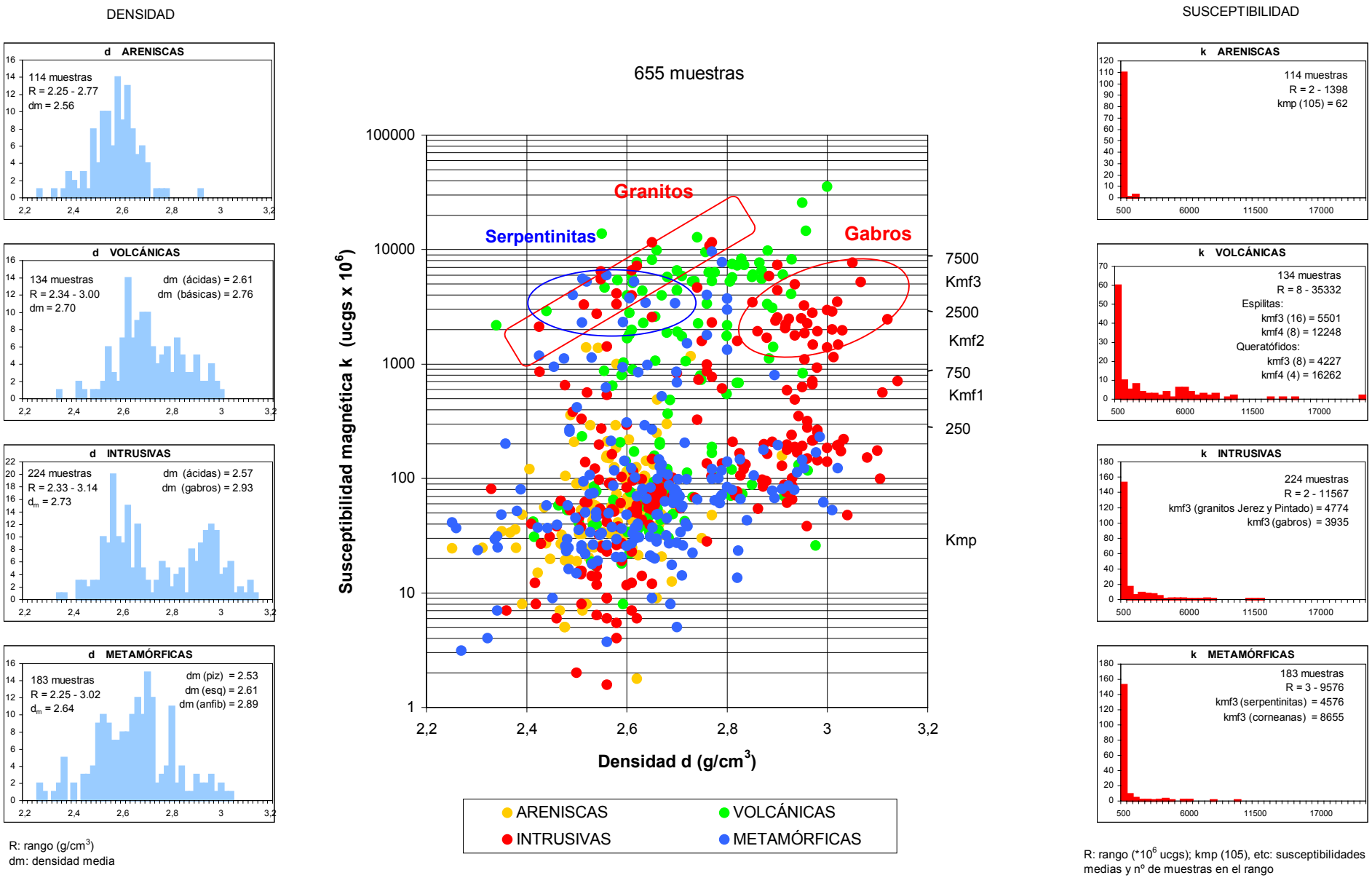


Figura 30. Histogramas de densidad, susceptibilidad y diagrama d - k de rocas agrupadas

(Los rangos a los que se refieren las medias de susceptibilidad se indican en la barra derecha del diagrama d-k)

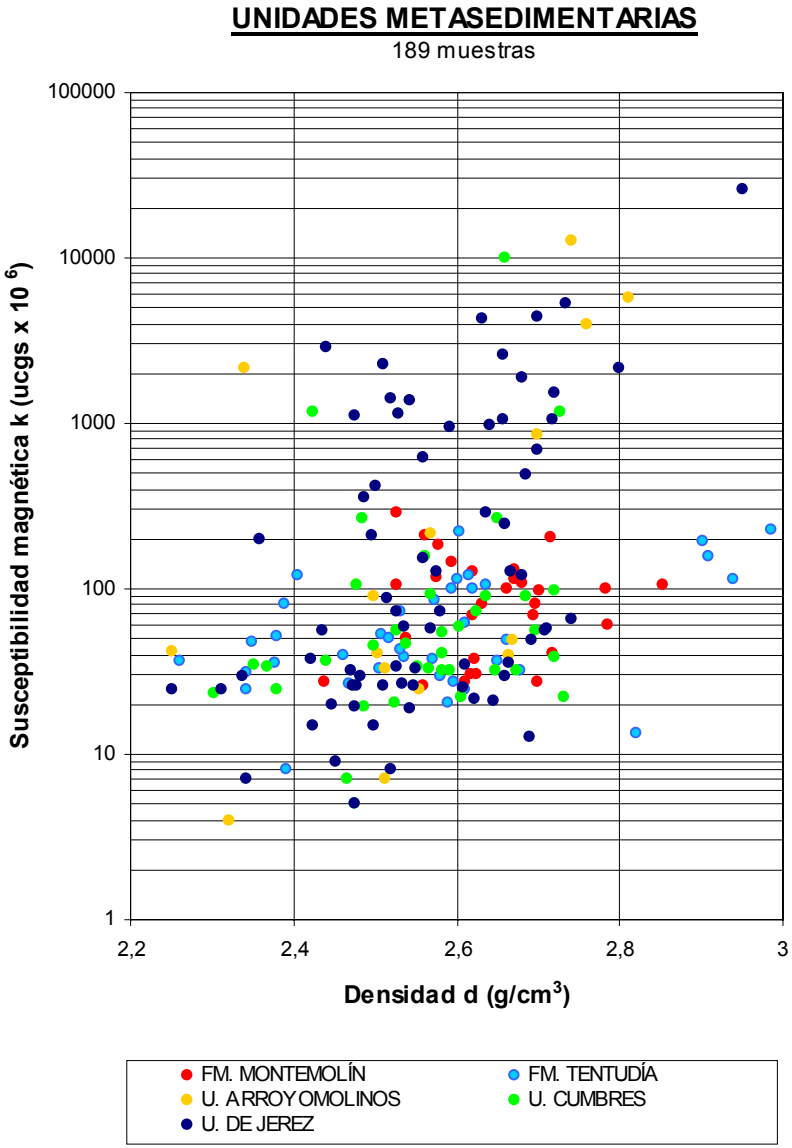


Figura 31. Diagrama d - k de algunas unidades metasedimentarias

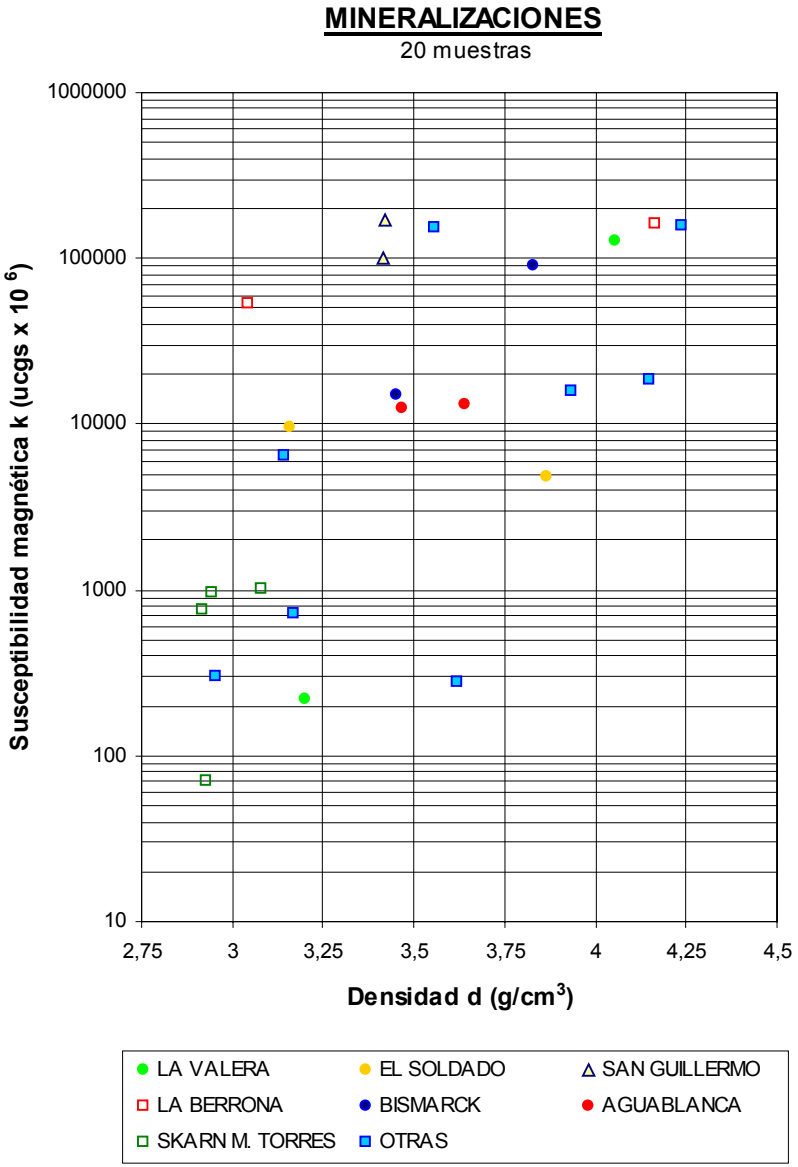


Figura 32. Diagrama d - k de algunas mineralizaciones

3.6. DATOS DE RADIOMETRÍA GAMMA NATURAL EN TIERRA DE ALGUNAS ROCAS ÍGNEAS DEL ANTIFORME DE MONESTERIO

Excluídos los 149 datos correspondientes a complejos ígneos zonados, y los 4 de yacimientos (muestra de detalle, **tabla VII**), se han realizado un total de 114 determinaciones de K, U y Th mediante espectrometría "in-situ" de radiación gamma natural en rocas ígneas del Antiforme de Monesterio (**tabla XVI**). A través del software apropiado, con los datos de calibración del espectrómetro terrestre, ambos suministrados por el fabricante, las cuentas recibidas en cada una de las 256 ventanas energéticas del instrumento GR-320 (EXPLORANIUM, 1998) se transforman en contenidos de K (%), U (ppm) y Th (ppm). Las determinaciones se han efectuado en las rocas ígneas intrusivas y volcánicas más importantes del Antiforme, en sitios muestreados para densidad y susceptibilidad.

Vamos a describir los resultados obtenidos para cada intrusión ígnea estudiada (diagramas de las **figuras 33 y 34**), relacionándolos con las firmas espectrales de cada una de ellas tal como se expresan en el registro aéreo, visualizadas a través del mapa ternario (Broome, J. H., 1987, 1990; Darnley, A. & Ford, K. L. 1989), que se trata de interpretar. En la **figura 35** se representa la imagen ternaria con los 114 sitios medidos "in-situ". En las zonas radiométricas de las **figuras 33 y 34** las flechas parten de las muestras menos radiactivas en términos de radiación total hacia las más radiactivas (v.g. más evolucionadas, salvo casos "fuera de tendencia", supuesta geometría 2π y ausencia de alteración).

3.6.1. GRANITOS

- Precámbricos:

-Leucogranitos del núcleo metamórfico de Monesterio (código 30): existen 6 mediciones (hoja 897), con media de K del 4.22%, media de Th de 15.39 ppm, y de U de 5.82 ppm. Por comparación con otros granitos no sódicos (granitos con K>3.5% de promedio), presentan contenidos en K y U intermedio-altos y de Th intermedio-bajos (**tabla XVI**). Se caracterizan por manifestar una tendencia principal (4 muestras) de Th-K negativa, de disminución de Th con el K (**figura 33**, indicio de producto muy evolucionado; la correlación Th-U aquí es también negativa), de modo que su firma radiométrica más

general es de K+U (**figura 35**). También existen directrices Th-K de correlación positiva (2 muestras); es decir, la dispersión de datos es grande en estas rocas, por lo que son posibles también firmas de K+Th (o saturadas). Por tanto, la heterogeneidad radiométrica de estos granitos es importante. Es interesante destacar que su emisión general de uranio es lo suficintemente elevada como para que en el mapa ternario pasen desapercibidos dos pequeños indicios mineros de este elemento.

- Prehercínicos:

- Granito del Pintado (código 51): se dispone de 7 muestras (hoja 898), con media de K del 0.17%, media de Th de 15.51 ppm, y de U de 3.46 ppm. Se caracterizan por presentar, dentro del conjunto granítico, valores de K bajos o muy bajos (entre 0.01 y 0.35%), y de U y Th intermedios de modo que su firma principal es de U+Th (**figura 35**). Este granito cuarzo-albítico (y ferromagnético) presenta en el diagrama Th-K una evolución similar a la de los granitos sódicos y ferromagnéticos de Jerez y a la de los queratófidos-leucotonalitas sódicas de la hoja 896 (**figura 33**).

- Granito del Castillo (código 52): cuatro muestras (hoja 897), con media de K del 4.96 %, de Th de 20.73 ppm, y de U de 4.94 ppm. Se trata de un cuerpo de muy alta radiación. Este extenso stock se encuentra submuestreado (existen varias subfacies en el granito), si bien presenta un campo radiométrico muy homogéneo y elevado: en el diagrama Th-K las 4 medidas están muy agrupadas, con valores de K máximos en promedio y de Th intermedio-altos, de modo que ofrece una firma de K+Th muy clara en el mapa radiométrico ternario (**figura 35**). La radiación total es elevada, por lo que los tonos saturados en los tres elementos (negros en el mapa ternario) son también frecuentes.

- Granito de Calera (código 53, **figura 1**): existen tres muestras (hoja 897), muy heterogéneas (**tabla XVI**), las tres de características diferentes (**figura 33**). Desde la muestra de menor radiación (¿granodiorita?) existe una tendencia a aumento del Th y U y disminución del K en la segunda medida, mientras que la tercera presenta una radiación alta (tendencia paralela a la de los leucogranitos de Monesterio), sobre todo en Th; en efecto Calera muestra una zonación muy clara de U+Th (**figura 35**) en su mitad Este, además de otra saturada o de K+Th en su mitad Oeste, de modo que el accidente que las separa produce un contraste radiométrico muy notable.

Granitos	N	K_{min}	K_{max}	K_{media}	U_{min}	U_{max}	U_{media}	Th_{min}	Th_{max}	Th_{media}	Total
58 – Gr. Jerez	6	0.10	0.94	**0.32**	2.65	4.47	**3.66**	10.82	17.25	**13.75**	14.40
51—Gr. Pintado	7	0.01	0.35	**0.17**	1.80	6.40	**3.46**	12.60	19.80	**15.37**	14.46
55 – Gr. Remedios	5	0.11	3.09	**0.88**	2.12	10.01	**5.36**	20.46	31.00	**23.79**	22.71
54 – Gr. Tablada	2	3.49	4.02	**3.75**	6.46	11.25	**8.86**	2.25	5.90	**4.07**	29.41
85 – Gr. Bazana	5	3.60	5.14	**4.07**	4.15	8.83	**5.51**	3.55	11.41	**8.11**	29.44
30 – Leucogranitos	6	3.33	5.25	**4.22**	4.52	7.53	**5.82**	10.06	24.76	**15.39**	34.01
53 – Gr. Calera	3	2.72	4.22	**3.58**	5.13	7.81	**6.07**	19.10	43.24	**28.35**	38.93
52 – Gr. Castillo	4	4.74	5.40	**4.96**	3.37	6.16	**4.94**	19.34	22.48	**20.73**	39.23
Volcanitas ácidas											
65 – Queratófidos	8	0.22	1.36	**0.79**	1.61	11.06	**5.03**	5.46	26.72	**14.83**	18.63
11 – Fm. Bodonal	8	3.90	7.73	**5.22**	2.51	6.28	**3.60**	8.80	20.90	**14.96**	35.77
Granodioritas											
31 – Gd. Monesterio	4	2.78	3.00	**2.90**	4.31	6.83	**5.70**	8.84	14.76	**10.97**	25.50
32 – Gd. Pallares	2	4.21	4.33	**4.27**	3.07	4.12	**3.60**	12.89	12.90	**12.90**	30.90
Tonalitas											
61 – Ton. de	4	1.18	1.49	**1.33**	1.32	2.39	**1.62**	3.45	5.73	**4.77**	11.45
93 – Ton. Sta.	3	2.05	2.49	**2.24**	1.34	3.97	**2.82**	10.13	13.27	**11.77**	21.37
Gabros											
77 – Gb. Sirgada	7	0.01	0.30	**0.15**	0.00	0.00	**0.00**	0.60	1.70	**0.99**	1.91
71 – Gb.	3	0.20	0.33	**0.25**	0.08	0.20	**0.13**	1.93	2.87	**2.32**	3.68
74 – Gb. Fregenal	5	0.11	0.43	**0.27**	0.10	1.69	**0.45**	0.38	3.40	**1.72**	3.69
73 – Gb. Valera	2	0.27	0.38	**0.33**	0.32	2.04	**1.16**	1.18	2.13	**1.65**	4.98
76 – Gb. Jerez	5	0.20	0.91	**0.61**	0.29	0.74	**0.57**	1.31	3.66	**2.37**	5.90
70 – Gb. del	3	0.96	1.17	**1.04**	0.95	1.36	**1.17**	3.55	5.54	**4.24**	9.42
Volcanitas básicas											
10 – Fm.	4	0.51	1.54	**0.94**	0.64	2.05	**1.46**	6.13	8.99	**7.30**	10.85
66 – Espilitas	11	0.21	1.69	**0.87**	0.14	2.01	**1.26**	1.44	8.80	**4.78**	9.22
99 – Diabasas	3	0.31	0.62	**0.50**	0.56	0.70	**0.65**	0.66	3.41	**2.41**	5.47

Tabla XVI. **Espectrometría de radiación gamma natural in-situ (% K, ppmU y ppm Th). Rocas ígneas del Antiforme de Monesterio**

Nota: los granitos y gabros se ordenan por media de radiación media total creciente.

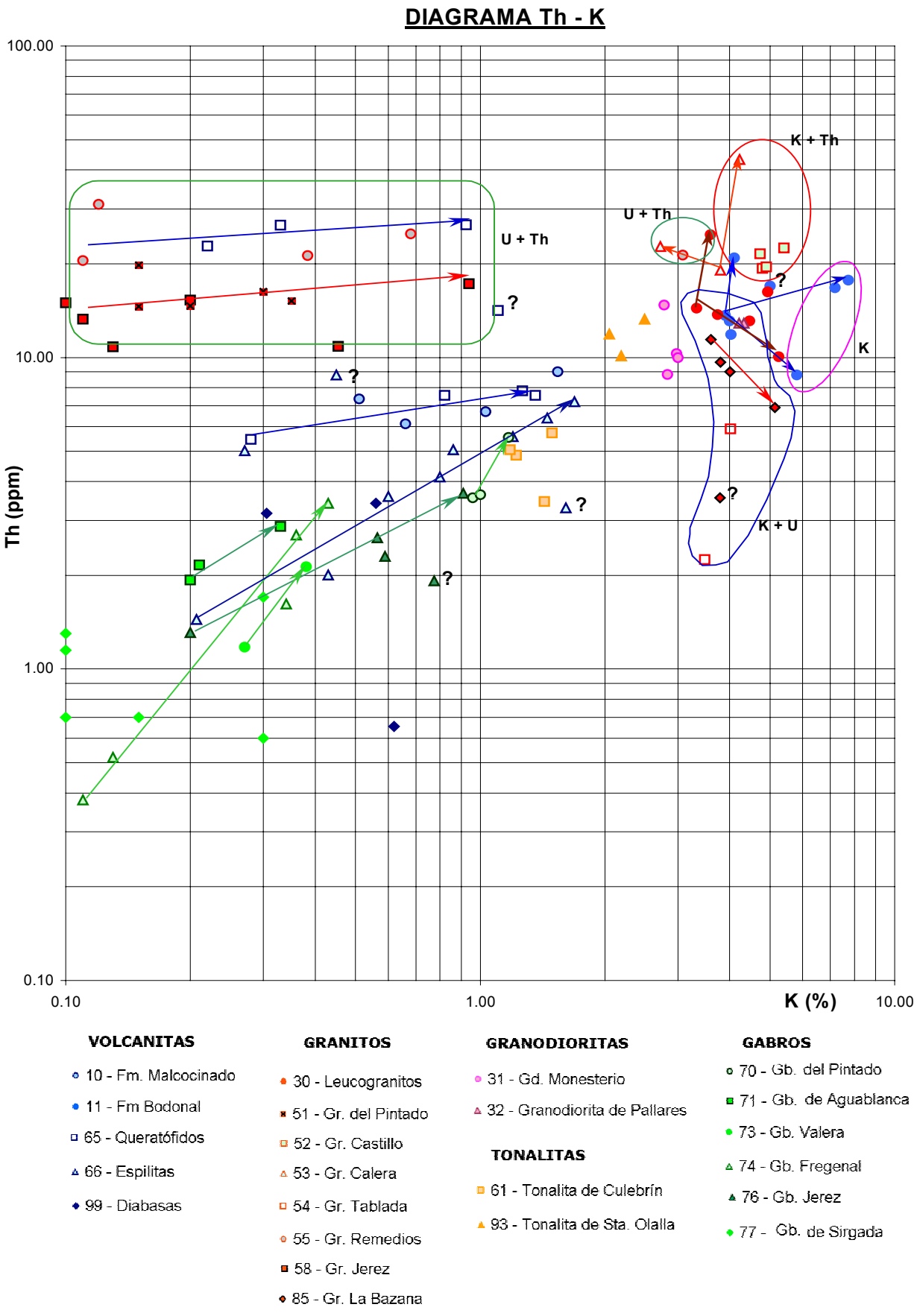


Figura 33. Diagrama torio - potasio de 114 muestras del Antiforme de Monesterio (GR-320: medidas in-situ)

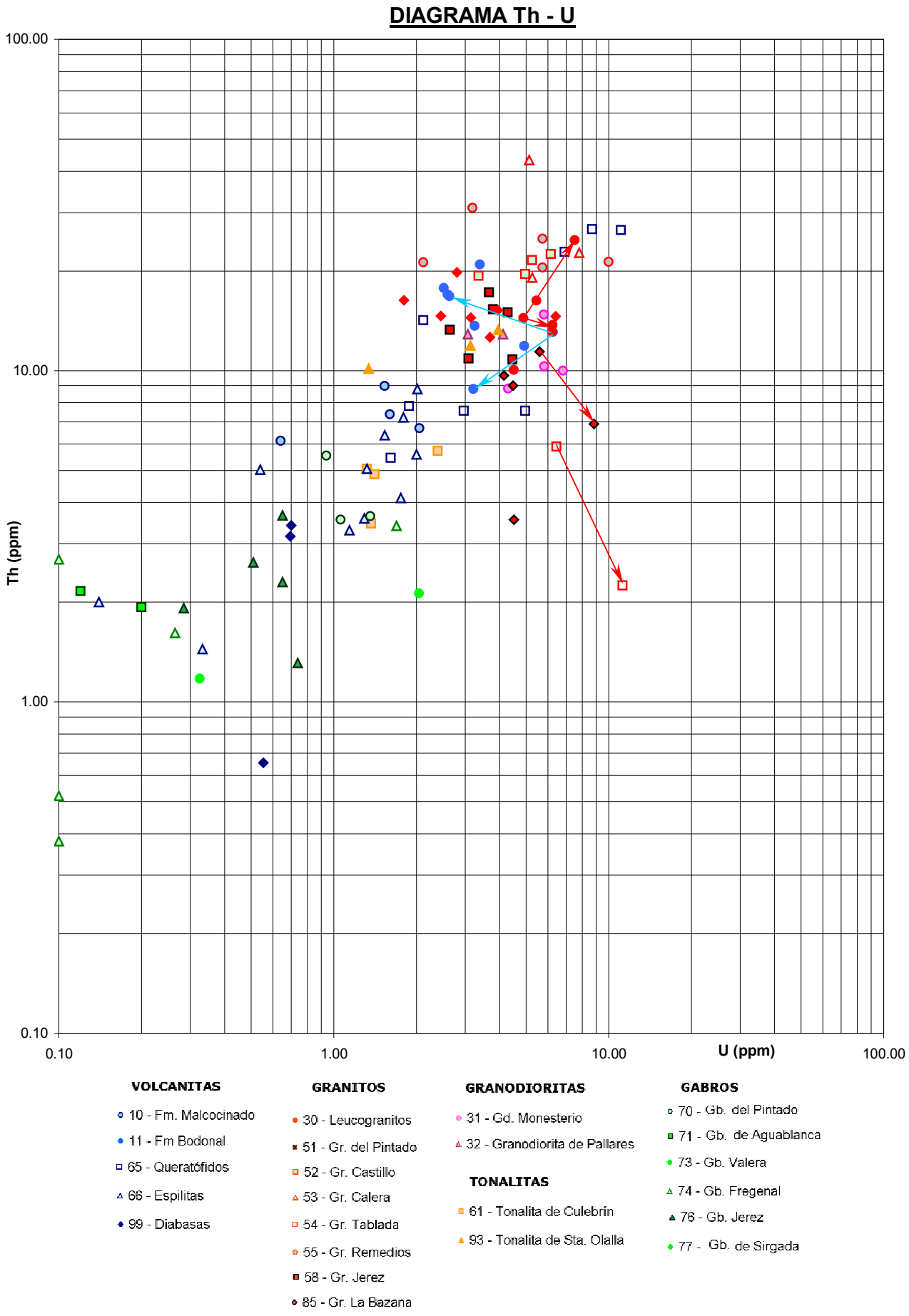


Figura 34. Diagrama torio - uranio de 114 muestras del Antiforme de Monesterio (medidas in-situ)

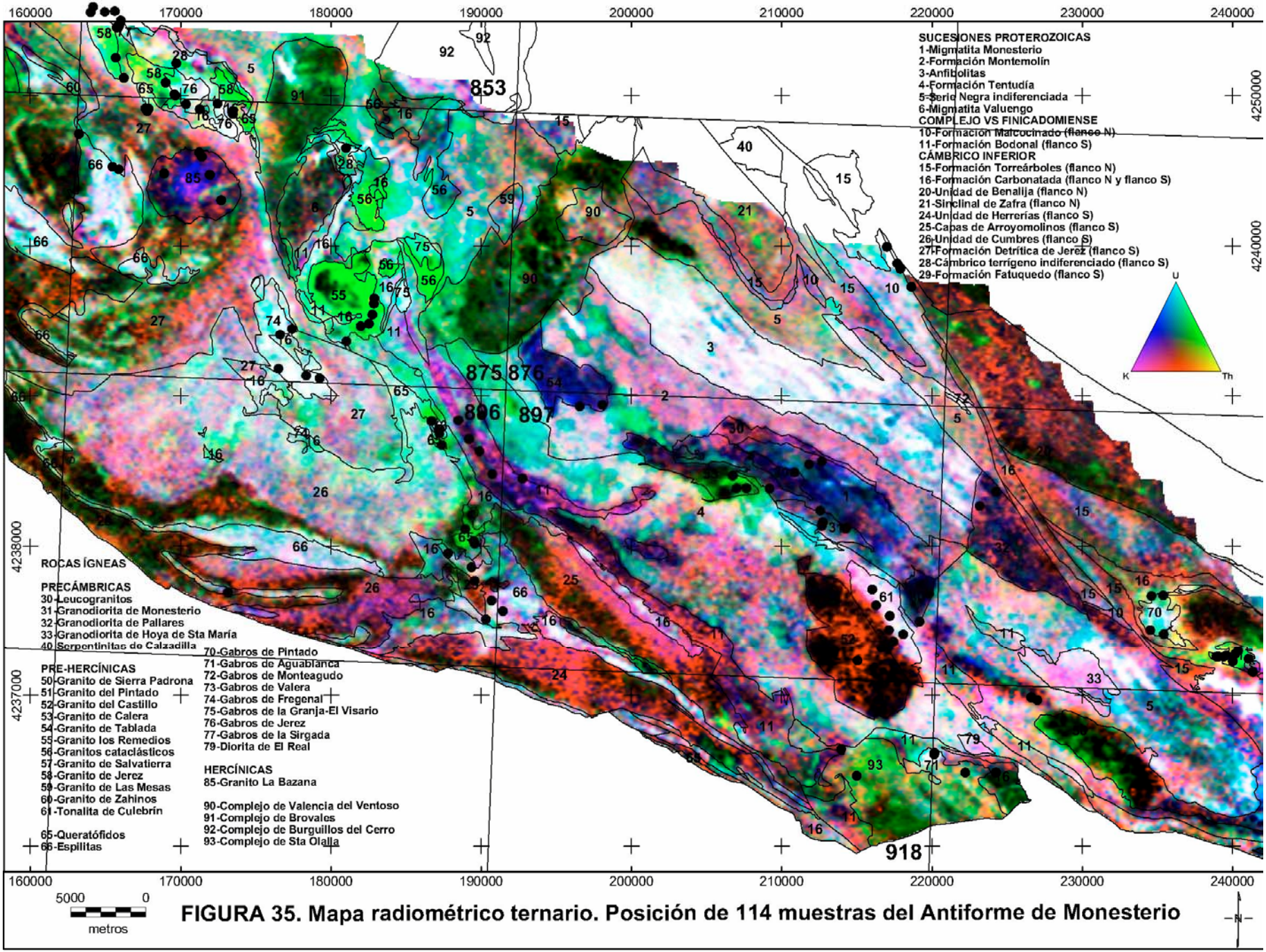


FIGURA 35. Mapa radiométrico ternario. Posición de 114 muestras del Antiforme de Monesterio

- Granito de Tablada (código 54): existen sólo dos determinaciones (hoja 897) con valores muy destacables de U, de 6.46 y 11.25 ppm, respectivamente, y media de 8.86 ppm, y muy bajos de Th. Dada la homogeneidad de la emisión de esta intrusión en el mapa ternario, estos datos parecen suficientes para caracterizar la radiación de este cuerpo como de K+U, con valores de Th mínimos entre los granitos estudiados y máximos de U, ambos en relación inversa (**figura 34,** posible efecto supergénico que puede darse también en La Bazana, 85, y en los leucogranitos, 30, ya descritos).

-Granito de los Remedios (código 55): se dispone 5 muestras (hoja 875) de este cuerpo no potásico. La media de K es del 0.88%, la de Th de 23.79 ppm, y la de U de 5.36 ppm. De las 5 medidas, cuatro se caracterizan por presentar valores de K bajos o muy bajos (<0.70%), y de U y Th intermedio-altos, de modo que su firma principal es de U+Th (**figura 35**). La quinta muestra podría ser representativa de la zonación saturada central que exhibe este granito cataclástico y albítico. En el diagrama Th-K, **figura 33**, los Remedios presenta una evolución similar (si bien de mayor radiactividad) a la de los granitos sódicos y ferromagnéticos de Jerez y Pintado, y a la de los queratófidos-leucotonalitas sódicas de la hoja 896.

-Granito de Jerez (código 58): existen 6 muestras (hoja 853), con media de K del 0.32%, de Th de 13.75 ppm, y de U de 3.66 ppm. Se trata de granitos sódicos (albíticos), probable representantes de la parte intrusiva de los queratófidos, como su heterogeneidad petrofísica indica. Su característica principal es la ausencia de K, con valores moderados de U y Th, por lo que su respuesta radiométrica es de U+Th, como los Remedios, si bien el nivel radiactivo es aquí notablemente inferior.

- Hercínicos:
-

-Granito de la Bazana (código 85): se han tomado 5 muestras (hoja 875), con media de K del 4.07%, de Th de 8.11 ppm, y de U de 5.11 ppm. Se trata de un cuerpo bajo en Th, también con evolución negativa Th-K como los leucogranitos, si bien con un nivel de emisión menor. Firmas de K+U disimuladas por la importante red de drenaje que afecta a este granito. Muestran una correlación Th-U negativa.

DISCUSIÓN

Los granitos, dentro de un nivel radiactivo superior al del resto de rocas muestreadas **(figura 33)**, presentan un amplio rango de valores radiométricos con una gran variedad de anomalías, en general potásicas (K+Th: Castillo, leucogranitos, Calera; K+U: leucogranitos, Tablada, Bazana), salvo en el caso de granitos sódicos de tendencia alcalina (U+Th: Los Remedios, también El Pintado y Jerez; y muy probablemente, Zahínos). Esta diversidad geoquímica, ya originaria, ya resultado de procesos de alteración, proporciona un enorme colorido al mapa radiométrico ternario del Antiforme de Monesterio.

Desde el punto de vista composicional los granitos potásicos son muy similares: la mineralogía principal consta de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa albítica y biotita y/o moscovita. Como minerales accesorios se encuentran: biotita/ moscovita, apatito, circón, turmalina, granate, cordierita, sillimanita, andalucita, epidota, allanita, clorita, sericita, rutilo, y opacos. Estos granitos potásicos muestran diversas facies y tendencias radiométricas, citadas más arriba, que no se han relacionado con las facies diferenciadas en la cartografía, pero que en general son independientes de éstas, al venir las radiométricas determinadas ya por los contenidos primarios de tierras raras (supuesto que el potasio siempre es alto) relacionadas con minerales accesorios (apatito, circón, epidota, allanita), ya por la historia geoquímica post-emplazamento que puede ser compleja (alteraciones producidas por lavados supergénicos o a través de grandes fracturas, v.g., Escuder Virute *et al*, 2001), cuyo estudio está fuera del alcance de este trabajo. En contraste, los granitos sódicos tienen una mineralogía más simple (compuesta por cuarzo y albita, fundamentalmente), y una respuesta radiométrica común muy homogénea.

Respecto al muestreo de densidades, no se dispone de datos de Las Mesas (59) y Zahínos (60), ni de Salvatierra (57) y Táliga (34, **figura 1**); estos dos últimos son extensos pero no están cubiertos por el vuelo de alta resolución de 1997.

Por tanto, el objetivo de cuantificar y discriminar la variabilidad de los niveles radiactivos de los granitos estudiados para la interpretación radiométrica aérea regional puede considerarse cubierto; ello además, con un esfuerzo modesto (38 medidas en 8 granitos). Para una caracterización geoquímica de K y elementos radiactivos de estos cuerpos, incluyendo diferenciación de facies, estudio de procesos de alteración radiométrica

(probablemente manifestados por potasificaciones o correlaciones negativas, v.g., de U-Th), y análisis de posibilidades mineras (existen algunos indicios de U, de explotación efímera), el estudio es claramente insuficiente, incluso si se hubieran medido todos los sitios con muestra de susceptibilidad y densidad. Sí que puede indicarse que la ubicación directa de tales indicios es difícil en las imágenes del vuelo, pues ocurren en entornos elevados de K+U.

3.6.2. GRANODIORITAS Y TONALITAS

-Granodiorita de Monesterio (código 31): se dispone de 4 muestras (hoja 897), con media de K del 2.90 %, de Th de 10.97 ppm, y de U de 5.70 ppm. Las 4 medidas están bien agrupadas. Se trata de un cuerpo bajo en Th (compárese con la emisón de los complejos de Valencia del Ventoso o Brovales, **figura 35**), con contenidos en K moderados, y de U más elevados, de forma que debe ofrecer tonos de U ó K+U (y no una señal verdosa, de U+Th, típica de las masas granodioríticas de los complejos zonados). En el mapa ternario aparecen algunos tonos de alta radiación que no pueden ser causados por las rocas muestreadas (probablemente debidos a diferenciados de leucogranitos).

-Granodiorita de Pallares (código 32): sólo disponemos de 2 muestras (hoja 898), bastante potásicas (con valores de K de 4.21 y 4.33 %). Los contenidos de U y de Th son más típicos de granodioritas. Las 2 medidas están bien agrupadas junto a las de los leucogranitos de Monesterio (**figura 33**). Se trata de un cuerpo bastante más radiactivo que la granodiorita de Monesterio, de respuesta más afín a la de los granitos del Antiforme, alto en K y con contenidos en Th y U intermedio-altos, de forma que debe ofrecer tonos de K. En el mapa radiométrico abundan los de K+Th, pero predominan los de K+U; el enriquecimiento en U puede tener una componente supergénica ajena a las características intrínsecas de la granodiorita, que se encuentra muy meteorizada.

-Granodiorita la Hoya de Sta. María (código 33): se encuentra también muy meteorizada, pero en este caso no parece existir enriquecimientos secundarios en minerales radiactivos (**figura 35**). Es probable que sea menos radiactiva que las anteriores (es algo más básica según la descripción Magna), pero de momento no se han realizado mediciones in situ.

Aunque se dispone de muy pocas medidas de las *granodioritas precámbricas* (la de Pallares está descrita por Cueto *et al*, 1983; la de Monesterio, por Eguiluz, 1988), parece que se trata de rocas con rasgos radiométricos muy diferentes, muy influídos por procesos de alteración, como verosímilmente ocurre con los granitos que emiten señal de U o K+U. Los tonos verdosos, comunes en granodioritas en general, no existen en el mapa radiométrico ternario sobre las granodioritas precámbricas. Las medidas en tierra son relativamente homogéneas, con datos respectivos bien agrupados (Monesterio, Pallares), si bien el nivel de medición es tan bajo que estas rocas no se encuentran bien caracterizadas.

Las granodioritas son abundantes en los complejos ígneos zonados hercínicos del núcleo del Antiforme de Monesterio, Valencia del Ventoso, Brovales y Burguillos del Cerro (90, 91 y 92 en **figura 1**), que serán objeto de tratamiento detallado más adelante (capítulo 5).

-Tonalita de Culebrín (hoja 897, código 61 en **figura 1**): disponemos de 4 muestras de esta intrusión prehercínica, con bajos contenidos en radioelementos (media de K del 1.33 %, de Th de 4.77 ppm, y de U de 1.62 ppm), si se comparan con las tonalitas de los complejos (párrafo final de esta página). Las 4 medidas están bien agrupadas en el diagrama Th-K. Se trata de un cuerpo de escasa radiación, anormalmente próxima a la de los gabros y espilitas de la región (en la **figura 35** se aprecia la necesidad de modificar su contacto, a expensas de la tonalita, con el granito del Castillo).

-Tonalita de Sta. Olalla (hojas 918 y 919, código 93 en **figura 1**): disponemos sólo de 3 muestras, con valores de K entre 2.05 y 2.49 % y media de 2.24 %, Th entre 10.13 y 13.27 ppm y media de 11.77 ppm, y U entre 1.34 y 3.97 ppm y media de 4.77 ppm. Es un cuerpo bastante más radiactivo que el de Culebrín. Se trata en realidad de un complejo zonado (con un espectro que abarca desde dioritas a granodioritas) que requiere un muestreo muy superior al realizado. Las tres muestras son altas en Th y U, con contenidos en K moderados, parecidas a las tonalitas de Valencia del Ventoso (**figura 35**). En el mapa radiométrico ternario existen tonos de Th, pero abundan más los de U+Th, típicos de rocas intermedias tonalítico-granodioríticas.

Las tonalitas también son abundantes en los complejos ígneos zonados antes citados (90, 91 y 92, **figura 1**), y serán objeto de estudio detallado más adelante. Por comparación con

éstas, la de Culebrín es bastante menos radiactiva (v.g., promedios de K de 2.29%, 2.51%, y 2.12%, y de Th de 10.43 ppm, 14.69 ppm, y 8.94 ppm, en Valencia del Ventoso, Brovales, y Burguillos, **tabla XXXI**), mientras que la tonalita de Sta. Olalla muestra valores concordantes con los de tonalitas de los complejos anteriores.

3.6.3. GABROS

-Gabros del Pintado (código 70, hoja 898): se dispone de 3 datos. Son los más radiactivos entre los gabros estudiados en media de radiación total, y en promedio de los tres elementos; de K el 1.04%, la media de Th es de 4.24 ppm, y la de U de 1.17 ppm. Son datos homogéneos (**figura 33**). En el mapa ternario de la **figura 35** las señales son blancas y de U, típicas de masas gabroideas, pero existen también tonos de Th; éstos son inusualmente abundantes, tendiendo a ser perimetrales, ocurriendo en contactos con la Fm. Carbonatada (16, zonas de skarn probables), o con pizarras y pequeños asomos graníticos.

-Gabros de Aguablanca (código 71, a caballo entre las hojas 918 y 919): se han tomado 3 muestras, con valores y promedios similares a los de Fregenal; no obstante son los menos radiactivos entre los estudiados, tras la Sirgada. Los valores del K oscilan entre el 0.20 y 0.33% y media de 0.25%; la media de Th es de 2.32 ppm; y la de U de 0.13 ppm. También son datos homogéneos (**figura 33**). Asociado a estos gabros ocurre el yacimiento de Ni más importante de la región, del mismo nombre que los gabros. La radiación está ausente en el mapa ternario; perimetralmente existen tonos de U y Th en contacto con carbonatos (no separados en la cartografía geológica de referencia).

-Gabro de Valera (código 73, esquina NE de la hoja 896): se trata de un diminuto asomo de gabros, donde se han medido dos datos, con valores de K de 0.27 y 0.38 %, de Th de 1.18 y 2.13 ppm y U de 0.33 y 2.04 ppm. Desde el punto de vista evolutivo es un cuerpo intermedio, entre los tres menos y los dos más evolucionados.

-Gabro de Fregenal (código 74): se dispone de 5 muestras (hoja 896), con media de K del 0.27 %, de Th de 1.65 ppm, y U de 0.45 ppm. Las 5 medidas siguen una clara y amplia directriz lineal en el diagrama Th-K (**figura 33**), en un contexto de radiación intermedio-bajo, dentro de los gabros de la región. Se trata de un gabro bastante homogéneo en su afloramiento, lo que contrasta con su heterogeneidad radiométrica al suelo: en el mapa

ternario la mitad Sur de este cuerpo parece algo menos radiactiva que la parte Norte, en donde, en efecto, se ubican las dos muestras más radiactivas. En los contactos de este gabro con la Fm. Carbonatada no existen señales radiométricas específicas.

-Gabros de Jerez (código 76): se han tomado 5 muestras (hoja 853), con media de K del 0.61 %, de Th de 2.37 ppm, y U de 0.57 ppm. Siguen una línea evolutiva similar a los datos de Aguablanca, pero con un rango más amplio, más heterogéneo, con más potasio y menos torio que este último. En el mapa ternario se observa que el cuerpo más máfico es el de la hoja 875 (no muestreado al suelo), sólo con señal de Th en parte de su contacto con carbonatos; la masa más extensa, ubicada en la hoja 853, es en efecto heterogénea, con emisión de señal de U.

-Gabros de la Sirgada (código 77): se dispone de 7 muestras (hoja 853), con media de K del 0.15 %, de Th de 0.99 ppm, y U de 0.0 ppm. Algunas lecturas se encuentran por debajo del límite de resolución del instrumento GR-320 (una de K, todas las de U), por lo que es difícil definir las tendencias radiactivas de estos gabros (parecen existir varias, en un cuerpo de radiactividad heterogénea). Son los gabros menos radiactivos entre los estudiados, y casi no se encuentran cubiertos por el vuelo de alta resolución.

DISCUSIÓN

Aunque se dispone de muy pocas medidas en gabros (25 medidas en 7 intrusiones; cuerpos interesantes no muestreados son Barcarrota y Monteagudo), se pueden extraer algunos aspectos indicativos (pero no conclusiones), en relación con sus características radiactivas y su potencial minero:

1) Son, con diferencia, los cuerpos menos radiactivos del Antiforme de Monesterio, especialmente la Sirgada, Aguablanca, la mitad Sur de Fregenal, y las partes máficas de Jerez. Aguablanca está mineralizado; en la Sirgada las manifestaciones de pirrotina son abundantes. En ambos existen señales específicas (Th) en contacto con la Fm. Carbonatada.

2) Son homogéneos Aguablanca, Pintado y Valera; y heterogéneos Fregenal, Jerez y la Sirgada,

3) Marcan tendencias evolutivas paralelas en el diagrama K-Th, Aguablanca y Jerez por un lado (y tal vez partes de la Sirgada), y Fregenal, Pintado y Valera por otro.

Los gabros también son abundantes en los complejos ígneos zonados, cuya descripción se realizará en los apartados siguientes (veremos que son más radiactivos que los descritos).

3.6.4. VOLCANITAS

-Fm. Malcocinado: las andesitas son poco radiactivas; los valores del K oscilan en tres muestras entre 0.51 y 1.03% y media de 0.73%; el Th entre 6.13 y 7.37 ppm y media de 6.73 ppm; y el U entre 0.64 y 2.05 ppm y media de 1.43 ppm.. Más radiactivas son las tobas retrabajadas, de la que se dispone de una muestra (1.54% K, 1.53 ppm de U y 8.99 ppm de Th). En el mapa radiométrico ternario esta formación muestra tonos ligeramente más elevados que los de los gabros; los tonos potásicos (que sustituirían a las áreas blancas típicas de rocas gabroideas) delatan que no se trata de tales.

-Fm. Bodonal: se dispone de 8 datos (hojas 896 y 897). Los valores de K están comprendidos entre el 3.90 y 7.73% y media de 5.22%: el Th entre 8.80 y 20.90 ppm y media de 14.98 ppm; y el U entre 2.51 y 6.28 ppm y media de 3.60 ppm.

Son rocas bastante radiactivas, en las que, al menos aparentemente considerando las restricciones del muestreo, existen tres tendencias radiométricas en estas 8 muestras, a partir de las dos menos radiactivas que se ubican en la zona de firmas K+U (**figura 33**): una de fuerte aumento del contenido en K y moderado del de Th, otra de disminución de Th con el aumento de K, y una tercera de mayor aumento en Th. En realidad, en todos los casos, se trata de tendencias fuertemente potásicas, relativamente moderadas en Th y en U; todo ello por comparación con los granitos más radiactivos. En efecto, en el mapa ternario abundan los tonos de K+U, que pasan a ser ya potásicos o ya de K+Th.

-Queratófidos: se dispone de 8 muestras (hojas 875 y 896). Los valores de K oscilan entre el 0.22 y 1.36%, media de 0.79%; el Th entre 5.46 y 26.76 ppm y media de 14.83 ppm; y el U entre 1.61 y 11.06 ppm y media de 5.03 ppm.

Los queratófidos exhiben dos tendencias claras (**figura 33**), una de Th y U altos, con respuestas similares a las de los granitos sódicos, como Remedios y Jerez, cuyo contenido de Th varía entre 20.46 y 31 ppm, con media de 23.79 ppm. La segunda tendencia es la de Th y U bajos, subparalela a la anterior, cuyo contenido en Th está entre 1.44 y 8.80 ppm y media de 4.78 ppm. Esta segunda tendencia es minoritaria en los mapas radiométricos, de modo que al ser los queratófidos rocas en general con contenidos bajos en K, lo normal es que presenten firmas de U+Th.

-Espilitas: se han tomado 11 muestras, que en general dan una respuesta radiactiva variable, aunque en general baja, con valores de K en tre 0.21 y 1.69 %, y media de 0.87%, Th entre 1.44 y 8.80 ppm, y media de 4.78 ppm, y U entre 0.14 y 2.01 ppm, y media de 1.26 ppm. Dentro de las espilitas hay que ditinguir entre las volcanitas masivas y las tobas y brechas más metasedimentarias. Entre las segundas, se encuentran 4 datos con los valores más altos (v.g., K>1.2%), quizás más abundantes en el extremo SE de la hoja 896.

Por tanto, las espilitas configuran un conjunto bastante heterogéneo: si se excluyeran los 4 casos de mayor radiactividad, así como dos "fuera de tendencia", la directriz de estas espilitas restantes sería muy similar a la de los gabros de Jerez (en efecto, se trata de datos de espilitas del cuadrante NO de la hoja 875, próximos al afloramiento de estos gabros).

3.6.5. RESUMEN

Aunque el número de determinaciones en tierra es bajo en general, del trabajo espectrométrico "in situ" se pueden extraer aspectos de interés, como:
1) La cuantificación de los umbrales radiactivos de los grupos de alta (v.g., granitos-granodioritas con radiación total que supera las 25 ppm eU), intermedia (granodioritas, granitos sódicos, y tonalitas con radiación total entre 15 y 25 ppm eU), y baja radiación (tonalitas, espilitas y gabros con radiación total inferior a las 15 ppm eU), **tabla XVI**;

2) La discriminación de la variabilidad radiométrica de los granitos y granodioritas estudiados, posiblemente ligada a perfiles de alteración en algunos casos, que confiere al mapa radiométrico ternario mucho colorido. Los granitos exhiben señales potásicas (K+Th: Castillo, leucogranitos, Calera; K+U: leucogranitos, Tablada, Bazana), o de tierras raras (U+Th: Los Remedios, El Pintado y Jerez, granitos sódicos de tendencia alcalina).

3) La distinción de zonaciones y tendencias radiométricas en todo tipo de rocas, menos obvias en los mapas radiométricos, especialmente en casos de rocas de baja radiación; y

4) El estudio de las consanguineidades radiactivas entre grupos con rasgos similares, como los casos de queratófidos/granitos sódicos y espilitas/gabros, o de subgrupos de gabros con características diferenciadas; con posible incidencia en la prospección minera (v.g, los gabros menos radiactivos y de evolución similar en el diagrama Th-K, de menor ratio de enriquecimiento en torio, son los que más indicios de pirrotina-calcopirita muestran en probeta).

En conclusión, se trata de un trabajo que, aunque modesto (25 medidas en 6 masas gabroideas, 38 en 8 granitos, 31 en 4 grandes unidades volcánicas), facilita en gran manera la interpretación radiométrica aérea regional; para el establecimiento de zonaciones cuantitativas, como se verá en el caso de los complejos zonados, el nivel de medición es claramente insuficiente. En el estudio de los complejos se tratará de aclarar el valor geoquímico de estas determinaciones "in-situ".

No se han efectuado mediciones con el espectrómetro de mano en rocas metasedimentarias, ni se ha estudiado en detalle el entorno de indicio minero alguno. En general, las rocas precámbricas (esquistos, grauvacas e incluso pizarras) y los carbonatos y grauvacas cámbricas ofrecen firmas intermedio-bajas en los mapas radiométricos ternarios (en el Anexo nº 7 se describen las características cualitativas del mapa ternario en las unidades metasedimentarias precámbricas y cámbricas).

Respecto a los indicios mineros de la Serie Negra, los que encajan en cuarcitas negras y esquistos biotíticos (8 según la memoria de la hoja 897) no se asocian con anomalías radiométricas claras, salvo las respuestas tenues en el caso de las minas de la Albuera (K+Th) y del Búho (Th). En todo el sector central de la hoja 897 de grauvacas volcano-derivadas más radiactivas, abundan los indicios de Cu y Cu-Fe, también sin características radiométricas definidas, salvo Dehesa y Cabezas (K). En los indicios en gabros la espectrometría aérea no ofrece rasgos discernibles en un análisis preliminar.

4. INTERPRETACIÓN REGIONAL DE CAMPOS POTENCIALES Y RADIOMETRÍA GAMMA NATURAL DEL SECTOR CENTRAL DEL ANTIFORME DE MONESTERIO

4.1. METODOLOGÍA

Este capítulo contiene una visión de intención sumaria, fundamentalmente cualitativa (aunque con algunos matices cuantitativos provenientes de la deconvolución de Euler y modelados bidimensionales), de las principales características estructurales del sector central del Antiforme de Monesterio según las imágenes geofísicas de trabajo.

La interpretación magnética y gravimétrica se realiza de manera conjunta, presentando de forma compacta aspectos que en parte ya se habían mencionado, de manera dispersa, en el capítulo de petrofísica. Se hace hincapié en los ejes anómalos fundamentales y las regiones delimitadas por estos ejes, destacándose también las anomalías producidas por los cuerpos intrusivos.

Las imágenes de potencial usadas son las de campo total, gravífico y magnético (**figura 36**). El mapa magnético del vuelo de alta resolución se orla al Norte del límite de las hojas 875 y 876 con el vuelo de la JEN de 1981 (**figura 37**; se integran las mallas de ambos vuelos continuadas a 1 km de altura, pues a altura nominal las discrepancias entre ambos hace imposible el análisis conjunto de sus mallas de datos). Complementariamente, la malla gravimétrica del trabajo del 2002 se orla al Sur y SO con datos gravimétricos procedentes del IGN (se trata de una mera yuxtaposición sin alteración de valores contiguos).

Una vez interpretados los ejes de máximo y mínimo, y las zonas de magnetización o densidad más o menos uniforme y diferenciada, se procede al análisis estructural de los gradientes que se derivan de la existencia de los ejes anómalos, y de las discontinuidades que alteran estos gradientes.

Todas estas interpretaciones se acompañan de estimaciones generales de profundidad de las anomalías magnéticas producidas por volcanitas y masas ígneas intrusivas calculadas mediante el método de deconvolución de Euler. Un aspecto importante de esta técnica es su ambigüedad; el uso exclusivo de profundidades de Euler es arriesgado, por lo que conviene manejar referencias procedentes ya de metodologías gráficas, ya de modelos cuantitativos.

Finalmente, dado que el mapa radiométrico ternario ha sido ampliamente comentado en el apartado anterior, se presentan aquí las imágenes monoelementales de potasio, torio y uranio, con descripciones relativas a formaciones metasedimentarias además de las correspondientes a rocas ígneas.

4.2. CAMPOS POTENCIALES: MAGNETISMO Y GRAVIMETRÍA

4.2.1. ANOMALÍAS Y ZONAS MAYORES

4.2.1.1 Ejes principales

Se puede delimitar la expresión magnética y gravimétrica de toda la zona central del Antiforme de Monesterio (**figuras 36, 37**), mediante dos grandes ejes de anomalías de tendencia NO-SE:

- EJE NORESTE: discurre desde el plutón de Burguillos (92) en la esquina SE de la hoja 853, por la zona Norte de Valencia del Ventoso (90) entre las hojas 876 y 854, sigue por las serpentinitas de Calazadilla (40) y la Fm. Malcocinado (10) en la esquina NE de la hoja 876, y se podría prolongar hasta el complejo bimodal del Pintado (51 y 70) en la hoja 898. *Se trata de una gran serie de anomalías causadas por un amplio cortejo de rocas ígneas*, que delinean el límite magnético y gravífico entre las sucesiones precámbricas centrales del Antiforme de Monesterio (1, 2, 4, 5; Serie Negra y migmatitas asociadas) y las sucesiones cámbricas de su flanco Noreste (15, 20; Unidades de Torreárboles, Benalija, Loma del aire, etc.). Es una alineación discontinua, arrosariada, y con anomalías originadas a una profundidad en general más bien somera (hectométrica, salvo el enraizamiento del plutón de Burguillos, donde es kilométrica como veremos).

- EJE SUROESTE: definido por las anomalías magnéticas y gravíficas causadas por las espilitas de Umbría-Pipeta (66) de las hojas 896 y adyacentes. Se trata de la banda anómala del límite Suroeste del flanco cámbrico, volcanosedimentario (Fms. 25, 26, 27: Arroyomolinos Cumbres y Jerez), del Antiforme. Es el borde SO de la zona estudiada: esta anomalía expresa la culminación del rifting cámbrico bimodal ampliamente representado por espilitas y queratófidos dispersos en toda cuenca cámbrica volcanosedimentaria (cfr. mapa magnético de la **figura 36**); más al Suroeste aparecen las sucesiones metasedimentarias paleozoicas de margen pasivo (silúrico-devónicas), paramagnéticas y

poco densas en general. Este gran eje espilítico comprende anomalías de mayor intensidad que en el caso anterior, de estructuración más compleja (pliegues, desdoblamientos), y aunque también se trata de firmas magnéticas procedentes de cuerpos en gran medida aflorantes, existen respuestas de origen algo más profundo (y más masivo).

En realidad este gran eje originado por las espilitas forma parte de lo que se podría denominar Gran Lineación Magnética del Suroeste, principal anomalía magnética a escala peninsular, que originada por un magmatismo diverso, discurre desde Olivenza, en la frontera portuguesa, hasta el valle Guadalquivir en la provincia de Córdoba (Socías *et al*, 1991) y que supone una delineación hectokilométrica (≈ 300 km) del límite cámbrico de la Zona de Ossa-Morena, ZOM.

Adicionalmente, desde el punto de vista magnético, ocurre un importante eje anómalo central según la Fm. Bodonal (11), límite a su vez entre las sucesiones precámbricas y cámbricas del flanco Sur del Antiforme. Es notorio que se prolonga, presentando tramos estructurales con distintos desdoblamientos y profundidades, entre dos complejos hercínicos: el límite SO del de Valencia del Ventoso (90) y la zona Este y Norte del de Sta. Olalla (93).

Estas tres grandes lineaciones de anomalías enmarcan las bases del cuadro estructural del sector central del Antiforme de Monesterio y sus flancos cámbricos.

4.2.1.2 Zonas principales

Entre las tres lineaciones anteriores existen dos zonas magnéticas y gravimétricas mayores que cartografían las dos regiones metasedimentarias y metamórficas intermedias:

- REGIÓN NORESTE: corresponde en su mayor parte a la Serie Negra de la cuenca precámbrica, núcleo del Antiforme de Monesterio (Fms. Montemolín 2, y Tentudía 4 de la hoja 897, y Serie Negra indiferenciada 5 en las hojas adyacentes; junto con las migmatitas 1 y anfibolitas 3 asociadas), con una firma magnética de escaso relieve salvo por algunas anomalías de pequeña longitud de onda ligadas a una fracción minoritaria de las numerosas

anfibolitas y cuarcitas negras de la cartografía Magna (y a unos pocos indicios mineros, y carbonatos corneanizados).

En la hoja 897, sobre esta región ocurre un monótono gradiente gravimétrico, que en el sentido de aumento de las densidades, arranca de los mínimos sobre la Serie Negra superior (4, pizarras y grauvacas), sigue por los tonos intermedios de la Serie Negra inferior (2, esquistos de Montemolín), intentando cartografiar el cabalgamiento de Monesterio de la Serie Negra inferior sobre la superior (sin conseguirlo, debido a las intrusiones menos densas de Monesterio, 30, Calera, y Tablada, 54). El gradiente termina con las anfibolitas de Montemolín (3), que son más densas que las rocas de la Serie Negra, y quedan perfectamente reflejadas en el mapa de Bouguer. En diversas zonas de estas anfibolitas existen anomalías de gravedad con directrices circulares debidas a rocas aún más pesadas que ellas (básicas y ultrabásicas).

- REGIÓN SUROESTE: comprende la cuenca del Cámbrico Inferior Terrígeno, flanco SO del Antiforme (unidades de Arroyomolinos 25, Cumbres 26, y Jerez 27), que se diferencia de la región anterior por:

1) La correspondencia general entre cartografía geológica y magnetismo y gravimetría es menor. Ello es debido a que las unidades volcanosedimetarias citadas (25 a 27) encierran volvanitas bimodales (espilitas/queratófidos), ausentes en muchos casos en la superficie;

2) Existen anomalías magnéticas puntuales muy intensas, frecuentemente con indicios de Fe en ellas;

3) La ausencia de amplias zonas de mínimo magnético tan característica de la región anterior. Así, las texturas y tendencias de las anomalías son más variables, lo que permite definir abundantes zonas magnéticas, relacionadas con seguridad con más de un marcador magnético pues la magnetita aparece abundantemente en contextos geológicos diversos, y,
4) El notorio contraste gravimétrico entre los depocentros intruídos por el magmatismo ácido (zona centro-Norte de la hoja 875), y los que encierran un magmatismo basáltico o gabroideo, causante de todo el gradiente anómalo del flanco Suroeste del Antiforme de Monesterio.

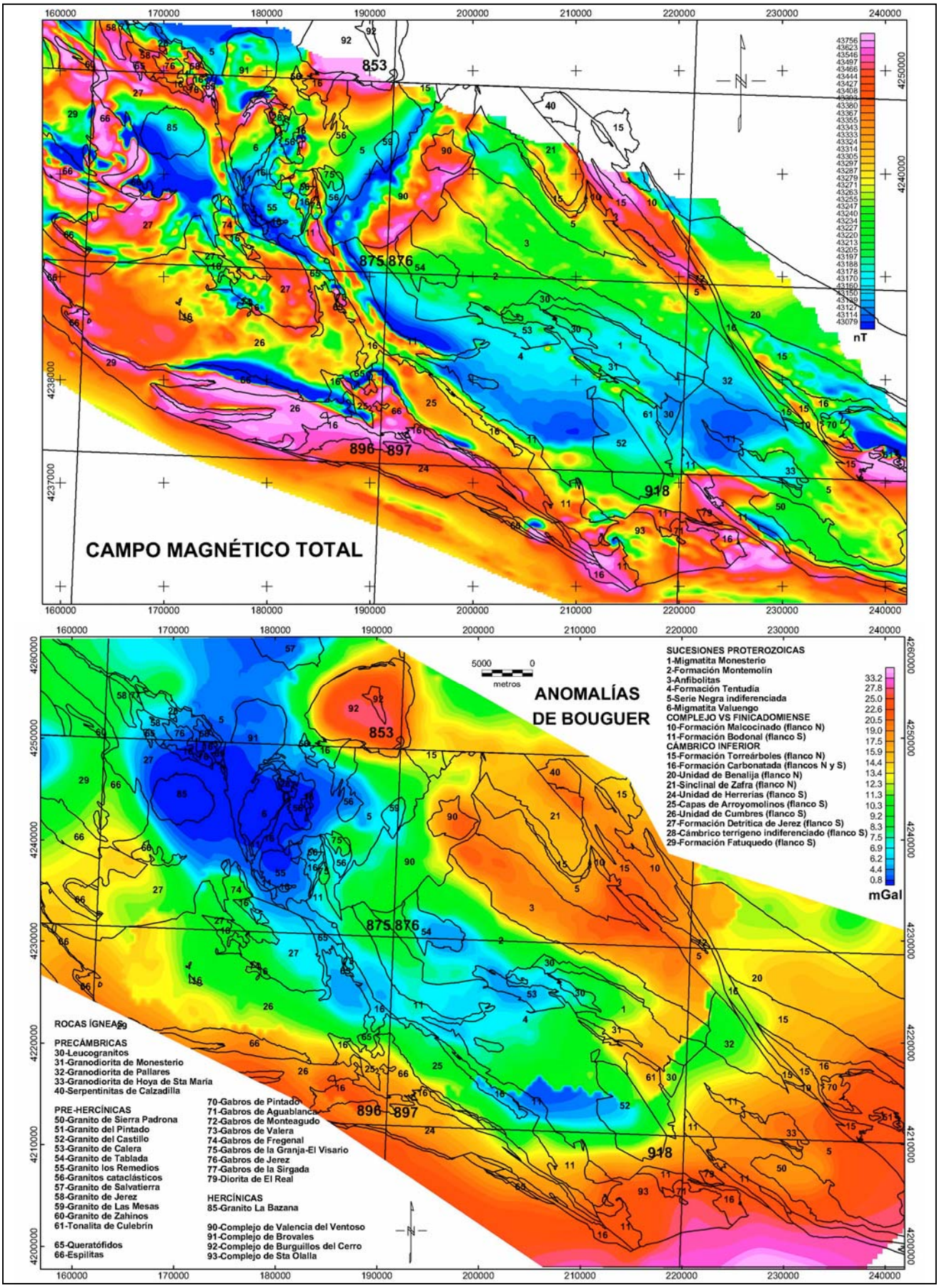


Figura 36. Campo magnético total (arriba) y anomalías de Bouguer (abajo). Sector central del Antiforme de Monesterio

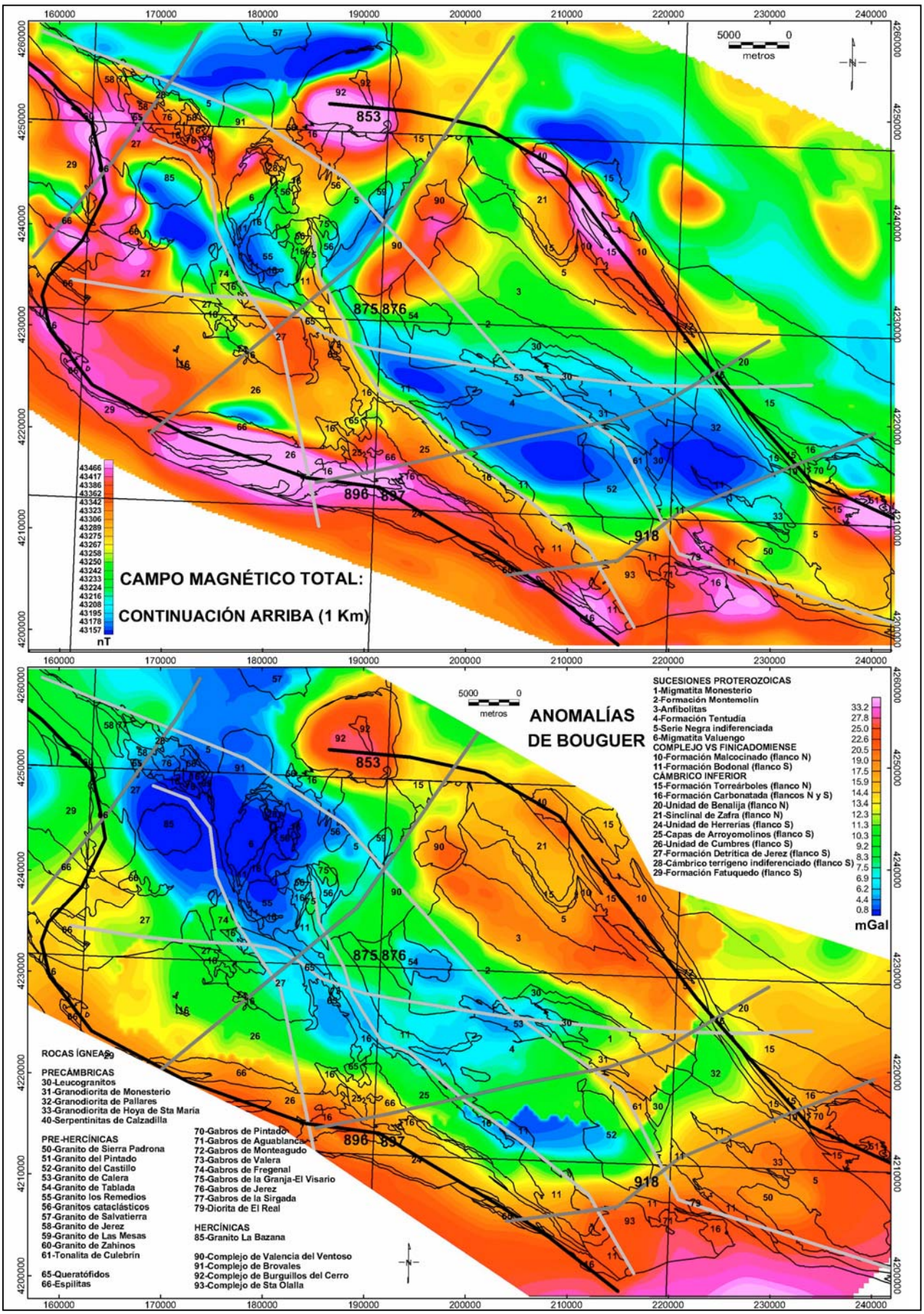


Figura 37. Discontinuidades principales sobre continuación a 1 km del campo magnético total (arriba) y anomalías de Bouguer (abajo). Sector central del Antiforme de Monesterio

Por lo que respecta a la estructura de estos dos depocentros, NE y SO, el accidente principal de la cuenca precámbrica es el Cabalgamiento de Monesterio (Eguiluz *et al*, 1983), del que ya se ha indicado que, sobre todo fuera de la hoja 897, tiene un seguimiento problemático en los mapas magnéticos y gravimétricos por las interferencias de anomalías provenientes de cuerpos intrusivos. El estilo estructural de la cuenca cámbrica es uno caracterizado por grandes pliegues tumbados con cabezas buzantes (Apalategui y Quesada, 1987; Apalategui *et al*, 1990a). El reciente perfil sísmico IBERSEIS (Simancas *et al*, 2002, 2003) ha desvelado claramente, entre otros, los rasgos estructurales de la zona centro-SO de la ZOM (v.g., los límites cabalgantes de los dominios estructurales, los pliegues recumbentes, las fallas normales, etc.), indicando un enraizamiento de los pliegues tumbados, y de las cuencas correspondientes, hasta profundidades correspondientes al límite de la corteza superior (≅7 km; el enraizamiento de los cabalgamientos puede superar este nivel). Es posible obtener imágenes estructurales compatibles con estos estilos y profundidades mediante modelado bidimensional gravimétrico y magnético (Beato Tercero, 2003; la modelización de Sánchez Jiménez *et al*, 1996, es instructiva, pero ha quedado desajustada respecto a la referencia del perfil IBERSEIS).

4.2.1.3 Estructura según las imágenes de campo potencial

Todo el sector central del Antiforme de Monesterio se configura, por tanto, desde el punto de vista estructural, como una región con tres características muy destacadas:

-*Su perfecta delimitación por ejes mayores de anomalías de campo potencial, que delinean la división en dominios estructurales de la zona centro-Sur de Ossa-Morena*

-*Sus depocentros precámbricos y cámbricos con características petrofísicas muy contrastadas*

-*Sus abundantes y espectaculares anomalías de campo potencial (incluso claramente observables a escala peninsular), causadas por un ubicuo magmatismo de amplio espectro litológico*

Las características del campo magnético y gravífico *y las determinaciones de susceptibilidad y densidad efectuadas y descritas en capítulos anteriores*, permiten agrupar las rocas ígneas de la región (lista de 32 intrusiones de la **figura 36**) en los siguientes tipos:

ROCAS LIGERAS (2.50 g/cm^3< d <2.75 g/cm^3):

1) Granitoides paramagnéticos (tipo S de Chappel y White, 1974; reducidos, sin magnetita; k< 250*10^{-6} ucgs):

- Precámbricos: granodioritas: Monesterio (31) (y migmatitas asociadas), Pallares (32) y Hoya de Sta. María (33). Granitos: leucogranitos (30) del núcleo de Monesterio
- Prehercínicos: granitos del Castillo (52), Calera (53), Tablada (54), Cataclásticos (56), Salvatierra (57) y Las Mesas (59). Sierra Padrona (50), Los Remedios (55) y la Tonalita de Culebrín (61) presentan zonaciones magnéticas tenues.
- Hercínico: La Bazana (85)

2) Leucogranitos prehercínicos ferromagnéticos (con modas de susceptibilidad entre 2500*10^{-6} y 7500*10^{-6} ucgs): granito central del Pintado (51), granitos de Jerez (58)

3) Volcanitas (con modas de susceptibilidad entre 2500*10^{-6} y 7500*10^{-6} ucgs, incluso superiores en el caso de las tobas queratofídicas):

- Finicadomienses de susceptibilidad bimodal: andesitas de Malcocinado (10) y porfiroides de Bodonal (11)
- Prehercínicas: tobas queratofídicas ferromagnéticas (65)

4) Complejos hercínicos híbridos polimodales: Brovales (91), y Sta Olalla (93)

ROCAS PESADAS (2.75 g/cm^3< d <3.00 g/cm^3):

1) Gabros prehercínicos:

- Bimodales: Monteagudo (72), Valera (73), Fregenal (74), Jerez (76) y la Sirgada (77), todos con modas de susceptibilidad entre 2500*10^{-6} y 7500*10^{-6} ucgs.

- Paramagnéticos: El Pintado (70), Aguablanca (71), Granja-El Visario (75), Brovales (91)

2) Volcanitas prehercínicas: espilitas ferromagnéticas (66), con modas de susceptibilidad superiores a las $7500*10^{-6}$ ucgs.

3) Complejos hercínicos híbridos polimodales: Valencia del Ventoso (90), y Burguillos del Cerro(92), con modas de susceptibilidad entre $2500*10^{-6}$ y $7500*10^{-6}$ ucgs, y superiores a las $10000*10^{-6}$ ucgs en el plutón de Burguillos.

Se trata entonces de un magmatismo y volcanismo muy variado e interesante desde el punto de vista magnético y gravimétrico (**figura 36**):

*Las rocas ígneas ácidas-intermedias intrusivas, precámbricas y prehercínicas, son fundamentalmente ligeras y no magnéticas marcando mínimos de campo potencial según el eje central del Antiforme de Monesterio (se trata de granitoides tipo S, sin magnetita), salvo los leucogranitos alcalinos de Jerez y Pintado, ferromagnéticos, con intensas anomalías magnéticas asociadas. Los mínimos gravíficos más importantes se ubican sobre las masas graníticas de Los Remedios (55), Cataclásticos (56), La Bazana (85), y Núcleo migmatítico de Valuengo (6) en la parte centro-Norte de la hoja 875, a los que los modelos gravimétricos adjudican formas globulares que pueden estar enraizadas hasta unos 5-8 km de profundidad (v.g, Galadí-Enriquez, E., 2000, Beato Tercero, J., 2003, modelos del capítulo 6.3).

*En el caso de los complejos hercínicos híbridos nos encontramos ante intrusiones bimodales (polimodales en realidad, por su complejidad litológica que abarca desde granitos a gabros), tanto desde el punto de vista de densidad como de susceptibilidad, por lo que ofrecen respuestas bastante anómalas, en general con tonalidades positivas. Valencia del Ventoso (90) y Burguillos del Cerro (92) quedan muy bien cartografiados por sus firmas de campo potencial (**figuras 36**, **37**), mientras que en menor medida lo hace Sta. Olalla; Brovales sólo ofrece algunas anomalías magnéticas de intensidad moderada. Valencia del Ventoso (90), en su mitad Sur, y Brovales (91) son lacolitos hectométricos (≅ 500 m; cfr. modelos del capítulo 6, y **figura 38**), mientras que Burguillos es una estructura

discoidal kilométrica (entre 2 y 5 km, según el tipo de solución que se adopte; cfr. modelos del capítulo 6).

*Como ya se ha señalado en el apartado del capítulo de petrofísica dedicado a los gabros, las rocas ígneas básicas intrusivas prehercínicas son pesadas, pero de escaso desarrollo volumétrico como se deduce de su débil firma de gravedad (masas apenas hectométricas), y bimodales en susceptibilidad, incluso débilmente magnéticas, de modo que no destacan ni se cartografían con seguridad en áreas con anomalías abundantes. El único gabro cartografiable mediante su firma de campo potencial, firma que permitiría extender apreciablemente su cartografía de subsuelo respecto a su área de afloramiento, es el de Fregenal.

*Entre las volcanitas, las espilitas tienen contenidos elevados de magnetita, constituyendo el marcador magnético más continuo de toda la zona de estudio, siendo bimodales los queratófidos, las andesitas de Malcocinado, y los porfiroides de Bodonal. Estas manifestaciones volcánicas constituyen los elementos principales de los ejes magnéticos del Antiforme. Las espilitas son pesadas y producen fuertes anomalías de gravedad en todo el borde SO de la zona de estudio, donde los apilamientos de estas rocas estructurados en los flancos de los pliegues tumbados deben alcanzar desarrollos casi kilométricos (**figura 38**).
Toda esta actividad ígnea es la responsable de la mayoría de las anomalías magnéticas y gravimétricas de la región, con una textura caracterizada por su gran intensidad y disposición según grandes (decaquilométricas) tendencias estructurales NO-SE, que hacen que todo el Antiforme y sus flancos se configuren como una de las zonas más anómalas a nivel peninsular como se ha mencionado más arriba.

4.2.2. ASPECTOS ESTRUCTURALES ADICIONALES

Para finalizar este apartado 4.2 de descripción de las características generales magnéticas y gravimétricas del sector central del Antiforme de Monesterio es preciso mencionar algunos rasgos adicionales de tipo estructural y acerca de la profundidad de las anomalías magnéticas.
En todo mapa magnético y gravimétrico existen dos elementos esenciales a interpretar en términos geológicos:

1) Las alienaciones de anomalías (ejes de máximo y mínimo), y las zonas de magnetización o densidad más o menos uniforme y diferenciada comprendidas entre tales lineaciones
2) Los gradientes que se derivan la existencia de los ejes anómalos, y que definen los límites de los cuerpos magnéticos y/o pesados, y las discontinuidades que alteran estos gradientes (v.g, que suponen una interrupción, giro, desdoblamiento, etc., de los mismos).

En el apartado 4.2.1 se ha descrito sumariamente el primer aspecto, ahora se va a tratar de profundizar en el segundo, teniendo en cuenta que queda al criterio del intérprete subrayar la mayor o menor importancia de los elementos interpretativos anteriores (máximos, gradientes, discontinuidades), en función de la característica que se quiera destacar (intensidad de la anomalía, extensión areal, continuidad, relación íntima con una determinada formación o unidad geológica, interés minero, etc.).

Como regla general, los límites de las unidades ó cuerpos magnéticos se encuentran próximos a los puntos de inflexión de las anomalías de campo total, o máximos de gradiente vertical, para fuentes (sub)verticales, como demuestran las respuestas de modelos teóricos de placas y prismas. La frontera entre unidades geológicas importantes suele conllevar un fuerte gradiente en la componente de gran longitud de onda del mapa magnético y un cambio de patrones o tendencias en las anomalías de longitud inferior, además de corresponder con un gradiente gravífico. Desde un punto de vista estructural, es frecuente que las anomalías debidas a fallas y pliegues se prolonguen más allá de lo que la cartografía geológica señala, así como detectar accidentes no indicados en los mapas geológicos.

Los tres ejes anómalos NO-SE citados al inicio de este apartado, y las inflexiones de los principales gradientes (de tendencia NO-SE), y discontinuidades de tales gradientes (de

tendencia complementaria de la anterior, NE-SO) magnéticos y graviméticos del Antiforme de Monesterio se representan en la **figura 37**.

Los dos gradientes más extensos en los mapas magnéticos (**figuras 36 y 37**) de la zona central del Antiforme de Monesterio atribuibles a una litología uniforme son los originados por las espilitas y los porfiroides de Bodonal. Las espilitas causan también uno de los gradientes gravíficos más importante de la región. La consideración de las discontinuidades y cambios de tendencia de estos gradientes permite establecer una serie de rasgos estructurales como se describe a continación.

En las anomalías debidas a espilitas (66), que recordemos constituyen uno de los tramos fundamentales de la Gran lineación del SO peninsular, cabe hacer varias distinciones. En primer lugar, existen firmas magnéticas relacionadas con estructuras plegadas aflorantes, como las del sector Suroeste de la hoja 875. Ocurren aquí varios pliegues, la charnela del ubicado más al Sur marca un mínimo magnético en forma de arco desde el cierre periclinal de espilitas en el borde SE de la hoja 874, hasta el extremo NO de los gabros de Fregenal. Algo más al Sur, en el límite entre las hojas 875 y 896 las anomalías tienden a seguir el contacto (pliegue/falla) entre la Fm. de Jerez (27) y la Unidad de Cumbres (26). Las profundidades de estas estructuras son crecientes hacia el NE (**figura 38**; la deconvolución de Euler se describe en el próximo apartado). Existen también anomalías relacionadas con estructuras plegadas aflorantes o subaflorantes, pero instaladas sobre masas magnéticas de mayor volumen, más desarrolladas en profundidad (apilamiento de espilitas antes citado): éstas serían las anomalías de toda la banda Sur de la hoja 896, con el límite SO delineado contra la falla de Hinojales, que tiene una expresión magnética muy clara (esta falla es la línea que separa el Cámbrico detrítico ferromagnético 29-26-24, del Ordovícico paramagnético al SO). Este gradiente de la hoja 896 produce una líneación de Euler desdoblada, en la que, además de partes someras (100-400 m), destacan diversos tramos marcados por las soluciones más profundas de esta lineación del SO en la **figura 38** (profundidades del orden del kilómetrro, como se indicó al final del apartado anterior).

Adicionalmente, desde los accidentes delineados por este gradiente de origen espilítico puede definirse el inicio de tres importantes directrices SO-NE y dos NO-SE que afectan a toda la zona de estudio, representadas en la **figura 37**. En las hojas 897 y 918 las anomalías debidas a

espilitas siguen desdobladas, interfiriendo, tornándose además lineales, interrumpidas por fallas NE-SO, algunas cartografiadas y otras no. Estas fallas son prolongables hasta las discontinuidades que afectan a la Fm. Bodonal (11), con cuyas anomalías acaban confluyendo las de las espilitas en el sector Este del complejo de Sta. Olalla (93).

La variedad estructural de las firmas de campo potencial de las espilitas permite resolver la compartimentación en zonas que exhiben pertubaciones magnéticas de intensidad diversa, del depocentro cámbrico del flanco SO del Antiforme de Monesterio contribuyendo a la definición de las importantes discontinuidades de toda la región (**figuras 36** y **37**) en su sector Oeste y SO. Más hacia el NE, la definición estructural viene facilitada por los accidentes que afectan a la Fm. Bodonal y las dislocaciones magnéticas de todo el área de intrusión de los complejos hercínicos zonados, como se expone a continuación.

El eje magnético de la Fm. Bodonal (11) presenta tres tramos estructurales, que podrían denominarse NO, central, y SO:

1) La rama del NO presenta anomalías con desdoblamientos (**figura 36**), todas de origen muy somero (**figura 38**), y más intensas que las que ocurren en las otras dos. Esta rama está compartimentada en bloques por numerosas fallas NE-SO;
2) El tramo central, al SO de la hoja 897, es de intensidad moderada, y está también dividido en varios segmentos con anomalías de origen algo más profundo que en el tramo anterior (≅ 500 m). La inmersión del eje magnético es hacia el SE, alcanzando en este extremo profundidades mayores que 750 m, e introduciéndose bajo la Serie Negra Superior en el límite Sur de la hoja 897; y,
3) Tramo SE en las hojas 897 y 918, y 898 y 919. En este extremo el eje magnético de la Fm. Bodonal queda interrumpido por una zona de suave gradiente (**figuras 36 y 37**) bajo el granito del Castillo (52) y el complejo de Sta Olalla (93) que debe representar una anomalía que podría considerarse de basamento a una profundidad de varios kilómetros (si las determinaciones de Euler son fiables aquí, indicarían profundidades entre 1 y 2 km, lo que implicaría un desarrollo no muy importante del granito del Castillo). Al Este de estos stocks, en la hoja 919, aparece una anomalía muy notoria de estructura plegada con materiales de Bodonal, pobremente cartografiada en el Magna, donde falta el flanco Norte de la estructura en forma de pliegue. Aún más al E, al NE del stock de Sierra Padrona (50),

bajo la Serie Negra (5), encontramos nuevamente ejes magnéticos quizás debidos a Bodonal (?), que arrancan en todo caso de una importante discontinuidad magnética y gradiente gravífico, que se delinea por todo el SE de la zona de estudio a través de los límites de las intrusiones de todo este sector. Las anomalías magnéticas son muy intensas en diversos tramos del perímetro del complejo de Sta. Olalla (93), en contacto con la Fm. Carbonatada (16).

Es conveniente destacar los encajes de las anomalías de la Fm. Bodonal entre los sistemas ígneos 55-56-90 (los Remedios, granitos cataclásticos y complejo de Valencia del Ventoso) al NO, y el de 52-93 (granito del Castillo y complejo de Sta. Olalla) al SE, lo que implica la importancia de las dos discontinuidades SO-NE que enmarcan esta formación. El segundo encaje, en el marco de las intrusiones del SE, acaba de describirse. Respecto al primero, en la imagen del campo magnético total se observa el gran cambio de tendencia que sigue el mínimo de la Serie Negra al pasar de la hoja 897 a la 875, con un pequeño rosario de anomalías NE-SO en la finalización justa del eje desdoblado de Bodonal. En el mapa continuado arriba 1 km (**figura 37**) se aprecia cómo la lineación de la Fm. Bodonal se interrumpe en el extremo NO sobre la terminación de un eje mínimo NE-SO que sigue el borde NO del stock de Valencia del Ventoso (90). Este eje debe representar un accidente importante porque se extiende al NE en la hoja 854 interrumpiendo anomalías debidas a espilitas y Fm. Malcocinado en el límite Norte de dicha hoja (en realidad se extiende mucho más al Norte, atravesando la zona de cizalla Badajoz-Córdoba; Simancas *et al*, 2001). Además, este accidente es prolongable a través de todo el flanco SO del Antiforme por las discontinuidades indicadas en las espilitas.

Así pues, el encaje de las anomalías de Bodonal entre las dislocaciones magnéticas relacionadas con la destacada actividad magmática de sus extremos, contribuye a la definición de todas las discontinuidades principales de tendencia NE-SO del Antiforme de Monesterio.

Al NE del gradiente magnético producido por la Fm. Bodonal se encuentra una gran zona de mínimo magnético y gravífico (hojas 897 y 898, **figuras 36 y 37**) sobre la Serie Negra superior y granitoides paramagnéticos que la intruyen. El gradiente magnético es de tendencia NO-SE, con pequeñas inflexiones magnéticas NE-SO en la Fm. Tentudía (4) en

el centro de la hoja 897 (suave rizado de tonos azul-violeta en la **figura 36**, arriba), que pueden ser debidas a cuarcitas negras. Todo ello origina soluciones de Euler profundas en este sector (1.1 km, **figura 38**), que no sirven para determinar el espesor de este depocentro, que debe ser importante (similar a la del depocentro cámbrico de la hoja 896 según el perfil IBERSEIS), y desde luego mayor que el de la estructura magnética bajo el granito del Castillo (52) y el complejo de Sta. Olalla (93).

Al Norte del depocentro de la Serie Negra superior aparece un suave gradiente magnético y gravífico en el tránsito de las hojas 897 a 876 (paso de tonos azules a verdes en la **figura 36**), muy interesante, pues es uno de los rasgos fundamentales del campo potencial del Antiforme. En efecto, mientras que el gradiente gravimétrico se encuentra justificado por el contraste de densidades de las rocas involucradas (pizarras y grauvacas 4, frente a esquistos 2, y anfibolitas 3), el gradiente magnético es ligeramente oblicuo respecto a la disposición del cabalgamiento de Monesterio (1 y 2 sobre 4); sabemos además que los contrastes de susceptibilidades entre las pizarras y grauvacas (4), los esquistos (2), y las anfibolitas (3) son pequeños. Quedan dos alternativas para explicar este gradiente: a) Ligeros cambios de susceptibilidad que interfieren con anomalías debidas a masas magnéticas que se prolongan desde Valencia del Ventoso (90; diques, alteraciones). El problema de esta explicación es que esta interferencia se proyecta demasiado lejos del Stock; b) Una fuente adicional desconocida de momento (por citar, cuarcitas negras dispersas, otras volcanitas, o incluso rocas básicas en profundidad). En cualquier caso, todo este gradiente es complejo, ambigüo y problemático de interpretar. Tampoco las soluciones que suministra el método de Euler aportan gran informacion en este sector.

No obstante la tranquilidad de campo total de la cuenca proterozoica en general, existen en toda ella ciertas anomalías de tendencia lineal (relacionadas con anfibolitas y cuarcitas) y puntual que de nuevo permiten la definición de los accidentes estructurales en la región NE (**figura 37**), entre los que destacan dos directrices principales, Este-Oeste y NO SE respectivamente, del Antiforme. La última citada afecta a un buen número de los plutones centrales: pasa entre Brovales (91) y Burguillos (92), corta a los granitos cataclásticos, parte por la mitad Valencia del Ventoso (90), separa el granito del Castillo (52) de la tonalita de Culebrín (61), y continua por el límite Este de Sta. Olalla (93). Estos dos accidentes, junto a los citados antes en relación con espilitas, Fm. Bodonal, y masas plutónicas prehercínicas y

hercínicas, son los más importantes de toda la zona de estudio; *de esta manera se consideran descritas las lineaciones de la **figura 37**, así como justificado su trazado*. Obsérvese por último que, al menos en la Fm. Tentudía (4), las anomalías magnéticas puntuales, en un contexto de menor actividad que en el flanco SO del Antiforme, son útiles para la prospección de minerales.

Cerrando el depocentro proterozoico, en la lineación de máximos del borde NE se pueden distinguir los siguientes tramos: 1) En el extremo NE de la hoja 876 aparece una extensa anomalía que alcanza los 700 nT, por lo que según los datos de susceptibilidades y su disposición cartográfica (**figuras 36 y 37**) debe ser producida por las serpentinitas (40) que se extenderían bajo parte de los afloramientos de las formaciones Malcocinado (10) y Torreárboles (15) de este sector. En el mapa de Euler (**figura 38**) se pueden adjudicar a las serpentinitas las soluciones más continuas que delinean una estructura de profundidad creciente al Este (>800 m). Al SO de toda esta extensa anomalía (coincidente con la estructura denominada dominio de Cabeza Gorda en la memoria de la hoja 876) de firma magnética tan característica, encontramos anomalías moderadas (30-80 nT) sobre la Fm. Torreárboles (15) en el perímetro del sinclinal de Zafra (21), perfectamente delineado por soluciones de Euler someras (< 250 m), 2) Hacia el SE del dominio de Cabeza Gorda, las anomalías se prolongan de manera discontinua en la Fm. Torreárboles (15) (algunas en Fm. Carbonatada, 16), con soluciones de Euler bastante someras (< 250 m). Existe una línea de soluciones de Euler que sigue las dos fallas principales, que representan el límite entre los materiales precámbricos al Oeste, y los cámbricos al Este. En definitiva, se trata de un conjunto de anomalías que indican el paso de un dominio tectosedimentario a otro (del dominio precámbrico Zafra-Monesterio 1-5, al cámbrico de Torreárboles 15 y Benalija 20), y 3) En la zona del Pintado, las anomalías de los afloramientos de gabros (70) son débiles (decenas nT) y someras. La intensa anomalía (600 nT) queda ubicada en el mapa reducido al polo de bajo el granito central del Pintado (51) a profundidades intermedias (soluciones de Euler en el entorno de 250-500 m).

Para terminar con toda esta interpretación estructural iniciada al principio del apartado con las espilitas del SO de la zona de estudio, al NO y Norte de las anomalías originadas por las serpentinitas (40) de la estructura de Cabeza Gorda, y los complejos ígneos de Valencia del Ventoso (90) y Burguillos (92), encontramos un gran arco de mínimos sobre el Cámbrico

terrígeno del flanco NE del Antiforme de Monesterio, en las hojas 877 y 854, que se prolonga en la Serie Negra indiferenciada (5) y granito de Salvatierra (57) de la hoja 853 (**figura 37**). Si a su vez, conectamos el mínimo de esta hoja con los situados más al Sur sobre las intrusiones del centro-Norte de la hoja 875, y cerramos toda la estructura de mínimos con los originados por la Serie Negra de las hojas 897 y 898, obtendríamos un área elipsoidal de mínimos (cfr. mapas de Bouguer y magnético continuado arriba en **figuras 36** y **37**) que caracterizaría toda la región NE sobre el núcleo del Antiforme de Monesterio y su flanco Norte, en donde las anomalías de campo potencial mostrarían una estructura cuasicircular contorneada por Burguillos, mitad Este de Brovales, y Valencia del Ventoso, cortada en dos mitades por un directriz NE-SO, y con una cuña anómala que se proyecta desde esta última intrusión hasta la lámina de Cabeza Gorda. Frente a este origen magmático intrusivo en la mitad NE, el volcanismo bimodal se configura como el principal responsable de las anomalías en el flanco SO cámbrico del Antiforme de Monesterio.

4.2.3. DECONVOLUCIÓN DE EULER

En la interpretación estructural se han incluído datos provenientes de un modesto ensayo realizado de determinación de la profundidad de anomalías aeromagnéticas mediante el método de Euler (Reid *et al*, 1990).

Recordemos que la estimación de profundidades usando datos aeromagnéticos puede realizarse:

1) Por métodos gráficos basados en gradientes calculados sobre perfil o sobre mapa de contornos (se pueden obtener estimaciones de dentro de un 10-30% de exactitud según el método, Gunn, 1997). La extensión de la zona de trabajo ha impedido la utilización de esta metodología, que se complementa muy bien con la práctica de la deconvolución (García Lobón, 1999; García Lobón y Peláez Martínez, 1999);
2) Por modelado/inversión numérico de perfiles 2 D ó 2.5 D, o modelado tridimensional; y,
3) Por inversión 3D del conjunto de la malla de datos (con definición de límites y profundidades), usando técnicas como la Deconvolución de Euler.

La Deconvolución de Euler es un método de aplicación rápida que tiene la ventaja de no requerir un modelo geológico a priori, pero presenta el inconveniente de manejar un índice

estructural a establecer previamente, y que influye de manera clara en las determinaciones de profundidad obtenidas. Es por ello que en general los resultados son ambiguos, ya que: 1) los límites obtenidos para las fuentes de las anomalías pueden ser menos claros que en el mapa magnético original (aunque algunos contactos suelen venir muy bien definidos por este método, como se observa más abajo, v.g. en las Fms. de Jerez, de anfibolitas, y el complejo de Valencia del Ventoso), y 2) las soluciones de profundidad pueden presentar agrupaciones inconsistentes con variaciones exageradas; el uso exclusivo de profundidades de Euler es arriesgado, por lo que conviene manejar referencias ya gráficas, ya procedentes de modelos cuantitativos (Gunn *et al*, 1997). En el **Anexo 8** se ofrecen algunas consideraciones adicionales sobre la práctica de la deconvolución.

En la **figura 38** se representan los resultados de la deconvolución de Euler, para un índice n=1, y una ventana de inversión de 3 km (15 celdas de la malla, de 200 m, de campo magnético, total). Dado que la geología general del área es probablemente mejor descrita por diques y láminas extensas de buzamiento variable, las soluciones para el índice n=1 deberían ser las más fiables. La chimenea vertical (n=2) y la esfera (n=3) no son apriori modelos realistas dentro del área de estudio, desde el punto de vista regional.

Como era de esperar en un área de gran actividad magnética con gradientes altos, la mayor parte de las fuentes son interpretadas próximas a la superficie: el 36% de las soluciones proporcionan profundidades inferiores a los 250 m, y el 43% entre 250 y 500 m.

Como se ha descrito en el apartado anterior, los tres ejes anómalos principales proporcionan abundantes determinaciones de Euler, en general someras: v.g., todas las soluciones de las mitades más occidentales de los afloramientos en espilitas y Fm. Bodonal (< 250 m). No obstante, existen diferentes tramos estructurales en las espilitas, algunos bajo cobertera cámbrica, a profundidades en general crecientes al SE (hasta del orden del kilómetro), tramos que, como se ha mencionado, sirven para delinear parte de las principales discontinuidades del Antiforme. La prolongación hacia el SE de la Fm. Bodonal bajo la Serie Negra (4) y el granito del Castillo (52) en la hoja 897 da una indicación mínima del espesor de éstos en el borde Sur de la hoja (entre 1 y 1.5 km; el granito del Castillo no puede estar tan enraizado como las intrusiones de la hoja 875 puesto que no marca un mínimo importante de gravedad). En el centro de la misma hoja 897, el conjunto de soluciones arroja un valor medio de 1.1 km: deben

ser considerados resultados intrasedimentarios (¿cuarcitas negras, volcanitas?), sin relación con el espesor total de la sucesión. En cuanto al eje del borde NE del Antiforme, la estructura mejor delineada por las soluciones de Euler corresponde al domino de Cabeza Gorda, como se ha señalado más arriba: la interferencia de anomalías es importante, lo que produce grandes variaciones en las profundidades obtenidas.

Aparte de los tres ejes principales de anomalías, existen contactos bien delimitados, como por ejemplo los cabalgamientos de la Fm. De Jerez (27) sobre la Unidad de Cumbres (26) en la hoja 896, o el límite SO de la anfibolitas de Montemolín (3). En cambio existen pocas indicaciones de profundidad del Cabalgamiento de Monesterio, que ya se indicó que era una estructura de ambigua interpretación magnética.

Respecto a rocas ígneas, los resultados más fiables ocurren sobre Valencia del Ventoso (90): v.g., en su mitad Sur el promedio de profundidades varía entre unos 400 y 625 m (**figura 38**), en su mitad Norte se encuentran determinaciones más profundas (0.5-1 km), lo que está en buen acuerdo con su modelización gravimétrica y magnética 2D como veremos (apartado 6.2.2, **figuras 65**, **66**). Brovales (91) es un cuerpo menos potente: sus anomalías centrales representan una profundidad de unos 550 m, también del orden de la que indican sus modelos gravimétricos (apartado 6.3.2, **figura 76**). Este complejo granodiorítico debe ser ligeramente más denso que las pizarras y esquistos en los que encaja, aún así su casi imperceptible señal gravimétrica tendría que ser algo mayor si su desarrollo volumétrico fuera importante. Las anomalías internas de Sta. Olalla (93) son aún más someras (250 m), si bien en su límite Sur ocurren soluciones más profundas (1 km); puede tratarse de un lacolito de potencia similar a la de Valencia del Ventoso (90).

También es posible obtener, en base a fuentes magnéticas subyacentes (**figura 38**), estimaciones de espesor de granitos paramagnéticos como Pallares (32, unos 800 m de promedio, borde Sur), Sierra Padrona (50; unos 1200 m de promedio), y Castillo (52; también 1200 m de promedio); ninguno de los cuales produce mínimos de gravedad importantes.

Este desarrollo intermedio, apenas kilométrico, de los granitoides prehercínicos (Pallares, S. Padrona, Hoya Sta. María, Castillo) y de la tonalita de Culebrín podría ser verificado

cuando se disponga de datos gravimétricos de más detalle en el extremo SE del área de estudio. En cambio, este no es el caso de La Bazana (85), que debe ser un cuerpo varias veces kilométrico por el mínimo de gravedad que origina (Galadí-Enriquez *et al*, 2000).

Los gabros ferromagnéticos (Valera 73, Fregenal 74, Jerez 76, Sirgada 77,) apenas si ofrecen soluciones de Euler lo que de nuevo indica la falta de entidad de sus anomalías magnéticas (para una ventana de deconvolución de 3 km). Ya se ha indicado la escasa magnitud de estos cuerpos de acuerdo con el mapa de Bouguer. Algunas soluciones dispersas dan para el gabro de Fregenal 230 m de promedio en su parte central-Sur (**figura 38**). De los gabros paramagnéticos más importantes (Pintado 70, Aguablanca 71) no se dispone de una gravimetría de calidad. En el entorno de Aguablanca, las soluciones de Euler, ya sean provenientes de la mineralización o de la Fm. Carbonatada adyacente, arrojan 300 m de promedio de profundidad (**figura 38**).

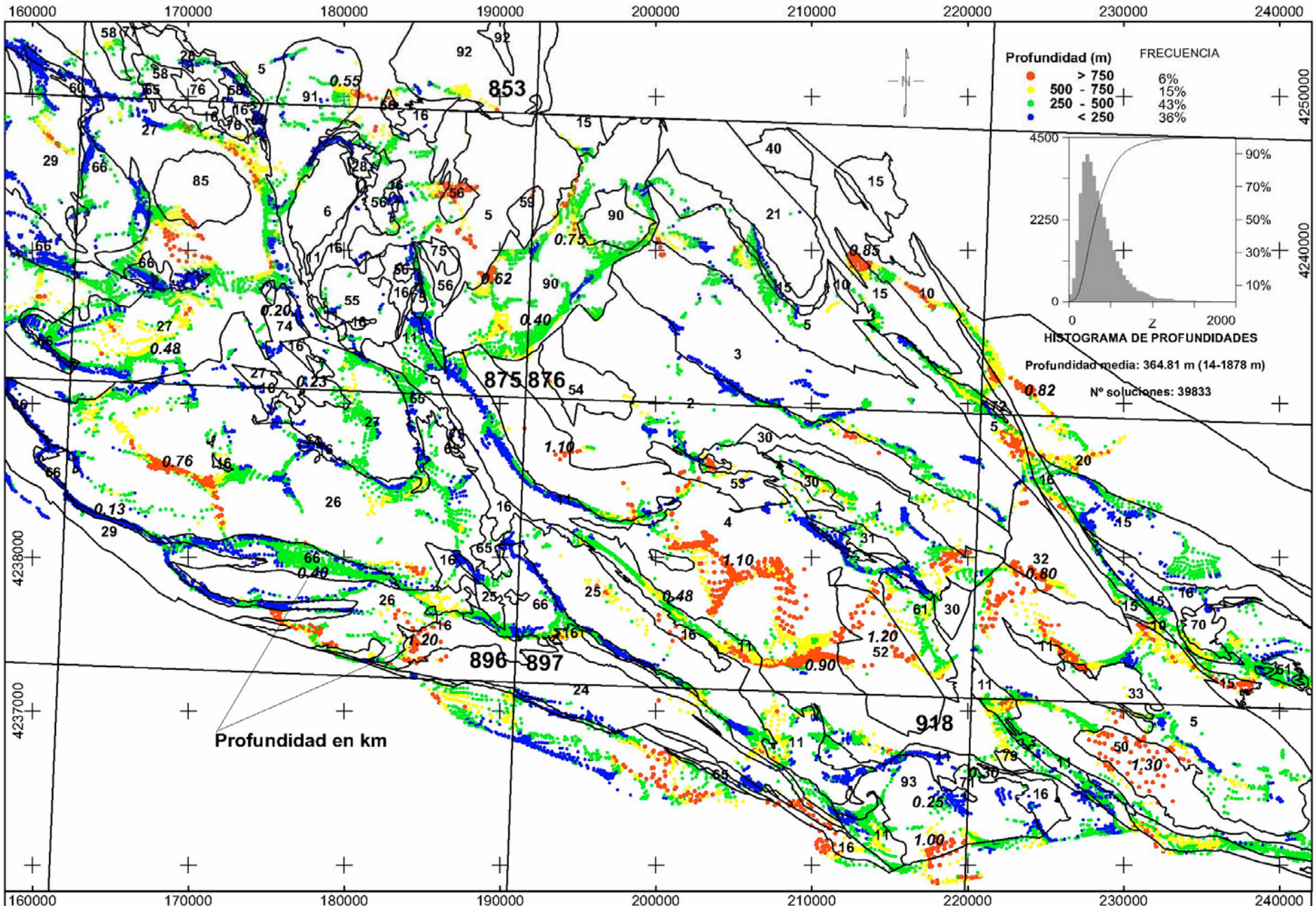


Figura 38. Deconvolución de Euler. Índice estructural igual a 1. Zona central del Antiforme de Monesterio.

4.3. IMÁGENES DE POTASIO, TORIO Y URANIO

4.3.1. POTASIO

El rango de este elemento (datos en malla) está comprendido entre 0 y 10.47% con una media del 3%. Las respuestas más altas (> 3.5%) en potasio se dan en rocas ígneas ácidas y ciertas unidades metasedimentarias (**figura 39**). Respecto a las primeras, destacan en la imagen de K el granito del Castillo (52), más extenso a expensas de la tonalita de Culebrín (86) de lo que la cartografía indica, la granodiorita de Pallares (32), los leucogranitos (30) del núcleo migmatítico de Monesterio, y los granitos de Calera (53. Parte Oeste), la Tablada (54) y Bazana (85).

Entre las rocas ígneas del Antiforme de Monesterio y las metasedimentarias del flanco SO, por la Formación Bodonal (11) discurre un eje de máximos de K muy homogéneo en la hoja 897. Sin embargo, fuera de esta hoja, tanto al NO como al SE, existen importantes disminuciones de los contenidos de este elemento. De las dos unidades cartográficas que se suelen distinguir en esta formación, las tobas riolíticas siempre dan respuestas elevadas de K, cosa que no ocurre con las cineritas. En el extremo SE, al NE del macizo de Sta Olalla (93), parece darse una cierta discrepancia entre la cartografía geológica y la imagen de K, con valores demasiado bajos para corresponder a la Fm. Bodonal, así como en los afloramientos de la misma en la hoja 898, al Este del granito del Castillo (52).

Respecto a las rocas metasedimentarias, ocurren tonos intensos en parte de las unidades cámbricas detríticas del flanco SO del Antiforme en las hojas 896 y 897: unidades de Arroyomolinos (25) y de Cumbres (26), pero sólo al Sur de la falla de Cumbres (línea que separa los dos sectores de esta unidad en la hoja 896, **figura 39**). Obsérvese en la **figura 39** que al Norte de la falla citada, a pesar de que en la columna Magna de la unidad de Cumbres los tramos serían idénticos, existe un contenido creciente en potasio desde valores bajos en la base (alternancia de Cumbres), hacia el techo (pizarras versicolores), culminando con los mínimos de las areniscas y espilitas (la estructura es de pliegues tumbados isoclinales con interferencias de cabezas buzantes, en la que iríamos ascendiendo en un flanco inverso desde la base citada baja en potasio). En la Fm. detrítica de Jerez (27), el comportamiento del potasio (con valores en general más elevados) es similar pero en sentido de aumento E-O ó SE-NO, que debe ser la respuesta al incremento del material

detrítico fino en las direcciones citadas, frente al material más grauváquico con inclusiones volcánicas bimodales pobres en potasio de las áreas más orientales.

En todo caso, tanto la Unidad de Cumbres (26) como la Fm. Detrítica de Jerez (27), pueden ser consideradas globalmente como zonas intermedias de potasio, con un probable patrón de enriquecimiento en este elemento hacia el techo de ambas formaciones.
En el flanco NE del Antiforme los máximos aparecen en el Cámbrico inferior de la hoja 898 (zona del Pintado y capas de Benalija 20). La Fm. Torreárboles (15) da tonos intermedio-altos de potasio, como la Formación carbonatada de este flanco. En todo esta área existe una estructuración de K no discernible a escala de la síntesis geológica empleada en este estudio.

Otras zonas que podrían ser incluidas en la categoría de intermedias en potasio, son amplias áreas de la Serie Negra. Así, aparecen valores medios de K en los tramos de techo de la Fm. Montemolín (2. Se trata de metagrauvacas cuarzosas, esquistos biotíticos, y cuarcitas negras; las zonas más altas en K deben corresponder a los segundos); mientras que en la Fm. Tentudía (4) los tonos más altos ocurren en la hoja 897 entre los afloramientos de la Fm. Bodonal (11) y el granito del Castillo (52), donde las grauvacas son volcano-derivadas. En la esquina SO de la hoja 898 pueden existir problemas cartográficos, de forma que los máximos de K pueden corresponder a la Fm. Bodonal, en vez de a la Serie Negra indiferenciada 5, lo que, como se ha indicado más arriba, concuerda con la discrepancia registrada en el mapa magnético reducido al polo.

También tendrían esta consideración de zonas intermedias de K buena parte de los complejos "granodioríticos" de Brovales (91) y Valencia del Ventoso (92), aunque dichos cuerpos presentan contrastes potásicos importantes según directrices circulares (como veremos en su estudio de detalle, se trata de stocks altamente zonados por hibridación de un magma ácido y otro básico, de modo que la zonas bajas en K indicarían sus partes más básicas). Respecto a los otros complejos hercínicos, el "tonalítico" de Sta. Olalla (93) da respuestas inferiores en K a las de los anteriores, lo mismo que el "diorítico" de Burguillos (92).

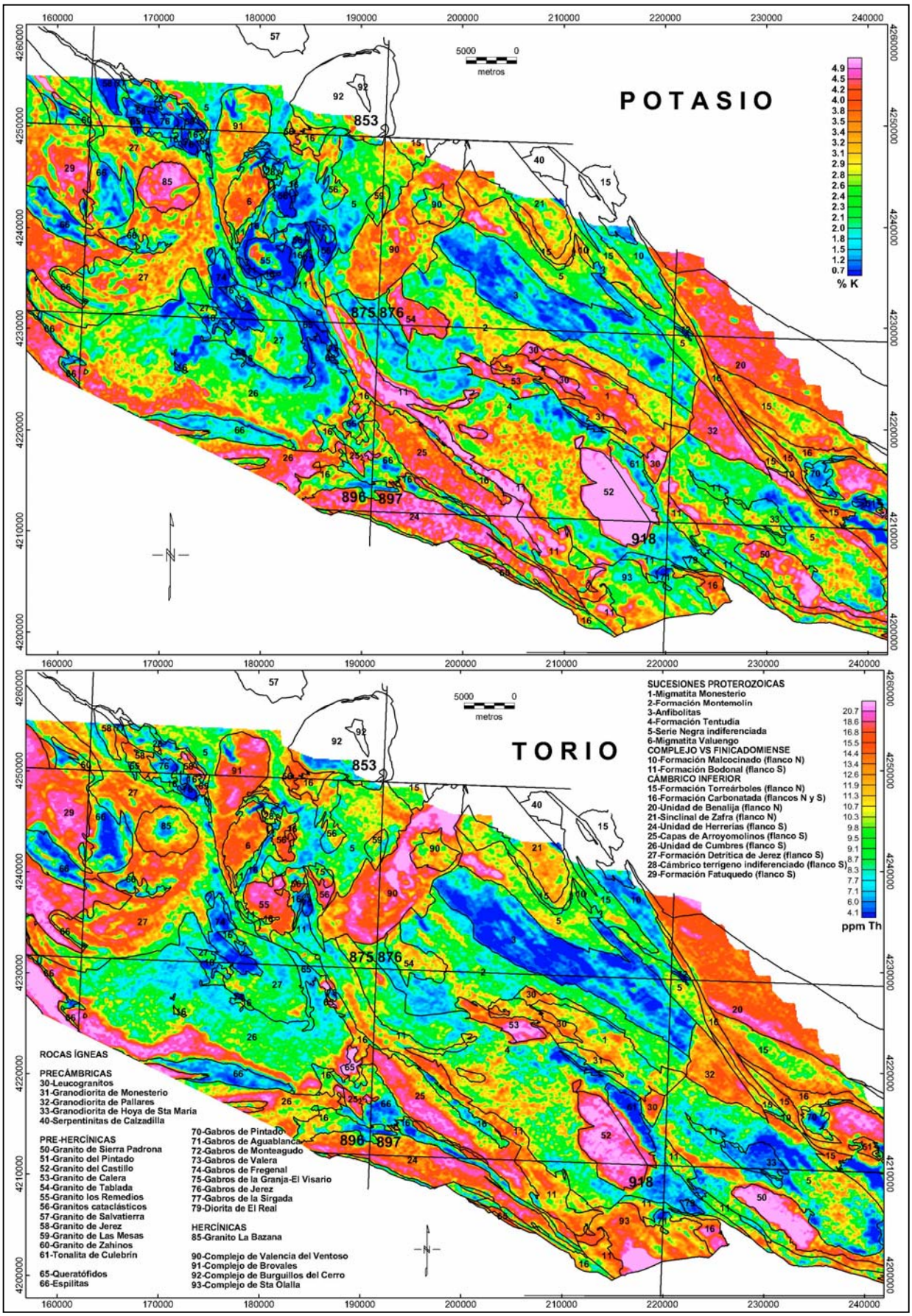


Figura 39. Imágenes de potasio (arriba) y torio (abajo) del sector central del Antiforme de Monesterio

Por último, los mínimos de potasio (K<1.5 %) cartografían con precisión las espilitas de Umbría-Pipeta (66); la Fm. Carbonatada (16) en el flanco SO; la Fm. Malcocinado (10); y las anfibolitas de Montemolín (3). Se trata de mínimos con algunas zonas intermedias, lo que significa que el componente metasedimentario terrígeno está presente en todas estas formaciones. Mínimos de potasio aún más netos aparecen en los gabros (Jerez 76, Fregenal 74, Granja y Visario 75, Aguablanca 71, y Pintado 70), y las tobas queratofídicas (65; más extensas en la esquina NE de la hoja 896 de lo que la cartografía Magna representa). Ocurre lo mismo en las probables contrapartes intrusivas de estas últimas volcanitas queratofídicas, que son francamente pobres en K: granitos del Pintado (51), de Jerez (58) y de los Remedios (55, si bien este último exhibe una zonación central alta en K) que tienen carácter trondjemítico (como ya se ha señalado en el apartado de petrofísica, son granitos cuarzo-albíticos; en las hojas Magna se les clasifica como leucotonalitas sódicas, o granitos albíticos, respectivamente).

4.3.2. TORIO

Este elemento presenta un rango (datos en malla) entre 0 y 38.14 ppm, con una media de 12.2 ppm, y una correlación positiva general con el potasio, con alguna excepción.

Destaca en el mapa del torio, por las características de la distribución de este elemento y el tipo de representación (escala de 40 tonos en imagen de igual área), la clara diferenciación entre máximos y mínimos, o de anomalías en general, lo que facilita la interpretación de este elemento **(figura 39)**. Además la correlación de los contenidos en Th respecto a la cartografía geológica de las distintas unidades de la zona de estudio es excelente.

Dentro de los máximos (Th>17 ppm), y de Sur a Norte del mapa, hay que destacar los altos valores, como ocurría con el K, de toda la unidad cartografiada como Fm. Fatuquedo (29: pizarras y areniscas). Las Capas de Arroyomolinos (25) poseen índices elevados de torio, crecientes desde una banda NE de mínimos (pizarras, areniscas y tobas en la columna Magna de este sector; como los valores de K aquí no son bajos, es probable que las pizarras predominen), a medida que ascendemos en la serie hasta su contacto con las espilitas (previo a éste la radiación de nuevo disminuye en una fina faja, de nuevo de areniscas y tobas). Algo similar ocurre con la Unidad de Cumbres (26), que como se ha citado más arriba se estructura como una serie de pliegues tumbados hacia el Sur, de modo que desde

el Norte, donde los valores de Th son bajos, las respuestas crecen mucho hacia el límite Sur con firmas de torio altas (subiendo en la serie, desde areniscas-pizarras de la alternancia de Cumbres, hasta pizarras versicolores, y cuarcitas, donde la radiactividad disminuye de nuevo). Nótese la diferencia de respuesta de las dos subunidades de la Unidad de Cumbres separadas por la falla de Cumbres, como ocurría con el K. Vemos que las respuestas de K y Th de las unidades metasedimentarias presentan tendencias similares, si bien las anomalías de Th ofrecen mayor grado de definición.

En el flanco NE la estructuración está mejor resuelta que en el caso del K: existe un claro enriquecimiento hacia el Sur (¿techo?) tanto en la Fm. Torreárboles (15) como en las Capas de Benalija (20) que son bastante radiactivas (bandas intensas alternantes de K y Th). En el sinclinal de Zafra-Fuente de Cantos (21, centro-N de la hoja 876) las calizas abundan y el Litosoma Terrígeno Superior da respuestas más bajas.

Refiriéndonos ahora a las rocas ígneas, aún en la zona Sur del mapa, hacia el Este, el cuerpo que representa la mayor anomalía homogénea de torio, al igual que de potasio, de toda la zona de estudio es el granito del Castillo (52), radiométricamente muy diferente de la tonalita de Culebrín (61): el primero de ellos con los valores más altos de toda la imagen, separado de la segunda por un contacto neto, desplazado al Este respecto al de la cartografía geológica. Al NO de este plutón, el granito de Calera (53) presenta una zonación alta en Th en su parte Este (casi complementaria de la de K, desplazada ésta hacia su parte Oeste). En la parte más septentrional del mapa aparece como máximo más importante el correspondiente al Complejo de Valencia del Ventoso (90), con varias zonas de mínimos en su interior que se asociarían a litologías más dioríticas. Brovales (91) y los Remedios (55) alcanzan, igualmente, valores elevados en Th. Respuestas radiométricas también altas son las de los granitos de Sierra Padrona (50), Pallares (32), y la Unidad de Tobas queratofídicas (65) en parte de los afloramientos de la hoja 876 (los ubicados más al Sur. En cambio todas ellas son rocas no potásicas). El Complejo de Sta Olalla (93) presenta zonaciones altas de Th de tendencia NO-SE más extensas que las de K.

La Fm. Bodonal (11; tobas y cineritas) presenta altos contenidos en torio (pero relativamente no tan grandes como los de K) en su parte central, donde las tobas (porfiroides) abundan más. Estos tonos elevados van desapareciendo según nos dirigimos

hacia el NO y SE de la formación, pasando a valores bajos en torio (igual que ocurría con el K).

En la zona noroeste del área de estudio, además de en áreas de la Fm. Detrítica de Jerez (27), numerosos cuerpos marcan valores medios de torio, como los granitos de Jerez (58), migmatitas de Valuengo (6) y el Plutón de la Bazana (85); este último muestra un núcleo de valores mínimos (zona de cuaternarios), quedando los valores medios en forma de aureola en torno a los mínimos. También da tonos medios de Th la Fm. Carbonatada (16) en el flanco NE.

Los valores mínimos del mapa de Th (Th<8 ppm) destacan tanto por su extensión como por su correspondencia con la cartografía geológica. Vienen marcados principalmente, además de cómo sería de esperar por las rocas ígneas básicas (gabros 70, 71, 72, 73, 74, 75, y 76; espilitas de la Unidad de Pipeta 66 y volcanitas de Fm. Malcocinado 10), por extensas áreas de la Serie Negra: tanto las anfibolitas (3) de Montemolín, con una directriz clara NO-SE y muy bien delimitadas cartográficamente, como la parte basal de la Fm. Montemolín (2. Esquistos con zonaciones bajas más o menos coincidentes con las intermedias de potasio, y cuarcitas negras con valores intermedios de Th y bajos de K). La Serie Negra Superior, de Tentudía (4) e indiderenciada (5), comprende valores de Th tanto mínimos como intermedios. Los mínimos de esta sucesión están situados en la parte más oriental del mapa, en el entorno del mínimo de la granodiorita de Hoya de Sta María (33), mientras que al Oeste del granito del Castillo (52), en la Fm. Tentudia (4) quedarían los valores medios. Obsérvese que en el extremo NO de la hoja 897 el Th alcanza valores intermedios, frente a los mínimos de K de este sector, es decir, no es la misma respuesta que la típica de la Fm. Tentudía ubicada también aquí según la hoja Magna.

Finalmente, son mínimos de Th gran parte de la Fm. Carbonatada (16) en el flanco SO, el área Norte (basal) de la Unidad de Cumbres (26), y la oriental de la Unidad detrítica de Jerez (27; esquistos, grauvacas y tobas). La parte Sur de la Unidad de Cumbres tiene valores máximos, como dijimos anteriormente.

4.3.3. URANIO

Aunque la imagen del uranio de la **figura 40** ofrece un aspecto más ruidoso que las imágenes del potasio y del torio, la información que ofrece es de gran interés por ser complementaria respecto a los elementos anteriormente analizados, de forma que introduce matices y diferenciaciones adicionales a las zonaciones de K y Th, como se observa en los mapas ternarios. La peculiaridad del uranio es que por su movilidad geoquímica ofrece respuestas heterogéneas sobre cualquier tipo de unidad litológica, así como menor correlación con cualquiera de los dos elementos anteriores que la que muestran éstos entre sí (v.g., obsérvese lo que ocurre con el granito del Castillo, 52, muy homogéneo tanto en K y Th, pero no en U).

En general, los máximos de uranio (U>3 ppm) se asocian a rocas ígneas ácidas, mientras que los mínimos lo hacen a rocas básicas, la Fm. Malcocinado (10), y partes más o menos dispersas de las formaciones metasedimentarias del flanco SO del Antiforme de Monesterio (unidades de Arroyomolinos, 25, Cumbres, 26, y Jerez, 27, **figura 40**). Entre las rocas ígneas ácidas los valores más altos de uranio, se alcanzan en zonas amplias del granito del Castillo (52), y los de Calera (53) (zona Este, bien correlacionado con el Th), Tablada (54, aquí la correlación se da con el K pero no con el Th), Remedios (55, aquí de nuevo con el Th, y no con el K), y de los *stocks* de Valencia del Ventoso (90) y Brovales (91); estos dos últimos son cuerpos híbridos a todas las escalas que serán analizados en detalle más adelante. El límite Sur del Complejo de Burguillos (93) cubierto por el vuelo de 1997 aparece con alguna anomalía de U (sin ninguna de Th y pocas de K). Las anomalías de U son más abundantes en la parte central-S del de Santa Olalla (93. Pero aquí las anomalías de Th abundan, mientras que las firmas de K son bajas).

También ocurren máximos de uranio, pero de extensión relativa algo más restringida, en los núcleos anatécticos de Valuengo (6) y de Monesterio (en las migmatitas 1 sobre todo; las masas de leucogranitos 30 dan respuestas variables y diferentes: un cuerpo muestra una firma muy intensa de uranio y otro bastante baja, igual que la granodiorita 31). Máximos dispersos de uranio aparecen en los extremos NO (hoja 987) y SE (hoja 917) del extenso afloramiento de Serie Negra 4 y 5 según el eje del Antiforme de Monesterio, en lo que son respuestas complementarias de las del potasio y torio que ofrecen tonos bajos o intermedio en estas áreas.

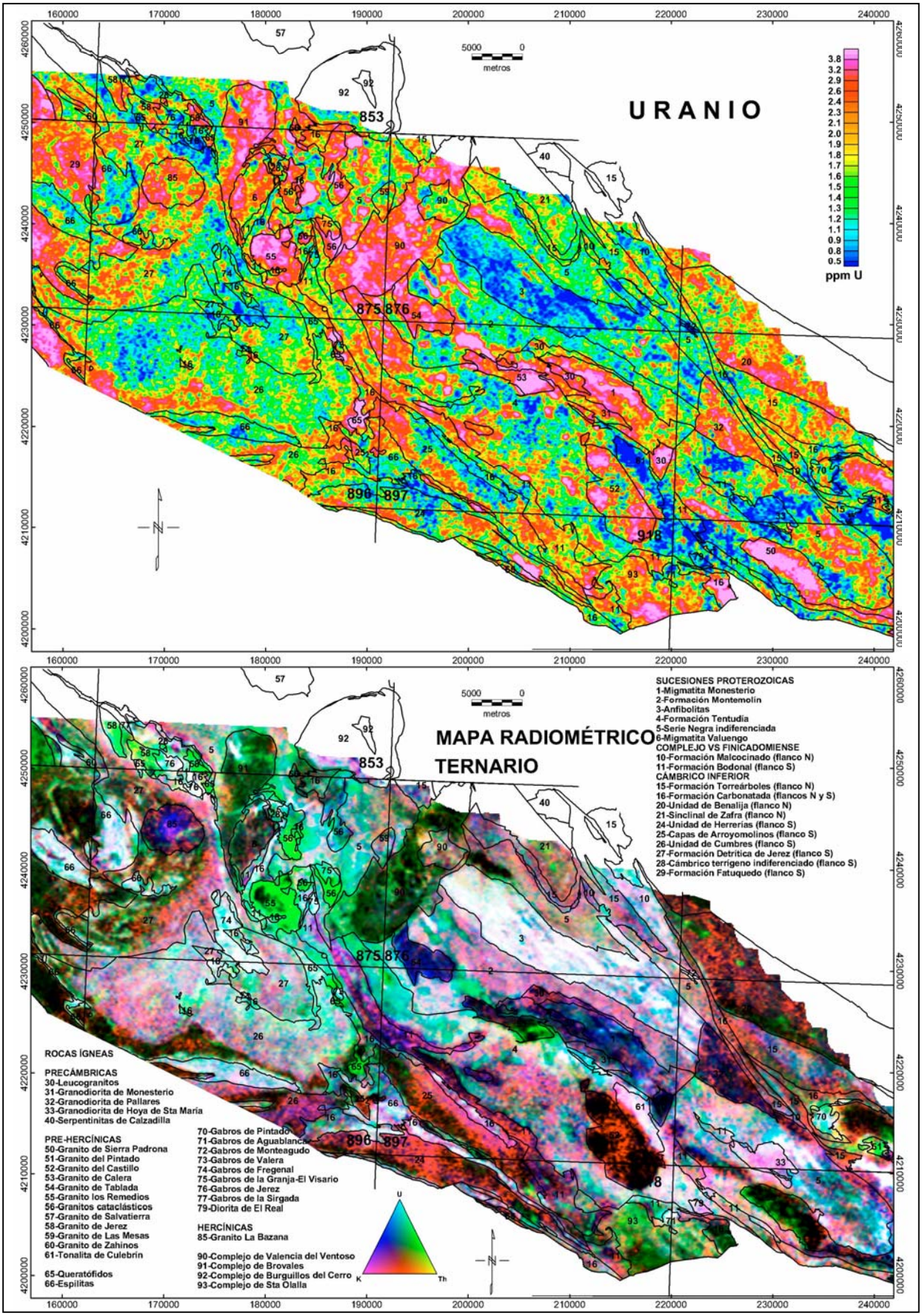


Figura 40. Imágenes de uranio (arriba) y radiométrica ternaria (abajo) del sector central del Antiforme de Monesterio

Respecto a los queratófidos dan tonos altos de uranio en los afloramientos Sur de la hoja 876, y parte del noreste de dicha hoja (zona de la mina de la Valera), y en la hoja 875 en el área de la mina de la Bilbaína. En todos estos casos son respuestas correlacionadas con las de Th en estas zonas.

Las rocas metasedimentarias del flanco SO (Unidad de Cumbres 26, Unidad de Arroyomolinos 25, y Fm. Detrítica de Jerez 27) dan firmas intermedias en la imagen de uranio, con zonaciones más complejas (ruidosas) que las del K y Th. En el flanco NE, los valores son algo más elevados en el Cámbrico detrítico del área los Gabros Pintado y el límite Sur de las capas de Benalija.

En resumen para los tres elementos, potasio, uranio y torio:

-Son máximos (K>3.5%, Th>17 ppm, U>3 ppm) los granitos no sódicos (no cuarzo-albíticos: Leucogranitos 30, Sierra Padrona 50, Castillo 52, Calera 53, Tablada 54, Bazana 85), alguna granodiorita como Pallares 32, parte de los complejos de Valencia del Ventoso, Brovales y Sta Olalla (90, 91 y 93), y las tobas riolíticas (porfiorides) de la Fm. Bodonal.

-Las unidades metasedimentarias del Cámbrico son también de máximo radiométrico en el flanco NE, mientras que en el flanco SO alcanzan más bien valores intermedios (mayor componente volcánico de baja radiación).

-Son mínimos (K<1.5%, Th<8 ppm, U<1 ppm) los gabros, anfibolitas y espilitas en general, partes de las tobas queratófidicas y de los complejos de Valencia del Ventoso (90), Brovales (91), y Sta Olalla (93), algún granitoide (Hoya de Sta. María 33, Tonalita de Culebrín 61), y amplias zonas de los metasedimentos precámbricos.

Obsérvese la sencillez de la delimitación cartográfica de máximos y mínimos en los mapas radiométricos tomados aisladamente. Más complejo es el análisis e identificación litológica de las subzonaciones cruzadas de los elementos radiactivos (máximo-máximo-máximo, máximo-máximo-mínimo, ..., zonas intermedias,..., mínimo-mínimo-mínimo) en los mapas

ternarios (**figura 40**; el mapa ternario reúne los niveles de emisión de los tres elementos radiactivos, pero se pierde la información cuantitativa que caracteriza la litología). Además, para este análisis, la síntesis geológica de trabajo es insuficiente, por lo que hay que recurrir a las columnas Magna de sectores concretos, como se ha hecho en la descripción anterior en algún caso.

Una aproximación cuantitativa al análisis e identificación litológica aludidas, con un intenso apoyo en medidas en tierra y manejo de cartografías de detalle, se realizará en el capítulo 6 para los complejos ígneos zonados de Valencia del Ventoso (90), Brovales (91) y Burguillos del Cerro (92). A continuación se presentan los datos petrofísicos de los complejos mencionados.

5. PETROFÍSICA DE TRES COMPLEJOS ÍGNEOS ZONADOS DEL ANTIFORME DE MONESTERIO

5.1. INTRODUCCIÓN

Si bien cualquier stock intrusivo suele integrar pulsos magmáticos sucesivos, en la zona central del Antiforme de Monesterio, encajando en la Serie Negra precámbrica, existen varios de ellos que son auténticos complejos policíclicos de amplio espectro litológico.

Los complejos ígneos hercínicos zonados o de intrusión múltiple del núcleo proterozoico del Antiforme que van a ser estudiados aquí son, citados de Sur a Norte (90, 91, 92 en la **figura 41**, a caballo entre las hojas 875, 876 y 853): Valencia del Ventoso, Brovales, y Burguillos del Cerro. Estos tres complejos plutónicos tienen varias características comunes:

-Su gran extensión. Valencia del Ventoso, con casi 110 km^2, y Burguillos del Cerro, con unos 80 km^2, son dos de las mayores intrusiones del Antiforme. Brovales alcanza aproximadamente los 50 km^2.

-Su edad: hercínico-temprana en el caso de Valencia del Ventoso (339 Ma) y Burguillos (328 Ma), más tardía en el caso de Brovales (305 Ma. Resultadosos de Pons, 1982. Método K/Ar. Nótese que estos datos son controvertidos al tratarse de edades de enfriamiento de plutones politípicos).

-Sus relaciones espacio-temporales con el encajante. Los tres complejos intruyen en sedimentos grauváquico-pelíticos precámbricos flanqueados por el litosoma terrígeno y carbonatado del Cámbrico Inferior (**figura 41**).

-Su disposición geométrica. Los tres son de ubicación muy próxima, delineando una geometría en círculo a ambos lados de un eje de inflexión de todo el núcleo precámbrico del Antiforme (**figura 41**).

-Su emplazamiento sintectónico. Las relaciones de paralelismo entre las estructuras planares de los plutones y la esquistosidad del encajante se interpretan como el resultado de la interferencia entre un campo de esfuerzos local, debido a la intrusión de aquéllos, y el campo regional coetáneo de su emplazamiento (Pons, 1982).

-Su amplio abanico litológico (politípicos y poliintrusivos), que cubre desde gabros a granitos, de estructura zonada, todo ello bien documentado en publicaciones y tesis.

-Su carácter anómalo (consecuencia de lo anterior) desde el punto de vista de los métodos geofísicos de trabajo. Son muy magnéticos (**figura 42**), muestran fuertes anomalías de gravedad (Burguillos y Valencia del Ventoso, **figura 43**), y exhiben zonaciones radiométricas muy diversas (**figura 44**).

-En todos ellos existen (o han existido) numerosas explotaciones de rocas industriales (y mineras en los casos de Brovales y Burguillos).

Todos estos aspectos implican que el análisis petrofísico de estos complejos requiera un muestreo más detallado del que se ha efectuado para el resto de rocas del Antiforme y que ha sido de un ejemplar cada 4-5 km^2. En total se han tomado 266 muestras (**tabla XVII**) en unos 250 Km^2, es decir, aproximadamente una por km^2. Además, las determinaciones espectrométricas y de magnetización remanente se han ceñido en mucha mayor medida a ellos (149 de las 267 medidas en el primer caso, y 99 de 234 en el segundo).

INTRUSIÓN (código según figura 41)	**Nº**	**LITOLOGÍAS**	**HOJAS**
90.Complejo de Valencia del Ventoso	102	22 granitos, 25 granodioritas, 24 tonalitas, 30 dioritas, 1 gabro	875-876
91.Complejo de Brovales	53	12 granitos, 21 granodioritas, 16 tonalitas, 4 gabros	853-875
92.Complejo de Burguillos del Cerro	111	20 granitos, 10 granodioritas, 15 tonalitas, 37 dioritas, 29 gabros	853-854
TOTAL	**266**	54 granitos, 56 granodioritas, 55 tonalitas, 67 dioritas, 34 gabros	

Tabla XVII. **Distribución de muestras de tres complejos zonados del Antiforme de Monesterio**

Una descripción de la metodología, flujo de datos e instrumentación usada para las determinaciones de petrofísica (densidades, susceptibilidades magnéticas, y magnetización remanente sobre muestras de roca, y medición in situ de radiación gamma natural con espectrómetro de mano) se ha incluído en el capítulo 3 de este trabajo. Un listado de resultados se da en el **Anexo 9**.

Las características petrológicas y cartográficas de los complejos ígneos hercínicos analizados se encuentran documentadas en los planos y memorias de las hojas del mapa geológico nacional escala 1:50.000 en donde se ubican (Valencia del Ventoso en la hojas 875 y 876, Brovales entre las número 853 y 875, y Burguillos del Cerro en la 853; **figura 41**), en publicaciones y en tesis (Pons, 1982; García Casquero, 1991; Oleaga *et al*, 1999), y más recientemente, en Quesada *et al*, 2002. Todos estos datos se resumen en el próximo apartado 5.2. Los informes petrográficos que, extractados, se incorporan a los 4 próximos apartados de este trabajo, 5.2 a 5.5, han sido realizados por dos petrólogos del IGME de amplia experiencia, Sres. D. Lucas Amado Cueto Pascual y D. Félix Bellido Mulas, ya mencionados en 3.2.3.

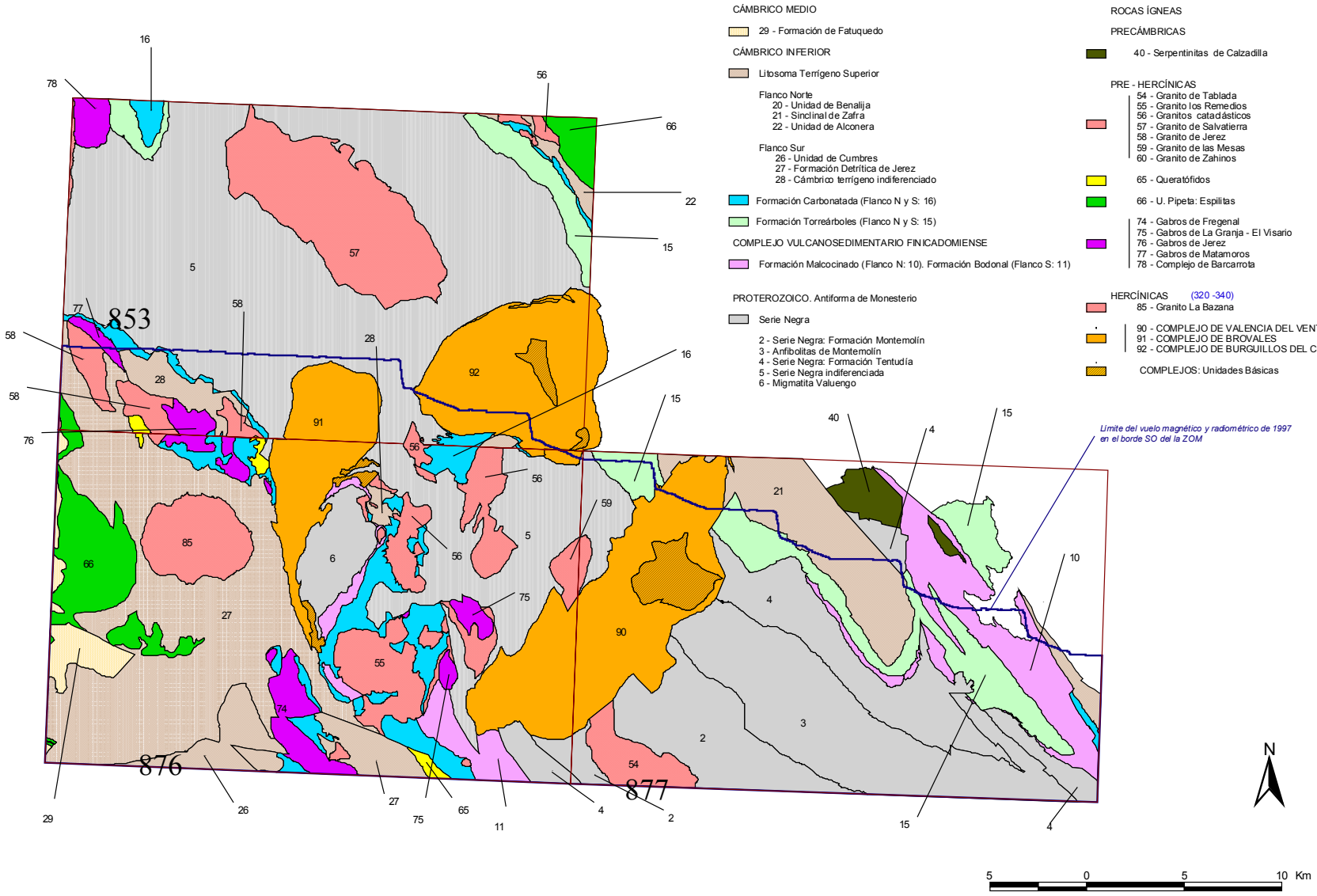


Figura 41. Síntesis Magna del Antiforme de Monesterio. Área de los Complejos Ígneos Zonados de Valencia del Ventoso, Brovales, y Burguillos del Cerro

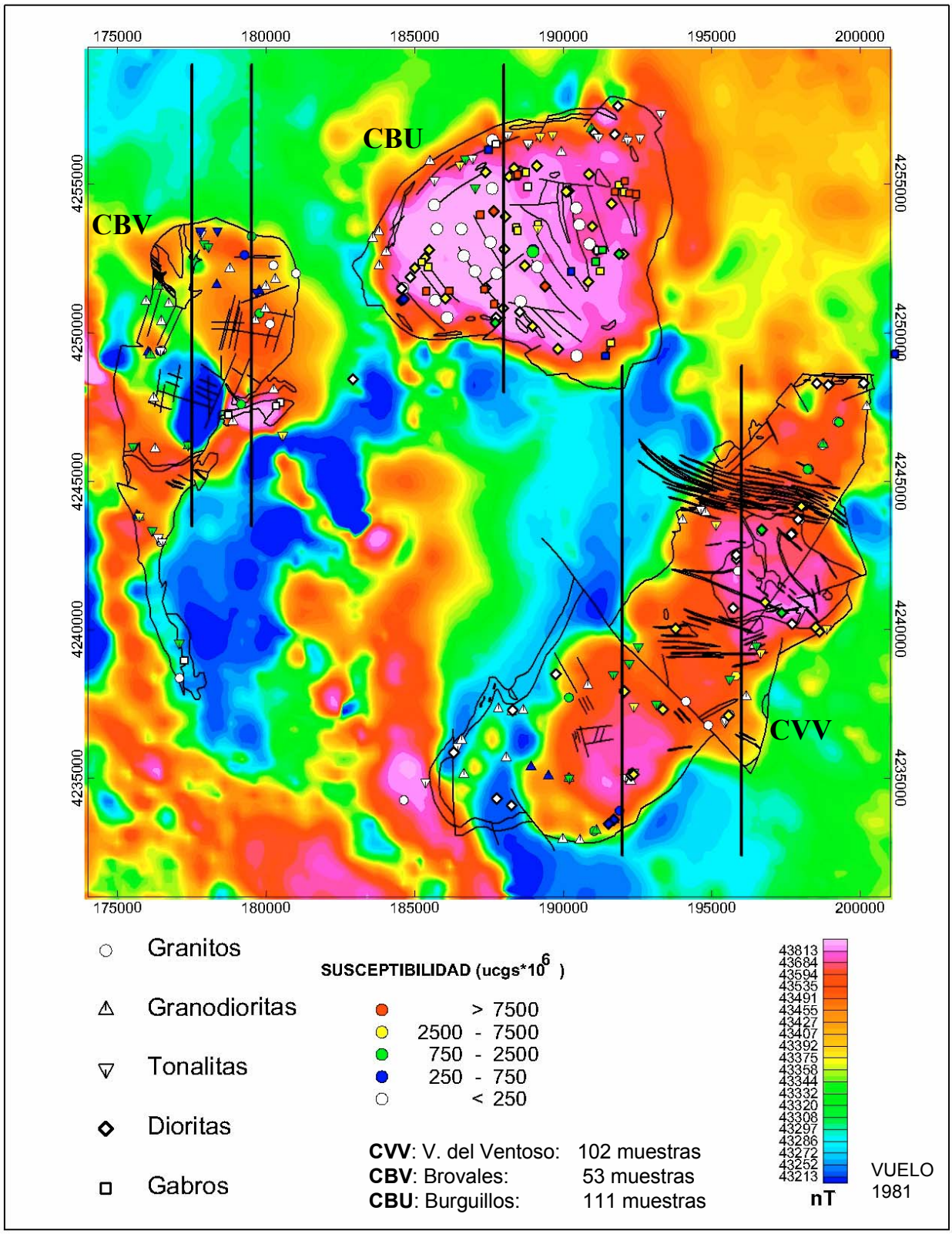


Figura 42. Susceptibilidad de las muestras de los Complejos ígneos zonados. Base cartográfica: Magna completo sobre campo magnético reducido al polo. Se indica la posición de los perfiles de campo potencial modelados

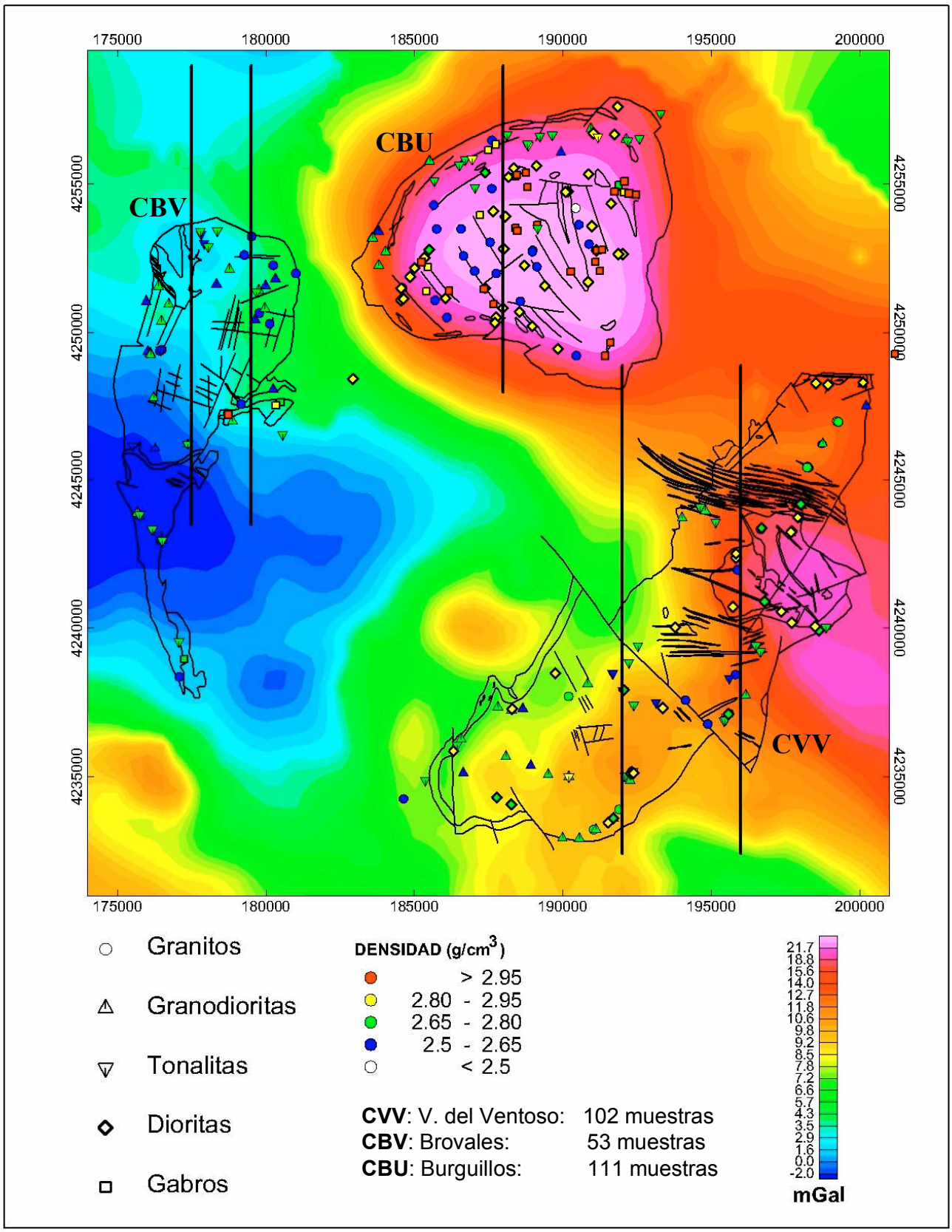


Figura 43. Densidad de las muestras de los Complejos ígneos zonados. Base cartográfica: Magna completo sobre anomalías de Bouguer. Se indica la posición de los perfiles de campo potencial modelados

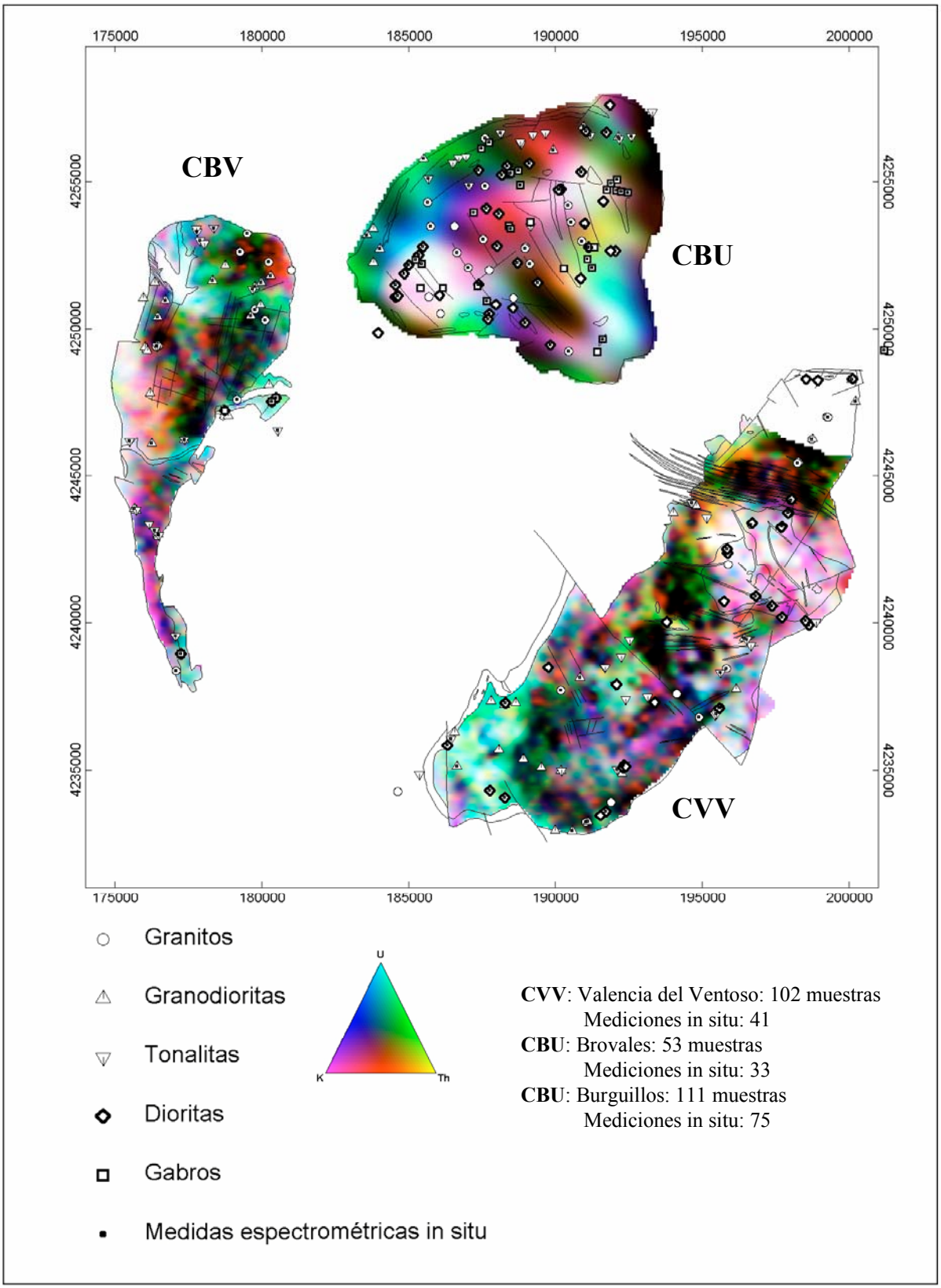


Figura 44. Mapa ternario de los Complejos ígneos zonados con posición de las muestras medidas "in situ" (GR-320). Base cartográfica: Magna completo

5.2. DATOS PETROLÓGICOS Y CARTOGRÁFICOS DE PARTIDA

5.2.1. COMPLEJO DE VALENCIA DEL VENTOSO

El Macizo de Valencia del Ventoso es un cuerpo intrusivo que se encuentra entre las hojas del MTN a escala 1:50.000 Nº 875 (Jerez de los Caballeros), Nº 876 (Fuente de Cantos) y Nº 854 (Zafra. **Figura 41**). Forma parte de un conjunto ígneo junto con los plutones de Burguillos del Cerro, Brovales y otras intrusiones de menor entidad. Toma su nombre de la población de Valencia del Ventoso que se sitúa en su zona central-Norte, y su afloramiento tiene una extensión aproximada de 110 km^2 y una forma elíptica algo irregular, encontrándose compartimentado y desplazado por algunas fracturas mayores, con dirección N-135º-E. Su eje mayor tiene una longitud de 20 km y una dirección N-30º-E. Se ubica en el núcleo del anticlinorio de Olivenza-Monesterio e intruye metasedimentos de edad proterozoica de la Serie Negra (sucesiones de Tentudía y Montemolín), metasedimentos de edad cámbrica inferior de la Unidad de Zafra, el plutón granítico de dos micas de La Tablada, y finalmente, algún cuerpo de granitos albíticos cataclásticos prehercínicos de escasa importancia.

La composición petrológica de este plutón es de carácter complejo, encontrándose una apreciable variedad de tipos de roca que incluso se manifiesta a nivel de un mismo afloramiento. El espectro composicional abarca desde rocas gabrodioríticas a graníticas con toda una serie de tipos intermedios. La zona con mayor extensión de afloramiento de rocas básicas e intermedias, de grano fino-medio, se localiza en el sector centro-Norte del macizo, en las inmediaciones de Valencia del Ventoso. Otras zonas del macizo en las que también predominan las rocas básicas e intermedias se localizan en el extremo Norte del plutón y apuntamientos de Medina de las Torres, así como en el extremo SO del mismo, constituyendo una masa que se corresponde con el Macizo del Cortijo del Pozuelo de Pons (1982, **figura 45**). Con frecuencia gran parte de los afloramientos de rocas intermedias y básicas están fuertemente meteorizados, y en ellos, las rocas más frescas se encuentran en forma de pequeños bolos aislados o empastados en una matriz terrosa de color rojizo o pardo oscuro que procede de la alteración de estas rocas.

Las rocas más ácidas del plutón corresponden un conjunto cuyo rango se extiende desde sienogranitos y monzogranitos hasta granodioritas biotítico-anfibólicas, que tienen tamaño de grano grueso o medio grueso. La proporción entre anfíbol y biotita es variable,

predominando el primero en las rocas tonalíticas y granodioríticas mas oscuras. Las morfologías asociadas a estas facies más ácidas del plutón son con frecuencia de berrocal con grandes bolos y bloques redondeados y la meteorización puede ser importante con extensas zonas lehmificadas. Afloramientos extensos de estas rocas se encuentran según toda la mitad Oeste del plutón al Norte y al Sur de su masa básica central. En la zona meridional, a pesar del predominio de rocas ácidas, afloran con frecuencia masas básicas, intermedias e híbridas de distinta magnitud.

Es importante destacar que en las rocas ácidas es relativamente frecuente la presencia de enclaves microgranudos oscuros de composiciones tonalíticas y cuarzodiotíticas. En las zonas de tránsito entre los afloramientos básicos y los ácidos se observan relaciones de mezcla y enclavamiento que corresponden a contactos entre magmas no consolidados. Así, se encuentran abundantes enclaves y masas irregulares con contornos lobulados complejos o elipsoidales de cuarzodioritas y dioritas anfibólico biotíticas, grises oscuras, de grano medio a fino, en monzogranitos y granodioritas de colores más claros y de grano más grueso, en las que la biotita predomina sobre el anfíbol. También los tipos ácidos pueden aparecer en forma de diques irregulares o enclaves en las rocas básicas. A veces, se encuentran en estas zonas masas con bandeados irregulares que corresponden a heterogeneidades de mezcla de magmas, deformadas por los movimientos del flujo magmático. Todo este tipo de relaciones se encuentra muy bien desarrollado en las canteras situadas en la zona Sur del macizo. En el contacto oriental del macizo en esta zona Sur se observan con relativa frecuencia foliaciones y orientaciones de flujo magmático con altos buzamientos y direcciones que oscilan entre N-60º-E y N-80º-E.

Por último, son bastante frecuentes los diques de leucogranitos de grano fino y muy fino y de felsitas afaníticas de colores crema, rosáceos o rojizos, que constiuyen un entramado filoniano con direcciones predominantes comprendidas entre N-80º-E y N-100º-E, que es especialmente denso en la mitad Norte del mismo, entre Valencia del Ventoso y Medina de las Torres (**figura 45**). Estos diques pueden tener varios metros de potencia y aunque cortan a las rocas plutónicas, en algún caso se han encontrado en ellas enclaves de felsitas muy similares a las de estos diques, lo que parece indicar que pueden ser relativamente contemporáneos con el emplazamiento de parte del Complejo plutónico y relacionado con la actividad ígnea del mismo.

En resumen: 1) la facies básica corresponde a dioritas, monzodioritas y tonalitas anfibólico-biotíticas, aunque con carácter restringido hay variedades más básicas de composición gabroidea en relación con el afloramiento septentrional de Medina de las Torres, 2) la facies ácida del macizo engloba monzogranitos y granodioritas biotítico-anfibólicas, de grano grueso a medio grueso, siendo de características mucho más homogéneas que la facies básica y con mayor extensión de afloramiento que ésta, y 3) buena parte de las rocas del conjunto básico se encuentran como enclaves y megaenclaves de diversa magnitud, o formando parte de un sistema complejo de mezcla magmática con el conjunto ácido.

Existen varias cartografías disponibles del complejo de Valencia del Ventoso.

Garrote Ruiz *et al* (1983, pags. 39-41), diferencian (**figuras 41**, con la cartografía Magna simplificada, sintética, y **42,** con la cartografía Magna completa) un conjunto "*circular*" diorítico/monzodiorítico de grano fino en la mitad Norte del macizo (con andesina-labrador, anfíbol y biotita como minerales principales; entre los opacos existe ilmenita, circón, esfena y apatito), bastante alterado (suelos potentes), del resto del stock, que consideran granodioritas y tonalitas hornbléndicas (andesina, cuarzo, feldespato potásico, biotita, anfíbol) de grano medio a grueso.

Pons (1982) distingue en Valencia del Ventoso una unidad central (**figura 45**), que constituye su parte principal, y que intruye sobre un pequeño cuerpo de gabros situado en el extremo septentrional (Macizo de Medina de las Torres) y sobre una masa monzodiorítica que se localiza en el extremo Suroccidental (Macizo del Cortijo del Pozuelo). Este autor define en la unidad central una zonación asimétrica constituída por la presencia de un núcleo básico de composición diorítica, que está rodeado parcialmente por una zona intermedia monzodiorítica y una externa, granítica-granodiorítica. Se trataría de un esquema zonado cuasi-concéntrico, inverso (ácido en la periferia, básico en el centro), de afinidad calcoalcalina.

Por último, Oleaga *et al* (1999), revisando el esquema de Pons (1982), distinguen (**figura 45**) una unidad diorítica acumulativa (gabros de los extremos NE y SO por un lado, y dioritas más monzodioritas centrales sin separar por otro; centrales en el sentido de Pons),

de una unidad granítica que intruye a la anterior, y con la que se encuentra muy imbricada (figura citada). En la cartografía de Oleaga los gabros del SO son una novedad, y de nuevo, como en el mapa Magna, dioritas y monzodioritas son inseparables, ocupando una mayor extensión en el plutón; en particular, es preciso destacar que, dentro de la creciente complejidad que los autores sucesivos otorgan al complejo de Valencia del Ventoso, algunas de las anomalías magnéticas más importantes ocurren sobre la banda S-SE de dioritas y monzodioritas de Oleaga *et al* (1999), que en parte no habían sido identificadas como tales por los autores anteriores.

En resumen, el núcleo básico de la unidad central de Pons (1982) corresponde a grandes rasgos con el delimitado en la cartografía de la hoja Magna de Fuente de Cantos y en la de Oleaga *et al* (1999), pero en las distintas cartografías del resto de la unidad central existen apreciables diferencias, que son causadas, según los casos, por idealizaciones o simplificaciones excesivas de la complejidad existente. Esta complejidad es debida al desmembramiento de los materiales básicos e intermedios por las intrusiones monzo-granodioríticas en las que los cuerpos básicos constituyen megaenclaves y masas híbridas complejas. En realidad, las descripciones de los diversos autores implican esquemas cartográficos muy imbricados de dioritas, monzodioritas y tonalitas con granodioritas y granitos, donde la separación de rocas ácidas y básicas resulta difícil, viéndose facilitada por los trabajos geofísicos que estamos describiendo.

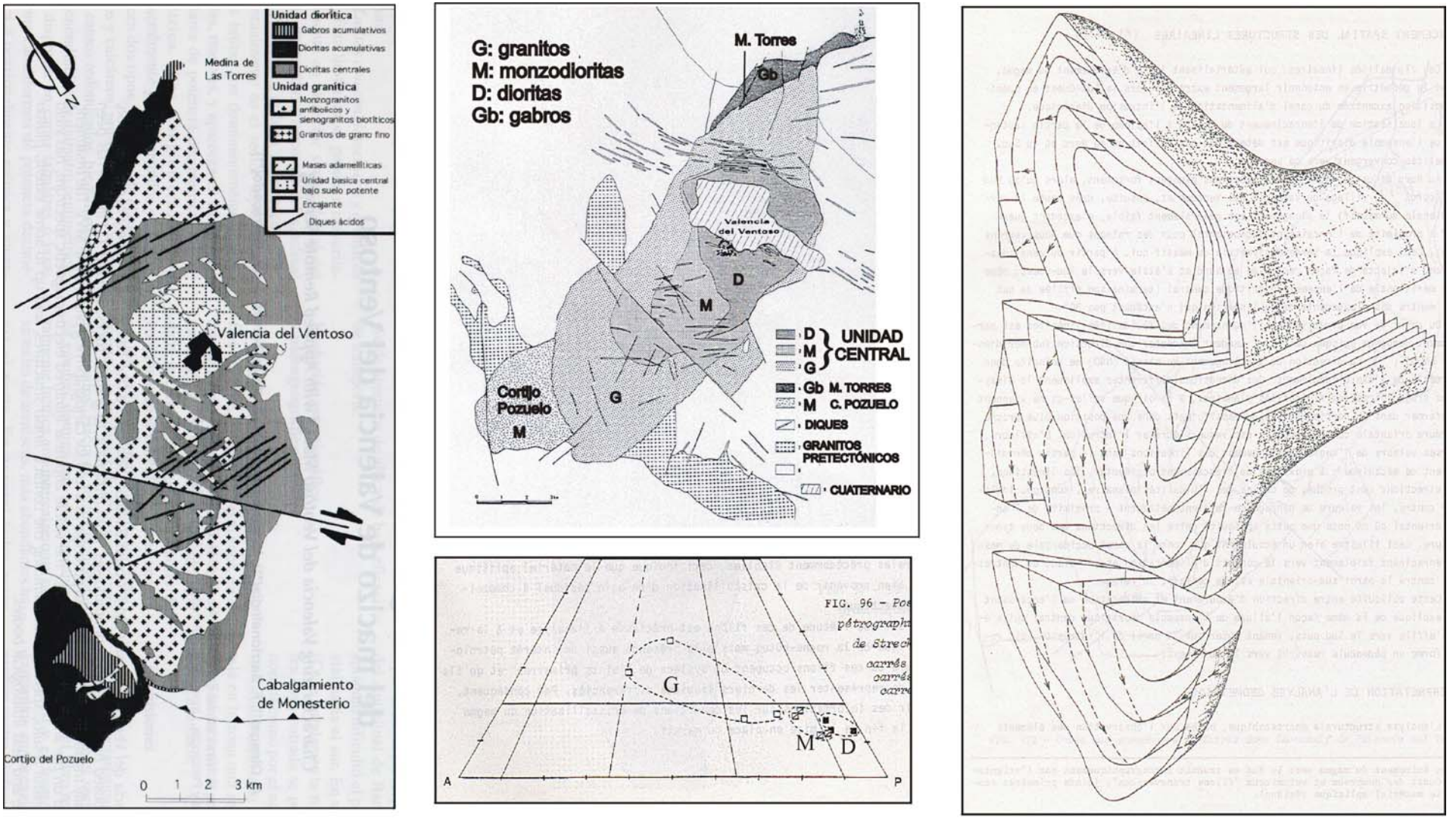


Figura 45. *Cartografías de J. Pons, 1982 (centro y derecha), y Oleaga et al., 1999 (izquierda), del Complejo de Valencia del Ventoso.*

5.2.2. COMPLEJO DE BROVALES

Este macizo plutónico se encuentra en la provincia de Badajoz, entre las hojas Nº 853 (Burguillos del Cerro) y Nº 875 (Jerez de Los Caballeros), y toma su nombre del pueblo de Brovales, ubicado en la zona septentrional del mismo. Su afloramiento tiene forma de pera, con una superficie aproximada de 50 km^2, y una longitud Norte-Sur de 15 km. Intruye discordantemente en metasedimentos precámbricos (esquistos, pizarras y grauvacas de la Serie Negra) y del Cámbrico Inferior (Fm. Carbonatada, esquistos de Jerez) del Antiforme de Olivenza-Monesterio. Produce metamorfismo de contacto con blastesis de cordierita en los materiales pelíticos y una skarnificación con mineralizaciones de hierro sobre las calizas del Cámbrico (minas de San Guillermo y de Santa Justa).

Se trata de un cuerpo plutónico relativamente complejo, constituido por un conjunto litológico cuya composición fluctúa entre tonalitas y granitos. De acuerdo tanto con los trabajos geológicos más recientes (Quesada *et al*, 2002), como con la interpretación de los datos geofísicos que se va a realizar, la distribución en afloramiento de estos materiales no presenta unas pautas zonadas tan regulares y geométricas como las sugeridas por Pons (1982, **figura 46**). Así, las rocas más básicas, cuarzodioritas y tonalitas anfibólico-biotíticas de grano medio a medio-fino, predominarían en la mitad meridional del macizo, pero también se encuentrarían en el extremo septentrional, en la zona situada al Este de la cola del embalse de Brovales.

Las rocas granodioríticas quedan bien representadas en la zona septentrional del macizo y constituyen los importantes resaltes topográficos situados en el borde noroccidental del mismo, al SO del embalse de Brovales, y en la zona centro-Este del macizo (área de la Ronchina). Corresponden a tipos biotíticos de grano medio a medio-grueso y de color gris claro. En los afloramientos de granodioritas pueden encontrarse morfologías de lanchares amplios, lomos de ballena y berrocales más o menos importantes con grandes bolos romos. Pueden constituir importantes relieves con buenos asomos de roca viva (por ejemplo, canteras en las dos áreas elevadas citadas al inicio de este párrafo). Estas rocas, mayoritarias en el macizo, presentan en general fábricas foliadas o gneísicas, con deformación y recristalización de los minerales, apreciandose una clara lineación de estiramiento definida por los minerales oscuros.

Las rocas graníticas más ácidas se localizan en diversas áreas periféricas del macizo. Son monzogranitos de grano medio y leucogranitos biotíticos de grano fino, de color blanquecino o gris claro, con fábricas gneísicas.

En algunos de los afloramientos de los materiales de este complejo pueden observarse estructuras y heterogeneidades composicionales y texturales debidas a flujo magmático. Estas estructuras son en la mayoría de los casos poco llamativas y se manifiestan en bandeados difusos e irregulares o schlieren, debidos a diferencias en el contenido en minerales oscuros. La presencia de estructuras deformativas es generalizada, y las más intensas y penetrativas se observan en los afloramientos del borde occidental del macizo y en su terminación meridional. En estos sectores, los materiales presentan fábricas miloníticas generalizadas con foliaciones y lineaciones subparalelas al borde del macizo.

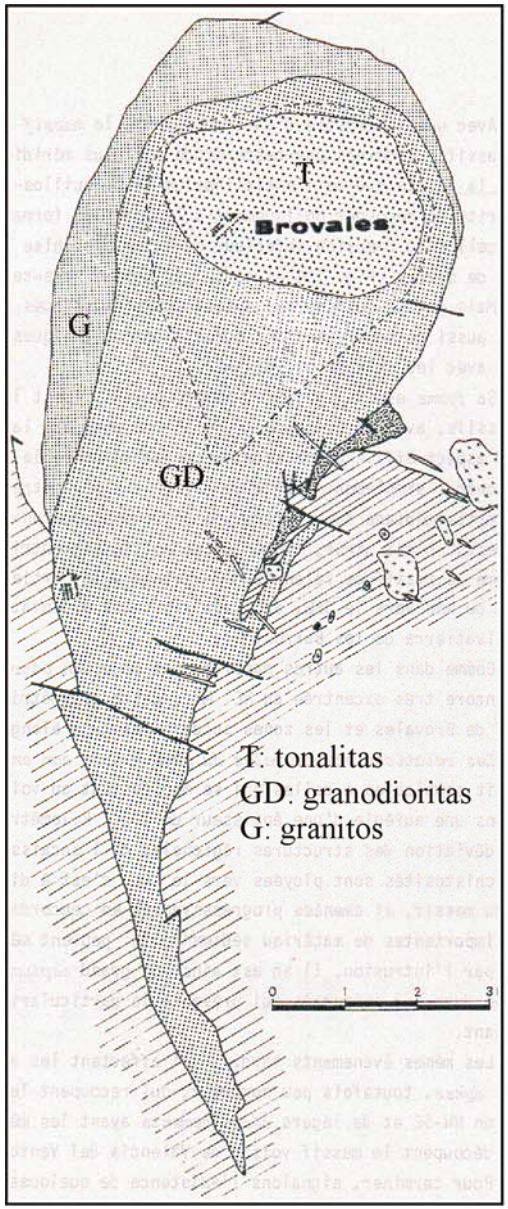
Desde el punto de vista cartográfico, Coullault *et al* (1981), en la hoja Magna nº 875 no distinguen zonación alguna en Brovales, al que se considera granodiorítico, si bien yuxtaponen al mismo un par de apéndices, en la zona central-este y extremo SE, de gabros y dioritas de grano fino (**figura 41**). En la descripción de la memoria Magna de la hoja 875 (pag. 9), se lee respecto a las granodioritas: "Al microcospio presentan una textura granular, holocristalina, hipidiomorfa. El tamaño de grano es de medio a grueso. Como minerales principales aparecen plagioclasas con zonación normal, con núcleos de An32-34 y bordes de An28-30, biotita, cuarzo, microclina y anfíbol que es de la serie de la hastingsita.... la edad de la intrusión sería sincinemática tardía con respecto a la primera fase de deformación hercínica, cuando aún ésta era activa, como queda reflejado en el orientación concordante del stock".

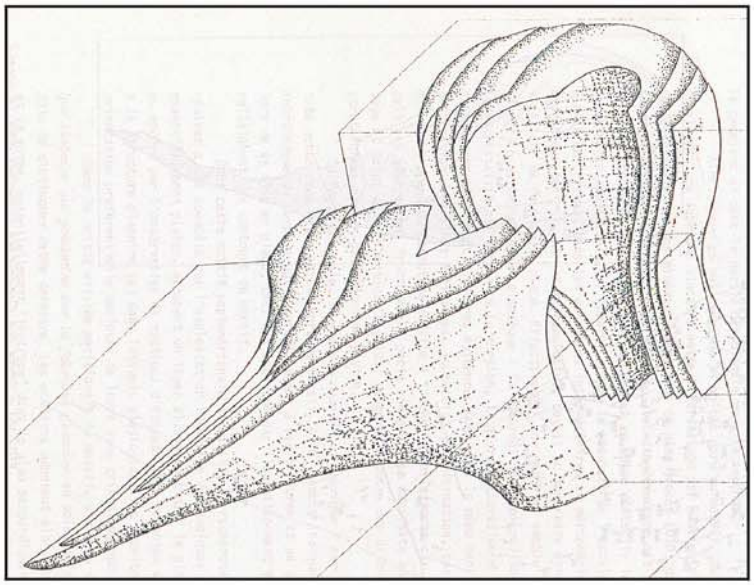
Pons (1982) destaca en su tesis las analogías de Brovales con Burguillos y Valencia del Ventoso: zonación petrográfica concéntrica y relaciones estructurales concordantes con el encajante. Respecto a la zonación, distingue en Brovales tres conjuntos, más por criterios texturales que por variaciones composicionales (menos acusadas que en el complejo de Valencia del Ventoso), de pasaje gradual y progresivo, según un esquema inverso y regular (**figura 46**), con:

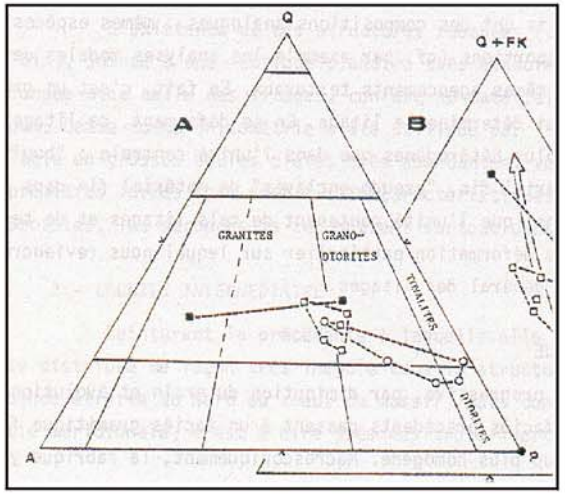
- Una unidad central tonalítica, de fábrica planar, fluidal, muy heterogénea por su estructura cumulada que hace intervenir a todos los tipos entre dioritas y granitos;
- Una unidad intermedia granodiorítica, menos granuda y estructurada, pero más homogénea, y; por último, por disminución del tamaño de grano y evolución gradual de la composición;
- Una unidad granítica periférica orlando la mitad Norte del plutón.

El orden de cristalización arranca con los minerales accesorios (apatito, circón y opacos que Pons no especifica), sigue con la andesina-oligoclasa, el anfíbol y la biotita (menciona que estos ferromagnesianos se cargan frecuentemente de productos resultantes de su transformación tardía, como opacos y cuarzo, sobre todo en cristales deformados, vermiculados), para acabar con el cuarzo y el feldespato potásico. La proximidad composicional de los complejos de Valencia del Ventoso y Brovales le sugiere a Pons (1982) una fuente magmática común desde donde se han producido magmas dioríticos en el primer caso y granodioríticos en el segundo, fuente que para él es un magma basáltico toleítico, del que también se derivaría el macizo más básico de Burguillos del Cerro.

En cuanto al emplazamiento del stock de Brovales, tras el análisis estructural, Pons (1982) propone un mecanismo en todo análogo al del complejo de Valencia del Ventoso: ascenso diapírico de un magma en curso de diferenciación, formación de un domo peduncular concéntrico, detenimiento bajo la Fm. Carbonatada cámbrica, y desvío de su trayectoria hacia el SO, lo que se traduce en un enraizamiento al NE del macizo (**figura 46**), y estiramiento sintectónico según una dirección NE-SO. Por último, Pons (1982) asume un cierto contraste de densidades entre los complejos de Valencia del Ventoso y Brovales, por lo que éste sería más convexo, o más globular, que áquel (**figura 45** versus **figura 46**).







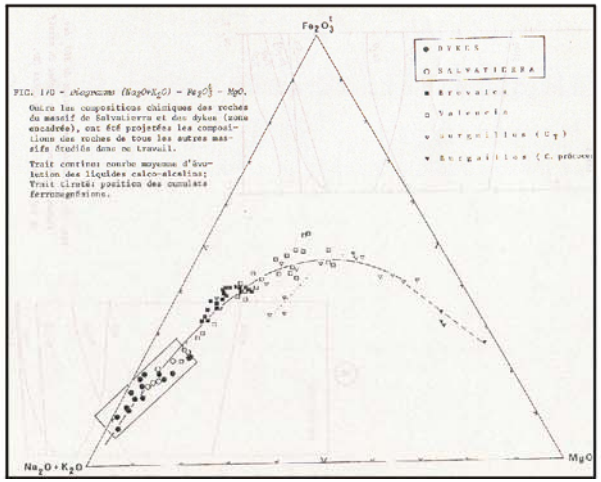


Figura 46. *Cartografía y arquitectura del Complejo de Brovales. Diagramas de Streckeisen y AFM (éste incluye Valencia del Ventoso, Burguillos y Salvatierra). Según J. Pons (1982).*

5.2.3. COMPLEJO DE BURGUILLOS DEL CERRO

Burguillos es un complejo plutónico que se encuentra en la zona Suroeste de la provincia de Badajoz, tomando su nombre de la población de Burguillos del Cerro, situada en la zona noroccidental de la intrusión. Su afloramiento tiene una forma que se asemeja a la de un cuadrante circular y una superficie aproximada de 80 km^2 con una anchura máxima de unos 12 km, localizándose la mayoría de él en la hoja Nº 853 (Burguillos del Cerro) del MTN a escala 1:50.000, con extensiones menores en las hojas Nº 854 (Zafra) y Nº 875 (Jerez de los Caballeros). Se localiza en el núcleo del Antiforme de Olivenza-Monesterio; intruye en los esquistos y grauvacas proterozoicos de la Serie Negra y en sedimentos pelíticos arenosos y carbonatados del Cámbrico Inferior, en los que produce una intensa aureola de metamorfismo de contacto donde se alcanzan condiciones de corneanas piroxénicas en las zonas internas. En los materiales carbonatados puede producir importantes procesos de skarnificación que en algunos casos se asocian a yacimientos de hierro (mina Monchi).

Desde el punto de vista composicional, Burguillos es un macizo bastante complejo, constituído por un amplio espectro de materiales plutónicos que se extiende desde tipos ultrabásicos y ultramáficos (harzburgitas, melagabronoritas) a ácidos (granodioritas, monzogranitos y leucogranitos), pasando por tipos intermedios tonalítico-dioríticos. Estos materiales presentan entre ellos unas relaciones muy diversas, pudiendo formar parte de mezclas magmáticas o exhibir relaciones de intrusión más o menos bruscas, que ponen de manifiesto unas diferencias temporales más o menos importantes en sus episodios de emplazamiento. La complejidad litológica existente está muy acentuada por la acción de los procesos de acumulación cristalina y de mezcla y diferenciación de magmas, que condicionan que a nivel de muestra se encuentren, incluso en un mismo afloramiento, elementos con unas proporciones mineralógicas y una composición muy variable.

El macizo de Burguillos es de carácter poligénico, formando parte de él materiales básicos de origen mantélico y materiales básicos de origen cortical. Asímismo se encuentra una importante proporción de elementos híbridos generados en procesos de mezcla de magmas en distintos niveles de la corteza. Todos estos materiales son:

*Variedades gabroideas: entre los materiales básicos más representativos y abundantes se encuentran diversos tipos de gabros y dioritas con olivino, piroxenos, plagioclasas, anfíbol

y biotita en distintas proporciones. Son de grano medio (1-5 mm), a medio-fino (1-3 mm), de color verde oscuro a gris oscuro. Los minerales opacos son relativamente abundantes, y los más frecuentes tienen hábitos alotriomorfos e intersticiales. También hay opacos que aparecen como inclusiones subidiomorfas con secciones triangulares o isométricas (magnetitas). Estas rocas pueden tener un aspecto masivo homogéneo, o presentar un moteado negruzco mas o menos intenso, causado por fenocristales poiquilíticos de anfíbol que en la mayoría de los casos tienen tamaños que fluctúan entre 3 y 10 mm. Este moteado puede llegar a ser muy denso, encontrándose los fenocristales de anfíbol a distancias menores de 1 cm, y las rocas que lo presentan corresponden a los gabros y dioritas de facies "ojo de culebra" según la denominación de los canteros de la región. Las rocas básicas suelen constituir afloramientos con lanchares irregulares y bolos heterométricos romos e irregulares en zonas de pequeños resaltes topográficos o aparecer como bolos dispersos en la superficie de las zonas de menor relieve. Son frecuentes las heterogeneidades en forma de fajas irregulares debidas a variaciones en el tamaño de grano y en el contenido de minerales oscuros, así como bandeados composicionales rítmicos según laminaciones paralelas de capas centimétricas con límites difusos, ocasionados por la acumulación preferente de determinadas fases minerales, todo ello concordante con la orientación de flujo o deformativa. La distribución geométrica en el macizo de los distintos tipos litológicos básicos e intermedios es de carácter bastante complejo e irregular, y no es raro que en una misma zona se encuentren diferentes variedades composicionales o texturales, y que existan tránsitos graduales entre ellas.

*Asociación diorítica: las características petrográficas del conjunto de rocas dioríticas a cuarzodioríticas del complejo plutónico, como la de los gabros, son muy variables debido a los complicados procesos de mezcla existentes. Así, se encuentra un gran número de rocas transicionales, siendo complicado el establecer unos grupos composicionales precisos, encontrándose un amplio espectro petrográfico que fluctúa entre dioritas anfibólico-piroxénicas (con o sin biotita), dioritas anfibólico-biotíticas, y tonalitas biotítico-anfibólicas.

*Los materiales de composición intermedia y más ácidos, tonalítico-granodioríticos con plagioclasa, biotita, anfíbol, cuarzo y feldespato potásico, también están bastante bien representados en el macizo, localizándose una amplia franja periférica en la zona occidental

del mismo, en la que son particularmente abundantes. Estos materiales presentan en la mayoría de los casos una fuerte heterogeneidad, encontrándose en muchos de los afloramientos enclaves y bandeados y diferencias composicionales que corresponden a la mezcla y disgregación de distintos tipos de magmas.

*Por último, ocurren diques norteados (o stocks) leucograníticos importantes, cuyos afloramientos pueden tener dimensiones hectométricas y que en algunos casos han sido objeto de explotación como rocas ornamentales. En general se trata de leucogranitos y granitos biotíticos (con moscovita y en algunos casos cordierita) de grano fino a medio-fino equigranulares y de colores blanquecino-grisáceos-rosados.

Los enclaves existentes en el complejo plutónico se dividen en dos grandes grupos. Uno corresponde a xenolitos pertenecientes a las formaciones encajantes, y en él se incluyen megaenclaves según grandes bandas muy alargadas (incluso con varios kilómetros) de rocas carbonatadas cámbricas con una distribución subparalela a los límites del complejo y localizados a escasa distancia de los contactos. Estas rocas carbonatadas están muy afectadas por metamorfismo de contacto y procesos de skarnificación, asociados con frecuencia a mineralizaciones de hierro. El otro corresponde a un grupo complejo de enclaves de origen ígneo, de tamaños muy variables, y que en gran parte se originan en relación con los procesos de intrusión múltiple e hibridación entre los diversos magmas que han dado origen a este complejo plutónico. Es muy posible que la cantidad de meso y megaenclaves plutónicos en el macizo sea mucho mayor que la que evidencian las distintas cartografías existentes, ya que las observaciones de campo ponen de manifiesto con mucha frecuencia una importante variabilidad en las características de las rocas de afloramientos próximos, lo que puede ser debido a la existencia de relaciones complejas de intrusión y enclavamiento no detectables por las condiciones de observación.

Las dataciones radiométricas realizadas por Dallmeyer *et al*, 1995, por el procedimiento 40Ar/39Ar sobre concentrados de anfíbol de rocas de la asociación diorítica y gabroidea de este complejo plutónico suministran un espectro de edades comprendido entre 329.1 +/-1.6 Ma y 342.2+/-1.3 Ma para la edad de enfriamiento del macizo, que teniendo en cuenta su emplazamiento epizonal corresponde a momentos no muy separados de la consolidación de los magmas.

En este complejo plutónico existe un considerable número de canteras para la explotación de rocas ornamentales, en las que se extraen materiales correspondientes a varias de las facies litológicas que le constituyen. Así, se explotan desde los tipos gabro-dioríticos más básicos, hasta los leucogranitos que forman algunos de los stocks más tardíos, pasando por canteras de rocas dioríticas que son las más numerosas. Las actividades de cantería tienen una importancia económica considerable y los materiales ornamentales obtenidos son de muy buena calidad y fácil comercialización. En cuanto a las mineralizaciones asociadas con este cuerpo intrusivo, se encuentran diversos indicios o explotaciones de mineral de hierro abandonadas (v.g., mina Monchi).

Disponemos de varias cartografías del complejo de Burguillos.

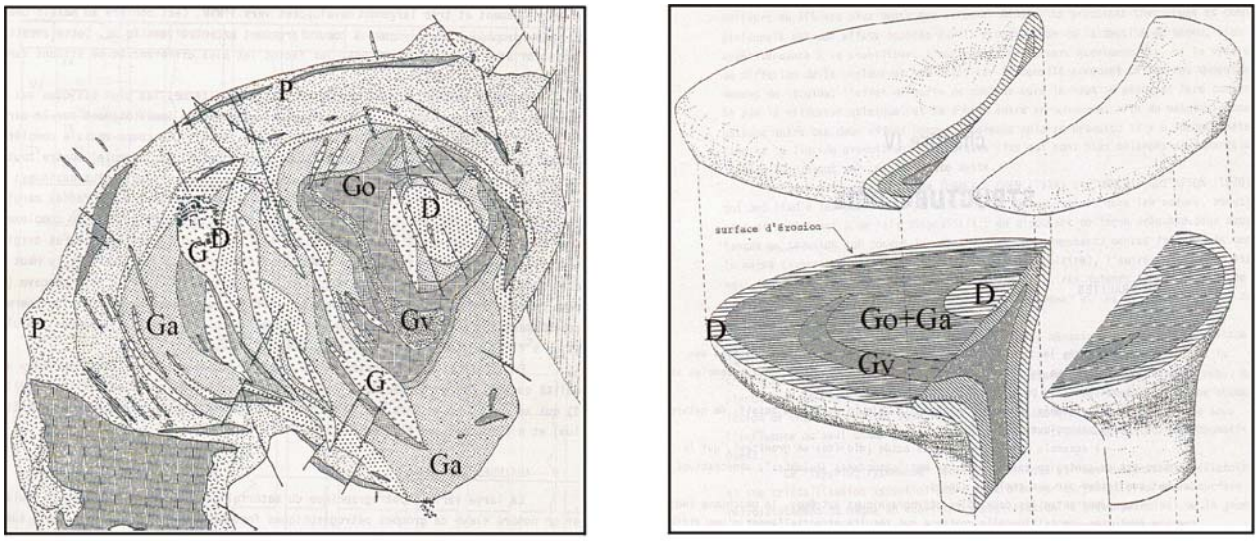
Muelas Peña *et al* (1975), en el mapa Magna de la hoja 853 (v.g., **figura 42**), representan básicamente un granitoide con algunas masas gabroideas en su interior (área E-NE), lo que es claramente insuficiente. Incluyen también varios de los megaenclaves kilométricos periféricos de rocas carbonatadas citados más arriba. Muelas Peña *et al* (1975), reconocen la dificultad de la cartografía del macizo al señalar (pags 24-26) que "La masa plutónica carece totalmente de homogeneidad, en cuanto a composición y textura se refiere"… "El macizo de Burguillos está formado por granitos, granodioritas, tonalitas, dioritas y gabros y términos intermedios de los citados. Un análisis detenido de las rocas que lo constituyen nos descubre una historia de intrusión muy compleja".

Pons (1982) separa en su cartografía de Burguillos, al que dedica la mayor parte de su tesis, dos conjuntos bien diferenciados (**figura 47**): uno interno gabroideo constituído por rocas bandeadas, cumuladas (Unidad Central); y otro externo no cumulado diorítico-monzodiorítico (Unidad periférica). Todo el macizo, hercínico y de afinidad calcoalcalina, se encuentra atravesado por diques graníticos muy numerosos. En el conjunto gabroideo cumulado Pons (1982) distingue 6 unidades petrográficas mayores según la paragénesis de la roca (peridotitas, gabros con olivino, gabros "ojo de culebra", gabros con anfíbol, gabros azules, y dioritas con anfíbol y con biotita); y en el periférico dos, dioritas y monzonitas de grano fino, y monzodioritas y granitos granudos. Resulta así un esquema petrográfico con zonación inversa, asimétrica, excéntrica al SE, desarrollada hacia el OSO, según Pons

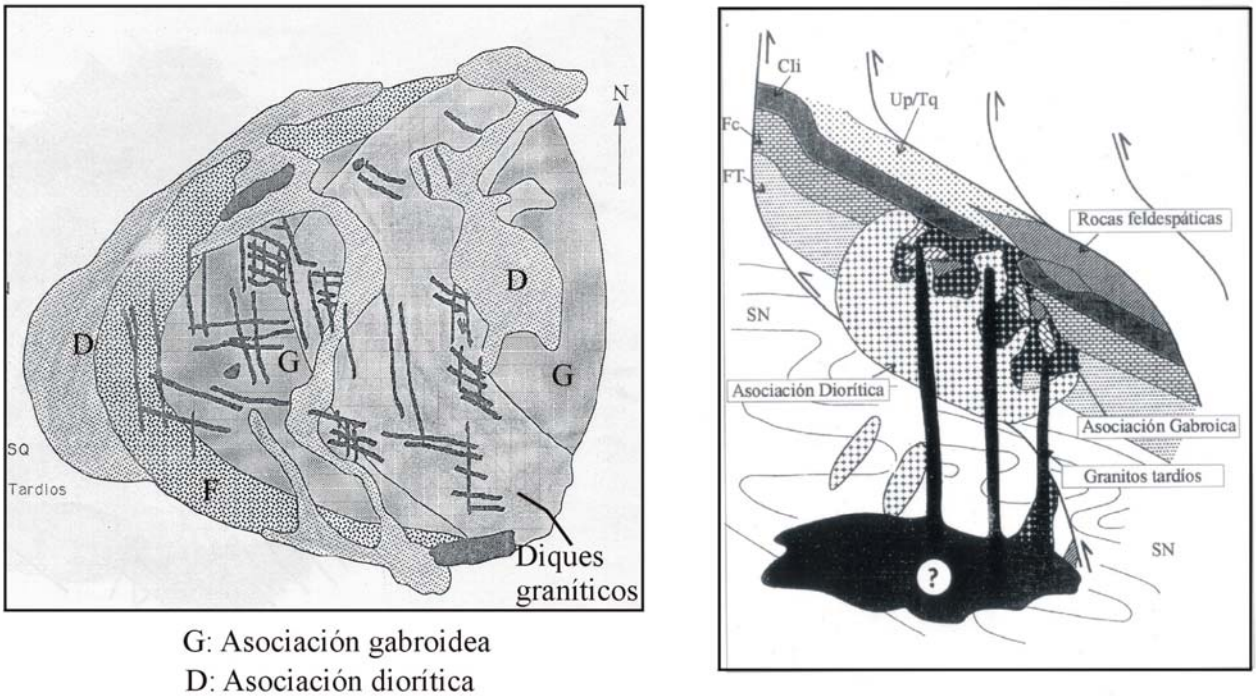
(1982). El mecanismo de emplazamiento de Burguillos sería similar al descrito por este autor para los complejos de Valencia del Ventoso y Brovales: ascenso diapírico y desarrollo lateral, más modesto el primero y más importante el segundo al tratarse de un cuerpo más denso, por lo que Burguillos tendría una forma más aplastada (**figura 47**), cóncava, en contraste con los anteriores, Valencia del Ventoso y Brovales, más convexos.

En definitiva, Pons (1982) sugiere un entorno tectomagmático común, y un evento intrusivo unitario, para Burguillos, Valencia del Ventoso y Brovales: zonación petrográfica y relaciones con el encajante similares, continuidad en la serie calcoalcalina desde Burguillos a Brovales, mismo magma padre de carácter toleítico tipo intraplaca (la evolución calcoalcalina posterior de los líquidos magmáticos la justifica por contaminación y/o hidratación), mismos caracteres estructurales (estructuras ya fluidales, o de emplazamiento forzado, ya acumuladas), mismo mecanismo de emplazamiento sintectónico (de edad Viseense, 320-340 Ma; casi coincidente con la de Dallmeyer *et al*, 1995).

En cambio, para García-Casquero (1991), la cartografía, el modo de emplazamiento y geoquímica del macizo de Burguillos son muy diferentes a los que establece Pons (1982): se trata de un complejo que agrupa 4 asociaciones magmáticas independientes (gabroica, feldespática, diorítica, y granítica, de afinidades geoquímicas diversas), con un cortejo de rocas desde ultrabásicas a graníticas, en intrusiones superpuestas en un abanico temporal probable Cámbrico-Carbonífero (**figura 47**). Este autor, que distingue del orden de una docena de litologías en Burguillos, considera que este stock ha sido remodelado fundamentalmente por la asociación diorítica, hercínico-temprana, calcoalcalina, que ha arrastrado hacia los niveles corticales superiores a las dos previas, en particular a la gabroica, probablemente cámbrica y de afinidad toleítica-alcalina (de este modo Burguillos se configuraría como una especie de gran brecha ígnea, con una geometría bastante diferente de la sugerida por Pons). En cambio, obsérvese que si para Pons es obvio el emplazamiento de granitoides mediante “buyoancy forces”, sin embargo “le probleme de l´ascension des plutones basiques reste entier” (1982, pag. 425). Para García-Casquero (1991), los gabros pertenecerían a la misma serie moderadamente alcalina de todo el magmatismo cámbrico de la región, cuyos datos petrofísicos se han descrito más arriba (apartado 3.3.3).



Unidad Central cumulada=Gv, Go, Ga: gabros (olivino, ojo de culebra y azules); D=dioritas.
Unidad Periférica no cumulada=P (dioritas-granitos); G=diques graníticos.



G: Asociación gabroidea
D: Asociación diorítica
F: Rocas feldespáticas

Figura 47. *Complejo de Burguillos según J. Pons, 1982 (arriba), y G. Casquero, 1991 (abajo): Cartografía sintética y arquitectura.*

5.3. PETROFÍSICA DEL COMPLEJO DE VALENCIA DEL VENTOSO

5.3.1. DENSIDADES Y SUSCEPTIBILIDADES

En este estudio, de acuerdo con las referencias del capítulo 5.2. anterior, y teniendo en cuenta los datos de petrofísica además de los de petrografía, vamos a agrupar las 102 muestras obtenidas en el complejo de Valencia del Ventoso en 5 litologías:

LITOLOGÍA	MUESTRAS	LÁMINAS	PROBETAS
Gabros	1	1	1
Dioritas y monzodioritas	30	22	7
Tonalitas	24	18	6
Granodioritas	25	7	3
Granitos	22	13	5

El muestreo no pretende sólo ajustarse a la extensión superficial de cada una de estas litologías, sino también tratar de justificar las anomalías del macizo de Valencia del Ventoso, por lo que las partes más ácidas de éste se encuentran ligeramente submuestreadas respecto a las más básicas. Los resultados para cada litología de la muestra son descritos a continuación (un listado de las determinaciones petrofísicas se da en el **Anexo 9**).

5.3.1.1 Gabros

Yuxtapuestos a la intrusión principal del plutón de Valencia del Ventoso, en los extremos SO y NE, existen dos macizos diorítico-gabroideos más antiguos que ésta.

Al SO del complejo, dentro de la denominada zona del Cortijo del Pozuelo, en este estudio no se han identificado gabros (según Pons, 1982, existen sólo monzodioritas; monzodioritas y gabros según Oleaga *et al,* 1999).

Al NE del complejo, en el denominado macizo de Medina de Las Torres (gabros para Pons, 1982, dioritas y gabros para Oleaga *et al,* 1999) se han tomado 4 muestras, de las que sólo una es un gabro (d=2.96 g/cm^3, k=289 *10^{-6} ucgs) y tres son dioritas (densidades entre 2.83 y 2.86 g/cm^3, y susceptibilidades entre 197 y 240 unidades), por lo que este macizo se configura como relativamente pesado y paramagnético (**figuras 36** y **37**).

Obsévese que el mapa de Bouguer sugiere una importante extensión hacia el Norte, bajo los sedimentos Cámbricos, de todo el macizo de Medina de Las Torres, que serviría de puente para conectar las anomalías de Burguillos con las de la zona de Calzadilla de los Barros.

5.3.1.2 Dioritas y monzodioritas

Estas rocas, de las que disponemos 27 muestras (15 muestras con lámina, 7 con lámina y probeta), constituyen un vasto y heterogéneo conjunto dentro del stock de Valencia del Ventoso en el que conviene hacer varias distinciones.

Las dioritas de la Unidad central del complejo (en el sentido de Pons, 1982, y Oleaga *et al*, 1999, más amplio que el conjunto circular centro-Norte de la cartografía Magna, aunque la mayor parte de estas dioritas "centrales" se han muestreado en este sector circular) tienen características propias, ya que son pesadas y de baja susceptibilidad con 10 datos paramagnéticos, dos con 310 y $364*10^{-6}$ ucgs respectivamente, y dos ferromagnéticos con 1263 y $4395*10^{-6}$ ucgs (éste último corresponde a una muestra fuera del sector circular citado).

	Dioritas centrales (14 muestras)	**Monzodioritas centrales** (9 muestras)	**Monzodiortas Pozuelo** (4 muestras)
Densidad (rango: media)	2.80-2.94: 2.88	2.74-2.89: 2.79	2.76-2.83: 2.80
Susceptibilidad (idem)	35-4395: 91 (kmp)	1792-5047: 3752 (kmf3)	89-246: 196 (kmp)

Tabla XVIII. **Rangos y medias de densidad (g/cm^3) y susceptibilidad ($ucgs*10^6$) de las dioritas de Valencia del Ventoso**

Por tanto las dioritas centrales y el grupo de monzodioritas de la zona del Pozuelo son paramagnéticas, salvo dos casos entre las primeras, que son pesadas (promedio de 2.88 g/cm^3), mientras que las segundas son rocas de peso específico intermedio-alto, algo más ligeras (promedio de 2.80 g/cm^3).

En el mapa de Bouguer (**figura 43**) la anomalía más importante ocurre (prolongándose hacia el Sureste, bajo las anfibolitas de Montemolín, **figura 36**) sobre la unidad "*circular*"

de la cartografía Magna, en donde son frecuentes las dioritas centrales (pero también existen monzodioritas y diques graníticos). Dado que la densidad de estas dioritas centrales parece insuficiente como para producir la anomalía citada (lo que se comprobará más adelante mediante modelos 2D), es muy probable la presencia de gabros en profundidad, tanto aquí como hacia el Sureste, bajo las anfibolitas de Montemolín. La zona del Pozuelo aparece en los mapas de campo potencial (**figuras 42 y 43**) como menos densa o menos masiva, aunque sí existe una moderada tonalidad gravífica, y casi totalmente paramagnética: por tanto los gabros (de Oleaga, d>2.92 g/cm^3) y las monzodioritas (de Pons, d=2.80 g/cm^3) no pueden ser las rocas más frecuentes aquí, y sí probablemente tonalitas y/o granodioritas (v.g., canteras en explotación), que son rocas más ligeras que las anteriores, pero con la densidad suficiente como para impedir que exista un mínimo de gravedad en el área del Pozuelo.

Las monzodioritas "centrales", que aparecen dispersas por casi todo el complejo de Valencia del Ventoso igual que las dioritas "centrales", son algo más ligeras que estas últimas (2.79 g/cm^3 frente a 2.88 g/cm^3, de promedio), y claramente ferromagnéticas, con un dato con susceptibilidad de 1792*10^{-6} ucgs, y 8 datos con valores de 2605, 2970, 3192, 3587, 3889, 4014, 4710, y 5047*10^{-6} unidades, kmf3 =3752*10^{-6} ucgs. El valor de 5047*10^{-6} ucgs es el máximo de susceptibilidad del complejo: se trata de un valor algo bajo para la intensidad de sus anomalías magnéticas, que parecen exigir valores de moda más alta (>7500*10^{-6} unidades). No obstante, veremos que en estas rocas la magnetización remanente puede jugar un papel significativo.

En resumen, dejando aparte la zona del Pozuelo, de densidad intermedia y paramagnética, se puede hablar de bimodalidad en estas rocas del *conjunto diorítico central* del plutón de Valencia del Ventoso, con un subconjunto de *dioritas* de densidad algo más alta y baja susceptibilidad, y otro subconjunto de *monzodioritas* algo más ligero y ferromagnético (**tabla XVIII,** diagrama d-k en **figura 48**), en el que se dispone de muestras con valores en el entorno de varios millares de unidades. Estos valores son los necesarios para modelar las fuertes anomalías magnéticas del complejo, que ocurren tanto en su unidad circular (de la cartografía Magna), como en toda su banda Sur-SE (**figura 36**).

En la unidad circular del stock de Valencia del Ventoso se ubica la anomalía gravimétrica principal del mismo, como se ha mencionado, mientras que las anomalías magnéticas tienden a ser perimetrales en esta unidad (**figuras 42 y 43**; en el vuelo de alta resolución se aprecia mejor esta observación, **figura 36**). Hay que hacer notar que en los modelos gravimétricos se consiguen buenos ajustes sobre esta unidad circular con densidades del orden de 3 g/cm^3, típicas de gabros, por lo que es muy probable su existencia en este núcleo.

La otra zona más anómala del complejo de Valencia del Ventoso, ocurre en la parte SE de la mitad Sur del mismo, donde las monzodioritas deben contribuir a la generación de las fuertes anomalías magnéticas e intermedias gravimétricas que existen aquí (**figuras 42 y 43**), aunque es muy probable que también intervengan tonalitas como veremos. En las canteras de superficie se observa una mezcla de granodioritas y tonalitas sobre todo, con algunos enclaves de monzodioritas.

El estudio de láminas y probetas (muestras con lámina: 303, 507, 508, 2025 y 2028; con lámina y probeta pulida: 115, 116 y 510; por datos de campo y los valores de susceptibilidad magnética y densidad se puede introducir con bastante seguridad dentro de esta litología las muestras 118, 301 y 528, **Anexo 9**) pone de manifiesto que las dioritas centrales se caracterizan por su tamaño de grano fino (con una textura microgranuda hipidiomorfa), por contener mayor proporción de ferromagnesianos con respecto a los minerales félsicos y por presentar escasísima proporción de magnetita, siendo la ilmenita el opaco predominante. No presentan orientaciones en su fábrica. Sus componentes principales son plagioclasas, labradorita-andesita (con cristales en forma de tabletas, maclados y con ligeras alteraciones sericíticas), anfíbol monoclínico, como mineral más abundante en la mayoría de las muestras (existen dos tipos de anfibol uno primario en forma de cristales idio a hipidiomorfos y otro de alteración o sustitución de piroxenos), piroxeno monoclínico, en gran parte sustituido parcial o totalmente por anfíbol de tipo actinolita, y en cantidades variables biotita (en proporciones inferiores a las de los minerales anteriormente citados, en algunas muestras es accesoria); este último mineral es tardío y en gran parte procede de la sustitución del anfíbol. La presencia de cuarzo y feldespato potásico es aleatoria, y bastante escasa, pudiendo corresponder a asimilaciones de un magma más ácido; cuando están presentes, son claramente intersticiales y engloban

inclusiones del plagioclasa y ferromagnesiano. El resto de minerales accesorios están representados por apatito, circón, esfena y como minerales secundarios formados por alteración de plagioclasas y anfíbol se han observado epidota, sericita y clorita.

La proporción de opacos de las dioritas centrales no supera el 1%; corresponden fundamentalmente a ilmenita con escasos cristales de pirita y calcopirita, en general son intersticiales y tardíos dentro de la cristalización magmática y su tamaño no supera los 0,20 mm; una excepción corresponde a la muestra 116 (con $1263*10^{-6}$ ucgs) en donde existe una cristalización primaria de magnetita en cristales subidiomorfos en inclusiones dentro del anfíbol y piroxenos. De la muestra 528 ($4395*10^{-6}$ ucgs) no se dispone de lámina.

En las monzodioritas (muestras con lámina: 529, 530, 2036 y 2154; con lámina y probeta: 124, 510, 539, 540, 541 y 3066) podríamos distinguir, a partir de su composición mineral, entre las monzodioritas anfibólico-biotíticas (muestras 124, 529, 539, 2036 y 2154) y las monzodioritas piroxénico-biotíticas (muestras 510, 530, 540, 541 y 3066). Son rocas con plagioclasa, anfíbol y piroxenos como minerales principales (el piroxeno suele estar siendo sustituido por el anfíbol). Las proporciones de cuarzo y feldespato potásico no suelen superar el 5%. Los opacos son relativamente abundantes, con magnetita incluída en su mayor parte en los anfíboles en cantidades de hasta el 1.5-2.5%, lo que justifica las susceptibilidades entre 3000 y $5000*10^{-6}$ ucgs de estas muestras. El grupo de las monzodioritas anfibólicas-biotíticas sólo se diferencia de las tonalitas, que se describirán más abajo, por presentar un aumento en el contenido de feldespato potásico y por la ausencia de la foliación característica de éstas. Por el contrario, las monzodioritas piroxénicas-biotíticas se diferencian de las tonalitas por tener abundantes piroxenos en su composición (en ocasiones presentan piroxenos rómbicos y monoclínicos, v.g., en la muestra 3066), por su menor proporción de anfíbol y por su contenido alto en feldespato potásico. Tampoco presentan lineaciones magmáticas. Se trata del grupo más monzodiorítico de los dos (y más homogéneamente ferromagnético, con todos los datos entre las 2970 y $4710*10^{-6}$ ucgs y un promedio superior a las $4000*10^{-6}$ ucgs, si se excluyen las muestras del Pozuelo, frente a poco más de $3000*10^{-6}$ ucgs de promedio en las monzodioritas anfibólicas, con contenidos más heterogéneos de magnetita).

Las densidades de las monzodioritas anfibólicas-biotíticas son similares a las de las tonalitas. En las piroxénicas, la presencia de enclaves microdioríticos y piroxénicos (ejemplares 510, 541 y 3066) marcan una densidad superior. La magnetita está presente en todas las muestras con lámina, con excepción de la 3066 (zona del Pozuelo), su proporción es variable entre el 0.8% (en la 529, $1729*10^{-6}$ ucgs) y 2.5% (en la 539, $5047*10^{-6}$ ucgs). Su tamaño varía entre 0.08 y 0.12 mm y su génesis es intramagmática. En la muestra 510 (enclave) la magnetita es el opaco fundamental, presentándose en proporciones cercanas al 2% ($4710*10^{-6}$ ucgs), en su mayor parte incluída en los anfíboles.

5.3.1.3 Tonalitas

Se dispone de 24 muestras de tonalitas (12 muestras con lámina, 6 con lámina y probeta). Son rocas de densidad intermedia (densidades entre 2.61 y 2.86 g/cm^3, media de 2.73 g/cm^3) y polimodales en susceptibilidad: 7 ejemplares paramagnéticos (susceptibilidades entre 59 y 167 unidades, kmp=$118*10^{-6}$ ucgs), 8 datos de susceptibilidad media (1190-2347, kmf2=$2050*10^{-6}$ ucgs, proporción de magnetita del orden del 1%), y 9 bastante ferromagnéticas (2659-4924, kmf3=$3400*10^{-6}$ ucgs, 1%< Fe_3O_4<2%). La muestra de mayor susceptibilidad es la 712, tonalita anfibólica tomada en la parte central de la banda SE del complejo de Valencia del Ventoso. Veremos que las tonalitas, a diferencia de las monzodioritas son rocas dominadas por la inducción magnética.

Estamos, por tanto, ante otra litología que puede justificar las abundantes anomalías de campo potencial del macizo de Valencia del Ventoso: fuertes en el caso del magnetismo, pues se trata de una litología claramente ferromagnética (**figura 48**), más moderadas en el caso de la gravedad.

Las tonalitas anfibólico-biotíticas se diferencian de las dioritas y monzodioritas por su tamaño de grano medio (claramente mayor que el de las dioritas), y sobre todo por presentar una fábrica planar y lineal (perceptible tanto en afloramiento como en muestra de mano) definida por la orientación de las tabletas idiomorfas de plagioclasa alternando con cristales aciculares de anfíbol y biotita. Las plagioclasas superan en proporción a los ferromagnesianos (son leucocratas), de los cuales el anfíbol predomina sobre la biotita,

aunque este último mineral está más desarrollado que en las dioritas. No presentan piroxenos en su composición, ni tampoco feldespato potásico. El cuarzo es poco abundante y en general intersticial. Los minerales accesorios corresponden a apatito, circón y esfena.

Disponemos de lámina y probeta pulida de las muestras 119, 304, 305, 309, 525 y 527, y de lámina de las 542, 543, 544, 545, 547, 548, 2024, 2037, 2040, 2151, 2152 y 2153. Asímismo, por datos de campo, densidad y susceptibilidad magnética, podemos incluir en este grupo a las muestras 526 y 538. Las densidades inferiores a la media de 2.73 g/cm^3 (claramente menor que la de las dioritas), obtenidas en las muestras 525, 542, 545 y 548 son debidas a las alteraciones de los afloramientos en donde han sido recolectadas dichas muestras. Las densidades superiores a la media, como las que presentan las muestras 309 (2.81 g/cm^3) y 547 (2.80 g/cm^3), pueden atribuírse a la presencia de microenclaves de microdioritas que se observan en el afloramiento y en muestra de mano.

Las proporciones de magnetita, opaco más abundante en las tonalitas, varían entre el 1 y 2%. El tamaño de grano de dicha magnetita oscila entre 0,2 y 0,5 mm. Su génesis debe de considerarse como magmática tardía. Un aumento de magnetita sobre las proporciones de la ilmenita es típica de estas rocas, así como la abundancia de inclusiones de magnetita dentro del anfíbol, probablemente por oxidación deutérica de éste. Sin embargo, Pons (1982) indica que la aparición de magnetita podría ser debida a procesos de oxidación magmática de la titanomagnetita, con producción de magnetita y esfena, mediante la ecuación: 6 Fe Ti $O_3 + O_2 = 2\ Fe_3O_4 + 6\ Ti\ O_2$. En general la abundancia de esfena en esta litogía, así como en algunos monzogranitos, es bien patente, aunque también aparece este mineral en muestras correspondientes a granodioritas con escasos contenidos de magnetita.

5.3.1.4 Granodioritas

Se ha recogido 25 muestras (4 muestras con lámina, 3 con lámina y probeta).

Son también rocas de densidad intermedia, algo más baja que las de las tonalitas (densidades entre 2.58 y 2.77 g/cm^3, media de 2.69 g/cm^3) y polimodales en susceptibilidad, aunque en un escalón inferior a los de las tonalitas: 17 ejemplares paramagnéticos (susceptibilidades entre 27 y 244 unidades, kmp=95*10^{-6} ucgs), 3 datos ferromagnéticos bajos (349-732, kmf1=484*10^{-6} ucgs), y 5 de susceptibilidad moderada

(886-2454, kmf2=1510*10^{-6} ucgs, 0.5%< Fe_3O_4<1%). Exhiben entonces tres niveles de susceptibilidad como las tonalitas; si en ambos casos se ignoran los datos del nivel intermedio, la bimodalidad de ambas litologías es perfecta pero con diferencias: la fracción paramagnética es la más poblada en las granodioritas mientras que la ferromagnetica es la más importante en las tonalitas (**figura 48**), y los contenidos en magnetita son del orden del doble en esta fracción respecto a la ferromagnética de las granodioritas.

Se trata por tanto de rocas, que aunque similares a las tonalitas, conviene diferenciarlas de éstas (de visu a veces son claras y se distinguen bien, pero en muchas ocasiones se trata de granodioritas anfibólico-biotíticas, con magnetita, aparentemente de tránsito gradual a las tonalitas), porque se sitúan en un nivel inferior en cuanto a la magnitud de sus características petrofísicas, por lo que no pueden ser las adjudicatarias de las anomalías de campo potencial del macizo de Valencia del Ventoso. Una interpretación plausible es que la mitad Sur del complejo (**figuras 42 y 43**), comprendida entre la falla que lo divide en dos y la zona del Pozuelo, es tonalítica-monzodiorítica en su banda Este y granítico-granodiorítica en la Oeste.

5.3.1.5 Granitos

Se dispone de 22 muestras de granitos (8 muestras con lámina, 5 con lámina y probeta).

Igual que con las distinciones en las dioritas, en los granitos del complejo de Valencia del Ventoso debemos diferenciar entre los monzogranitos de la unidad granítica de Pons (1982), u Oleaga *et al* (1999), y las muestras de los numerosos diques de leucogranitos que cortan al mismo, pues se trata de litologías diferentes, como se indicaba en el apartado anterior, por lo que se diferencian en las cartografías del complejo.

	Monzogranitos (12 muestras)	**Diques graníticos** (10 muestras)
Densidad (rango: media)	2.55-2.68: 2.61	2.46-2.61: 2.57
Susceptibilidad (idem)	23-1604: 1276 (kmf2)	14-3435: 72 (kmp)

Tabla XIX. **Rangos y medias de densidad (g/cm^3) y susceptibilidad (ucgs*10^6) de los granitos de Valencia del Ventoso**

El muestreo de los monzogranitos del plutón de Valencia del Ventoso es algo irregular. Así, en la mitad Sur, se dispone de 5 muestras, con promedio de densidad de 2.64 g/cm^3, dos paramagnéticas (23 y 51 * 10^{-6} ucgs de susceptibilidad), y tres débilmente ferromagnéticas (728, 1245 y 1604*10^{-6} ucgs), por lo que cabe adjudicarles, junto con las granodioritas, los mínimos gravimétricos y magnéticos de la banda Este en la mitad SO del complejo.

Un segundo contexto de ocurrencia de granitos lo constituye toda la banda NE del stock, comprendida entre la unidad circular-central y la falla central, que parte el complejo de Valencia del Ventoso en dos. De aquí sólo disponemos de una muestra sin magnetita, siendo todo el entorno paramagnético, ligero, y de alta radiación (**figuras 42, 43 y 44**), típico de monzogranitos.

Un último contexto de ocurrencia de monzogranitos en el macizo de Valencia del Ventoso lo constituye toda su zona Norte, comprendida entre la unidad circular-central y el sector de Medina de las Torres: comenzando con granitos y monzogranitos las rocas van aumentando en basicidad (granodioritas, dioritas) a medida que nos desplazamos hacia el NE. Magnéticamente el entorno es activo, mientras que las rocas marcan aquí mínimos gravimétricos, aunque no muy pronunciados. De estos granitos disponemos de 6 muestras con densidades entre 2.55 g/cm^3 y 2.68 g/cm^3, media de 2.63 g/cm^3. Existen 2 muestras paramagnéticas (156 y 216*10^{-6} ucgs), y 4 moderadamente ferromagnéticas con 1073, 1079, 1294 y 1358*10^{-6} ucgs, kmf1(4)=1201*10^{-6} ucgs. La tendencia parece consistir, pues, en que estos granitos sean más magnéticos que los del centro y Sur del complejo, incluso más que las granodioritas (**figura 48**).

Para finalizar, ocurren granitos como pórfidos y diques, abundantes en toda la mitad NE del complejo (v.g., **figura 43**). De estos granitos disponemos de 10 muestras con densidades entre 2.46 y 2.61 g/cm^3, media de 2.57 g/cm^3. Existen 9 muestras paramagnéticas, y una ferromagnética con 3435*10^{-6} ucgs. En este caso aislado se trata de diques que cortan a dioritas/monzodioritas ferromagnéticas. Estas rocas no contribuyen a la construcción de anomalías importantes (salvo radiométricas) en el stock de Valencia del Ventoso; sí puede decirse que tienden a situarse en mínimos gravimétricos y magnéticos relativos (**figuras 42** y **43**), pero que pueden ser originados por monzogranitos subyacentes (la relación genética entre monzogranitos y diques, si existe, está por discernir).

Las granodioritas y monzogranitos son rocas muy félsicas, de tamaño de grano medio a grueso (en ocasiones centimétrico). La diferencia entre estas litologías es escasa, sólo un mayor aumento en el contenido de feldespato potásico en los monzogranitos anima a separarlo en estos dos grupos. Disponemos de láminas y/o probetas de las siguientes muestras:

Granodioritas biotítico-anfibólicas con lámina y probeta: 302 y 311; con lámina: 298, 307, 509 y 2039.

Monzogranitos con lámina y probeta: 105, 125, 300, 306 y 308; con lámina: 126, 2029, 2031, 2032, 2035, y 2058.

Corresponden a términos ácidos más diferenciados caracterizados por una disminución considerable de las proporciones de los minerales ferromagnesianos (rocas leucocratas), dentro de los cuales la biotita tiende a superar el anfibol en proporción, y un considerable aumento de cuarzo y feldespato potásico que es siempre un mineral principal. El paso de granodioritas a términos más ácidos (monzogranitos) es gradual.

Al igual que en las rocas dioríticas se observa la presencia de esfena en cristales individuales, y unas cantidades variables de magnetita e ilmenita, aunque el volumen de minerales opacos disminuye claramente, con valores más frecuentes del orden del 1%. La magnetita se presenta en cristales incluídos en anfiboles y en ocasiones en biotita, y su tamaño de grano es muy similar al observado en las tonalitas (0,20 a 0,50 mm). En las granodioritas predomina la ilmenita dentro de los escasos opacos presentes, mientras que en algunas muestras de monzogranitos (125, 300, 306 y 308) las cantidades de magnetita varían entre 0.4 y 0.8%.

En granodioritas y monzogranitos la disminución de la magnetita existente lleva consigo un claro descenso en los valores de susceptibilidad magnética con respecto a los obtenidos en las tonalitas, y el descenso en la proporción de ferromagnesianos va acompañado así mismo por valores más bajos de las densidades observadas, inferiores a las del resto de las litologías del plutón. Además de las muestras de las que disponemos lámina y probeta, a partir de datos de campo y de los valores de densidad y susceptibilidad magnética, pueden

agruparse en estas litologías las siguientes las granodioritas 106, 111, 120, 121, 131, 299, 310, 312, 313 y 315, y los monzogranitos 524 y 531.

Por último, las rocas filonianas más comunes en la zona centro-septentrional del complejo plutónico corresponden a pórfidos félsicos y felsitas rojizas que forman diques de potencias métricas que cortan a las rocas plutónicas y a los materiales encajantes. Estas rocas son las más ligeras y paramagnéticas de todo el complejo y están constituidas fundamentalmente por una pasta de cristalitos de feldespato potásico y plagioclasa ácida muy finos y mal individualizados, con cuarzo intersticial y láminas de biotita muy finas y generalmente muy alteradas. En esta matriz se encuentran proporciones variables de fenocristales idiomorfos de plagioclasa, que con frecuencia forman glomérulos policristalinos de escasos individuos y algun fenocristal fino y subidiomorfo de biotita, que puede contener inclusiones de apatito. Tanto los fenocristales como los minerales de la matriz presentan en general un grado considerable de alteración que se manifiesta en sericitizaciones y epidotizaciones de los fesdespatos y en cloritizaciones de la biotita, a las que se pueden asociar neoformaciones de esfena y minerales opacos. Como consecuencia de estos procesos secundarios, los minerales de estas rocas presentan aspectos sucios y turbios debido a infinidad de minerales secundarios de grano muy fino que han crecido sobre ellos.

En la zona meridional, las rocas filonianas más comunes son granitos de grano fino y aplitas sacaroides cuya mineralogía principal consta de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, con biotita en proporciones subordinadas. Como accesorios se encuentran apatito y minerales opacos.

5.3.1.6 Resumen

Todos los datos de petrofísica de todas las litologías descritas del complejo de Valencia del Ventoso se sumarizan en la siguiente tabla:

	N	DENSIDAD (g/cm^3)			SUSCEPTIBILIDAD (ucgs x 10^6)							Q
		d_{min}	d_{max}	d_m	k_{min}	k_{max}	k_{mdn}	k_{mp}	k_{mf1}	k_{mf2}	k_{mf3}	
Dioritas centrales	14	2.80	2.94	2.88	35	4395	114	91(11)	-	-	-	0.17
Monzodioritas centrales	9	2.74	2.89	2.79	1792	5047	3587	-	-	-	3752 (8)	1.31
Monzodioritas Pozuelo	4	2.76	2.83	2.80	89	246	224	196 (4)	-	-	-	-
Dioritas M. Torres	3	2.83	2.86	2.85	197	240	185	207	-	-	-	-
Tonalitas	24	2.61	2.86	2.73	59	4924	2323	118 (7)	-	2050(8)	3400 (9)	0.23
Granodioritas	25	2.58	2.77	2.69	27	2454	126	95(17)	484 (3)	1510(5)	-	0.42
Monzogranitos	12	2.55	2.68	2.61	23	1604	728	98 (5)	-	1276(6)	-	0.22
Granitos (diques)	10	2.46	2.61	2.57	4	3435	87	72 (9)	-	-	-	-

Tabla XX. **Densidades y susceptibilidades de las rocas del Complejo de Valencia del Ventoso**

[Nota: entre paréntesis se da el número de muestras comprendidos en los rangos a los que se refieren los promedios de susceptibilidad kmp, kmf1, kmf2, kmf3, y kmf4: kmp<250*10^{-6} ucgs. Fracción paramagnética; 250<kmf1<750*10^{-6} ucgs. Fracción débilmente ferromagnética (0.1<% Fe_3O_4 <0.3); 750<kmf2<2500*10^{-6} ucgs. Fracción moderadamente ferromagnética (0.3<% Fe_3O_4 <1); 2500<kmf3<7500*10^{-6} ucgs. Fracción ferromagnética (1<% Fe_3O_4<3); kmf4>7500*10^{-6} ucgs. Fracción muy ferromagnética (% Fe_3O_4>3). k_{mdn} = mediana. Parámetro Q: mediana (apartado 5.6)].

En la **tabla XX** se manifiesta claramente la heterogeneidad petrofísica del complejo de Valencia del Ventoso, tanto en densidades como en susceptibilidades, con ejemplares de dioritas, tonalitas, granodioritas y granitos, en general polimodales, que dibujan diferentes tendencias en el diagrama k-d de la **figura 48**: una paramagnética clara (la mayor parte de granitos, granodioritas y dioritas), y varias ferromagnéticas de distinta intensidad, las más importantes debidas a monzodioritas y tonalitas centrales, que también quedan reflejadas en los histogramas de dicha figura.

El carácter petrofísico del complejo de Valencia del Ventoso es, pues, enteramente concordante con el de un granitoide de petrología ferromagnética (véase la descripción del Anexo A1).

La magnetita está presente en cantidades apreciables como para que se justifique la clara zonación magnética del stock, pero no en una sola litología: en las rocas de Valencia del Ventoso la aparición de magnetita está ligada a la presencia de hornblenda en rocas monzodioríticas y tonalíticas, y en menor medida, granodioríticas.

Respecto a la relación entre la magnetita y el anfíbol conviene mencionar que los análisis por microsonda de los anfíboles ponen de manifiesto, según Pons (1982), un salto composicional de Fe y Mg en el límite de las monzodioritas, coincidente con la precipitación precoz de la magnetita: antes que el anfíbol, en vez de después, como ocurría en las dioritas; con lo que los anfíboles se empobrecen en Fe, según este autor, en el tránsito entre dioritas y monzodioritas. Ello reflejaría una cristalización en condiciones progresivamente oxidantes, que Pons (1982) adscribe al aumento de la fO_2 por presencia de cloro (consume H_2 y libera O_2, aumentando la actividad de éste). No obstante, este mismo fenómeno se observaría tras la oxidación deutérica del anfíbol de las monzodioritas.

La zonación magnética del stock (**figuras 36**, **42**) debe ser atribuída a masas de rocas intermedio-básicas, monzodioríticas principalmente, y tonalíticas (datos k-Q de la **tabla XX**). No obstante, parece existir un cierto déficit de susceptibilidad en las muestras de monzodioritas, que veremos que pueden ser rocas abundantes en el subsuelo del complejo, respecto a las intensidades de sus anomalías magnéticas de campo total, que alcanzan los 500 nT. Deberían existir valores de moda más alta ($>7500*10^{-6}$ unidades), que no habrían sido detectados en el muestreo (se podrían haber realizado perfiles magnéticos en tierra para llevar a cabo esta detección); o bien, alternativamente, habría que admitir que en estas rocas la magnetización remanente puede jugar un papel significativo, como parecen indicar los datos de la **tabla XX**.

En cuanto a la también interesante zonación gravimétrica del macizo de Valencia del Ventoso, las tonalitas y monzodioritas centrales pueden dar lugar a anomalías gravíficas moderadas como las que ocurren en varias áreas de la mitad Sur del plutón (**figura 43**),

coincidentes en esta mitad Sur con anomalías magnéticas salvo en la zona del Pozuelo. Las anomalías magnéticas más intensas sobre la unidad circular del centro-Norte del complejo deben ser causadas por monzodioritas, mientras que las gravimétricas aquí son probablemente demasiado intensas para ser debidas a las dioritas centrales superficiales; el mapa de Bouguer sugiere la existencia de rocas gabroideas en profundidad. En el extremo SE, en la zona del Pozuelo, los gabros, si existen, y las monzodioritas, son de escasa importancia en volumen, por la débil tonalidad gravimétrica de esta región. En el extremo NE del complejo de Valencia del Ventoso los monzogranitos deben encontrarse yuxtapuestos (o sobreyacer) a rocas de densidad más elevada, pues el mínimo correspondiente a su bajo peso específico no alcanza un desarrollo importante. Por último, en este extremo NE, el mapa de Bouguer sugiere una importante extensión hacia el Norte, bajo los sedimentos Cámbricos, de todo el macizo de Medina de Las Torres (dioritas y gabros), que serviría de puente para conectar las anomalías de Burguillos con las de la zona de Calzadilla de los Barros.

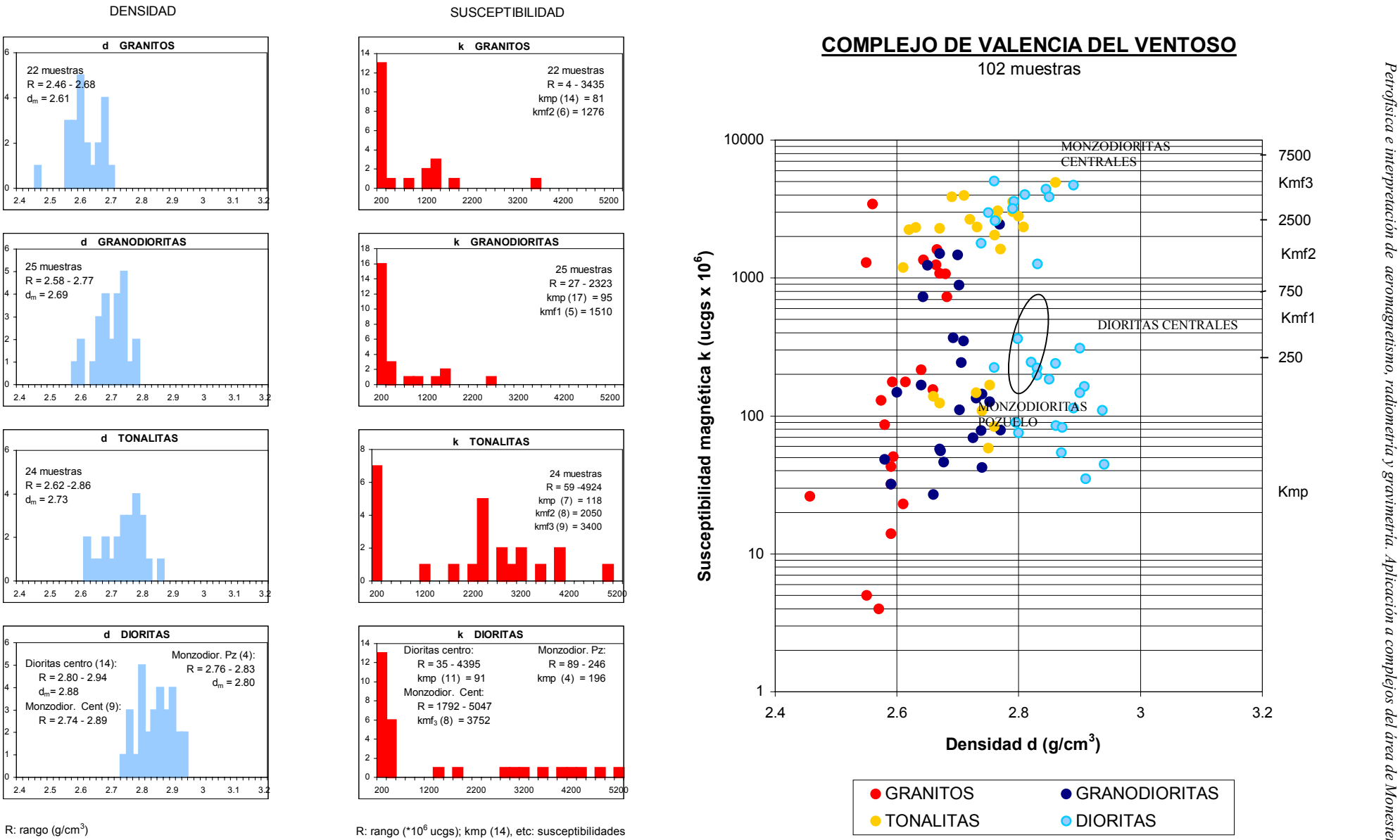


Figura 48. Histogramas de densidad, susceptibilidad y diagrama d - k de las rocas de Valencia del Ventoso

(Los rangos a los que se refieren las medias de susceptibilidad se indican en la barra derecha del diagrama d-k)

5.3.2. RADIOMETRÍA GAMMA NATURAL

Antes de analizar los resultados en tierra, introducimos una breve descripción cualitativa de la radiometría aeroportada del complejo de Valencia del Ventoso.

Valencia del Ventoso presenta una interesante zonación en los mapas radiométricos ternarios aeroportados (**figura 44**), en la que, cabe distinguir al menos 3 tipos de respuestas.

De menor a mayor intensidad éstas serían:

a) Una zona de baja radiación, correspondiente sobre todo a la Unidad circular diorítica del Magna en el centro-N del macizo, que incluye una serie de heterogeneidades que dan tonos aislados de K;
b) Diversas zonas intermedias, según toda la banda magnética SE del plutón, con tonos de U, K y U+Th;
c) Esta unidad de radiación intermedia (probable tonalita-monzodiorita) de la banda SE y áreas del centro del stock, con tendencias moderadas de U y U+Th, y heterogeneidades graníticas (tonos de K), se ve rodeada por abundantes zonas más radiactivas (mayoritarias en el conjunto del complejo) con dominio de tonos potásicos, neutros, y de U+Th altos. Estas zonas deben corresponder a la unidad granítica del complejo (**figuras 39**, **44**).

Además de estas tres zonas, de baja radiación en la unidad circular central, intermedia en tonalitas y monzodioritas, y alta en granitos y granodioritas, en el extremo SO del complejo se da una zona de nivel radiactivo intermedio-bajo (zona del Cortijo del Pozuelo: gabros y monzodioritas, para Oleaga *et al*, 1999; monzodioritas para Pons, 1982).

Valencia del Ventoso, si bien no muestra un abanico litológico tan amplio como Burguillos, puede ser casi tan politípico como éste, y desde luego más de lo que algunas cartografías disponibles indican, como las de Pons (1982), y Garrote Ruiz *et al* (1983). Aunque las descripciones y clasificaciones de estos autores sean correctas, quizá la cartografía más realista es la de Oleaga *et al* (1999), en el sentido de que muestra una gran imbricación de las unidades b) y c), que es lo que también indica el mapa radiométrico ternario. Tampoco se debe despreciar la cartografía de Pons (1982), que contiene rasgos coincidentes con la

radiometría; en definitiva, a pesar de tratarse de un vuelo de alta resolución su nivel de detalle es quizás insuficiente para la complejidad del macizo de Valencia del Ventoso. Estos aspectos serán tratados con más amplitud en el capítulo 6.

Para verificar en tierra el significado de las zonaciones radiométricas aeroportadas se registró con el espectrómetro GR-320 (EXPLORANIUM) la radiación gamma natural en 41 de los 102 sitios muestreados para densidad y susceptibilidad (adicionalmente se midieron 4 sitios en el skarn de Medina de las Torres, por su eventual interés minero).

Hay que recordar que este instrumento, por su característica de monitorización continua y automática de la alineación espectral de sus 256 ventanas energéticas (mediante una fuente de Cs-137 que lleva incorporada) carece prácticamente de deriva, por lo que proporciona concentraciones de K, U y Th de valor geoquímico si el afloramiento ofrece buenas condiciones de medición (roca fresca, geometría 2π).

Los resultados por tipos de rocas se dan en la siguiente tabla (**figura 49**):

	N	**K_{min}**	**K_{max}**	**K_{media}**	**U_{min}**	**U_{max}**	**U_{media}**	**Th_{min}**	**Th_{max}**	**Th_{media}**	**Total (media)**
Dioritas centrales	5	1.15	1.68	**1.41**	0.80	2.08	**1.64**	6.50	9.30	**7.91**	**13.33**
Monzodioritas	5	1.67	2.91	**2.32**	1.97	3.75	**3.03**	8.24	13.85	**10.35**	**20.31**
Monzodioritas	3	2.05	2.60	**2.37**	2.30	6.00	**3.97**	10.70	16.80	**12.95**	**22.88**
Tonalitas	8	1.95	3.06	**2.47**	1.84	4.16	**3.51**	7.55	15.30	**12.34**	**22.00**
Granodioritas	9	2.89	4.16	**3.32**	3.44	7.88	**5.33**	13.03	22.75	**17.66**	**30.96**
Monzogranitos	6	3.80	4.35	**4.02**	2.50	9.20	**7.13**	16.35	31.75	**25.86**	**43.18**
Granitos (diques)	5	4.30	6.30	**5.24**	1.93	8.60	**5.40**	8.32	54.30	**27.07**	**44.55**
TOTAL	41	1.15	6.30	**3.07**	0.80	9.20	**4.42**	6.50	54.30	**16.54**	**28.62**
Skarn de M. Torres	4	1.42	1.98	**1.75**	2.20	4.53	**3.27**	7.12	14.15	**9.91**	**17.60**

Tabla XXI. **Espectrometría in situ (% K, ppmU, ppm Th) del Complejo de Valencia del Ventoso**

Se puede señalar fácilmente:

*La menor radiactividad de las dioritas centrales, fácilmente discernibles en los mapas aeroportados (sobre todo en la unidad circular del Magna) del resto de las litologías.

*Las monzodioritas y tonalitas son muy parecidas en cuanto a contenidos de elementos radiactivos. Las monzodioritas del Pozuelo son ligeramente más radiactivas en el muestreo (contenidos en potasio similares, pero con un poco más de U y Th, y también de cuenta total en promedio). En los diagramas de la **figura 49** el rango de valores de las monzodioritas y tonalitas centrales es amplio, sobre todo en K (**tabla XXI**), y más restringido en las monzodioritas del Pozuelo; pero todas estas litologías aparecen confundidas, indiscernibles, y a la vez separadas de dioritas y granodioritas.

Por tanto, el rasgo fundamental es que la adjudicación probable a estas rocas de la mayor parte de las zonas de radiación intermedia del complejo de Valencia del Ventoso, pasa a ser bastante segura, más si se considera la notable correlación de los datos espectrométricos con los magnéticos y graviméticos (como se verá en el apartado 6). Más compleja parece la separación espectral de tonalitas y monzodioritas, con características muy similares.

*Las granodioritas se ubican en registros superiores a los de monzodioritas y tonalitas, pero inferiores a los de los granitos. En el diagrama Th-K aparecen ocupando un amplio rango de valores de K, el mayor de todas las litologías. En el de Th-U siguen una directriz lineal de enriquecimiento en U (en promedio tienen tanto U como los diques graníticos). Por el potasio estas rocas se distinguen bien de los términos más básicos, mientras que el Th (o el ratio K/Th) es el mejor indicador para separar las granodioritas de los monzogranitos, ya que este elemento es un índice claro de diferenciación en el conjunto ácido del plutón (el incremento medio de potasio en el paso granodiorita-monzogranito es del 17%, mientras que el de torio es de 33%: el torio va ser un elemento determinante de la cartografía de los monzogranitos del complejo, apartado 6.2.1).

*Los granitos del complejo de Valencia del Ventoso son bastante heterogéneos, más radiactivos que todas las litologías anteriores, de manera que se aprecian fácilmente en los mapas aeroportados: los monzogranitos tienen altos contenidos en U y Th, los diques, en K (**tabla XXI**). Los monzogranitos se distinguen bien en toda la mitad Sur y banda NE del macizo donde marcan tonos intermedio-altos según directrices circulares obvias en los

mapas de K, U y Th (**figuras 39**, **44**). Cuestión diferente es la de separar las varias familias espectrales de "granitos" que parecen existir en el plutón de Valencia del Ventoso.

*En efecto, considerando granodioritas y granitos en conjunto, existe un grupo de 5 datos con contenidos bajos en U y Th (Th< 20 ppm, U< 3 ppm, **figura 49**). Estas rocas marcarían "puntos" potásicos en zonas de baja radiación (v.g., este es el caso de los spots en la unidad circular, que coinciden parcialmente con diques graníticos de la cartografía Magna de la **figura 44**). En zonas de más alta radiación estos puntos potásicos también podrían ser debidos a monzogranitos y granodioritas bajos en U y Th, y tal vez fueran discernibles por sus diferentes ratios (más elevados) K/Th o K/U. Es posible que existan dos familias de diques, una de menor radiación (Radiación Total inferior a 40 ppm eU; valores de U<3.5 ppm, de Th< 16.5 ppm) y otra de mayor (entre 40 y 66 ppm eU, con datos muy dispersos); e igualmente otras dos de monzogranitos (la de baja con Radiación Total inferior a 40 ppm eU; valores de U<4 ppm, de Th< 20 ppm).

*A nivel de directriz general, los diques graníticos, igual que las dioritas más básicas centrales, se encuentran relativamente fuera de la tendencia radiactiva común de las rocas del complejo de Valencia del Ventoso, no así los monzogranitos de mayor radiación (**figura 49**).

En resumen, son discernibles las dioritas centrales por un lado, las tonalitas y monzodioritas por otro, y las rocas graniticas de todas las anteriores. Estas últimas son siempre potásicas (o muy potásicas en un grupo de diques félsicos); pero existe un conjunto de granodioritas, monzogranitos y diques con contenidos bajos de U y Th

El aumento en Th (depresión del ratio K/Th) es un claro índice de evolución dentro del conjunto de las rocas graníticas (y probablemente en el de las rocas intermedias, tonalíticas y monzodioríticas). En el caso de los diques, con gran seguridad, la tasa de aumento en Th es la más elevada de todas las litologías; en el caso de las dioritas básicas esta tasa es muy pequeña, por lo que ambos aparecen fuera de la tendencia radiactiva general del stock de Valencia del Ventoso.

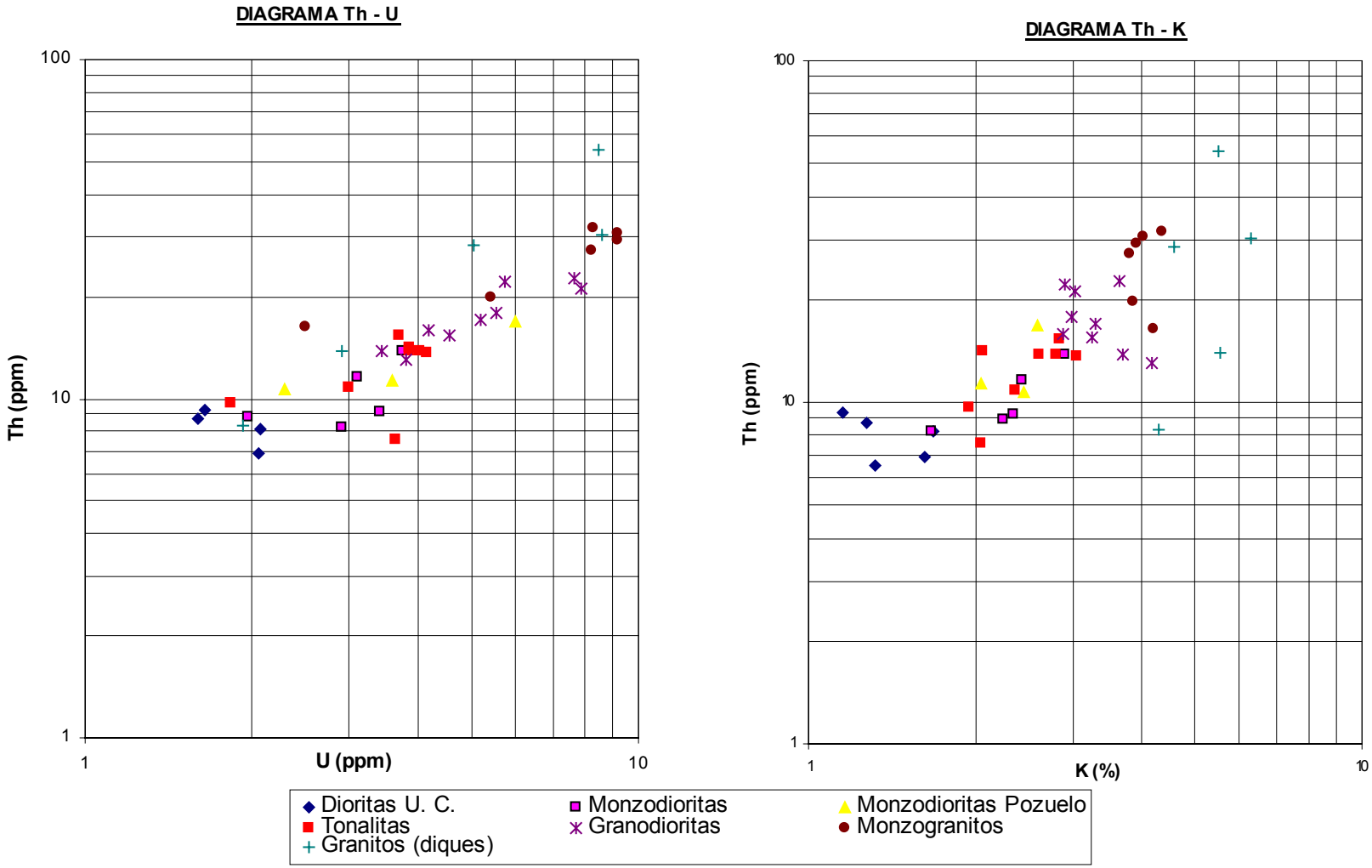


Figura 49. Diagramas torio-uranio y torio-potasio de 41 muestras de Valencia del Ventoso (GR-320: espectrometría in-situ)

5.4. PETROFÍSICA DEL COMPLEJO DE BROVALES

5.4.1. DENSIDADES Y SUSCEPTIBILIDADES

En este trabajo, de acuerdo tanto con las referencias mencionadas en los apartados 5.1. y 5.2. anteriores (hojas Magna 853 y 875, Pons, 1982, y Quesada *et al*, 2002), como con los datos de petrofísica y los de petrografía, vamos a agrupar las 53 muestras obtenidas en el complejo de Brovales en 4 litologías:

LITOLOGÍA	MUESTRAS	LÁMINAS	PROBETAS
Gabros	4	1	1
Tonalitas	16	9	2
Granodioritas	21	11	-
Granitos	12	7	1
TOTAL	53	28	4

Se hace notar que el muestreo de este complejo es algo más irregular que el de Valencia del Ventoso o Burguillos; en concreto, no se ha podido tomar muestra del área inmediatamente al Sur del curso del Ardila (presencia de reses bravas), área que por sus rasgos magnéticos y radiométricos debe ser fundamentalmente tonalítica, ni de la zona centro-este inmediatamente al Sur del vértice del Guijo (de fuerte relieve y escasos accesos, con granodioritas y granitos).

-Tonalitas: son rocas de densidad intermedia (densidades entre 2.58 y 2.74 g/cm^3, media de 2.67 g/cm^3), algo más ligeras que las de los complejos de Valencia del Ventoso (2.73 g/cm^3 de promedio en éste) y Burguillos (2.76 g/cm^3 de promedio).

Las tonalitas son polimodales en susceptibilidad: existen 4 ejemplares paramagnéticos (susceptibilidades entre 17 y 210 *10^{-6} ucgs, kmp=90*10^{-6} ucgs), 3 datos de susceptibilidad baja-media (kmf1=491*10^{-6} ucgs), 7 intermedios (kmf2=1313*10^{-6} ucgs, proporción de magnetita del orden del 0.5-1%), y 2 ferromagnéticas (3540-6138*10^{-6} ucgs, kmf3=4839*10^{-6} ucgs, $Fe_3O_4 \cong 2\%$). En general, las mayores susceptibilidades corresponden a la parte Norte de la rama centro-Sur estrecha del plutón y a las muestras tomadas en la banda inmediatamente al Noreste del embalse de Brovales (**figura 42**), donde en ninguno de los dos casos marcan máximos gravimétricos (**figura 43**).

De las muestras de tonalitas recolectadas para análisis petrofísico disponemos de lámina delgada y probeta pulida de las nº 390 y 397 y de láminas delgadas de las 654, 660, 661, 2007, 2017 y 2018. Su distribución dentro del macizo es irregular; en parte están situadas en las cercanías de las mineralizaciones de magnetita de San Guillermo y Santa-Justa, pero otras se distribuyen en el entorno del río Ardila y del embalse de Brovales. En general son menos abundantes que las granodioritas.

Las características estructurales y petrográficas de estas rocas son:

- Desarrollo de una orientación fluidal de origen magmático (ya observada en las tonalitas de Valencia del Ventoso). Este aspecto es también destacado por Pons en su tesis de 1982.

- Presentar un contenido en potasio entre 2.10 y 2.90%. El microclino está ausente (muestra 654) o en cantidades muy inferiores a las de las plagioclasas (resto de las muestras).
- Plagioclasa idiomorfa y zonada en fenocristales y plagioclasa tabular orientada en la matriz. Predominio de anfíbol monoclínico sobre biotita. Ambos máficos son alotriomorfos y por lo tanto posteriores a las plagioclasas.

- Presencia de magnetita, con tamaño de grano entre 0.10 y 0.25 mm. Es de claro origen magmático, en su mayor parte se presentan en forma de inclusiones dentro del anfíbol, biotita y, en ocasiones, de plagioclasas. Las proporciones de magnetita que se han determinado en las muestras con probeta pulida son del 0.5% (muestra 390) y cercanas al 2.0% (muestra 397); en el resto de las muestras deben estar comprendidas entre dichos valores. El máximo de la susceptibilidad magnética es de $6138*10^{-6}$ ucgs, correspondiente a la muestra 661, y demuestra la heterogeneidad de la distribución de la magnetita, pues su contenido en lámina es más o menos del 1.0%, por lo cual debería tener una susceptibilidad de unas $2500*10^{-6}$ ucgs (se trata de una zona de mezcla, con grandes variaciones en el contenido de máficos).

Del estudio petrográfico de estas rocas podemos considerar el siguiente orden de cristalización: el apatito, circón y la magnetita serían los primeros minerales en cristalizar y separarse del líquido magmático (siempre van en forma de inclusiones en el resto de minerales primarios, plagioclasas, anfíboles y biotita). Posteriormente cristalizan las

plagioclasas (carácter idiomorfo en relación con anfíboles y biotita). Más tarde lo hacen dichos minerales (anfíboles y biotitas) con características alotriomorfas. Por último cristalizan el cuarzo y el feldespato potásico. Estos minerales son intersticiales y se presentan en proporciones inferiores a las del resto de especies. La orientación fluidal (magmática), las proporciones de potasio (2.10 a 2.90%) y el comportamiento magnético (susceptibilidades entre 1000 y $4000*10^{-6}$ ucgs), son similares a las que se han observado en las tonalitas del complejo de Valencia del Ventoso, aunque su volumen dentro del macizo de Brovales es bastante inferior al correspondiente al macizo citado.

-**Granodioritas** (21 muestras, 11 muestras con lámina): exhiben densidades intermedias (entre 2.52 y 2.73 g/cm^3, media de 2.66 g/cm^3, frente a 2.69 g/cm^3 de las granodioritas de Valencia del Ventoso y Burguillos), algo heterogéneas (existen 2 muestras con densidades bajas, 2.52 y 2.54 g/cm^3 propias de granitos).

Por tanto, son rocas de densidad similar a la de las tonalitas, siendo también polimodales en susceptibilidad, aunque en un nivel inferior: existen 13 ejemplares con susceptibilidades entre 14 y $181*10^{-6}$ ucgs, kmp=$63*10^{-6}$ ucgs, 4 datos de susceptibilidad baja-media (kmf1=$559*10^{-6}$ ucgs), y 4 datos ferromagnéticos intermedios (0.5%< Fe_3O_4<1%, kmf2=$866*10^{-6}$ ucgs). Se trata de un grupo con una tendencia paramagnética clara, si bien algunas muestras son ligeramente ferromagnéticas (diagrama d-k en **figura 50**).

De los ejemplares de granodioritas se dispone sólo de lámina delgada de las muestras 643, 645, 646, 650, 657, 2006, 2010, 2011, 2014, 2077, y 2088.

Del estudio petrográfico y de las observaciones de campo, podemos indicar las características principales de esta litología:

- Ausencia de orientación fluidal magmática. Presentan una textura granuda alotriomorfa. Son frecuentes las fábricas foliadas o gneísicas, con deformación y recristalización mineral.
- Contenido en potasio entre 2.81 y 3.55%, claramente superiores a las presentes en las tonalitas. El microclino siempre está presente aunque en proporciones inferiores a las de las plagioclasas. La biotita supera en proporción al anfíbol, en general son más idiomorfos que

las plagioclasas. Aumento en las proporciones de cuarzo y microclino con respecto a las observadas en las tonalitas.

- No se observa magnetita en la composición de estas rocas (si existe, se encontraría en proporciones entre el 0.1 y 0.2%). Por lo tanto la susceptibilidad magnética es muy baja en las rocas de esta litología.

- El orden de cristalización sería: Apatito---------Biotita-Anfíbol-----------Plagioclasas----------Cuarzo-Feldespato potásico.

-Granitos (12 muestras, 6 muestras con lámina, 1 con lámina y probeta): como era de esperar son rocas de densidad baja (densidades entre 2.51 y 2.63 g/cm^3, media de 2.58 g/cm^3, frente a 2.62 g/cm^3 de los monzogranitos del stock de Valencia del Ventoso), más ligeras que las granodioritas y, de nuevo, polimodales en susceptibilidad: existen 6 ejemplares paramagnéticos con susceptibilidades entre 7 y $243*10^{-6}$ ucgs, kmp=$108*10^{-6}$ ucgs, 2 datos de susceptibilidad baja-media (kmf1=$409*10^{-6}$ ucgs), y 4 datos ferromagnéticos intermedios, pero con unas susceptibilidades superiores a las de las granodioritas en este intervalo (0.5%< Fe_3O_4<1%, kmf2=$2106*10^{-6}$ ucgs). Los granitos ocurren en zonas periféricas de la intrusión: extremo NE, borde centro-Este y rama meridional del mismo. Obsérvese que, a diferencia de las granodioritas, muestran una moda elevada, del orden de las $2000*10^{-6}$ ucgs, por lo que pueden originar una parte de la anomalías magnéticas del plutón.

A partir del estudio petrográfico y de las observaciones de campo, se han diferenciado dos facies: a) Monzogranitos: muestras 652, 653, 2012 y 2016 (láminas delgadas); b) Microgranitos: muestra 553 (lámina y probeta), y 647 y 663 (lámina delgada). La diferencia entre ambas litologías viene definida por su tamaño de grano (grano medio, monzogranitos y grano fino, microgranitos) y por su estructura (orientación fluidal muy marcada en microgranitos y ausencia de ella en los monzogranitos). Estas rocas representan los diferenciados más ácidos del macizo; en parte aparecen en la zona noreste cercanas al encajante, pero también se observan en la zona de la Ronchina, en el centro-Este del macizo (los microgranitos). Las características comunes de ambas facies son:

-Aumento del contenido de potasio en relación a tonalitas y granodioritas, con proporciones comprendidas entre 3.36 y 3.97%. En general el microclino supera a las proporciones de plagioclasa.

La biotita es el único mineral máfico en estas facies; no se observa anfíbol.

-La magnetita se presenta en las tres muestras de microgranitos en proporciones entre 0.8 y 1.5% en forma de inclusiones más o menos idiomorfas en biotita y plagioclasas. El tamaño varía entre 0.08 y 0.20 mm. Por lo tanto deben esperarse susceptibilidades magnéticas entre 1000 y $3000*10^{-6}$ ucgs en estas rocas. En la muestra 653, correspondiente a un monzogranito, también se presenta magnetita en proporciones cercanas al 1%, pero en general los monzogranitos exhiben bajas susceptibilidades magnéticas (medidas de campo con susceptómetro de mano).

Además de las rocas citadas, se observan en el complejo de Brovales diques tardíos que corresponden a aplitas de color blanco a rosáceo, de las cuales no disponemos de lámina delgada ni de probeta pulida; las medidas de susceptibilidad que se realizaron en campo siempre arrojaron valore muy bajos. Sí se dispone de lámina delgada de la muestra 659, que corresponde a una roca de dique diferente a las aplitas, ubicada al Oeste del emblase de Brovales. Dicha muestra corresponde a una micro-tonalita, con anfíbol y biotita y con presencia de posibles inclusiones opacas (muy probablemente magnetita). Debe de considerarse dentro de la familia de las tonalitas. Las proporciones de magnetita estarían comprendidas entre 0.4 y 0.7%, como corresponde a su susceptibilidad magnética de $1260*10^{-6}$ ucgs.

Los resultados de la petrofísica de Brovales se presentan en la siguiente tabla:

	N	DENSIDAD (g/cm^3)			SUSCEPTIBILIDAD (ucgs x 10^6)						Q
		d_{min}	d_{max}	d_m	k_{min}	k_{max}	k_{mdn}	k_{mp}	k_{mf1}	k_{mf2}	k_{mf3}	
Gabros	4	2.77	3.16	2.89	71	109	77	74	-	-	-	-
Tonalitas	16	2.58	2.74	2.67	17	6138	1028	90 (4)	491 (3)	1313 (7)	4839 (2)	0.41
Granodioritas	21	2.52	2.73	2.66	14	1025	89	63 (13)	559 (4)	866 (4)	-	0.15
Granitos	12	2.51	2.63	2.58	7	2395	363	108(6)	409 (2)	2106 (4)	-	0.34

Tabla XXII. **Densidades y susceptibilidades de las rocas del Complejo de Brovales**

[Nota: entre paréntesis se da el número de muestras comprendidos en los rangos a los que se refieren los promedios de susceptibilidad kmp, kmf1, kmf2, y kmf3: kmp<250*10^{-6} ucgs. Fracción paramagnética; 250<kmf1<750*10^{-6} ucgs.Fracción débilmente ferromagnética (0.1<% Fe_3O_4<0.3); 750<kmf2<2500*10^{-6} ucgs. Fracción moderadamente ferromagnética (0.3<% Fe_3O_4<1); 2500<kmf3<7500*10^{-6} ucgs. Fracción ferromagnética (1<% Fe_3O_4<3); kmf4>7500*10^{-6} ucgs. Fracción muy ferromagnética (% Fe_3O_4>3). k_{mdn} = mediana. Parámetro Q: mediana (apartado 5.6)].

Granodioritas y tonalitas son rocas de similar densidad en Brovales (**figura 50** y **tabla XXII**), ya que las segundas son más bien ligeras, v.g., en comparación con las de Valencia del Ventoso y Burguillos. En efecto, Brovales apenas si produce tonos gravimétricos de intensidad intermedia (4-7 mGal) en su parte central NE, **figura 43**, a medias coincidentes con las anomalías magnéticas en este área; además es dudoso que estas tonalidades sean debidas en exclusiva a rocas de Brovales, sino que más bien interferirían con la importante anomalía gravífica de Burguillos.

Granodioritas y tonalitas se diferencian bien por su magnetismo: las primeras son mayoritariamenete paramagnéticas (bastante más de lo que el muestreo de la **tabla XXII** refleja, pues existen zonas paramagnéticas reconocidas en campo con un medidor de susceptibilidades de mano donde no se ha tomado ejemplar alguno), mientras que las segundas resultan moderadamente ferromagnéticas, y responsables de las anomalías del plutón en su rama Sur y en la zona NE del embalse de Brovales.

Los granitos son las rocas más ligeras del plutón, aunque este hecho no tiene reflejo en la cartografía gravimétrica del mismo (no existen mínimos asociables a masas separadas de granitos). Son más magnéticos que las granodioritas, lo que nos lleva a sugerir, en combinación con los datos de espectrometría aeroportada, que podrían ser los causantes de

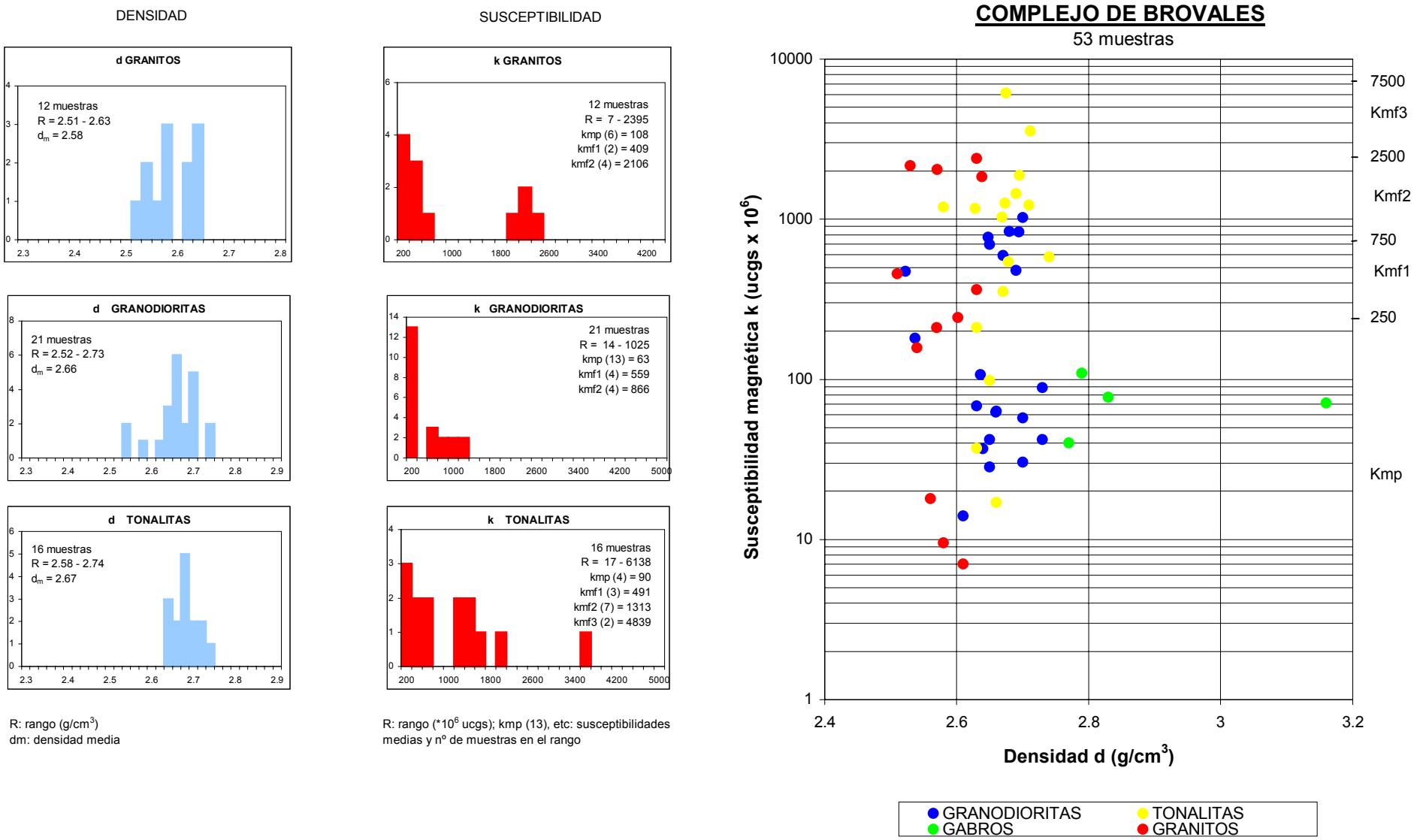
las anomalías magnéticas de la intrusión en su zona central-noreste antes mencionada como de mayor intensidad gravimétrica. El dato de la mediana kmdn de la **tabla XXII** representa adecuadamente las características magnéticas de las rocas del stock de Brovales.

Según los datos de la microsonda obtenidos por Pons (1982), los anfíboles van de las hornblendas ferro-edeníticas a las hastingsíticas según una evolución típica, sin salto composicional como en el complejo de Valencia del Ventoso, lo que para este autor prueba un proceso de diferenciación simple con disminución normal de la fugacidad fO_2 con la temperatura. Las tendencias composicionales de las biotitas (razón Fe^{3+}/Fe^{2+}) indican también una evolución equilibrada de la anterior (entre los buffers FMQ y Fe_2O_3/Fe_3O_4) con disminución regular de fO_2 con la T, sin mostrar las condiciones más oxidantes como ocurría en Valencia del Ventoso. Por referencia a este último, las especies minerales son las mismas, algo menos básicas en términos petrográficos equivalentes, y la evolución es también calcoalcalina por cristalización fraccionada de un magma granodiorítico, en donde los procesos cumulativos originan el material más básico diorítico-tonalítico.

El mapa de Bouguer de Brovales se encuentra dominado por efectos regionales debidos al máximo gravífico de Burguillos al NE y el mínimo al Sur provocado por el núcleo metamórfico de Valuengo y esquistos de Jerez. Desde el límite Este al Norte del plutón hasta la parte Sur del embalse de Brovales en el Oeste, existe una banda central-Norte con rocas más densas (**figura 43**), en parte coincidente con anomalías magnéticas, que pudiera ser de carácter tonalítico. Alternativamente, se trataría de granodioritas y granitos (zona de alta radiación), con los granitos como rocas magnéticas, mientras que el mapa de Bouguer reflejaría aquí la presencia del stock de Burguillos más un cierto efecto de densidad y de correlación topográfica (las rocas granodioríticas quedan bien representadas en la zona septentrional del macizo y constituyen los importantes resaltes topográficos de esta zona, como se indicó en 5.2.2). O quizás entran en juego todos los factores mencionados: mezcla de rocas magnéticas y paramagnéticas, radiactivas, y diversos efectos gravimétricos (en el próximo apartado 6 se intentará analizar con detalle las zonaciones geofísicas de Brovales).

En resumen, el magnetismo indica que el complejo de Brovales es menos básico que el de Burguillos o Valencia del Ventoso, con facies probablemente bimodales, y de más difícil separación que en el caso de ambos (compárense los histogramas de propiedades físicas de uno y otros). Los datos magnéticos y radiométricos (la gravimetría de Brovales no es sencilla de interpretar: sus zonaciones gravimétricas son bastante tenues en el contexto de los tres complejos, como corresponde en definitiva a su espectro de densidades) indican que la estructuración cartográfica de Pons (1982) es una idealización: el plutón debe ser fundamentalmente granodiorítico (**figuras 42 y 44**), si bien las anomalías magnéticas serían causadas mayoritariamente por tonalitas y granitos (**tabla XXII**).

Indicar, por último, que la cartografía Magna de la hoja 875 (Coullault *et al,* 1981) yuxtapone al complejo de Brovales dos apéndices de carácter gabroideo, cuya relación con el complejo es bastante incierta. Estos cuerpos se situan, respectivamente, uno en su extremo central-Este y y otro en su límite SE, (**figura 41**), disponiéndose de 4 datos de los mismos (**tabla XXII**).



R: rango (g/cm^3)
dm: densidad media

R: rango (*10^6 ucgs); kmp (13), etc: susceptibilidades medias y nº de muestras en el rango

Figura 50. Histogramas de densidad, susceptibilidad y diagrama d - k de 53 muestras del Complejo de Brovales
(Los rangos a los que se refieren las medias de susceptibilidad se indican en la barra derecha del diagrama d-k)

5.4.2. RADIOMETRÍA GAMMA NATURAL

En el mapa ternario de Brovales (**figura 44**), que no presenta una estructuración tan clara como los de Valencia del Ventoso o Burguillos, predominan en conjunto las zonas saturadas, de alta radiación, granodioríticas, principalmente en toda la parte Norte del plutón (al Norte del río Ardila), si bien existen aquí dos discontinuidades de menor radiación, una E-O que penetra desde el extremo NE, y otra NO-SE (desde el embalse de Brovales al NO hacia el SE). Estas dos discontinuidades compartimentan toda la zona Norte de la intrusión, que queda dividida en tres máximos: NE, centro-E y SO.

La parte del complejo al Sur del Ardila (rama estrecha del plutón) es ligeramente menos radiactiva, aunque presenta un máximo potásico alargado. En toda la banda Oeste del complejo de Brovales se distinguen dos zonas de menor radiación, la más al Norte, sobre y en la periferia del embalse de Brovales, tonalítica, y la central, que no se puede relacionar con las cartografías disponibles (zona de cultivos aprovechando la red de drenaje del Ardila). Inmediatamente al SE de este área ocurre otra zona de radiación intermedia y magnética (sobre el Ardila), probablemente también tonalítica.

Así pues, la estructuración radiométrica de Brovales puede describirse en base a 3 máximos (potásicos y saturados en los tres elementos radiactivos) y dos discontinuidades en su parte Norte, otro máximo potásico al Sur, dos mínimos antrópicos al Oeste, y dos zonas intermedias entre los máximos (**figura 44**). Adicionalmente, existen dos mínimos correspondientes a los apéndices central-Este y SE, de carácter gabroideo según la cartografía Magna como se ha mencionado más arriba (**figura 41**). Sobre el terreno, los resultados con el espectrómetro de mano por tipos de rocas (33 muestras) se dan en la siguiente tabla:

	N	**K_{min}**	**K_{max}**	**K_{media}**	**U_{min}**	**U_{max}**	**U_{media}**	**Th_{min}**	**Th_{max}**	**Th_{media}**	**Total (media)**
Granitos	8	3.36	3.97	**3.55**	2.80	6.25	**4.14**	8.80	33.75	**20.78**	**31.81**
Granodioritas	11	2.81	3.55	**3.12**	3.32	8.98	**5.76**	11.19	25.20	**19.70**	**32.17**
Tonalitas	11	2.10	2.90	**2.50**	2.35	6.25	**4.00**	8.40	22.10	**13.88**	**23.92**
Gabros	3	0.50	0.90	**0.70**	4.40	5.40	**5.03**	6.20	8.00	**7.13**	**12.90**

Tabla XXIII. **Espectrometría "in situ " (% K, ppmU, ppm Th) del Complejo de Brovales**

Es notable que los granitos de Brovales sean apreciablemente menos radiactivos que los monzogranitos de Valencia del Ventoso (en promedio de K-U-Th, 3.50 %, 4.14 ppm, 20.78 ppm frente a 4.02 %, 7.13 ppm, y 25.86 ppm, respectivamente). Se caracterizan entonces por unos contenidos de K y U relativamente bajos, y por una tasa de enriquecimiento en Th relativamente alta (**figura 51**) como corresponde a rocas más evolucionadas, aunque en el promedio de la muestra el Th no resulte elevado para granitos.

Las granodioritas, de radiactividad similar a las de Valencia del Ventoso, son algo menos potásicas que los granitos, pero de mayor señal de U (o de U+Th, o radiactividad total, **tabla XXIII**); en particular, las granodioritas de mayor contenido en U+Th están en el grupo de las de menor proporción en K (**figura 51**). Cualquier intento de separación de granitos y granodioritas en Brovales, si es factible, ha de basarse en estos contrastes de K por un lado y/o de U+Th por otro.

Las tonalitas son discernibles de granodioritas y granitos por sus menores contenidos en radioelementos, especialmente en K (**figura 51**). Esta separación queda clara en el mapa radiométrico de la **figura 44**, en donde, como se ha mencionado, las firmas de las granodioritas y granitos son dominantes (salvo alrededor del embalse de Brovales, y sobre el Ardila). Por otra parte, las concentraciones en radioelementos de las tonalitas de Brovales son ligeramente superiores a las de Valencia del Ventoso.

Los gabros (si son tales; no se dispone de láminas de estas muestras) de Brovales presentan la anomalía de sus altos contenidos en U (sobre todo) y Th, impropios de rocas gabroideas (**tabla XXIII**; en los gabros cámbricos del Antiforme de Monesterio estos contenidos son casi siempre inferiores a 1 y a 3 ppm, respectivamente). Puede que se trate de una mezcla de gabros y dioritas (de las 4 muestras, tres tienen una densidad inferior a 2.85 g/cm^3).

En resumen, existen dos tendencias en el diagrama K-Th de Brovales (**figura 51**), correspondientes a dos estadíos evolutivos diferentes:

-Una constituída por tonalitas y parte de las granodioritas, que van a dar señales desde U+Th bajas a U ó U+Th más altas. Son rocas de menor contenido en K y una tasa de enriquecimiento en Th inferior.

-Otra más potásica y de mayor tasa de enriquecimiento en Th, con granodioritas y granitos que van a dar tonos de K y saturados en la imagen ternaria de la **figura 44**. Dentro de esta tendencia, la distinción radiométrica de granodioritas y granitos va a ser muy complicada.

Estos tonos potásico-saturados citados en último lugar son los predominates en el macizo, más si se tienen en cuenta los efectos antrópicos.

Observando conjuntamente los datos petrofísicos, y radiométicos y de campo potencial (**figuras 42**, **43** y **44**), se puede considerar el complejo de Brovales como fundamentalmente granodiorítico, lo que es compatible con sus respuestas gravífica y de radiometría gamma natural, si bien las anomalías magnéticas serían causadas mayoritariamente por tonalitas y granitos, como ya se ha mencionado anteriormente. En todo caso, la propuesta de una cartografía geofísica de detalle no puede ser neta en Brovales, dada la imbricación existente de tipos litológicos próximos con propiedades petrofísicas similares (**tablas XXII** y **XXIII**).

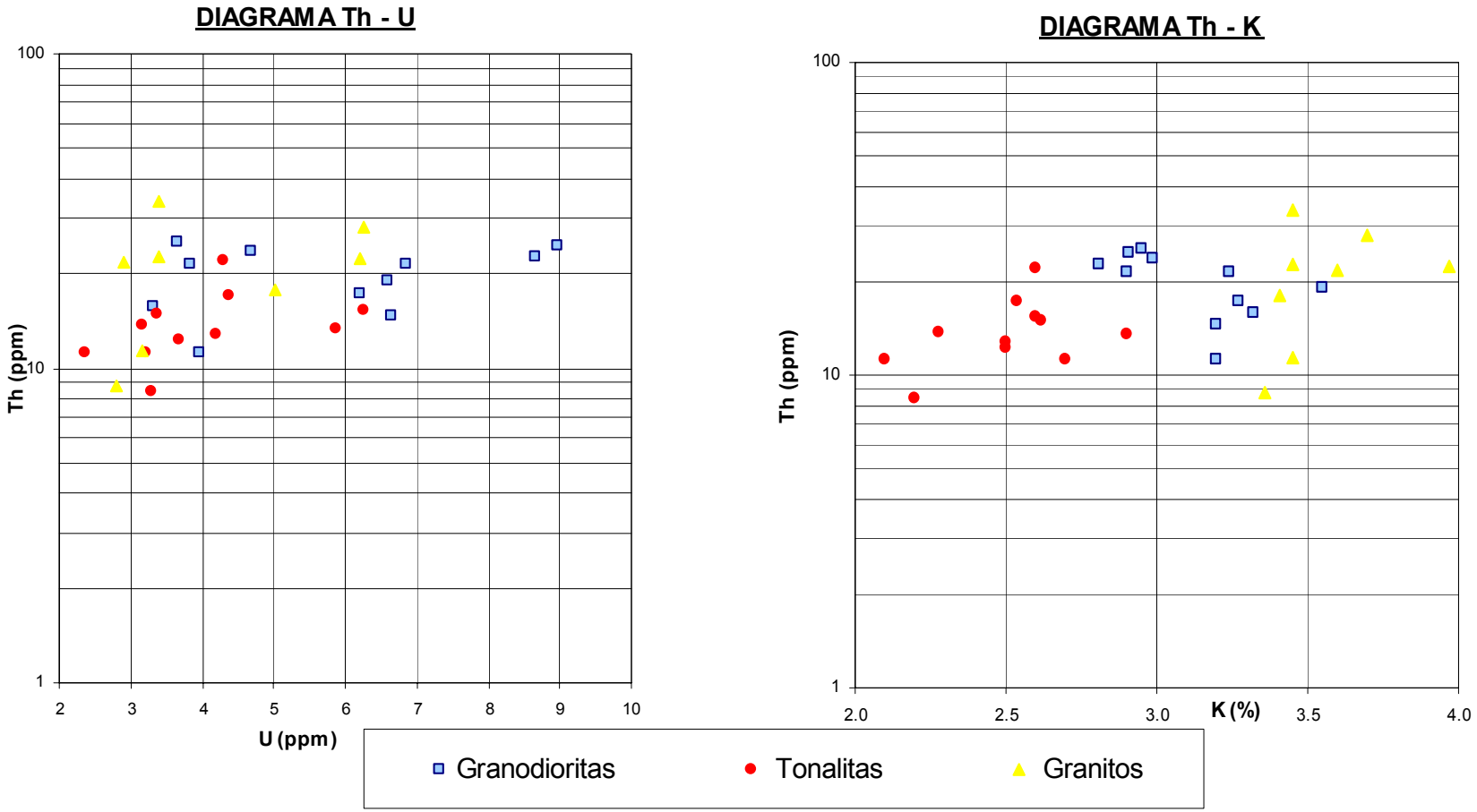


Figura 51. Diagramas torio-uranio y torio-potasio de 30 muestras de Brovales (GR-320: espectrometría in-situ)

5.5. PETROFÍSICA DEL COMPLEJO DE BURGUILLOS DEL CERRO

5.5.1. DENSIDADES Y SUSCEPTIBILIDADES

En este trabajo, teniendo en cuenta la descripción del apartado 5.2.3., y los datos de petrofísica además de los de petrografía, vamos a agrupar las 111 muestras obtenidas en el complejo de Burguillos en 5 litologías:

LITOLOGÍA	Nº MUESTRAS	LÁMINAS	PROBETAS
Gabros	29	12	10
Dioritas	37	23	7
Tonalitas	15	4	1
Granodioritas	10	5	1
Granitos	20	6	-
TOTAL	111	50	19

Hay que observar que, igual que ocurre en Valencia del Ventoso, el muestreo no pretende sólo ajustarse a la extensión superficial (relativamente indeterminada) de cada una de estas litologías, v.g., si así fuera quizás las rocas ácidas de la unidad periférica del complejo de Burguillos estarían submuestreadas, sino también tratar de justificar las anomalías del plutón. En este sentido, conviene destacar que la heterogeneidad litológica de Burguillos va acompañada con unas respuestas magnética y gravimétrica que son las más intensas y homogéneas de todos los intrusivos del Antiforme de Monesterio (**figuras 42 y 43**), lo que indica a priori presencia abundante de magnetita en una diversidad de litologías densas.

5.5.1.1 Gabros

Se han tomado 29 muestras de gabros (2 muestras con lámina, 10 con lámina y probeta).

Los gabros constituyen un vasto y heterogéneo conjunto dentro del stock de Burguillos, en el que conviene hacer alguna distinción. Entre los gabros tienen una textura muy característica los “ojo de culebra” (OC) descritos en el apartado 5.2.3 anterior, que no poseen otros gabros. Dado que los gabros OC tienen unas propiedades petrofísicas muy homogéneas, se va a usar este criterio textural y petrofísico para separar 2 grupos en el conjunto gabroideo de Burguillos, gabros OC y “Otros gabros”.

	Gabros OC (14 muestras)	**Otros gabros** (15 muestras)
Densidad (rango: media)	2.97-3.15: 3.05	2.80-3.16: 2.96
Susceptibilidad (rango: media)	197-17221: 12264 (kmf4)	108-10108: 4650 (kmf3)

***Tabla XXIV*. Rangos y medias de densidad (g/cm^3) y susceptibilidad (ucgs *10^6) de los gabros de Burguillos**

(Nota: kmf4 es el promedio de la fracción muy ferromagnética [k>7500*10^{-6} ucgs; % Fe_3O_4>3], y kmf3 el de la fracción ferromagnética [2500<k<7500*10^{-6} ucgs; 1<% Fe_3O_4<3]).

Se observa en la **tabla XXIV** que los gabros OC son muy pesados (dm= 3.05 g/cm^3) y muy ferromagnéticos (dejando aparte dos muestras con 197 y 1857*10^{-6} ucgs, respectivamente), alcanzando promedios kmf3(4)=6287 *10^{-6} ucgs (4 datos entre 5240 y 7205*10^{-6} ucgs), y kmf4(8)=12264 *10^{-6} ucgs (8 datos entre 8515 y 17221*10^{-6} ucgs, 4<% Fe_3O_4<8), por lo que ocupan el extremo superior del espacio d-k de las rocas de Burguillos (**figura 52**).

Estos gabros aparecen dispersos por todo el conjunto gabroideo central, en exposiciones de extensión modesta (no tan extensos como los representa Pons (1982), que da continuidad a afloramientos más o menos dispersos; si bien, ocurren principalmente donde lo señala este autor, que es también donde lo indica el mapa Magna de la hoja 853). Se trata de una de las litologías más consistentemente ferromagnética de todo el Antiforme de Monesterio.

Los gabros OC (láminas y probetas de las muestras 3050, 3051, 3052 y 3053; lámina de la 2072) se componen de hornblenda en grandes cristales globulares poiquilíticos, como mineral característico de esta facies, de plagioclasa maclada de tipo labradorita, presente en numerosas inclusiones dentro de los cristales globulares de hornblenda y en cristales tabulares asociados a la matriz granuda, y de clinopiroxenos y en ocasiones de ortopiroxeno dentro de la matriz citada. La biotita, cuando aparece, es escasa, y en general tardía en la cristalización. Accesoriamente existen cristales de apatito en inclusiones dentro de la hornblenda y la biotita. Estos gabros presentan elevadas proporciones de magnetita en forma de inclusiones en el anfíbol o intersticial entre los cristales de hornblenda y piroxeno. Varían dichas proporciones entre un 1 y un 8%, contenidos que se ajustan a los valores de susceptibilidad medidos. Sólo la muestra 582 (de la que no disponemos de lámina y probeta) es paramagnética (197*10^{-6} ucgs); puede pensarse que en dicha muestra existe una

martitización intensa de la posible magnetita existente. El tamaño de grano de la magnetita varía desde 0,10 a 0,45 mm.

La categoría de "Otros gabros" es bastante heterogénea:

-Se dispone por un lado de 4 gabros de olivino, recogidos en su afloramiento principal según el mapa de Pons (1982). Estos gabros son también pesados (densidades entre 3.00 y 3.16 g/cm^3, media de 3.05 g/cm^3) y con susceptibilidad bimodal (243, 319, 2098 y 3809 *10^{-6} ucgs, respectivamente);

-Los otros 11 gabros son anfibólicos y/o piroxénicos con densidades entre 2.80 y 3.03 g/cm^3, media de 2.93 g/cm^3, existiendo 5 muestras ferromagnéticas con susceptibilidad entre 2948 y 6534*10^{-6} ucgs (1-2.5% de Fe_3O_4; kmf3(5)=4818 *10^{-6} ucgs), tres muy ferromagnéticas (kmf4(3) igual a 8606*10^{-6} ucgs), y dos paramagnéticas (éstas con 108 y 257*10^{-6} ucgs, respectivamente, notoriamente ubicadas en zonas periféricas, gabros piroxénicos en ambos casos).

Desde un punto de vista petrográfico disponemos de láminas y probetas que corresponden a gabros con olivino-clinopiroxeno-ortopiroxeno±hornblenda-biotita (muestras nº 581 y 632, de éste sólo lámina), a gabros con clinopiroxeno-ortopiroxeno-hornblenda ± biotita (muestras nº 594 y 642), a gabros de hornblenda (muestras 572 y 627), y a gabros de clinopiroxeno-biotita (633). En general la textura es granuda hipidiomorfa. La magnetita es frecuente en casi todas las muestras recolectadas, sus proporciones son ligeramente inferiores a las determinadas en la facies de Ojo de Culebra, y varían entre el 1 y el 5%. En las muestras 632 y 642 los valores de susceptibilidad son inferiores (319 y 594 *10^{-6} ucgs, respectivamente) debido a procesos de martitización de la magnetita. El tamaño de grano de ésta varía entre 0,14 y 0,30 mm, aunque se han encontrado nódulos de varios centímetros en la muestra 581.

En general, las dos facies de gabros que se han separado, presentan como características principales la tendencia norítica (presencia de ortopiroxeno), y la elevada proporción de magnetita que contienen.

Para finalizar, dejando aparte las posibles distribuciones de masas en profundidad, a la que nos referiremos más adelante, es preciso destacar la gran coincidencia cartográfica entre la unidad central gabroidea de Pons (1982) con la disposición de las anomalías de campo potencial de Burguillos (**figuras 42** y **43**).

5.5.1.2 Dioritas

Se dispone de 37 muestras de dioritas (23 muestras con lámina, 7 con lámina y probeta). De nuevo estamos ante un vasto y heterogéneo conjunto dentro del complejo de Burguillos, en el que también conviene hacer alguna distinción. Entre las dioritas tienen una textura característica (roca relativamente clara, grano grueso) las que vamos a denominar dioritas biotítico-anfibólicas (dioritas BA), frecuentemente con muestras de cantera, recogidas para su análisis petrofísico en las numerosas explotaciones que las benefician, que diferenciamos del resto "Otras dioritas", que aparecen ya en zonas centrales del plutón, donde Pons (1982) suele cartografiar gabros con anfíbol o azules, ya en zonas más externas del stock de Burguillos.

Además es necesario observar que a menudo las "Otras dioritas" son difíciles de separar en campo de los gabros granudos: existen en el muestreo rocas algo más félsicas que éstos, de clasificación dudosa, próximas a las que se han incluído como gabros, en particular por lo que respecta a propiedades físicas, que se han introducido en el grupo de otras dioritas.

	Dioritas BA (13 muestras)	**Otras Dioritas** (24 muestras)
Densidad (rango: media)	2.76-2.88: 2.84	2.79-2.97: 2.87
Susceptibilidad (rango: media)	967-6431: 4581 (kmf3)	41-9170: 4327 (kmf3)

Tabla XXV. **Rangos y medias de densidad (g/cm^3) y susceptibilidad (ucgs *10^6) de las dioritas de Burguillos**

(Nota: kmf3 es el promedio de la fracción ferromagnética [2500<k<7500*10^{-6} ucgs; 1<% Fe_3O_4<3]).

Se observa en la **tabla XXV** que las dioritas BA son ferromagnéticas, de modo que salvo dos muestras con 967 y 1683*10^{-6} ucgs respectivamente, el resto (entre 2791 y 6431*10^{-6} ucgs) alcanza un promedio kmf3(11)=4581*10^{-6} ucgs. No existen datos paramagnéticos, de

modo que se trata también, como los gabros OC, de una litología consistentemente ferromagnética (**figura 52**).

Respecto a las "otras dioritas", algo más densas que las anteriores, existe un grupo paramagnético de 9 muestras (kmp(9)=125*10^{-6} ucgs), en general periféricas, 3 muestras de susceptibilidad intermedia, 10 ferromagnéticas, entre 2901 y 6178*10^{-6} ucgs, kmf3 (10)=4327*10^{-6} ucgs, y 2 muy ferromagnéticas con susceptibilidad de unas 9000*10^{-6} ucgs (% Fe_3O_4>3).

Disponemos de láminas de las muestras 575, 2060 y 2076, y láminas y probetas de las 576, 579, 590, y 605, consideradas como dioritas biotíticas anfibolicas con escaso clinopiroxeno. Por lo que respecta al grupo de "otras dioritas", las muestras con lámina 596 (y probeta), 600 (y probeta), 624, 2047, 2051, 2052, 2053, 2054, 2056, 2057, 2063, 2064, 2067, 2075, 2156, 3049 (y probeta) se consideran como dioritas piroxénicas (a veces biotiticas) y/o anfibólicas (a veces con escasa biotita).

Una característica textural de las dioritas en general es la presencia de una marcada orientación planar de claro origen magmático (también se observa en los gabros, aunque menos intensa; de aquí que se hable de "conjunto central cumulado").

La magnetita, abundante en casi todas las diroritas con lámina y probeta, se presenta como inclusiones dentro de los máficos, sobre todo biotita y hornblenda. Su tamaño varía entre 0,10 y 0,30 mm, con proporciones comprendidas entre 0,8 y 4,0%; sólo en las muestras 624 y 3049, ambas con escasa magnetita martitizada, se han obtenido valores paramagnéticos de 137 y 205*10^{-6} ucgs, respectivamente.

Estamos, pues, ante otros tipos litológicos que pueden justificar las abundantes anomalías magnéticas del plutón de Burguillos (**figura 42**): entre las dioritas, las biotítico-anfibolicas, ubicadas en la unidad central de Pons (1982), son claramente ferromagnéticas. Respecto al resto de dioritas, existen dos categorías petrofísicas:

-Las dioritas de la unidad central exhiben una moda principal ferromagnética alta (además de otras más bajas, en gran parte causadas por procesos de martitización), mientras que,

-Las dioritas más externas, de la unidad periférica, son paramagnéticas.

Todo ello concuerda aparentemente bien con los rasgos magnéticos de Burguillos (**figura 42**).

5.5.1.3 Tonalitas, Granodioritas y Granitos

Las tonalitas de la muestra (15 muestras, 3 muestras con lámina, 1 con lámina y probeta) pertenecen a la unidad periférica de Pons (1982). Son rocas de densidad intermedia-alta (densidades entre 2.66 y 2.81 g/cm^3, media de 2.76 g/cm^3) y polimodales en susceptibilidad: 8 ejemplares paramagnéticos (susceptibilidades entre 54 y 246*10^{-6} ucgs, kmp=136*10^{-6} ucgs, recogidos al Norte y NE del plutón, 2 datos de susceptibilidad media (1703 y 1975*10^{-6} ucgs, proporción de magnetita del orden del 1%), y 5 ferromagnéticas (2620-4490*10^{-6} ucgs, kmf3=3243*10^{-6} ucgs, 1%< Fe_3O_4<2%). Por tanto, el grupo ferromagnético de tonalitas puede contribuir también a la construcción de las anomalías magnéticas de Burguillos.

En estas rocas el cuarzo y la biotita sons abundantes mientras que el anfíbol es escaso; presentan una orientación planar similar a la de las dioritas.

Respecto a las granodioritas (10 muestras, 4 muestras con lámina, 1 con lámina y probeta), todas menos una se han muestreado en la unidad periférica de Pons (1982). Son también rocas de densidad intermedia, algo más baja que las de las tonalitas (densidades entre 2.61 y 2.79 g/cm^3, media de 2.69 g/cm^3) y de susceptibilidad paramagnética: existen 9 ejemplares con susceptibilidades entre 15 y 219*10^{-6} ucgs, kmp=67*10^{-6} ucgs), y 1 dato ferromagnético intermedio (1820*10^{-6} ucgs, 0.5%< Fe_3O_4<1%).

Los granitos (20 muestras, 6 muestras con lámina) son abundantes en el complejo de Burguillos, apareciendo distribuidos en la Unidad periférica de Pons (1982), y sobre todo cortando a los gabros y dioritas centrales según directrices NO-SE, constituyendo la intrusión más tardía del stock de Burguillos para todos los autores. Se dispone de 20 muestras (densidades entre 2.49 y 2.65, promedio de 2.59 g/cm^3), paramagnéticas en general cuando se trata de granitos de grano fino (entre 6 y 89*10^{-6} ucgs, kmp=39*10^{-6}

ucgs), salvo una facies de grano medio que alcanza valores moderados de susceptibilidad en algunos casos (dos datos con 682 y $1270*10^{-6}$ ucgs, respectivamente).

Petrográficamente, corresponden a microgranitos leucocráticos en ocasiones con biotita accesoria, presentando texturas microgranudas y porfídicas. Sus componentes principales son cuarzo, feldespato potásico, albita, y como accesorios biotita y apatito.

5.5.1.4 Discusión

Es obvia la heterogeneidad petrofísica de las rocas del complejo plutónico de Burguillos del Cerro, tanto en densidad como en susceptibilidad, con ejemplares de gabros, dioritas, tonalitas, granodioritas y granitos; existiendo numerosas categorías petrográficas, sobre todo en gabros y dioritas, que se han simplificado y agrupado al máximo en su descripción petrofísica.

Se trata en general de rocas polimodales que dibujan diferentes tendencias en el diagrama k-d de la **figura 52**, pudiendo decirse que en los grupos de gabros y dioritas dominan las rocas ferromagnéticas, con claras modas altas en los histogramas, mientras que entre las granodioritas y granitos lo hacen las paramagnéticas, que también quedan reflejadas en los histogramas de dicha figura.

En efecto, son muy destacables las densidades y susceptibilidades de gabros y dioritas del conjunto central del complejo de Burguillos, como son importantes las anomalías de campo potencial, magnéticas y gravimétricas (más de 1.000 nT y 20 mGal, respectivamente, en las **figuras 42 y 43**), que producen estas rocas, anomalías observables en los mapas regionales a escala peninsular.

Los datos de petrofísica del plutón Burguillos del Cerro se resumen en la siguiente tabla:

	N	DENSIDAD (g/cm^3)			SUSCEPTIBILIDAD (ucgs x 10^6)							Q
		d_{min}	d_{max}	d_m	k_{min}	k_{max}	k_{mdn}	k_{mp}	k_{mf1}	k_{mf3}	k_{mf4}	
Gabros OC	14	2.97	3.15	3.05	197	17221	8782	-	-	6287(4)	12264 (8)	0.43
Otros gabros	15	2.80	3.16	2.96	108	10108	3809	-	390(3)	4650 (6)	8606 (3)	0.86
Dioritas BA	13	2.76	2.88	2.84	967	6431	4475	-	-	4581(11)	-	0.36
Otras dioritas	24	2.79	2.97	2.87	41	9170	2901	125(9)	-	4327(10)	8984 (2)	
Tonalitas	15	2.66	2.81	2.76	54	4490	246	136(8)	-	3243 (5)	-	0.24
Granodioritas	10	2.61	2.79	2.69	15	1820	45	67 (9)	-	-	-	-
Granitos	20	2.49	2.65	2.59	6	1270	38	39(18)	-	-	-	0.14

Tabla XXVI. **Densidades y susceptibilidades de las muestras de rocas del Complejo de Burguillos del Cerro**

[Nota: entre paréntesis se da el número de muestras comprendidos en los rangos a los que se refieren los promedios de susceptibilidad kmp, kmf1, kmf2, kmf3 y kmf4: kmp<250*10^{-6} ucgs. Fracción paramagnética; 250<kmf1<750*10^{-6} ucgs. Fracción débilmente ferromagnética (0.1<% Fe_3O_4<0.3); 750<kmf2<2500*10^{-6} ucgs. Fracción moderadamente ferromagnética (0.3<% Fe_3O_4<1); 2500<kmf3<7500*10^{-6} ucgs. Fracción ferromagnética (1<% Fe_3O_4<3); kmf4>7500*10^{-6} ucgs. Fracción muy ferromagnética (% Fe_3O_4>3). k_{mdn} = mediana. Parámetro Q: mediana (apartado 5.6)].

En la tabla **XXVI** se observa la presencia de una diversidad de litologías ferromagnéticas y densas, con un contraste de propiedades físicas muy importante entre las rocas centrales y periféricas de Burguillos, en el sentido de Pons (1982). En principio, cualquiera de las litologías de la unidad central, gabros OC, otros gabros, otras dioritas y dioritas BA, por este orden, exhiben susceptibilidades y densidades de suficiente nivel como para originar las anomalías de Burguillos: por ejemplo, un complejo diorítico debería tener un volumen por exceso respecto a uno gabroideo equivalente al menos a su déficit de densidad (es decir, aproximadamente un exceso del 5%, que representa también la diferencia porcentual de densidades medias totales entre dioritas, con 2.86 g/cm^3, y gabros, con 3 g/cm^3).

Por tanto, de los datos de campo potencial, al menos de los gravimétricos, no puede derivarse cuáles son las rocas con mayor desarrollo en volumen de Burguillos, los gabros o las dioritas. Respecto a los magnéticos, a continuación se realiza alguna consideración adicional.

Ya se ha señalado que para Pons (1982), tanto desde un punto de vista cartográfico como desde la consideración del modo de emplazamiento, Burguillos es fundamentalmente gabroideo, mientras que sería diorítico para García Casquero (1991). Obsérvese que Pons (1982) introduce la distinción entre unidad central y periférica, que es muy útil en Burguillos desde el punto de vista geofísico, como se ha descrito y se verá con más detalle en el próximo apartado.

La discrepancia entre ambos autores puede radicar en parte en una cuestión de categorización. Para favorecer su visión de Burguillos, Pons (1982) analiza las grandes variaciones petrográficas dentro del conjunto central cumulado definiendo un perfil cíclico sucesivo, de manera que dentro de cada unidad gabroidea existe un cumulado ferromagnesiano C_M y otro feldespático C_F (de plagioclasa), cada vez menos básico. Es en este conjunto C_F (y sus adherencias o transiciones) donde puede discutirse la existencia de variedades litológicas distintas de las gabroideas. Adicionalmente, Pons (1982) señala que los opacos (magnetita e ilmenita) se ajustan de manera irregular al perfil cíclico citado, de forma que su contenido es mayor en los cumulados ferromagnesianos de los gabros "ojo de culebra" (1-5%) y gabros con anfíbol y azules (5-10%), siendo escaso en los gabros con olivino; a partir de los gabros azules sólo la ilmenita está presente según este autor (en total Pons distingue 14 grupos petrográficos en el conjunto gabroideo). Los valores de la fugacidad fO_2, deducidos del análisis por microsonda de las titanomagnetitas, son moderados, situándose entre los tampones Ni-NiO y FMQ (**Anexo** A1), lo que justifica la cristalización tardía de las mismas.

Estas descripciones de Pons (1982) no se ajustan a los datos de petrofísica ni a las observaciones petrográficas realizadas, pues los gabros con más magnetita son los ojo de culebra OC, que contienen del orden del doble de este mineral, tanto respecto a los "otros gabros" (y no menos como señala Pons), como respecto a las dioritas centrales (con independencia de discrepancias de clasificación entre "otros gabros" y "otras dioritas"). De todas formas, las diferencias entre las modas máximas entre estas litologías, los dos tipos de gabros y las dioritas, no es grande (unas 12000, 8500, y $9000*10^{-6}$ ucgs, respectivamente, tabla **XXVI**); sí es cierto que los gabros OC son más consistentemente ferromagnéticos, pero ello puede ser un efecto de una martitización más intensa en las muestras tomadas de "otros gabros" y "otras dioritas".

Con estos antecedentes y los datos de susceptibilidad magnética a la vista, intentar responder a la pregunta anterior sobre la abundancia relativa de gabros y dioritas con el mapa magnético es plantear, como en el caso de la gravimetría, un problema irresoluble. El mapa magnético presenta dos zonas mayores (**figura 42**): la periférica de campo bajo, y la circular central con varias subzonaciones. Por ejemplo, en la mitad NE del plutón existe una subzona que quiere ajustarse a la disposición cartográfica de los gabros OC de Pons (aunque quizás estos gabros estén mejor representados en el mapa Magna, base de dicha figura); hacia el centro-SO del stock de Burguillos existe otra subzona donde la anomalía es más compacta, y en la que los gabros OC (en superficie) son bastante escasos, mientras que se han tomado muestras de "otras dioritas" y "otros gabros" bastante ferromagnéticos (pero no tanto como correspondería a los contenidos de Pons mencionados más arriba, **figura 42**).

En resumen, tanto las anomalías de Bouguer como las magnéticas del complejo de Burguillos (**figuras 42** y **43**) pueden estar causadas por gabros o por dioritas, si bien tendencialmente, los datos petrofísicos indicarían que los gabros tienen más importancia de lo que las visiones más modernas de Burguillos les otorgan, en el sentido de que si Burguillos fuera fundamentalmente diorítico, y los gabros configuraran sólo "hiladas" dispersas de rocas (v.g., sólo los cumulados máficos C_M de Pons, o los que representa el Magna) arrastradas por las dioritas (o masas *roof pendant*, o simplemente, masas que "estaban allí" y sobre las que las dioritas han incidido), quizás no se puedan justificar las anomalías máximas del plutón.

En definitiva, dadas las propiedades físicas de gabros y dioritas, las anomalías registradas son perfectamente compatibles con los procesos tanto de diferenciación, como de hibridación y mezcla, de magmas gabroideos y dioríticos que han debido operar en la formación del complejo de Burguillos, y que han originado una arquitectura de gran complejidad en cuanto amalgama de tipos básicos. Respecto a la arquitectura del complejo, Pons (1982) propone en Burguillos un emplazamiento similar al que describe en Valencia del Ventoso y Brovales: ascenso diapírico y desarrollo lateral, con diferenciación a partir de un magma único, más modesto el primero y más importante el segundo al tratarse de un cuepo denso, por lo que Burguillos tendría una forma más aplastada, cóncava, en contraste

con Valencia del Ventoso y Brovales, convexos. En cambio, para García Casquero (1991), el plutón de Burguillos sería más convexo, más globular: se trataría de un gran brecha ígnea remodelada por la intrusión diorítica que ha arrastrado hacia arriba megaenclaves de las intrusiones Cámbricas gabroica y feldespática. Volveremos más adelante sobre esta cuestión de la geometría global de Burguillos del Cerro, ya que dejando aparte las importantes discrepancias relativas a la independencia geoquímica, de edad, y de modo de emplazamiento de las principales asociaciones petrológicas del complejo de Burguillos, gabroidea y diorítica, las diferencias entre los diversos autores respecto a la cartografía y arquitectura global del plutón de Burguillos podrían ser verificadas mediante modelado de los datos de campo potencial a nuestra disposición, lo que se va a presentar en el próximo apartado.

Para analizar todas estas cuestiones disponemos también de los datos de radiación gamma natural sobre Burguillos, cubierto en un 15% por el vuelo de 1997, y al 100% por el de 1982. La emisión radiométrica de Burguillos parece relativamente elevada en relación con los gabros y espilitas de la zona de estudio, lo que sin duda indica la heterogeneidad del macizo; y plantea el problema de la distinción radiométrica (al suelo y al aire) de, al menos, sus variedades litológicas principales. Además, para tratar de resolver la cuestión referente a la abundancia relativa de dioritas frente a gabros, al menos en superficie, no cabe duda de la utilidad a priori de los datos radiométricos. Ahora bien, ¿Es posible la distinción de unos y otras con los datos de vuelos como los de ENUSA de 1981-82, que no son de alta resolución como los modernos de 1997? Esta cuestión va a depender de la calidad de los datos del vuelo y de los contrastes de contenidos de elementos radiactivos en los tipos litológicos de Burguillos. A este último asunto se le dedica el próximo epígrafe.

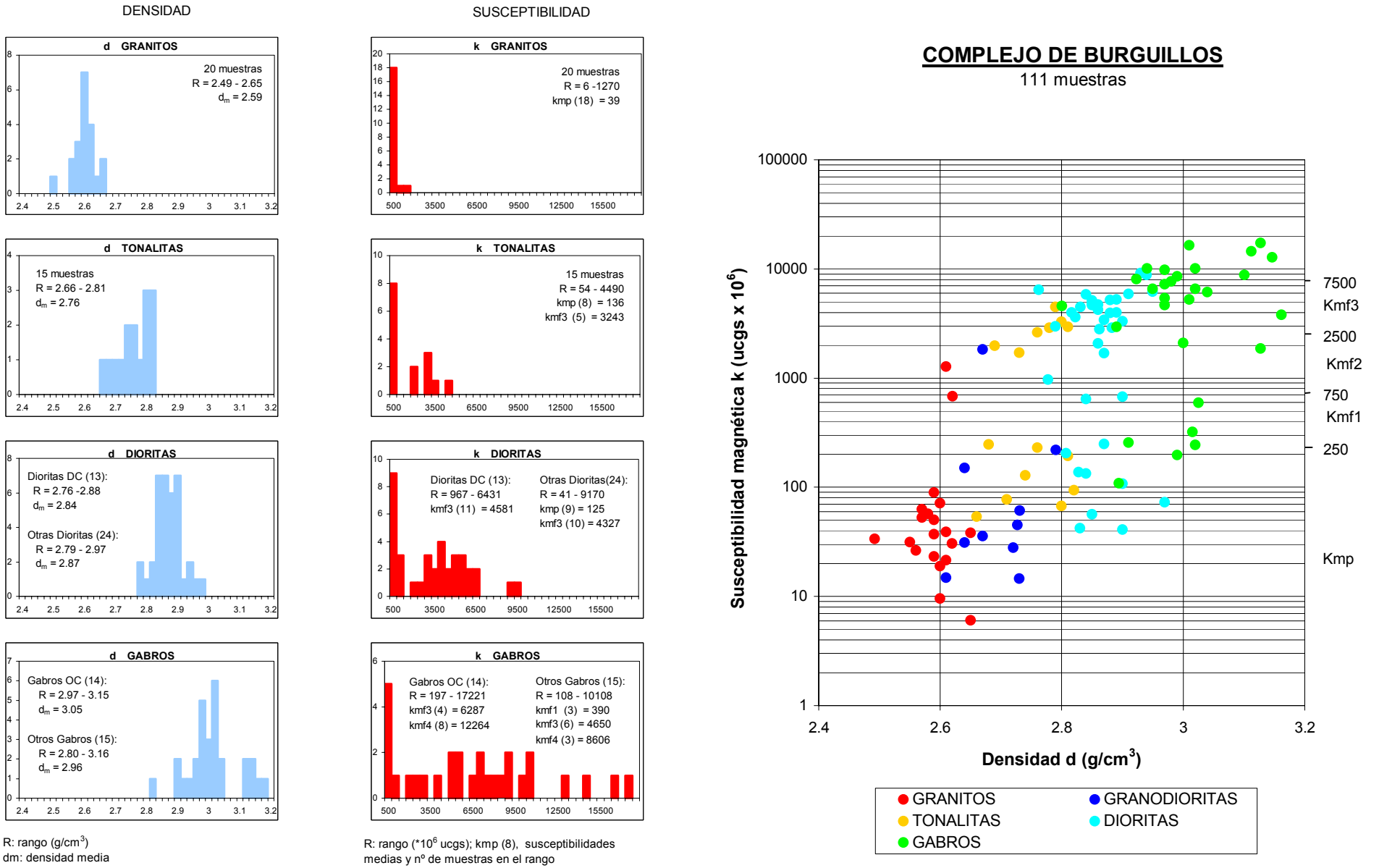


Figura 52. Histogramas de densidad, susceptibilidad y diagrama d - k de 111 muestras del Complejo de Burguillos del Cerro
(Los rangos a los que se refieren las medias de susceptibilidad se indican en la barra derecha del diagrama d-k)

5.5.2. RADIOMETRÍA GAMMA NATURAL

Sobre el complejo de Burguillos del Cerro disponemos de los datos radiométricos del vuelo de la JEN de 1981-82, que no es de alta resolución como el de 1997. Estos datos fueron adquiridos con una gran separación tanto de líneas de vuelo (1 km frente a 250 m en el vuelo de 1997), como de líneas de control (una cada 10 km; problema de diseño de la campaña), caracterizándose además por su estrecho rango dinámico (problema de registro).

Sumariamente descritas (**figura 44**), las anomalías de K se disponen según directrices NO-SE, ocurriendo más o menos centradas y en la zona N-NE del plutón. Estas directrices coinciden en buena parte con la disposición de los diques graníticos tardíos de la cartografía de Pons (1982).

El Th y el U, a diferencia del K, tienden a dar anomalías perimetrales muy claras (**figura 44**), salvo una anomalía central-SE, saturada en los tres elementos, coincidente en parte con la terminación del eje mayor NO-SE central que delinean las firmas potásicas antes citadas (**figura 44**). Por tanto, una característica a destacar del stock de Burguillos es su falta de armonía radiométrica: falta de K en la periferia, donde el U y el Th suelen ser altos (firmas verdosas de U+Th en **figura 44**), anomalías potásicas en el centro en muchos casos con contenidos bajos de estos últimos.

Los mínimos de K se sitúan a ambos lados de la línea central potásica y saturada, coincidiendo mejor con mínimos de Th y U en la parte SO del plutón, que aparece como la zona menos radiactiva de Burguillos.

En general, la interpretación geológica de estos rasgos radiométricos, dentro de las limitaciones del vuelo, es algo más factible usando la cartografía de Pons de 1982 (diques graníticos tardíos más abundantes en el centro con tendencias NO-SE que separan unidades de gabros y dioritas a ambos lados; monzodioritas perimetrales salvo en la parte SE), que la de García-Casquero de 1991 (v.g., diques graníticos dispersos, gabros en todo el límite Este de la intrusión; no obstante la imagen radiométrica ternaria sugiere la continuidad de los mínimos radiactivos del NE hacia donde este último autor extiende las rocas básicas).

Los resultados con el espectrómetro terrestre por tipos de rocas se se representan en los diagramas bivariantes de las **figuras 53** y **54** y en la siguiente tabla (75 mediciones):

	N	**K_{min}**	**K_{max}**	**K_{media}**	**U_{min}**	**U_{max}**	**U_{media}**	**Th_{min}**	**Th_{max}**	**Th_{media}**	**Total media**
Gabros Ojo de Culebra	10	0.60	1.30	**1.02**	0.10	0.88	**0.49**	1.55	4.07	**2.42**	7.56
Otros Gabros	14	0.40	1.80	**1.08**	0.10	1.07	**0.41**	0.25	6.69	**2.45**	7.77
Dioritas DC	11	1.75	2.23	**1.97**	0.30	1.22	**0.83**	1.20	10.05	**3.12**	12.22
Otras dioritas	15	0.86	1.70	**1.35**	0.10	2.38	**1.05**	1.30	7.75	**3.67**	10.34
Dioritas (total)	26	0.86	2.23	**1.61**	0.10	2.38	**0.96**	1.20	10.05	**3.44**	11.14
Tonalitas	6	1.46	2.60	**2.12**	2.09	3.20	**2.56**	6.30	10.64	**8.94**	18.14
Granodioritas	6	2.44	3.70	**2.97**	2.46	4.88	**3.74**	10.90	14.19	**12.11**	25.13
Granitos	13	3.52	4.68	**4.14**	1.65	7.10	**3.55**	5.28	28.27	**12.47**	29.70

Tabla XXVII. **Espectrometría in situ (% K, ppmU, ppm Th) del Complejo plutónico de Burguillos del Cerro**

Se puede señalar lo siguiente:

-**Gabros Ojo de Culebra (OC)**: son heterogéneos, apareciendo bastante desagrupados en el diagrama potasio-torio de la **figura 53**, distribuídos aproximadamente según dos tendencias paralelas, la baja en Th delineada por muestras del afloramiento NE del mapa Magna. Por referencia a los gabros cámbricos, donde el K está comprendido entre el 0.25 y el 0.61% en promedio (salvo en el caso de los gabros de El Pintado), los gabros OC son claramente potásicos (1.02 % media, potasio albergado en el abundante anfíbol poikilítico, en granos grandes en forma de ojos, textura que da nombre a estos gabros como se ha indicado ya). Los contenidos en U y Th son similares a los de los gabros cámbricos.

-**Otros Gabros:** dejando aparte los dos gabros con olivino, de menor radiación entre todas las rocas gabroideas de Burguillos (**figuras 53** y **54**), se trata de gabros tan potásicos como los OC, también desagrupados en el diagrama bivariante K-Th, con tendencias similares. Los contenidos en Th y U son también parecidos a aquellos correspondientes a los OC.

Por tanto, desde un punto de vista radiométrico, estos gabros van a ser indiscernibles de los anteriores, Ojo de Culebra. Es decir, la división textural no implica división radiométrica (lo que indica cantidades similares de K en anfíbol y biotita, o intersticial, y de Th y U en minerales accesorios, en ambos casos).

-Dioritas biotítico-anfibólicas (BA): se caracterizan por un contenido en K alto y muy homogéneo (es destacable su estrecho margen de variación, alrededor del 2%, **tabla XXVII** y **figura 53**), acompañados de contenidos en U y Th relativamente bajos (v.g. por comparación con las dioritas centrales de Valencia del Ventoso, tienen proporciones de tierras raras del orden de la mitad que éstas en promedio).

-**Otras dioritas**: en comparación con las dioritas BA, son rocas bajas en K y con concentraciones en U y Th similares en promedio. Hay que indicar que existe un grupo de 4 dioritas periféricas con datos elevados de tierras raras radiactivas, **figuras 53** y **54**. Sin considerar estos 4 datos, las "otras dioritas" serían considerablemente menos radiacticas que las dioritas BA; por tanto, dentro de la unidad central, estas dioritas deben considerarse radiométricante menos evolucionadas que las biotítico-anfibólicas.

Buena parte de estas "otras dioritas" se diferenciarían mal de los gabros tanto por las concentraciones en K, como por las de U y Th (**figuras 53** y **54**); sí serían discernibles las dioritas periféricas, que tienden a ser algo más radiactivas, especialmente por lo que a valores de U y Th se refiere, como se ha indicado (este subconjunto de dioritas periféricas presentaría concentraciones de radiolelementos bastante similares a los de las dioritas centrales del complejo de Valencia del Ventoso).

-Tonalitas: las muestreadas son todas rocas del conjunto periférico de Burguillos, bajas en K, con un promedio del 2.12%, no mucho mayor que el de las dioritas BA. Presentan contenidos de K, U y Th inferiores a las tonalitas de Valencia del Ventoso. Se distinguen de las dioritas en conjunto por sus valores de U y Th (**tabla XXVII**), que casi triplican a los de las anteriores.

-Granodioritas: es un conjunto de transición, no bien definido (**figura 53**), que podría dividirse en dos e incluir cada parte en tonalitas y granitos, respectivamente. Existen tres

muestras bajas en K, pero en general estas rocas se caracterizan por sus bajos valores de U y Th (casi la mitad de los de las granodioritas de Valencia del Ventoso).

-Granitos: se trata de datos bien agrupados respecto al K, y al igual que las granodioritas, bajos en U y Th (igualmente, con casi la mitad de contenido respecto a los datos del Valencia del Ventoso). Parecen existir dos grupos de granitos, uno de ellos muy bajo en Th. En Burguillos estaría ausente el grupo más evolucionado de diques graníticos de Valencia del Ventoso, que ocuparía el extremo superior del espacio K-Th.

En resumen, de los datos al suelo de Burguillos se desprende:

1) Respecto al conjunto básico, se podría distinguir gabros con olivino por su muy baja radiación, gabros de dioritas BA por los valores de K, gabros de dioritas periféricas por los de U y Th, y subgrupos de dioritas ya por el K, ya por el U o el Th. Las rocas básicas se podrían calificar como potásicas en general (lo que no facilita su separación por el K; sobre todo las rocas gabroideas parecen contaminadas con este elemento,) y con contenidos medios en U y Th: de aquí resulta una baja diferencia de emisión gamma natural entre gabros y dioritas en la unidad central (particularmente respecto a las "otras dioritas"). En general, estas diferenciaciones, que serían factibles de seguir desde el aire con un vuelo de alta resolución, con el de 1981 son mucho más dudosas.

2) El potasio debería ser el elemento definitorio de las litologías más ácidas de Burguillos del Cerro, con el 2% de K en tonalitas, el 3% en granodioritas y 4% en granitos, en promedio, aproximadamente. En cambio, estas tres litologías presentan contenidos no muy diferentes de U y Th, contenidos que son anormalmente bajos en relación con los tipos equivalentes de Valencia del Ventoso y Brovales.

3) Claramente, los granitos marcan las anomalías potásicas centrales del complejo de Burguillos del Cerro, y en menor medida las de U y Th, pues ya hemos visto que existe un

grupo de éstos con bajas proporciones en ambos elementos. Este hecho puede explicar la citada falta de armonía radiométrica de Burguillos del Cerro: ausencia relativa de K en la periferia, donde el U y el Th suelen ser altos, anomalías potásicas en el centro en muchos casos con contenidos bajos de estos últimos (**figura 44**).

En la periferia las imágenes radiométricas indican que los granitos muy bien podrían no ser la litología dominante (más anomalías de U y Th que de K); es notable que en esta zona este tipo de anomalías puede ser causada por una gran variedad de litologías como se observa en el diagrama U-Th de la **figura 54**. Es también destacable que en este diagrama tanto los gabros como parte de las dioritas (datos "centrales") se encuentran fuera de la tendencia "periférica" del resto de rocas del macizo de Burguillos. La tendencia periférica no es tan neta en la **figura 53**; en los datos "centrales" se observa la potasificación de buena parte de las litologías básicas del complejo de Burguillos del Cerro, que las aparta de la tendencia general de las rocas de dicho complejo.

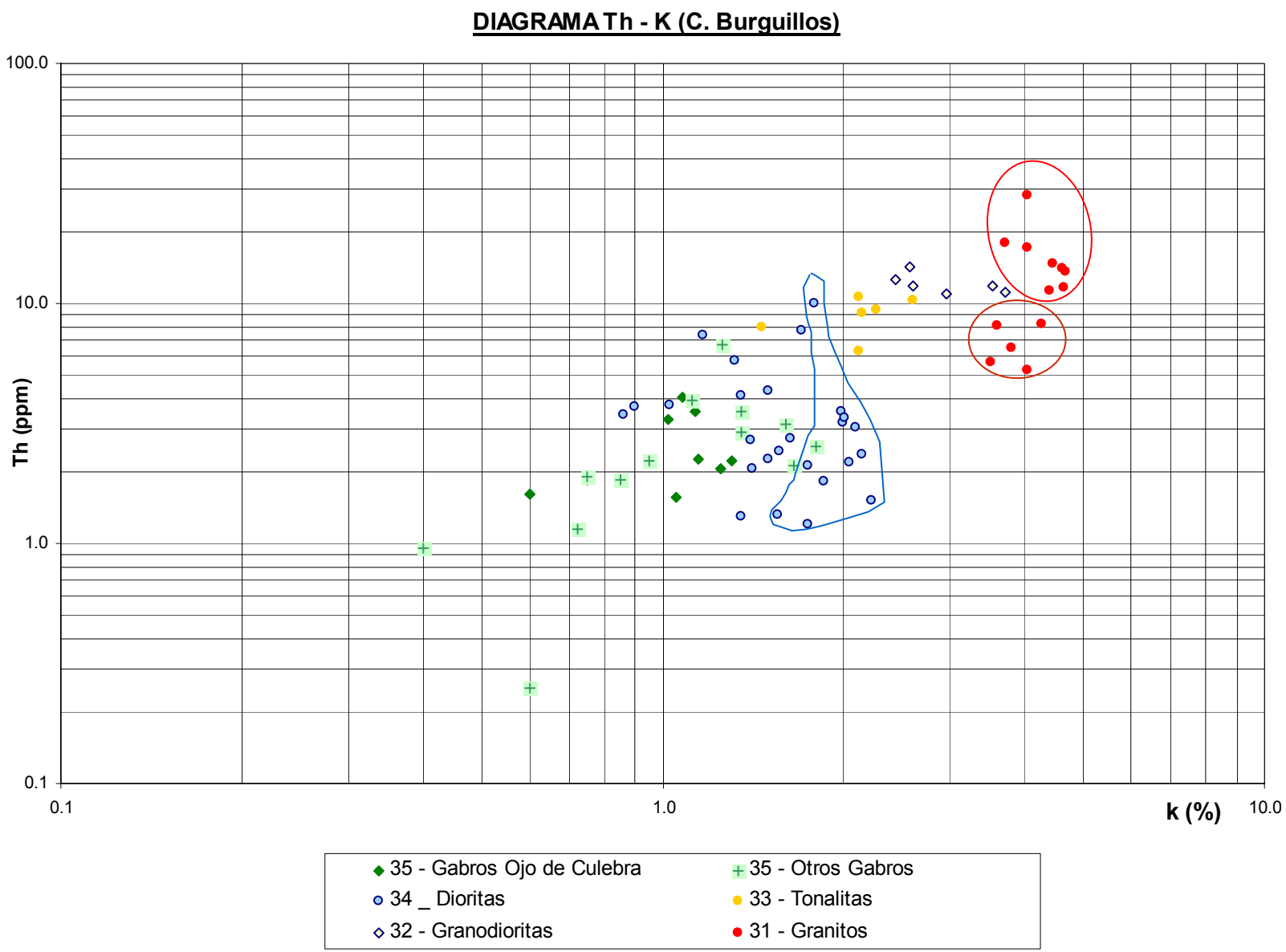


Figura 53. Diagrama torio - potasio de 75 muestras del complejo de Burguillos del Cerro (GR320: espectrometría in-situ)
(Contorno azul: dioritas biotítico-anfibólicas. Contorno rojo: agrupaciones de granitos)

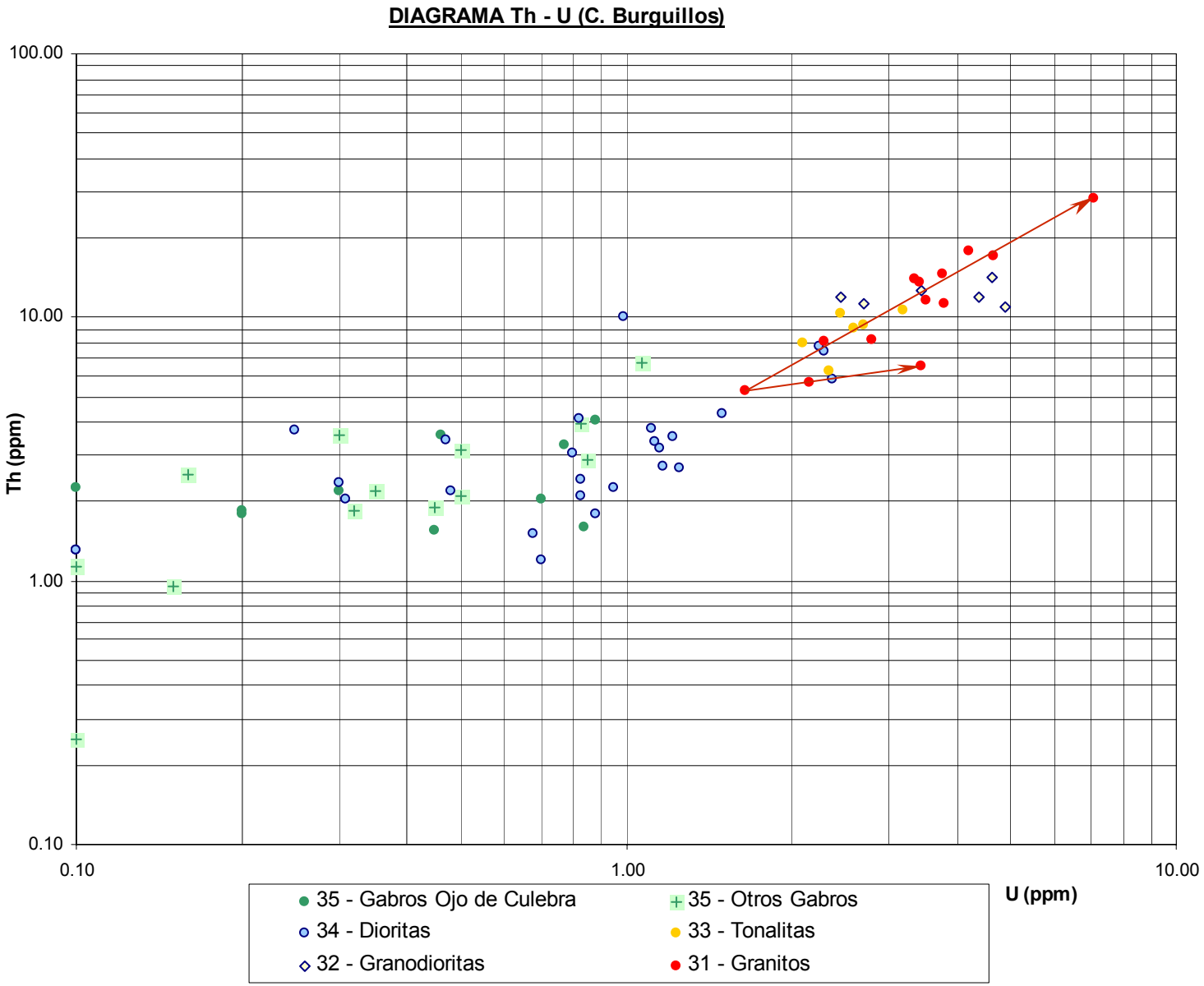


Figura 54. Diagrama torio-uranio de 75 muestras del complejo de Burguillos del Cerro (GR320: espectrometría in-situ)
(Flechas: tendencias Th-U en rocas graníticas)

5.6. COMPLEJOS ÍGNEOS ZONADOS: DATOS DE MAGNETIZACIÓN REMANENTE

Se han medido 99 magnetizaciones remanentes naturales Jnrm en testigos de roca no orientada de ejemplares del muestreo de complejos zonados (**tabla XXVIII**). La medida se ha efectuado a partir de uno de los trozos de roca de la muestra recogida en cada sitio de campo, trozo del que se ha obtenido un paralepípedo de 1" para la medición de la magnetización en un magnetómetro de spin JR5 (Anexo 2). Por razones de coste y tiempo fue preciso hacer una selección de todos los sitios muestreados para densidad y susceptibilidad magnética en complejos (266 en total); no obstante lo cual se dispone de datos suficientes como para caracterizar la magnetización remanente de los principales tipos litológicos de los plutones estudiados, Valencia del Ventoso, Brovales y Burguillos.

LITOLOGÍA	V. DEL VENTOSO	BROVALES	BURGUILLOS
Gabros Ojo de Culebra	-	-	5
Otros Gabros	-	-	6
Dioritas	7	-	12
Monzodioritas	8	-	-
Tonalitas	15	6	3
Granodioritas	12	8	1
Granitos	5	6	5
TOTAL	47	20	32

Tabla XXVIII. **Número de medidas de magnetización remanente natural. Muestras de Complejos ígneos zonados**

Desde el punto de vista de la interpretación de anomalías aeromagnéticas, el parámetro a analizar es el parámetro de Koenigsberger Q, razón magnetización remanente/ magnetización inducida, Jnrm/Ji, en representación bivariante frente a la susceptibilidad. Este tipo de gráfico permite reconocer, en primera aproximación, la fase ferromagnética presente y ciertos procesos a los que eventualmente se ha podido ver sometida.

En efecto, en primer lugar, el diagrama k-Q es una buena representación de la magnetización de las rocas cuando se trata de analizar anomalías de campo total: las tendencias en los datos permiten la identificacón del mineral ferromagnético dominante (los campos de variación aproximados son en rocas con magnetita $100<k<10.000$, $0.01<Q<1$; con titanomagnetita $k>1000$, $0.1<Q<10$; con pirrotina $k>100$, $Q>2$; con hematites $k<100$,

1<Q<100; Henkel, 1994, **figura 13**) y muestran en qué rocas domina la inducción Ji y en qué rocas lo hace la remanencia Jnrm. En estas últimas sería necesario para la interpretación magnética de detalle determinar la dirección de la remanencia mediante medidas en muestras orientadas.

En segundo lugar, a pesar de la complejidad de los fenómenos implicados, Henkel, 1991, ha explicado algunas tendencias naturales delineadas por los datos petrofísicos k-Q del escudo escandinavo (9000 muestras de rocas plutónicas, resultados en **figura 14**), a las que nos vamos a referir en la descripción de los resultados obtenidos en los tres complejos estudiados del Antiforme de Monesterio (**figura 55,** listado de **Anexo 9**).

5.6.1. COMPLEJO DE VALENCIA DEL VENTOSO

-Monzogranitos: se dispone de 5 datos ligeramente ferromagnéticos ($279<k<1702*10^{-6}$ ucgs) con valores de Q comprendidos entre 0.09 y 0.54 (de mediana Qmn=0.22).

Puede señalarse, por tanto, que la fracción ferromagnética de los granitos de Valencia del Ventoso (no se han medido muestras paramagnéticas) se encuentra dominada por la inducción magnética en la zona de susceptibilidad intemedio-baja ($k<2.000*10^{-6}$ ucgs) de la región de la magnetita MD (Q<1, **figura 55**). La tendencia que marcan estos datos es una de incipiente oxidación de la magnetita (martitización por procesos de meteorización). Obsérvese que todos los datos de susceptibilidad que se citan en este apartado se refieren a medidas realizadas sobre el mismo testigo en el que se determina la magnetización remanente, medidas que han resultado ser muy similares a las realizadas en polvo (que son las que se han venido describiendo hasta ahora) cuando la población contiene ejemplares ferro y paramagnéticos.

-Granodioritas: se han medido 12 muestras, 8 paramagnéticas ($28<k<156*10^{-6}$ ucgs) y 4 débilmente ferromagnéticas ($341<k<757*10^{-6}$ ucgs). En conjunto el factor Q varía entre 0.09 y 12.27 (Qmn=0.42). En la fracción de estas rocas de baja susceptibilidad ($k<200*10^{-6}$ ucgs) y de baja remanencia (Q<1) se observa la tendencia inversa entre susceptibilidades paramagnéticas y bajas razones Q (debida a la variación del contenido de biotita en la muestra, según Henkel, 1991; línea LB en **figura 55**). Se trata de una correlación negativa

que es causada por un incremento gradual de la susceptibilidad con el contenido de minerales paramagnéticos (principalmente biotita), mientras la remanencia permanece baja (próxima del límite de resolución instrumental). El resto de las muestras podrían delinear la continuación de la directriz de martitización que se inicia en los monzogranitos (OxM en **figura 55**).

-**Tonalitas**: se dispone de 15 datos, todos ferromagnéticos (de mediana kmn=2672*10^{-6} ucgs). El parámetro Q varía entre 0.05 y 9.68 (Qmn=0.23). La mayor parte de estas rocas (11 datos) son características del dominio de la magnetita MD (1000<k<10.000*10^{-6} ucgs, Q<1, este rectángulo aproximado aparece representado a la izquierda en las dos partes de la **figura 55**). Los valores de Q son típicamente viscosos.

Existe un grupo de 4 tonalitas de mayor magnetización remanente (Q>1), que junto con las monzodioritas de parámetros k,Q similares podrían definir una tendencia de exolución de ilmenita (ExI en la **figura 55**). Es típica de rocas que contienen titanomagnetita como dioritas y gabros. Un incremento en el contenido de Ti puede afectar ligeramente a la susceptibilidad, disminuyéndola en todo caso, mientras que la remanencia aumenta, puesto que el tamaño de grano de la magnetita se reduce por la partición causada por la ilmenita exuelta. Esto favorece que el valor de Q se incremente gradualmente (Henkel 1991, 1994).

En resumen, se trata de rocas dominadas por la inducción magnética (Q<1) en la mayoría de los casos, en las que en las muestras con k>2000*10^{-6} ucgs, que son las que en general debemos considerar para la interpretación magnética de los complejos zonados, exhiben valores de Q característicos de una remanencia viscosa. No obstante, una remanencia de orientación normal puede jugar cierto papel en el magnetismo de estas rocas.

-Dioritas: de las dioritas centrales disponemos de 7 datos, todos paramagnéticos salvo uno. Las imanaciones son bajas (0.06<Q<0.98, Qmn=0.17). Podrían delinear una incipiente tendencia de exolución de la magnetita, ExM en **figura 55**. En litologías anfibólicas esta tendencia refleja la aparición creciente de la magnetita con el incremento y oxidación del anfíbol. Las magnetizaciones implican desde factores Q bajos, sobre 0.3, hasta factores del orden de 10, mientras que la susceptibilidad permanece paramagnética (<250*10^{-6} ucgs). Esta tendencia es típica de rocas máficas. Exoluciones similares se dan en todos los

minerales máficos paramagnéticos (en piroxenos y olivinos así como en anfíboles), excepto biotita.

-Monzodioritas: de las monzodioritas centrales existen 8 valores, todos ferromagnéticos ($1708<k<8284*10^{-6}$ ucgs). Sus magnetizaciones remanentes son más elevadas que las de las tonalitas ($0.12<Q<8.56$, Qmn=1.31, **figura 55**). Las muestras ocurren a caballo entre el dominio de las magnetitas y las titanomagnetitas (rectángulo de la derecha en las dos partes de la **figura 55**), por lo que pueden existir en el mapa aeromagnético anomalías dominadas por la remanencia causadas por monzodioritas. Esto es importante, pues se trata de la litología con mayores susceptibilidades del complejo de Valencia del Ventoso, donde además se indicó que parecía existir un déficit de susceptibilidades por ausencia de valores de moda más alta ($k > 7500*10^{-6}$ ucgs). Este déficit debe ser suplido por los valores de remanencia, de manera que en Valencia del Ventoso se alcanzan intensidades de campo de notable amplitud, casi del mismo orden que en Burguillos del Cerro (unos 500 nT, en el primer caso, frente a unos 1000 nT en el segundo).

En resumen, los datos globales de magnetización de todas las litologías del complejo confirman los resultados de susceptibilidades de Valencia del Ventoso: tonalitas y monzodioritas centrales son los principales tipos ferromagnéticos, pero mientras que en las primeras domina la inducción magnética, en las segundas puede hacerlo la remanencia. Los monzogranitos y las granodioritas delinean diversas tendencias típicas del espacio k-Q como de oxidación de magnetita y variación de biotita.

5.6.2. COMPLEJO DE BROVALES

-Tonalitas: se dispone de 6 datos, todos ferromagnéticos ($836<k<9838*10^{-6}$ ucgs, de mediana $kmn=2012*10^{-6}$ ucgs). El parámetro Q varía entre 0.09 y 0.59 (Qmn=0.41). Estas rocas son características del dominio de la magnetita MD ($k<10.000*10^{-6}$ ucgs, $Q<1$, rectángulo izquierdo en la **figura 55**), en la zona de susceptibilidad intemedio-baja ($k<2.500*10^{-6}$ ucgs, salvo un valor). Los valores de Q son característicos de una remanencia viscosa. La mayor parte de los datos se alinean según una directriz de martitización incipiente de la magnetita (**figura 55**).

-Granodioritas: se han medido 8 muestras, 2 paramagnéticas (35 y $45*10^{-6}$ ucgs) y 6 débilmente ferromagnéticas ($257<k<1159*10^{-6}$ ucgs). En conjunto, el factor Q varía entre 0.06 y 0.44 (Qmn=0.15). La fracción de estas rocas de mayor susceptibilidad ($k>300*10^{-6}$ ucgs) se ubica bajo el área de la magnetita MD (**figura 55)**. El resto de muestras de menor susceptibilidad no delinean con claridad directriz alguna.

-Granitos: se han medido 6 testigos, 2 paramagnéticos (153 y $202*10^{-6}$ ucgs) y 4 ferromagnéticos ($1690<k<3223*10^{-6}$ ucgs). Estos datos se encuentran desagrupados, ocupando diversas regiones del espacio k-Q: aunque en ellos predominan las magnetizaciones bajas (Qmn=0.34), conviene destacar las elevadas susceptibilidades para tratarse de granitos, y el hecho de que existan dos muestras de mayor magnetización ubicadas en dominio de las titanomagnetitas. Por tanto, se trata de rocas, que como se indicaba en el apartado 5.4.1, deben contribuir a la construcción de anomalías magnéticas en Brovales (lo que complica la interpretación de la cartografía geofísica del stock, pues ocurre que estos granitos aparecen, en efecto, en zonas de anomalía magnética, pero de radiación más típica de granodioritas y de campo gravífico más elevado, propio de las tonalitas del plutón).

En resumen, los datos de remanencia confirman que en Brovales las rocas ferromagnéticas son las tonalitas y los granitos, las primeras representativas del dominio de la magnetita MD, y los segundos con valores de magnetización más distribuidos. En el complejo de Brovales, no existen claras directrices de oxidación-exolución como en Valencia del Ventoso, ejemplo paradigmático de estos procesos de alteración de las propiedades magnéticas.

5.6.3. COMPLEJO DE BURGUILLOS DEL CERRO

-Granitos: se dispone de 5 datos de paramagnéticos a ligeramente ferromagnéticos ($23<k<1691*10^{-6}$ ucgs), con valores de Q comprendidos entre 0.13 y 3.10 (de mediana Qmn=0.14), que no marcan tendencia definida en el diagrama k-Q (**figura 55**).

-Tonalitas: 4 valores ferromagnéticos ($1654\text{-}2461*10^{-6}$ ucgs), con parámetro Q entre 0.06 y 0.31 (Qmn=0.24), típicos del dominio de la magnetita MD.

-Dioritas: disponemos de 12 datos, todos ferromagnéticos salvo dos. Las imanaciones son bajas (0.15<Q<0.74, más un valor igual a 2.85, Qmn=0.36). La mayor parte de estas rocas (9 datos que corresponden a dioritas DC y dioritas centrales) son características de la parte intermedio-alta del dominio de la magnetita MD ($1000<k<11.000*10^{-6}$ ucgs, Q<1, **figura 55**). Por tanto, se trata de rocas claramente dominadas por la inducción magnética. Esto es importante, pues se trata de una de las dos litologías, junto con los gabros Ojo de Culebra, con mayores susceptibilidades del complejo de Burguillos.

-Gabros: de los gabros Ojo de Culebra tenemos 5 datos muy ferromagnéticos (entre unas 4000 y 14000 $*10^{-6}$ ucgs) con razones Q entre 0.17 y 0.58, Qmn=0.43). Son muestras características de la parte alta de la región de la magnetita MD ($4000<k<15.000*10^{-6}$ ucgs, Q<0.6, **figura 55**), claramente dominadas por la inducción.

En los "Otros gabros" de Burguillos (6 muestras, dos de ellas paramagnéticas) se insinúa un grupo de datos que ocurren a caballo entre el dominio de las magnetitas y titanomagnetitas (Qmn=0.86), por lo que pueden existir magnetizaciones remanentes elevadas (eventualmente con una tendencia de exolución de ilmenita).

En resumen, en el principal cuerpo ferromagnético de la región, Burguillos del Cerro, domina claramente la susceptibilidad (la inducción) sobre la remanecia, prácticamente en todas sus litologías, lo que concuerda con su excelente cartotografía magnética en el mapa reducido al polo.

5.6.4. CONCLUSIONES

En conclusión, a pesar de lo reducido del muestreo, se puede indicar lo siguiente:

-En Valencia del Ventoso, entre las litologías ferromagnéticas, las tonalitas se encuentran dominadas por la inducción magnética en la zona de susceptibilidad intemedia ($2000<k<4.000*10^{-6}$ ucgs) de la región de la magnetita MD (Q<1): muestran magnetizaciones típicamente viscosas (con una mediana igual a 0.23), por lo que en general debemos considerar unas susceptibilidades efectivas del orden de un 25% más elevadas que las de laboratorio para la interpretación magnética de modelos con estas rocas. Las

muestras de monzodioritas ocurren a caballo entre el dominio de las magnetitas y las titanomagnetitas, por lo que pueden existir en el mapa aeromagnético anomalías dominadas por la remanencia causadas por estas rocas, de modo que una remanencia (probablemente de orientación normal, o subparalela a ésta) puede suplir el déficit de susceptibilidades por ausencia de valores de moda más alta ($k > 7500*10^{-6}$ ucgs) respecto a la intensidad de las anomalías en este stock. La orientación de la Jnrm es un factor adicional para comprender las anomalías producidas por masas de monzodioritas.

Otra característica interesante de Valencia del Ventoso consiste en que las monzodioritas, junto con algunas tonalitas, definen una tendencia de exolución de ilmenita; dado que los monzogranitos y las granodioritas delinean diversas tendencias típicas del espacio k-Q como de oxidación de magnetita y variación de biotita, este plutón es un buen ejemplo estos procesos de alteración secundaria de las propiedades magnéticas de las rocas.

-Tanto las rocas Burguillos como las de Brovales presentan magnetizaciones remanentes inferiores a las de Valencia del Ventoso (compárense las dos partes de la **figura 55**), en general también típicas del dominio de la magnetita MD: así ocurre en las granodioritas y tonalitas de ambos plutones, y en los granitos, dioritas y gabros Ojo de Culebra de Burguillos. Debe destacarse que estas dos últimas litologías son las más ferromagnéticas de todas las estudiadas en los complejos. Respecto a los granitos de Brovales y los otros gabros de Burguillos, se insinúan datos a caballo entre el dominio de las magnetitas y las titanomagnetitas con tendencias de exolución de ilmenita, lo cual no es de extrañar en los segundos, pues así ocurría en buena parte de los gabros de todo el Antiforme de Monesterio (descripción del apartado 3.4).

-Por tanto, puede decirse que, salvo en Valencia del Ventoso, la inducción domina sobre la remanecia (cfr. mapa reducido al polo), casi siempre visosa, consecuencia de que el mineral ferromagnético principal debe ser la magnetita MD.

Precisamente, es en las monzodioritas de Valencia del Ventoso (Qmn=1.31) donde en probeta pulida se ha observado el conjunto más pequeño de cristales de magnetita: su tamaño varía entre 0.08 y 0.12 mm y su génesis es intramagmática (apartado 5.3.1). Podría existir entonces una población de magnetita fina (pseudo-dominio-único o simple, PSD)

que originaría la relativamente alta magnetizacón de estas muestras. En cambio, en las tonalitas (Qmn=0.23) y granodioritas (Qmn=0.42) de este complejo, el tamaño de grano de la magnetita oscila entre 0,2 y 0,5 mm, es decir, son cristales multidominio, MD (su génesis debe de considerarse como magmática tardía; apartado citado).

En Brovales, también parece ocurrir la relación inversa entre magnetizaciones remanentes y tamaño de la magnetita, si sólo se consideran muestras ferromagnéticas; así, en las tonalitas (Qmn=0.41), la magnetita presenta grosores entre 0.10 y 0.25 mm, mientras que en los microgranitos el tamaño varía entre 0.08 y 0.20 mm (en los 6 datos Qmn=0.34; pero en los 4 ejemplares ferromagnéticos existen dos con Q>3, de modo que la mediana de esta fracción ferromagnética está por determinar).

En las observaciones realizadas en Burguillos del Cerro los grosores de la magnetita son muy similres en gabros y dioritas: varían desde 0,10 a 0,45 mm en los gabros Ojo de Culebra, entre 0,14 y 0,30 mm en los "Otros gabros", y entre 0,10 y 0,30 mm en las dioritas (apartado 5.5.1).

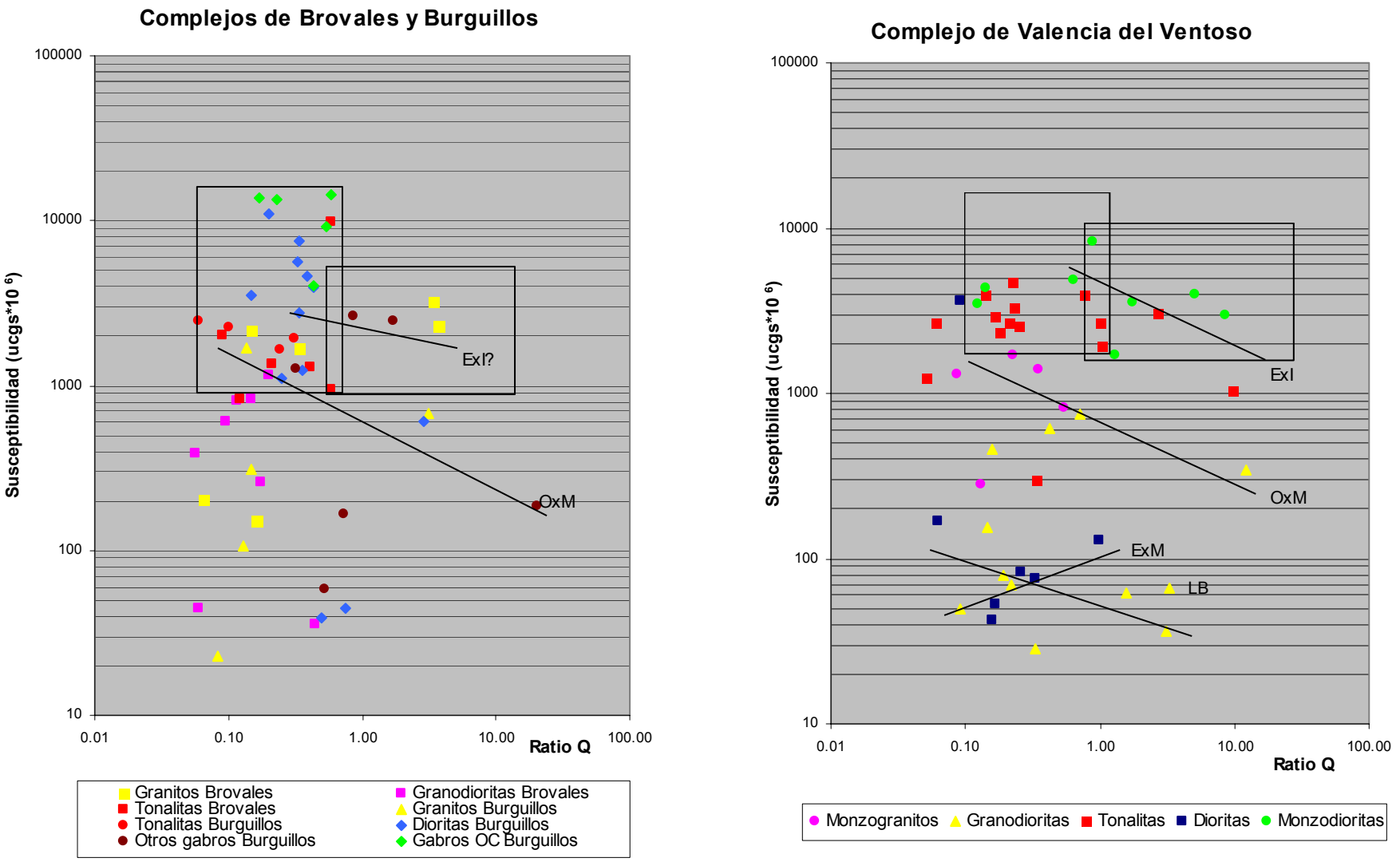


Figura 55. Diagramas de susceptibilidad-magnetización de tres Complejos ígneos zonados del Antiforme de Monesterio (99 mediciones)

5.7. COMPLEJOS ZONADOS: REVISIÓN GLOBAL DE LOS DATOS DE DENSIDAD, SUSCEPTIBILIDAD, REMANENCIA Y RADIACIÓN GAMMA NATURAL

1) Todos los datos de densidad y susceptibilidad de todas las litologías descritas de Valencia del Ventoso, Brovales y Burguillos se sumarizan en la siguiente tabla:

	N	d_{mi}	d_{mx}	d_m	k_{mi}	k_{max}	k_{mdn}	k_{mp}	k_{mf1}	k_{mf2}	k_{mf3}	k_{mf4}	Q
Burguillos:gabros OC	14	2.97	3.15	3.05	197	17221	8782	-	-	-	6287(4)	12264 (8)	0.43
Burguillos:otros gabros	15	2.80	3.16	2.96	108	10108	3809	-	390 (3)	-	4650 (6)	8606 (3)	0.86
Brovales: gabros	4	2.77	3.16	2.89	71	109	77	74	-	-	-	-	-
Burguillos: dioritas BA	13	2.76	2.88	2.84	967	6431	4475	-	-	-	4581(11)		0.36
Burguillos:otras dioritas	24	2.79	2.97	2.87	41	9170	2901	125 (9)	-	-	4327(10)	8984 (2)	
V.Ventoso:dioritas centro	14	2.80	2.94	2.88	35	4395	114	91(11)	-	-	-	-	0.17
V.Ventoso:mzdioritas ce.	9	2.74	2.89	2.79	1792	5047	3587	-	-	-	3752 (8)	-	1.31
V.Ventoso:mzodioritasPz	4	2.76	2.83	2.80	89	246	224	196 (4)	-	-	-	-	-
V.Ventoso:dioritas M.To.	3	2.83	2.86	2.85	197	240	185	207	-	-	-	-	
Burguillos: tonalitas	15	2.66	2.81	2.76	54	4490	246	136 (8)	-	-	3243 (5)	-	0.24
V. del Ventoso: tonalitas	24	2.61	2.86	2.73	59	4924	2323	118 (7)	-	2050(8)	3400 (9)	-	0.23
Brovales: tonalitas	16	2.58	2.74	2.67	17	6138	1028	90 (4)	491 (3)	1313(7)	4839 (2)	-	0.41
Burguillos:granodioritas	10	2.61	2.79	2.69	15	1820	45	67 (9)	-	-	-	-	-
V. Ventoso: granodioritas	25	2.58	2.77	2.69	27	2454	126	95(17)	484 (3)	1510(5)	-	-	0.42
Brovales: granodioritas	21	2.52	2.73	2.66	14	1025	89	63 (13)	559 (4)	866 (4)	-	-	0.15
Burguillos: granitos	20	2.49	2.65	2.59	6	1270	38	39 (18)	-	-	-	-	0.14
Ventoso: monzogranitos	12	2.55	2.68	2.61	23	1604	728	98 (5)	-	1276(6)	-	-	0.22
Ventoso:granitos(diques)	10	2.46	2.61	2.57	4	3435	87	72 (9)	-	-	-	-	-
Brovales: granitos	12	2.51	2.63	2.58	7	2395	363	108(6)	409 (2)	2106(4)	-	-	0.34

Tabla XXIX. **Resumen de los datos petrofísicos de Burguillos, Valencia del Ventoso y Brovales**

[Nota: entre paréntesis se da el número de muestras comprendidos en los rangos a los que se refieren los promedios de susceptibilidad (medidas en polvo) kmp, kmf1, kmf2, kmf3 y kmf4: kmp<$250*10^{-6}$ ucgs. Fracción paramagnética; 250<kmf1<$750*10^{-6}$ ucgs. Fracción débilmente ferromagnética (0.1<% Fe_3O_4<0.3); 750<kmf2<$2500*10^{-6}$ ucgs. Fracción moderadamente ferromagnética (0.3<% Fe_3O_4<1); 2500<kmf3<$7500*10^{-6}$ ucgs. Fracción ferromagnética (1<% Fe_3O_4<3); kmf4>$7500*10^{-6}$ ucgs. Fracción muy ferromagnética (% Fe_3O_4>3). k_{mdn} = mediana. Parámetro Q: mediana].

En la **tabla XXIX** se manifiesta claramente la heterogeneidad petrofísica de los tres complejos, tanto en densidades como en susceptibilidades, con ejemplares de gabros, dioritas, tonalitas, granodioritas y granitos, en general polimodales, que dibujan diferentes tendencias en el diagrama susceptibilidad-densidad de la **figura 56**: una paramagnética clara (integrada por la mayor parte de granitos, granodioritas y algunas tonalitas y dioritas), y varias ferromagnéticas de distinta intensidad (polimodalidad de susceptibilidades), las más importantes debidas a gabros, dioritas, monzodioritas y tonalitas.

El carácter petrofísico de los tres complejos es, por tanto, enteramente concordante con el de granitoides de petrología ferromagnética. La magnetita está presente en cantidades apreciables como para que se justifiquen las claras anomalías magnéticas de las tres intrusiones, pero no en una sola litología: en Burguillos del Cerro son muy destacables las densidades y susceptibilidades de gabros y dioritas del conjunto central, como son importantes sus anomalías de campo potencial, observables en los mapas regionales a escala peninsular; en Valencia del Ventoso la aparición de magnetita está ligada a la presencia de hornblenda en rocas monzodioríticas y tonalíticas, de modo que la clara zonación magnética de este plutón debe ser atribuída a masas de rocas intermedio-básicas, tonalítico-monzodioríticas; por último, en Brovales las anomalías magnéticas serían causadas mayoritariamente por tonalitas y granitos.

En cuanto a densidades, las modas altas en los histogramas (**figuras 48**, **50** y **52**) vienen marcadas por dioritas, y sobre todo, por gabros. De las modas bajas serían responsables las granodioritas y los granitos.

Las anomalías de Bouguer de Burguillos del Cerro indican un desarrollo importante de los gabros y/o las dioritas en profundidad, para explicar la intensidad de aquéllas, que deben requerir densidades del orden de 2.85 – 3.00 g/cm^3. En Valencia del Ventoso las anomalías de gravedad más contrastadas aparecen en la unidad circular del centro-Norte del macizo, donde el mapa de Bouguer sugiere la existencia de rocas gabroideas en el subsuelo. En varias áreas de la mitad Sur del plutón las tonalitas y monzodioritas centrales pueden dar lugar a anomalías gravíficas moderadas. Por último, las áreas de campo gravífico bajo son debidas a los monzogranitos de toda la banda Oeste del stock.

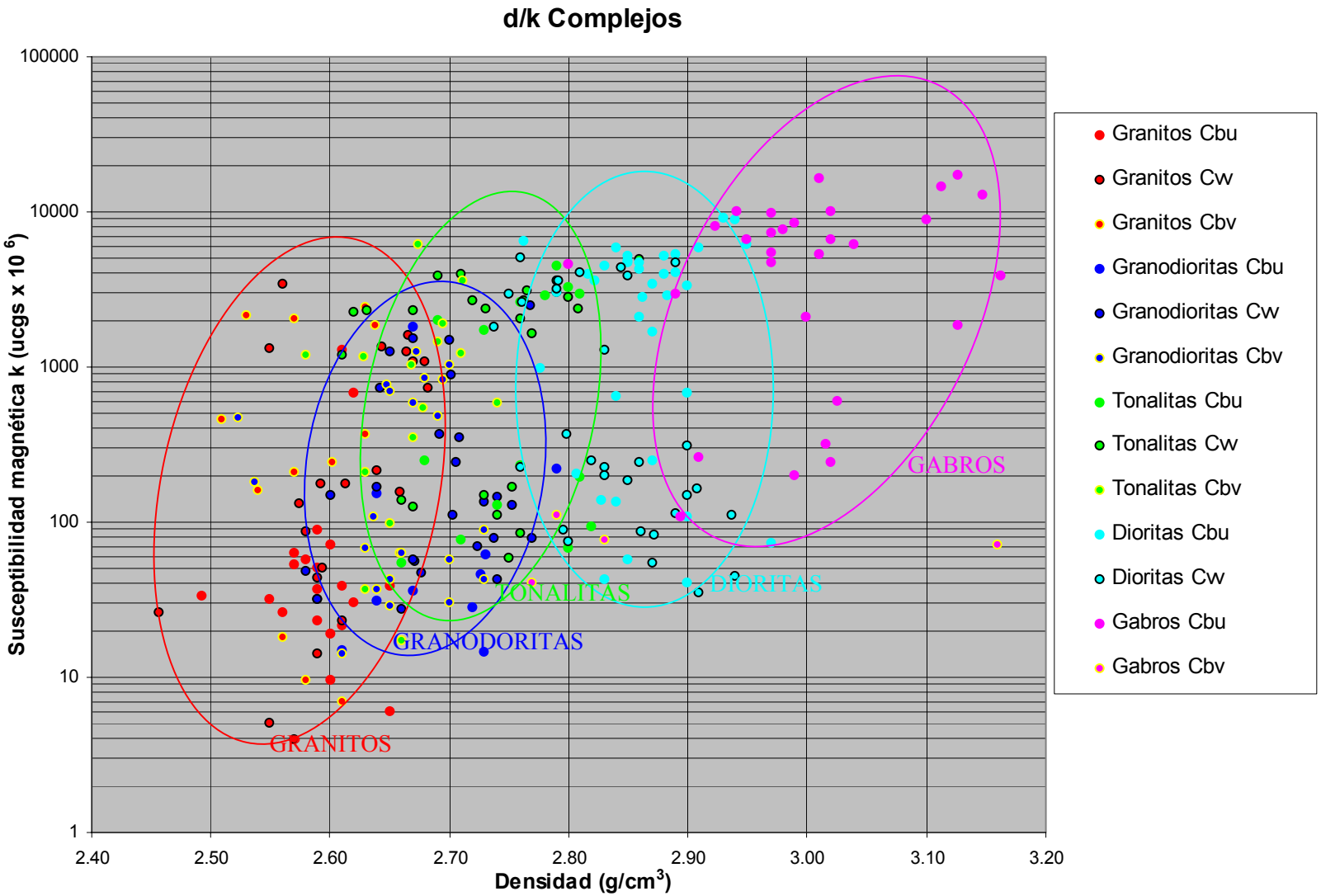


Figura 56. Diagrama susceptibilidad-densidad: complejos de Valencia del Ventoso (Cvv: círculo con borde negro), Brovales (Cbv: círculo con borde amarillo) y Burguillos del Cerro (Cbu). 266 datos

Brovales es una intrusión de carácter bastante más ligero que las anteriores y mucho menor contraste de densidad entre sus tipos litológicos, de modo que su cartografía gravimétrica no ofrece rasgos tan discernibles; una predominancia de granodioritas es compatible con la cartografía citada, lo que es confirmado por la radiometría aeroportada.

2) Los datos de magnetización se resumen en la siguiente tabla:

LITOLOGÍA	V. VENTOSO			BROVALES			BURGUILLOS DEL CERRO		
	Qmn	kmn	N	Qmn	kmn	N	Qmn	kmn	N
Gabros Ojo de Culebra	-	-		-	-		0.43	7336	5
Otros Gabros	-	-		-	-		0.86	1260	6
Dioritas	0.17	83	7	-	-		0.36	3512	12
Monzodioritas	1.31	3948	8	-	-		-	-	-
Tonalitas	0.23	2672	15	0.41	2012	6	0.24	1637	4
Granodioritas	0.42	79	12	0.15	388	8	-	-	
Granitos	0.22	1311	5	0.34	2143	6	0.14	310	5

Tabla XXX. **Resumen de los datos de magnetización-susceptibilidad (medianas) de Valencia del Ventoso, Brovales y Burguillos del Cerro**

[Nota: magnetización Qmn (razón Jnrm/Ji) y kmn susceptibilidad (ucgs*10^{-6}) expresados por la mediana del número de muestras N. Medidas de testigos de una pulgada].

Se observa en la **tabla XXX** que los tres complejos ígneos zonados muestreados, Valencia del Ventoso, Brovales y Burguillos del Cerro presentan magnetizaciones remanentes típicas del dominio de la magnetita MD (Q<0.5, k>1.000*10^{-6} ucgs, **figura 55**): así ocurre en las granodioritas y tonalitas de los tres complejos, y en los granitos, dioritas y gabros Ojo de Culebra de Burguillos del Cerro. Respecto a las monzodioritas centrales de Valencia del Ventoso (con la máxima Qmn igual a 1.31, y el menor tamaño de grano de magnetita observado en probeta), los granitos de Brovales (a pesar de que la mediana de su razón Q no lo refleja adecuadamente; en la fracción ferromagnética la mediana del factor Q puede ser superior a la unidad), y los otros gabros de Burguillos del Cerro, se insinúan datos a caballo entre el dominio de las magnetitas y las titanomagnetitas con tendencias de exolución de ilmenita. Por ello, pueden existir en el mapa aeromagnético anomalías

dominadas por la remanencia, de modo que una remanencia de orientación normal puede complementar a la magnetización inducida a la hora de explicar la intensidad de las anomalías magnéticas producidas por estas masas rocosas.

3) Los datos radiométricos son los siguientes:

	N	K min	K max	K media	U min	U max	U media	Th min	Th max	Th media	Total media
Burguillos: gabros OC	10	0.60	1.30	**1.02**	0.10	0.88	**0.49**	1.55	4.07	**2.42**	**7.56**
Burguillos: otros gabros	14	0.40	1.80	**1.08**	0.10	1.07	**0.41**	0.25	6.69	**2.45**	**7.77**
Brovales: gabros	3	0.50	0.90	**0.70**	4.40	5.40	**5.03**	6.20	8.00	**7.13**	**12.90**
Burguillos: dioritas (total)	26	0.86	2.23	**1.61**	0.10	2.38	**0.96**	1.20	10.05	**3.44**	**11.14**
V. del Ventoso: dioritas centrales	5	1.15	1.68	**1.41**	0.80	2.08	**1.64**	6.50	9.30	**7.91**	**13.33**
V. Ventoso: monzodioritas centro	5	1.67	2.91	**2.32**	1.97	3.75	**3.03**	8.24	13.85	**10.35**	**20.31**
Burguillos: tonalitas	6	1.46	2.60	**2.12**	2.09	3.20	**2.56**	6.30	10.64	**8.94**	**18.14**
Valencia del Ventoso: tonalitas	8	1.95	3.06	**2.47**	1.84	4.16	**3.51**	7.55	15.30	**12.34**	**22.00**
Brovales: tonalitas	11	2.10	2.90	**2.50**	2.35	6.25	**4.00**	8.40	22.10	**13.88**	**23.92**
Burguillos: granodioritas	6	2.44	3.70	**2.97**	2.46	4.88	**3.74**	10.90	14.19	**12.11**	**25.13**
V. del Ventoso: granodioritas	9	2.89	4.16	**3.32**	3.44	7.88	**5.33**	13.03	22.75	**17.66**	**30.96**
Brovales: granodioritas	11	2.81	3.55	**3.12**	3.32	8.98	**5.76**	11.19	25.20	**19.70**	**32.17**
Burguillos: granitos	13	3.52	4.68	**4.14**	1.65	7.10	**3.55**	5.28	28.27	**12.47**	**29.70**
V. del Ventoso: monzogranitos	6	3.80	4.35	**4.02**	2.50	9.20	**7.13**	16.35	31.75	**25.86**	**43.18**
V. del Ventoso: granitos (diques)	5	4.30	6.30	**5.24**	1.93	8.60	**5.40**	8.32	54.30	**27.07**	**44.55**
Brovales: granitos	8	3.36	3.97	**3.55**	2.80	6.25	**4.14**	8.80	33.75	**20.78**	**31.81**

Tabla XXXI. **Datos radiométricos de los Complejos de Burguillos del Cerro, Valencia del Ventoso y Brovales**

En la **figura 57** se representa el diagrama bivariante Th-K correspondiente a todos los resultados obtenidos con el espectrómetro terrestre por tipos de rocas de los complejos de Burguillos del Cerro, Valencia del Ventoso y Brovales.

Podemos realizar tres divisiones fundamentales en los datos radiométricos de estas tres masas ígneas híbridas:

1) Conjunto gabroideo-diorítico "central" (según Pons, 1982) del complejo de Burguillos del Cerro: se caracteriza por su alto contenido en K (salvo en unos pocos gabros), en un rango muy amplio que provoca su desagrupamiento. Los contenidos en tierras raras radiactivas son los habituales de este tipo de rocas. Por referencia a los gabros cámbricos, los gabros de Burguillos del Cerro son claramente potásicos (v.g, los promedios del gabro de Jerez son 0.61% K, 0.57 ppm U, 2.37 ppm Th, tabla **XVI**). En la parte inferior del conjunto central se podría tratar de distinguir directrices de algunos gabros por su menor radiación, mientras que en la superior quedarían las dioritas biotítico-anfibólicas, más potásicas (contenido en K alto y muy homogéneo con un estrecho margen de variación, alrededor del 2%, como se indicó en el epígrafe 5.5.2). No obstante, el nivel de solapamiento de los datos al suelo de gabros y dioritas es importante (si se excluyen las dioritas periféricas), tanto en los espacios K-Th como U-Th (**figuras 57** y **58**), de modo que gabros y dioritas van a quedar mal diferenciados en Burguillos del Cerro con un vuelo que no es de alta resolución como el de la JEN de 1981 (**figura 44**).

2) Directriz principal de las rocas estudiadas: arranca de las dioritas centrales del complejo de Valencia del Ventoso (que se ubican junto a las dioritas periféricas de Burguillos del Cerro, en el sentido de Pons, 1982). La diferencia entre las dioritas centrales de Buguillos y Valencia del Ventoso radica en los contenidos en U y Th (**tabla XXXI** y **figura 58**): las primeras tienen contenidos del orden de la mitad que las segundas en promedio.

La directriz continua con las monzodioritas del plutón de Valencia del Ventoso y las tonalitas de los tres complejos; estas últimas con radiactividad creciente en los tres elementos de Burguillos a Brovales (**tabla XXXI**). Se observa que en estas rocas intermedias, monzo-tonalíticas, la diferenciación (cristalización fraccionada) viene marcada en mucha mayor medida por los datos de las tierras raras que por el potasio.

Las granodioritas de los tres complejos se ubican en registros próximos al 3% de K, aunque en general superiores a esta cifra. El U y el Th indican las pautas incrementales de diferenciación entre los tres complejos (**tabla XXXI**), igual que ocurre con las tonalitas.

Por tanto, la tendencia de tonalitas y granodioritas es a producir señales de U+Th cada vez más intensas de Burguillos del Cerro a Brovales, pasando por Valencia del Ventoso.

La directriz termina con los granitos de Brovales y los monzogranitos de Valencia del Ventoso, que muestran una evolución diferente a la de los de Burguillos del Cerro.

3) Directriz de los granitos de Burguillos del Cerro y diques graníticos de Valencia del Ventoso. Se caracterizan por ser las rocas más potásicas entre las muestreadas y por presentar la tasa de aumento en Th más elevada de todas las litologías. Los granitos de Brovales muestran una tasa de aumento en Th también elevada, pero son relativamente bajos en K (**tabla XXXI** y **figura 57**).

En todo el conjunto de las directrices 2) y 3) son discernibles las dioritas centrales de Valencia del Ventoso por un lado, las tonalitas y monzodioritas por otro, y las rocas graníticas en general de todas las anteriores. Estas últimas son siempre potásicas (K>3%), pero existen grandes variaciones por lo que respecta a sus proporciones de U y Th. Así, a la familia de rocas graníticas con contenidos elevados en tierras raras radiactivas (Th> 18 ppm, U > 4.5 ppm, **figura 58**) pertenecerían la mayoría de las granodioritas y monzogranitos de Valencia del Ventoso y Brovales, pero no la mayor parte las litologías equivalentes de Burguillos del Cerro; en la familia granítica pobre en tierras raras se incluirían un grupo tanto de granodioritas, como diques graníticos del complejo de Valencia del Ventoso, y en general, las granodioritas y buena parte de los granitos de Burguillos del Cerro. Por último, el aumento en Th (depresión del ratio K/Th) es un claro índice de evolución dentro del conjunto granítico (y del de las rocas intermedias).

En conclusión:

*Los datos radiométricos nos muestran los diferentes contenidos y evoluciones en cada complejo de los elementos radiactivos K, U y Th. Asimismo, permiten establecer agrupaciones radiométricas de las litologías principales de cada uno de ellos, y correlaciones inter-complejo entre sus diferentes tipos rocosos (en el caso estudiado, de especies intermedio-ácidas, dado que no existen equivalentes básicos a los de Burguillos

del Cerro en Valencia del Ventoso o Brovales). Son por tanto datos de indudable interés petrofísico y geoquímico: veremos en el próximo apartado que se trata de determinaciones cuantitativas próximas a las obtenidas en laboratorio, que permiten la caracterización y separación litológica.

*En cuanto a la cartografía de unidades ígneas muy complejas o con malas condiciones de afloramiento, Burguillos del Cerro muestra el mayor rango radiométrico y Brovales el menor, de modo que las posibilidades cartográficas de la radiometría aeroportada varían en el mismo sentido. Como en Burguillos del Cerro no existe un vuelo de alta resolución, es en Valencia del Ventoso donde la cartografía radiométrica alcanza los resultados más satisfactorios. Esto se demuestra en el próximo apartado de este trabajo.

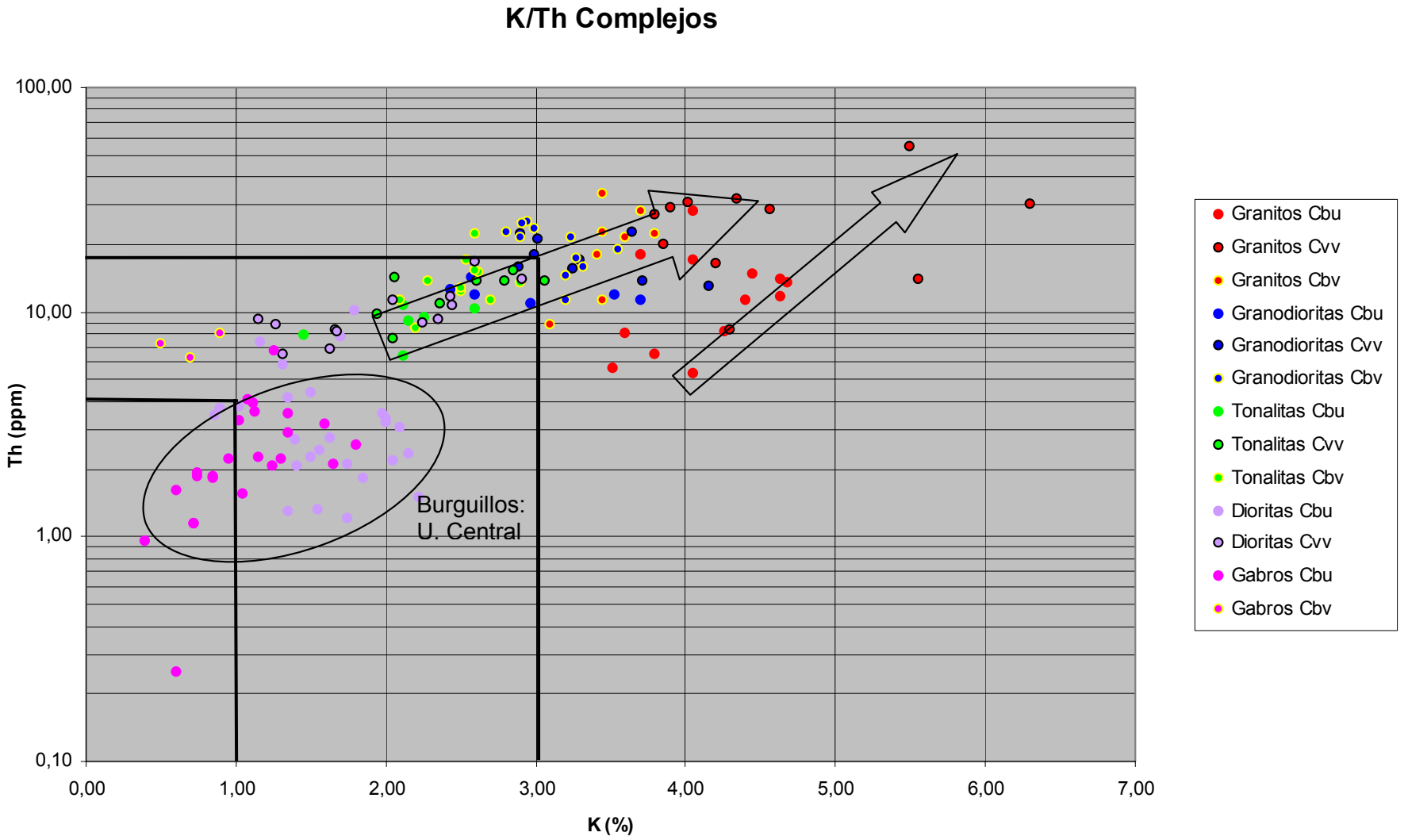


Figura 57. Diagrama Th-K: complejos de Valencia del Ventoso (Cvv: círculo con borde negro), Brovales (Cbv: círculo con borde amarillo) y Burguillos(Cbu). 149 datos. *Se indican límites típicos de rocas graníticas (K > 3%, Th> 18 ppm) y gabroideas (K < 1%, Th < 3 ppm*

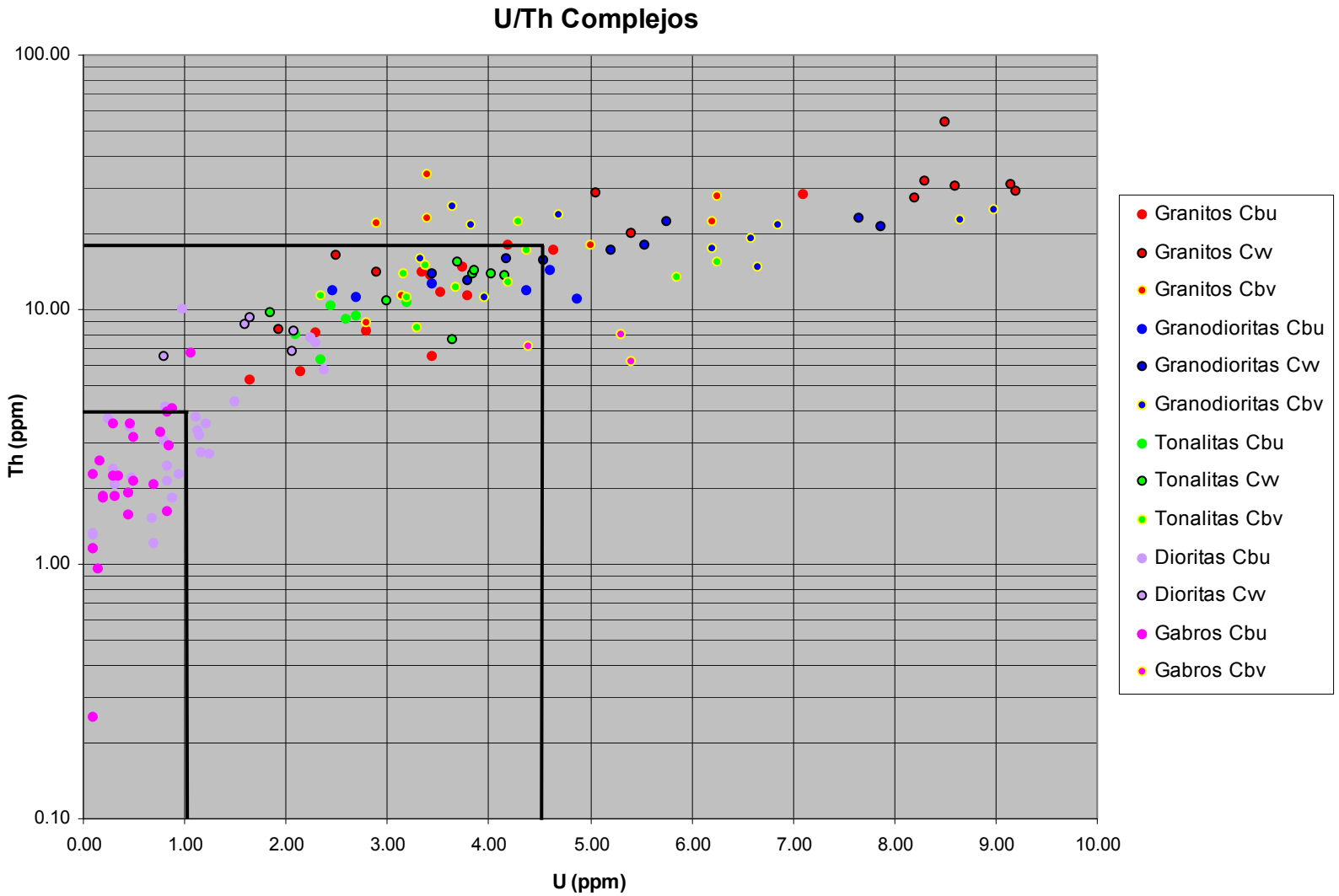


Figura 58. Diagrama Th-U: complejos de Valencia del Ventoso (Cvv: círculo con borde negro), Brovales (Cbv: círculo con borde amarillo) y Burguillos(Cbu). 149 datos. *Se indican límites típicos de rocas graníticas (U > 4.5 ppm, Th> 18 ppm) y gabroideas (U < 1 ppm, Th < 3 ppm)*

6. CARTOGRAFÍA GEOFÍSICA DE TRES COMPLEJOS ÍGNEOS ZONADOS DEL ANTIFORME DE MONESTERIO

6.1. METODOLOGÍA

6.1.1. INTRODUCCIÓN

En el apartado anterior se ha introducido sumariamente el estado actual de conocimientos (petrológico y cartográfico; epígrafe 5.2) de tres complejos ígneos zonados del antiforme de Monesterio, se ha descrito el muestreo efectuado, y se han expuesto algunas de sus características petrofísicas, en concreto su densidad, susceptibilidad magnética y espectrometría de radiación gamma natural. Todo ello ha permitido determinar los distintos grupos petrofísicos en cada complejo, describir estadísticamente sus propiedades físicas, evaluar los contrastes de parámetros entre grupos causantes de las anomalías aeroportadas y terrestres, así como analizar las tendencias delineadas en los espacios de tales propiedades (k-d, k-Q, K-Th, etc) y algunos procesos causales subyacentes en ellas (exoluciones, oxidaciones, alteraciones, etc).

Una vez caracterizadas, desde el punto de vista físico, las rocas de los tres complejos, Valencia del Ventoso, Burguillos del Cerro y Brovales, y comprobada la variabilidad petrofísica de los grupos litológicos estudiados y su separación en los espacios de propiedades analizados (k-d, k-Q, K-Th), se va a utilizar toda toda esta información para interpretar las imágenes geofísicas aeroportadas, magnética y radiométrica, y la gravimetría terrestre, y tratar de obtener una cartografía de superficie y subsuelo de los tres plutones hercínicos híbridos mencionados.

Básicamente la metodología va a consitir en el análisis e identificación litológica de las zonaciones espectrométricas (de radiación gamma natural aeroportada y en tierra) para el esbozo de una propuesta cartográfica de superficie de los complejos ígneos híbridos. Para la cartografía del subsuelo de los complejos estudiados se recurrirá al estudio combinado de estas zonaciones radiométricas junto con las magnéticas y gravimétricas; en la propuesta de arquitectura general de estos cuerpos se usarán los métodos de campo potencial (modelos bidimensionales) con los datos de petrofísica disponibles.

6.1.2. ETAPAS

Las etapas metodológicas serán las siguientes:

-Análisis cualitativo en las imágenes radiométricas, magnéticas y gravimétricas de las distintas unidades petrográficas de los complejos.

-Proceso de datos. Separación de anomalías radiométricas.

-Descripción de las imágenes radiométricas de máximos y mínimos.

-Análisis de las correlaciones entre datos radiométricos terrestres y aeroportados. La investigación de la capacidad resolutiva del vuelo y del nivel de correlación de las medidas aéreas y terrestres es una importante etapa previa a la siguiente de identificación litológica de las anomalías aéreas separadas previamente. En todo el análisis de la radiometría terrestre realizado en el capítulo anterior se ha insistido, además de en los niveles cuantitativos, agrupaciones y tendencias delineadas por los datos, en la diferenciación radiométrica de los grupos litológicos de cada complejo (ya sea por el potasio, las tierras raras, o algún ratio radiométrico): si esta diferenciación se mantiene en los datos aéreos, en los que a priori debe existir al menos una pérdida de resolución, y los niveles radiactivos en tierra están suficientemente correlacionados con los aéreos, se podrán utilizar los datos terrestres como un elemento que contribuya al diagnóstico litológico de las anomalías aéreas, en términos de las agrupaciones petrográficas mayores de los plutones analizados. Estos aspectos son discutidos en detalle en los apartados correspondientes a cada complejo.

-Identificación en términos de grupos litológicos principales de las firmas radiométricas aeroportadas.

-Estudio de las relaciones entre las diferentes respuestas (magnéticas-gravimétricas-radiométricas). En los siguientes subapartados de este capítulo 6 se van a proporcionar diversos ejemplos de combinación de información radiométrica con imágenes de campo potencial.

-Interpretación semicuantitativa por modelado de varios perfiles 2D, que ejemplificarán los datos de la petrofísica. Para el análisis de profundidades se usará también el método de Euler.

-Propuesta de cartografía de suelo y subsuelo. La propuesta cartográfica de superficie se basará en los resultados del análisis radiométrico, lo que queda perfectamente reflejado la

su leyenda de unidades interpretadas. Se valorará adecuadamente la información proporcionada por los datos de campo potencial, esencial para el conocimiento de la arquitectura de los cuerpos estudiados. Precisamente, la propuesta de cartografía del subsuelo se derivará de la interpretación de los métodos de campo potencial haciendo uso de los datos de petrofísica disponibles.

La radiometría se analizará con el mapa ternario, total y de máximos y mínimos, y los mapas monoelementales de %K, ppmU, y ppmTh, y el ratio K/Th. Además de la zonación cualitativa sobre estas imágenes, se caracterizarán estadísticamente los niveles de fondo radiométricos de la totalidad de cada complejo, para después definir las anomalías de máximo y mínimo a partir de ciertos percentiles de los histogramas de cada elemento radiactivo, y obtener los rangos de contenidos en cada radioelemento de cada una de las unidades petrológicas o zonas de cada complejo (zonación cuantitativa). La identificación de las áreas anómalas radiométricas en términos litológicos se realizará con auxilio de los datos del espectrómetro de mano in situ. A continuación se describirán las expresiones magnéticas y gravimétrica de los complejos, y se cruzarán las respuestas magnéticas y radiométricas, y éstas con datos gravimétricos (y topográficos en su caso), ya sea superponiendo imágenes o los recintos vectoriales representativos de las zonaciones respectivas. De todo ello se dan abundantes ejemplos en los siguientes subapartados. Por último, se ofrece una propuesta de cartografía de superficie y del subsuelo de cada complejo ígneo estudiado.

Se trata, por tanto, de una metodología flexible que trata de integrar los datos petrofísicos disponibles para optimizar la interpretación geofísica; por ello en la propuesta cartográfica, el partir de la radiometría presenta la ventaja de que por un lado la relación entre los datos al suelo con el registro aéreo es más directa (pues en definitiva se mide lo mismo en uno y otro caso), y por otro, la correlación de este registro con las cartografías geológicas disponibles es más inmediata, y resultan más claras las concordancias y discrepancias entre lo conocido y publicado, y lo que la geofísica aporta. No obstante, cuando se carezca de un vuelo de alta resolución, como es el caso del complejo de Burguillos del Cerro, el esquema habrá de cambiar, y se usará otro, más basado en la combinación de imágenes geofísicas.

6.1.3. CAMPOS POTENCIALES

Además del mallado, el tratamiento de datos de campo potencial (reducción al polo, gradiente vertical, continuación, etc.) se efectuará mediante técnicas estandarizadas de Transformada Rápida de Fourier (**Anexo 10**) en el caso de los datos magnéticos, o separación polinomial de anomalías en el de las anomalías de Bouguer, cuando sea necesario.

6.1.4. SEPARACIÓN DE ANOMALÍAS RADIOMÉTRICAS

Por lo que respecta al tratamiento de los datos espectrométricos en términos de unidades geológicas individuales, se puede llevar a cabo según un método estadístico simple, basado en las eliminaciones de los extremos del histograma de concentraciones de cada radioelemento, según diversos métodos (v.g., Saunders, 1976, Abd el Nabi, S.H., 1995, Jayawardhana y Sheard, 2000).

El punto de partida en todas estas técnicas es la determinación de la media y la desviación estándar del "fondo" de cada conjunto petrológico o cartográfico, lo que sirve de base para evaluar las anomalías de los datos originales.

En un procedimiento que trabaja sobre cada unidad ígnea o metasedimentaria discreta, primero se calcula la media y la desviación estándar para todo el conjunto de las mallas de datos, respectivamente, de K, U, y Th, de la unidad de que se trate. Después, todos los valores que exceden de la media más una desviación estándar se eliminan y se calcula una nueva media y desviación estándar. Dos o tres sucesivas eliminaciones de los valores extremos son suficientes para aproximar el valor "verdadero" de la media y desviación típica de los datos de fondo ("base regional"). Una vez determinado éste, la definición de anomalías de máximo y mínimo radiométrico se lleva a cabo por selección de valores superiores o inferiores a los de la media "verdadera" más o menos 1, 2 ó 3 desviaciones típicas.

En este trabajo se van a emplear diversas variantes de esta técnica según las características de los datos radiométricos en cada complejo estudiado.

En la **tabla XXXII** se presentan los resultados obtenidos del proceso de separación de anomalías radiométricas: una vez determinados la media y desviación de fondo de cada complejo mediante el proceso de eliminación arriba citado, los puntos de corte del histograma (a una, dos y tres desviaciones típicas de la media de fondo) de cada elemento radiactivo quedan establecidos; una celda cualquiera de la tabla representa el porcentaje de área del plutón que exceden tales puntos (es decir, el % de área de máximo y mínimo, o de "anomalía residual" positiva y negativa a cada uno de esos tres niveles o percentiles). La expresión superficial de tales áreas anómalas se presenta para cada complejo en diversos formatos como se verá más adelante. *Obérvese, por tanto, que las anomalías radiométricas quedan definidas en el contexto de cada complejo (técnica de separación local), y que no se alteran en absoluto los valores de los datos en malla de cada elemento radiactivo (no sufren ningún tipo de normalización)*. Por último, debe indicarse que los datos del vuelo de 1997 sólo cubren el 14% del stock de Burguillos del Cerro.

	K (%)			**Anomalías (%)**			**Th (ppm)**			**Anomalías (%)**			**U (ppm)**			**Anomalías (%)**		
	Rango	μ_t	s_t	$>\mu_f +s_f$	$>\mu_f +2s$	$>\mu_f +3s_f$	***Rango***	μ_t	s_t	$>\mu_f +s_f$	$>\mu_f +2s_f$	$>\mu_f +3s_f$	***Rango***	μ_t	s_t	$>\mu_f + s_f$	$>\mu_f +2s_f$	$>\mu_f +3s_f$
		μ_f	s_f	$<\mu_f - s_f$	$<\mu_f -_2s_f$	$<\mu_f -3s_f$		μ_f	s_f	$<\mu_f -s_f$	$<\mu_f -2s_f$	$<\mu_f -3\ s_f$		μ_f	s_f	$<\mu_f - s_f$	$<\mu_f -2\ s_f$	$<\mu_f -3\ s_f$
Burguillos Vuelo 1997	1.1-4.7	2.53	0.62	36	27	19	4.0-17.1	8.37	2.78	39	29	22	0.3-3.83	1.64	0.66	40	31	23
		2.50	0.18	39	28	18		7.73	0.83	36	22	08		1.50	0.19	35	23	12
Burguillos Vuelo 1981	0.98-2.07	1.21	0.16	18	-	-	3.02-8.92	5.15	0.94	12	-	-	0.63-3.38	1.34	0.34	11	-	-
				14						15						11		
Brovales	0.0-4.43	2.82	0.82	34	17	06	0.2-24.9	14.7	3.61	35	20	09	0.06-8.55	2.78	1.03	36	24	15
		3.04	0.25	39	30	23		15.2	1.31	37	26	16		2.85	0.31	39	30	21
Valencia del Ventoso	1.0-5.39	3.19	0.72	37	25	15	5.7-33.7	16.3	4.86	37	26	16	0.36-6.4	2.76	0.95	38	27	18
		3.26	0.21	39	30	22		15.8	1.60	39	26	12		2.76	0.30	39	28	19

Tabla XXXII. **Promedios y desviaciones totales (μ_t, s_t), de fondo (μ_f, s_f) y áreas anómalas de máximo y mínimo de los complejos ígneos de Valencia del Ventoso, Brovales, y Burguillos del Cerro (a una, dos y tres desviaciones típicas s_f)**

En Valencia del Ventoso y Brovales las anomalías de máximo y mínimo vendrán definidas por el conjunto de valores, respectivamente, superiores o inferiores a la media de fondo más

o menos dos desviaciones típicas de cada elemento. Aunque ello pueda parecer arbitrario, por un lado estos umbrales resultan ser proporcionados a los rangos radiométricos de los complejos estudiados, de manera que una separación "zona de máximo-zona intermedia-zona de mínimo" con tales límites resulta adecuada para que dichas zonas representen equilibradamente la totalidad de cada plutón estudiado. Por otro lado, la selección de umbrales no condiciona los resultados de la interpretación, ya que el proceso de separación de anomalías no altera los contenidos registrados, de manera que puede aplicarse el mismo procedimiento en segunda instancia a cada zonación previamente establecida, hasta el nivel de detalle que se desee, de forma que el proceso de separación se adecue a la estructuración geológica de cada complejo. En Burguillos del Cerro, por homogeneidad del análisis, se ha seguido el mismo esquema, pero usando las medias y desviaciones no de fondo, sino brutas, y estableciendo las anomalías a una desviación típica, por las razones que se dan en 6.4.1.

Alternativamente, los análisis estadísticos anteriores se pueden desarrollar mediante modelado en SIG (o un paquete de tratamiento de imágenes) que ayude a analizar y normalizar los datos radiométricos dentro de cada unidad litológica. El SIG genera imágenes normalizadas (adaptando el histograma inicial de cada elemento radiactivo según el histograma de toda la zona de estudio) para cada unidad cartográfica. Las estadísticas de los radioelementos para cada una de las unidades litológicas se generan automáticamente. Éstas incluyen un código (número para cada unidad litológica), mínimo, máximo, media y desviación estándar. Una vez que se han creado las imágenes normalizadas, el proceso se lleva a cabo comprimiendo estas imágenes, de forma que sólo queden representadas las áreas de enriquecimiento y empobrecimiento. Los límites para determinar las áreas enriquecidas y empobrecidas en un elemento se escogen según el sesgo de las distribuciones normalizadas de los datos (pueden ser, v.g., dos o tres desviaciones típicas). Los resultados se almacenan como imágenes de 9 bandas: la 1-3 son las originales, la 4-6 las enriquecidas y las 7-9 las empobrecidas. En un segundo tratamiento de estos datos, las áreas de máximos y mínimos anteriores se eliminan para resaltar las áreas de máximos y mínimos más tenues dentro del mapa, mediante una nueva normalización de los datos. La diferencia entre esta técnica y la anterior radica en la normalización, que altera los datos originales, y en el análisis global de toda la cartografía del área de que se trate (v.g, una hoja 1:50.000).

6.2. CARTOGRAFÍA GEOFÍSICA DEL COMPLEJO PLUTÓNICO DE VALENCIA DEL VENTOSO

Recordemos que existen varias cartografías publicadas del macizo de Valencia del Ventoso, que en parte han sido descritas en el apartado 5.2.1, y sobre las que aquí añadimos algún aspecto, sobre todo de tipo estructural y geoquímico.

Garrote Ruiz *et al* (1983, páginas 39-41), diferencian en la cartografía Magna del complejo de Valencia del Ventoso, un conjunto "*circular*" diorítico/monzodiorítico de grano fino (tramado en la **figura 41**), bastante alterado (suelos potentes), del resto, que consideran granodioritas y tonalitas hornbléndicas de grano medio a grueso. Se trata, por tanto, de una descripción simple y compacta del plutón (el mapa Magna completo del plutón aparece, v.g., en la **figura 42**).

La cartografía de Pons (1982), es más detallada (**figura 45**), separando en el análisis petrográfico de la unidad central los conjuntos de dioritas y de monzodioritas, y éstas del conjunto granítico, según un esquema zonado, inverso, cuasi-concéntrico, algo asimétrico: todas las rocas están constituídas por las mismas especies minerales, de forma que se pasa de un conjunto a otro por disminución continua de los ferromagnesianos y del ratio anfíbol/biotita, y aumento del cuarzo y feldespato potásico, desde las dioritas más básicas hasta los monzogranitos (en un diagrama de Streckeisen, **figura 45**, se trataría de una asociación monzonítico-calcoalcalina). Este paso se realiza mediante un proceso simple de diferenciación por cristalización fraccionada según una trayectoria calcoalcalina, de acuerdo con la interpretación que de los datos de geoquímica hace Pons. Dado que el contacto entre los conjuntos litológicos del complejo no es gradual, sino a través de "melanges" magmáticas (enclaves en enjambre en vez de bréchicos, disposición paralela de estructuras laminares ácidas/básicas, etc., resultado de la puesta en contacto de magmas viscosos en vías de solidificación), y que los materiales muestran una misma deformación y estructuración concéntrica fluidal, propone un emplazamiento desde una chimenea ubicada bajo el "sector circular" de la mitad NE de la unidad central (**figura 45**, derecha): imagina un nivel profundo desde donde se produce un ascenso diapírico de un magma diorítico único, ascenso que va estructurando la intrusión desde un núcleo básico hacia una periferia más ácida. La intrusión, tras ser detenida por la Fm. Carbonatada (más compacta e infusible que los materiales de la Serie Negra), se despliega hacia el SO en el sentido de la vergencia

del antiforme de Monesterio donde encaja (emplazamiento sintectónico a favor de fracturas ligadas al cabalgamiento de Monesterio). Además de la unidad central descrita, Pons incluye en su cartografía como intrusiones previas yuxtapuestas: a) los gabros del NE (Medina de las Torres) que asimila a las zonas más básicas del macizo de Burguillos (unidad de gabros con olivino); y b) las monzodioritas del SO (cortijo del Pozuelo) que asimila a las unidades intermedio-ácidas periféricas de Burguillos (ver más adelante).

Por último, Oleaga *et al* (1999), distinguen (**figura 45,** izquierda) una unidad diorítica acumulativa (dioritas y monzodioritas centrales más gabros de Medina de las Torres y El Pozuelo), de una unidad granítica que intruye a la anterior, y con la que se encuentra muy imbricada (figura citada). La unidad granítica se supone entonces distinta, no proveniente de la diferenciación de la diorítica. En la cartografía de estos autores, los gabros del SO del complejo son una novedad, y de nuevo, como en el mapa Magna, dioritas y monzodioritas son inseparables ocupando extensiones en el plutón diferentes a las representadas por Pons; buena parte de las anomalías magnéticas más importantes ocurren sobre la banda S-SE de dioritas y monzodioritas de Oleaga *et al* (1999), que no habían sido identificadas como tales por los autores anteriores.

Aunque las cartografías citadas tienen bastantes elementos comunes, difieren por las distintas interpretaciones de la hibridación y mezcla litológica existente. En todo caso conviene destacar la mayor complejidad que los autores sucesivos otorgan al Complejo de Valencia del Ventoso, complejidad que puede extenderse al mecanismo de emplazamiento dentro de un contexto de amalgama de un polo diorítico con otro granítico.

6.2.1. CARTOGRAFÍA RADIOMÉTRICA DEL COMPLEJO DE VALENCIA DEL VENTOSO

6.2.1.1 Imágenes radiométricas del complejo

Valencia del Ventoso presenta una interesante zonación en los mapas radiométricos ternarios aeroportados (**figura 44**), en la que, además de las señales originadas por las rocas del Pozuelo y Medina de las Torres de los extremos SO y NE, respectivamente, cabe distinguir al menos 3 tipos de respuestas. De menor a mayor intensidad éstas serían:

a) Una zona de baja radiación, correspondiente sobre todo a la Unidad circular diorítica del Magna en el centro-N del macizo (tramada en **figura 41**), que incluye heterogeneidades más radiactivas que dan tonos aislados de K, sobre todo, y alguno de U, y Th;
b) Diversas zonas intermedias. Desde la unidad circular toda la banda magnética E-SE del complejo presenta tonos de K hacia el N, que pasan a ser mayoritariamente de U+Th hacia el S-SO, hasta la falla NO-SE que parte el macizo en dos. Al S de esta falla ocurren de nuevo tonos de K en esta banda SE. Los tonos de U+Th también aparecen en el centro del stock, a ambos lados de la falla citada;

c) Esta unidad b) de radiación intermedia (probable tonalita-monzodiorita) de la banda SE y zonas del centro de la intrusión, con tendencias moderadas de U y U+Th, y heterogeneidades graníticas (tonos de K), se ve rodeada por abundantes zonas más radiactivas (mayoritarias en el conjunto del complejo) con dominio de tonos potásicos, saturados (K+U+Th), y de U+Th altos. Estas zonas deben corresponder a la granodiorita de la cartografía Magna, o a la unidad granítica de Pons (1982), u Oleaga *et al* (1999; granitos y adamellitas). En las imágenes de K y Th del complejo (**figura 59**) se advierte claramente la diferenciación de esta unidad del resto.

La expresión radiométrica de detalle, por elemento, del complejo de Valencia del Ventoso se presenta en la **figura 59**. Se deben destacar dos aspectos esenciales:

-Por un lado, la gran heterogeneidad de respuestas de potasio, uranio y torio, que cubren un rango similar al de toda la zona de estudio (v.g., **figuras 39** y **59**), como corresponde al amplio espectro litológico del complejo; y por otro,

-La muy destacable estructuración de anomalías según patrones circulares, concéntricos, de zonas con valores elevados que abrazan a las zonas de mínimo. Unas y otras se yuxtaponen de manera dispersa en todo el área del complejo, lo que indica una gran imbricación de las diversas litologías.

Las imágenes de potasio y torio son especialmente llamativas por lo que respecta a la definición de la estructuración del complejo.

Valencia del Ventoso es el intrusivo más heterogéneo de los cubiertos por el vuelo de alta resolución de 1997 en el antiforme de Monesterio. Las imágenes ternarias de máximos y mínimos de la **figura 59** se han obtenido con el método de separación de anomalías descrito en el apartado anterior; se trata de anomalías a dos desviaciones típicas (apartado 6.2.1.3).

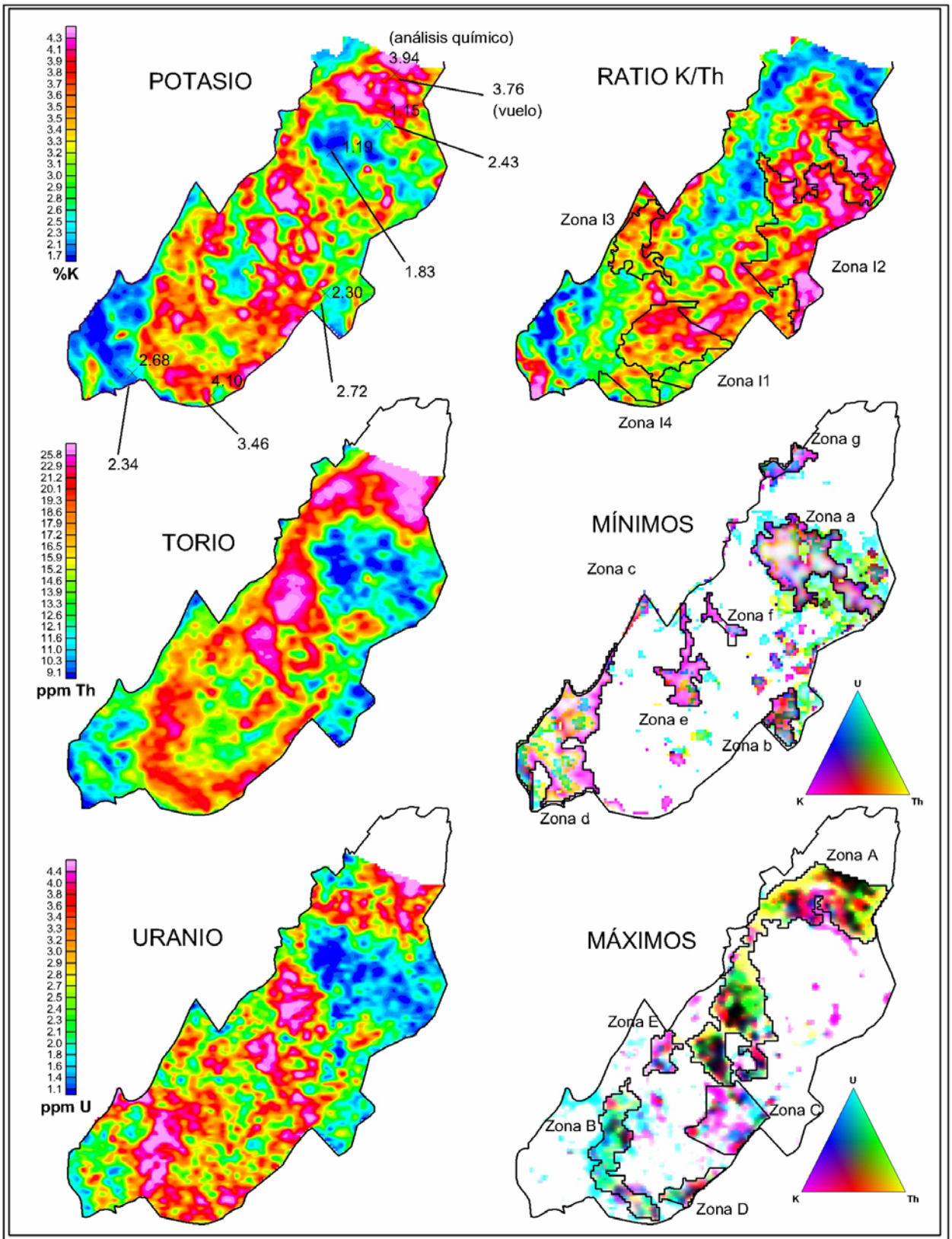


FIGURA 59. RADIOMETRÍA DEL COMPLEJO DE VALENCIA DEL VENTOSO. Imágenes de K, Th, U; ratio K/Th; y ternarias de mínimos (%K<2.84; ppm U<2.16; ppm Th<12.6) y máximos (%K>3.68; ppm U>3.36; ppm Th>19). En la imagen de K se indican los datos analíticos frente a los valores del vuelo en los mismos puntos.

6.2.1.2 Correlación de las medidas aéreas y terrestres

Previamente al análisis e identificación litológica de las respuestas y zonas radiométricas de los mapas ternarios de máximo y mínimo con auxilio de los registros radiométricos tomados sobre el terreno, debemos investigar la capacidad resolutiva del vuelo y el nivel de correlación de las medidas aéreas y terrestres.

Recordemos que unos de los objetivos de la campaña de 45 medidas al suelo con un espectrómetro terrestre GR-320 (apartado 5.3.2, **tabla XXI**) era la interpretación de las firmas aéreas (**figura 59**) en términos litológicos.

Las mediciones se realizaron en afloramientos del complejo, preferiblemente en roca viva y con geometría plana (2π), permitiendo determinar la intensidad de la respuesta radiométrica a nivel de afloramiento de los distintos tipos rocosos del macizo de Valencia del Ventoso, así como la heterogeneidad existente a pequeña escala (mediante diferentes mediciones en los afloramientos cuando sus condiciones lo hacían factible).

En cuanto al objetivo principal de conocer in situ la separación radiométrica de las variedades litológicas de Valencia del Ventoso, ya se indicó (apartado 5.3.2) que según los distintos niveles de radiación gamma natural registrados, en principio deberían ser discernibles desde el aire las unidades básicas, intermedias y ácidas del macizo (dioritas centrales por un lado, las tonalitas y monzodioritas por otro, y las rocas graníticas de todas las anteriores).

En esta línea de investigación del poder resolutivo del vuelo, se deben introducir ahora algunas consideraciones sobre la capacidad de diagnóstico y valor geoquímico de las medidas radiométricas, variables que dependen ambas, además de la calidad del registro geofísico, de las condiciones de cada zona investigada. Las cifras que aparecen en la imagen de potasio de la **figura 59** sirven para observar la gran semejanza entre los resultados de análisis químicos de laboratorio (espectrometría de masas) en 6 sitios muestreados y las medidas del vuelo (malla de datos) en esos puntos (desviación típica de las diferencias del 0.71% de potasio). En principio, ello proporciona a los datos aeroportados una confianza, incluso sorprendentemente elevada, en este plutón de Valencia del Ventoso, al menos por lo que respecta al potasio.

Hay que tener en cuenta que los resultados aéreos integran respuestas que proceden de un área circular de, aproximadamente, unos 100 m de diámetro (altura de vuelo, Reeves, C. V., 1992) que, además, han sufrido un complejo tratamiento (corrección de efectos Compton, cósmico, atmosférico, de altura, y conversión a concentraciones; Minty, B. R. S., 1997). Debido a estos efectos, una comparación más ajustada se obtiene con la intermediación de medidas espectrométricas terrestres.

En la **figura 60** se representa la correlación entre los resultados analíticos de laboratorio por espectrometría de masas, y los del espectrómetro terrestre en cinco puntos. La correlación es muy buena para el potasio: pendiente de la recta de regresión de 1.11, ordenada en el origen igual a –0.22, coeficiente de correlación de 0.99, desviación típica de las diferencias de 0.23 % K. Estos datos no son tan buenos para el Th: pendiente de la recta de regresión de 0.73, ordenada en el origen igual a –0.86, coeficiente de correlación de 0.94, desviación de las diferencias de 3.74 ppm Th; y aún peores para el U: pendiente de la recta de regresión de 0.37, ordenada en el origen igual a 0.96, coeficiente de correlación de 0.87, desviación de las diferencias de 2.41 ppm U, apreciablemente elevada. Por tanto, las concentraciones analíticas de potasio son muy semejantes a las espectrométricas in situ, pero las de tierras raras son sistemáticamente menores: éstas alcanzan entre un 70-80% del valor de las espectrométricas en el caso del Th, y entre un 50-60% en el del U. Se trata en general de afloramientos de roca fresca, pero la geometría no es siempre 2π, lo que tiende a elevar las lecturas in-situ. La peor correlación para el U y el Th debe atribuirse a este factor, así como a la distribución más heterogénea, respecto al K, de estos elementos en la roca y a posibles desequilibrios seculares en las cadenas radiactivas de los mismos (en condiciones de laboratorio, si existe equilibrio, los contenidos de tierras raras radiactivas determinados por espectrometría gamma natural son análogos a los que proporcionan métodos analíticos estandar, v.g., Pascuale *et al*, 1997; una mejor correlación en el caso de tierras raras puede obtenerse por repetición de medidas e incremento del tiempo de lectura en campo, v.g., Chiozzi *et al*, 1998). Con mayor número de datos, y distinción de al menos dos grupos litológicos, uno básico y otro ácido, los mismos diagramas de las tierras raras de la **figura 60** sugieren que las correlaciones para estos elementos mejorarían.

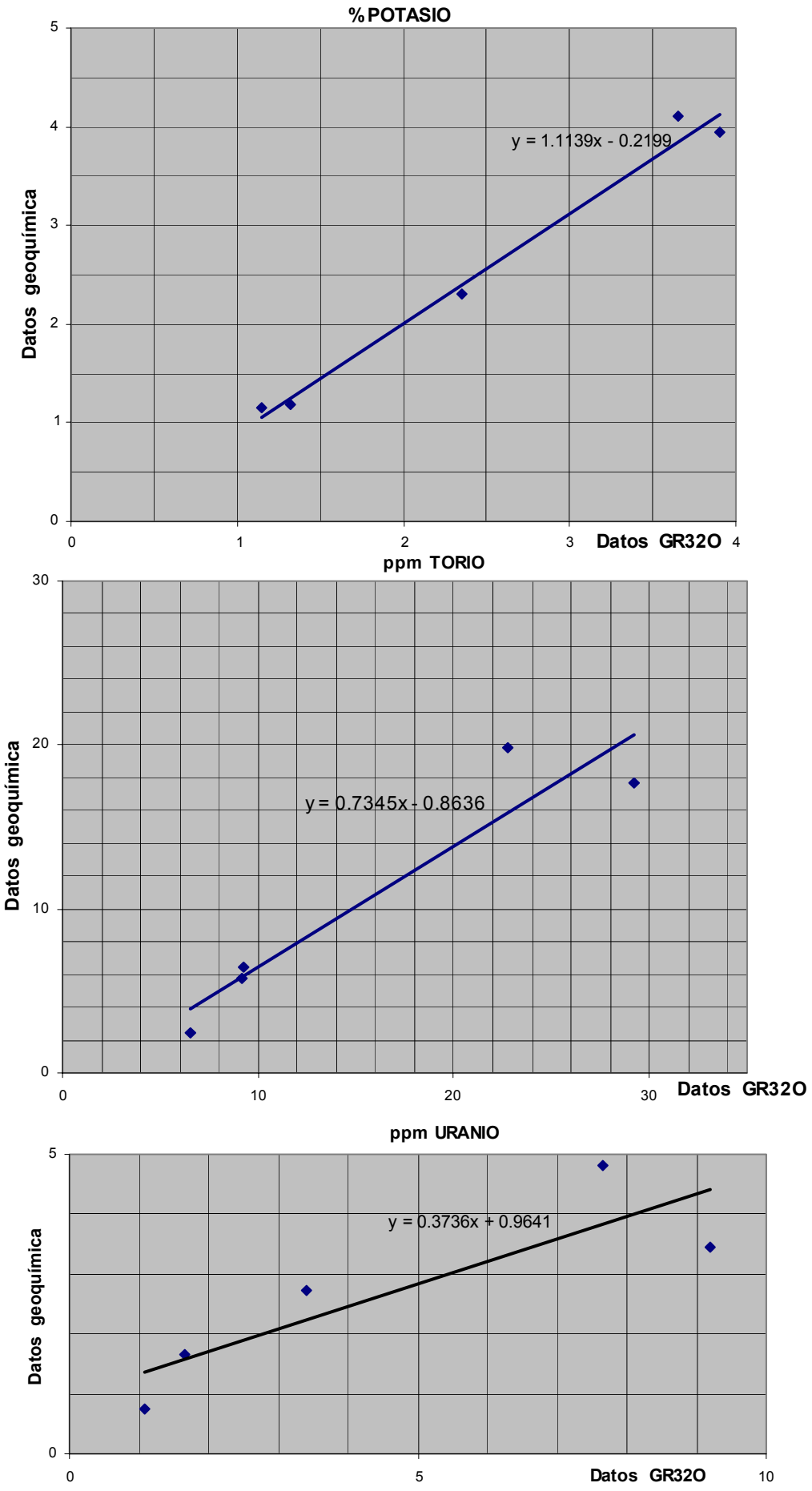


Figura 60. Correlación de resultados analíticos y de espectrometría terrestre en el Complejo de Valencia del Ventoso

La correlación entre los datos espectrométricos del vuelo y en tierra se muestra en la **figura 61**. En el caso del potasio esta correlación es muy aceptable para litologías "intermedio-ácidas" (tonalitas-granodioritas, v. g., rectas de regresión de la **figura 61**: y=1.0396x+0.2428 para tonalitas, y=0.8136x+0.4231 para granodioritas), con tendencia de los datos del vuelo a registrar valores hasta un 10-15% superiores a los del suelo en el caso de las tonalitas, o inferiores en un mismo orden en el caso de las granodioritas. Para las litologías más básicas, las dioritas de la unidad circular del mapa Magna (unidad básica bajo suelos de Pons, 1982), el excesivo rango de los datos del vuelo (1.83-2.94 %K), frente a los del suelo (1.15-1.68 %K), se debe a que el vuelo integra respuestas originadas en una zona meteorizada proveniente de la denudación sobre todo de materiales básicos, pero también ácidos. Justamente al contrario ocurre con los materiales más ácidos (diques graníticos), donde el rango de los datos del vuelo es insuficiente respecto a los del suelo por el efecto de integración desde el aire sobre un material heterogéneo, en un círculo de un diámetro igual a la altura de vuelo como se señaló más arriba. Estas observaciones quedan plasmadas en la **tabla XXXIII**, donde se aprecian la variabilidad y correlación de las medidas terrestres y aéreas por lo que respecta al potasio:

		TIERRA			VUELO			r	t	Hipótesis H_0
	N	K_{min}	K_{max}	K_{media}	K_{min}	K_{max}	K_{media}			
Dioritas centrales	5	1.15	1.68	**1.41**	1.83	2.94	**2.26**	0.76	1.0	**Aceptada**
Monzodioritas	8	1.67	2.91	**2.32**	1.90	3.26	**2.59**	0.77	1.9	**Rechazad**
Tonalitas	8	1.95	3.06	**2.47**	2.17	3.32	**2.78**	0.89	2.3	**Rechazad**
Granodioritas	9	2.89	4.16	**3.32**	2.88	3.71	**3.23**	0.91	2.4	**Rechazad**
Monzogranitos	6	3.80	4.35	**4.02**	3.12	4.23	**3.85**	0.53	0.9	**Aceptada**
Granitos (diques)	5	4.30	6.30	**5.24**	3.14	4.28	**3.85**	0.86	1.1	**Aceptada**

Tabla XXXIII. **Espectrometría (% K) del Complejo de Valencia del Ventoso. Significación de los coeficientes de correlación entre los datos in-situ y aéreos [t=r*raiz((N-2)/(1+r**2))]**

De los datos de la **tabla XXXIII** puede deducirse la elevada correlación de los datos aéreos y terrestres, estimada por el coeficiente de correlación r. Dicha correlación tiene significación estadística, a un nivel del 95%, en el caso de monzodioritas, tonalitas y granodioritas. En los casos restantes, la aceptación de la hipótesis nula H_0 ($t<t_{95}$: no existe correlación) se debe a las incertidumbres causadas por el bajo número de muestras.

Por tanto, dejando aparte eventuales discrepancias por calibración y proceso de datos entre los valores de los cristales al aire y al suelo, el efecto de integración por altura produce una pérdida de resolución global y distorsión de los rangos de potasio de los grupos litológicos mayores, que es de escasa o menor importancia en las rocas intermedias, pero que se incrementa hacia las litologías extremas. Esta va ser una regla general, más o menos acentuada por el nivel de mezcla de los materiales del plutón de que se trate y sus condiciones de meteorización (ausencia, o presencia importante de material meteorizado, ya sea in-situ o transportado).

La correlación entre los datos espectrométricos del vuelo y en tierra para el torio y el uranio (**figura 61**, diagrama de la derecha), es peor que en el caso del potasio, también con pérdida de resolución y rango en los datos aéreos. En el caso del torio las desviaciones vuelo-suelo son del orden del 30-40%, ya por exceso para tonalitas (y=0.4531x+8.5), ya por defecto para granodioritas (y=0.5419x+7.3944); estas desviaciones son aún más importantes (y difíciles de cuantificar) en el caso del U. Las correlaciones para estos dos elementos son en general bajas ($r<0.5$), salvo en el caso de las dioritas (0.79 y 0.95, respectivamente, para el Th y U; obsérvese la buena cartografía de la unidad circular Magna con estos elementos, **figura 59**) y los monzogranitos (0.94 y 0.77, respectivamente, para el Th y U; la cartografía de Th de estas rocas es espectacular en la banda Noreste del complejo, **figura 59**). También, en general, se debe aceptar H_0. Todo ello es debido a los efectos citados (geometría no 2π, mayor heterogeneidad de la distribución en la roca de estos elementos, por lo que respecta a las medidas al suelo; mezcla de respuestas por la integración de altura en el sensor aéreo, canal de U especialmente ruidoso en el registro aéreo debido a la interferencia del radón atmosférico, problemática de corregir en el proceso de datos).

En resumen, las mediciones al suelo han permitido determinar que:

1) La variabilidad radiométrica de las litologías del plutón de Valencia del Ventoso es importante (rangos en **tabla XXI**), como también lo es la heterogeneidad tanto a escala de afloramiento (v.g., repeticiones, comparación de las medidas geoquímicas y radiométricas), como a escala del registro aeroportado, como se observa por la correlación entre ambos

tipos de datos, terrestres y aéreos. La variabilidad a nivel de registro aéreo se ve atenuada respecto al terrestre.

2) No obstante lo cual, existen notorios contrastes radiométricos entre las litologías del complejo, apreciables tanto en tierra como desde el aire; por tanto, a pesar de la pérdida de resolución y rango en los datos aéreos, el grado de concordancia del promedio de las mediciones del vuelo respecto a los datos in situ para los sitios estudiados, salvo en el caso del uranio, es elevado (así como la concordancia entre los contenidos de potasio analíticos y los de espectrometría en tierra), lo que valida la interpretación geológica que se va a realizar con apoyo en el registro de datos al suelo como elemento que contribuye al diagnóstico litológico. En particular, comprobaremos que,

3) Es factible el diagnóstico litológico de las anomalías separadas en el registro radiométrico aéreo, mediante las medidas en tierra, al menos en el espacio K-Th. Obsérvese que no se pretende la identificación litológica discreta, pixel a pixel, de las imágenes radiométricas individuales, lo que probablemente sería inviable incluso con un nivel de medición en tierra muy superior al realizado, sino la identificación de las tendencias radiométricas principales y anomalías radiométricas mayores del plutón en relación con sus grupos litológicos admitidos como discernibles en las medidas al suelo (esto es, en el espacio K-Th, dioritas, monzodioritas-tonalitas, y rocas graníticas; dentro de éstas últimas, serán interpretables como monzogranitos los máximos de Th). Alternativamente, el diagnóstico litológico de las anomalías separadas en el registro radiométrico aéreo podría realizarse por comparación del carácter de estas anomalías con las respuestas de áreas representadas como litológicamente homogéneas en cartografías digitales del detalle suficiente. Estas últimas respuestas se obtendrían fácimente mediante un modelado con un SIG, pero no se dispone de las citadas cartografías a fecha de ralización de este trabajo. Opcionalmente, con el espectrómetro terrestre en modo de operación “de paseo” se podrían cubrir áreas restringidas (v.g., 50x50m), y litológicamente uniformes, analizando la correlación de estos datos con el registro aéreo.

Veamos como, obtenidas las imágenes ternarias de máximos y mínimos de la **figura 59**, los datos espectrométricos al suelo nos van a ayudar para analizar e identificar en términos litológicos la compleja zonación radiométrica del stock de Valencia del Ventoso.

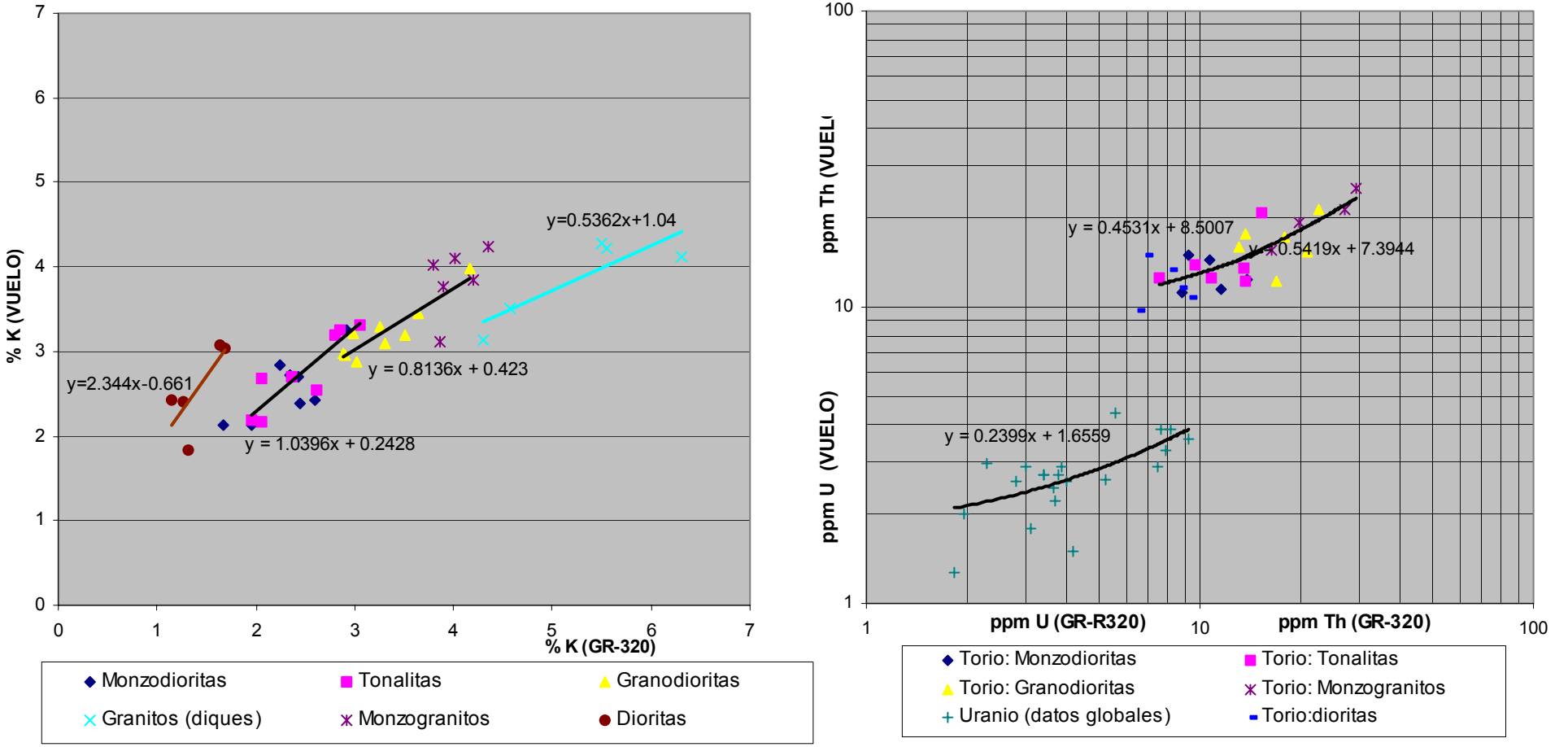


Figura 61. Correlación de concentraciones espectrométricas aeroportadas y terrestres (GR-320) en el Complejo de Valencia del Ventos

6.2.1.3 Zonas radiométricas de mínimo

Son aquellas en las que se verifica la condición de mínimo en cualquiera de los elementos radiactivos. Se han representado en la imagen ternaria de mínimos (centro-derecha en **figura 59**), correspondiendo a áreas en las que se cumple: K< 2.84%; ó U<2.16 ppm; ó Th<12.6 ppm (valores inferiores a la media de fondo menos dos desviaciones típicas de cada elemento, **tabla XXXII**, v.g., Th < μ_f - $2s_f$ = 15.8 – 2*1.6= 12.6 ppm).

Según el código de colores que se ha venido usando hasta ahora, los mínimos de K (y no de cualquiera de los otros dos elementos) aparecen en magenta, los de K y Th en rojo, los de K, U y Th en negro (saturados), etc. Dentro de las áreas de mínimo, las zonas de mínima radiación en los tres elementos (blancas) en el mapa radiométrico ternario habitual (**figura 44**) aparecen como tales en el de mínimos, pues justamente se trata de mínimos de los tres elementos radiactivos; dentro de las áreas de mínimo, las zonas saturadas en la imagen de mínimos son de máximo relativo.

Los mínimos potásicos de extensión superior a 20 celdas (de 100x100 m) de la malla de datos se han contorneado en la **figura 59**: se observa que, salvo en la zona a, y parte de la zona d, que son de mínimo en los tres elementos (saturación), el potasio es el componente de comportamiento más regular, presentando áreas más agrupadas, más extensas (**tabla XXXII**: el 30% del plutón es de mínimo en potasio, frente al 28% de U, y el 26 % de Th). Además, el potasio es el elemento de mejor correlación con datos geoquímicos, como hemos visto, y cartográficos, como vamos a ver.

De acuerdo con los mapas geológicos disponibles, la zona a cartografía la diorita más básica, que constituye el núcleo del sector circular de la cartografía Magna del macizo, ubicado en el centro-Norte del plutón en donde se situa la localidad de Valencia del Ventoso (**figura 41**), con contenidos de K<2%, ppmTh<12, y ppmU<2. Este área a se corresponde muy bien con la zona de Cuaternarios de Pons (1982; **figura 45**), y es algo más restringida que la unidad básica central bajo suelos potentes de Oleaga *et al* (1999): se va a suponer que se trata de material in situ, de procedencia mayoritariamente básica, aunque integrando materiales heterogéneos, por lo que los contenidos anteriores son algo exagerados respecto a los de la roca de origen, como se indicó más arriba.

Obsérvese que existen diversos "spots" o puntos altos de K en el interior y parte Este de esta zona a, que también se distinguen bien en la imagen del ratio K/Th de dicha figura. Ambas imagénes, K y K/Th, indican la existencia de heterogeneidades potásicas en esta unidad básica "circular", como ocurre también en otros mínimos radiactivos. En el mapa de mínimos de la **figura 59**, el mínimo de U es más extenso que la zona a, y se ajusta mejor a la unidad básica de la cartografía Magna, o de Oleaga *et al* (1999), pero el que mejor representa esta diorita más básica es el de K (casi es un mínimo homogéneo de los tres elementos), que es el que se ha contorneado en la imagen de mínimos, mientras que el de U abarcaría rocas más evolucionadas (de monzodioritas a granodioritas). En la **figura 62**, donde se comparan valores espectrométricos al suelo con los de las zonas radiométricas que describimos aquí, se observa que en la zona a predominan las dioritas y monzodioritas centrales, con algunas heterogeneidades graníticas bajas en Th (y U). Debido a la pérdida de rango en los valores del vuelo, habría que desplazar y estirar estos datos para obtener las litologías que realmente representan; aún así los resultados serían ambiguos, v.g., por un lado sería difícil discernir si abundan más las dioritas o las monzodioritas, y por otro las heterogeneidades potásicas podrían ser causadas por granodioritas, monzogranitos o diques graníticos tardíos.

La banda Este del complejo de Valencia del Ventoso presenta, **figura 59**, desde la zona a descrita hasta la falla NO-SE que parte el macizo en dos, sectores dispersos con contenidos mínimos en radioelementos, similares a los mencionados para la zona a, con tendencia en cuña como representa la cartografía de Pons (cuña de dioritas rodeadas de monzodioritas), pero el mínimo de K más extenso en esta banda es el de la zona b, que no aparece en la de éste, pero sí en la de Oleaga *et al* (1999; dioritas centrales). Por tanto, desde el gran mínimo de U, las dioritas y monzodioritas centrales se extenderían por la banda E del complejo hacia el SO, pero sus respuestas se imbrican con anomalías de K, Th y K/Th, estructuradas en anillo, por lo que las masas dioríticas no serían tan abundantes como indica la cartografía de Pons (1982), aspecto este que es recogido en parte por la de Oleaga *et al* (1999; **figura 45**).

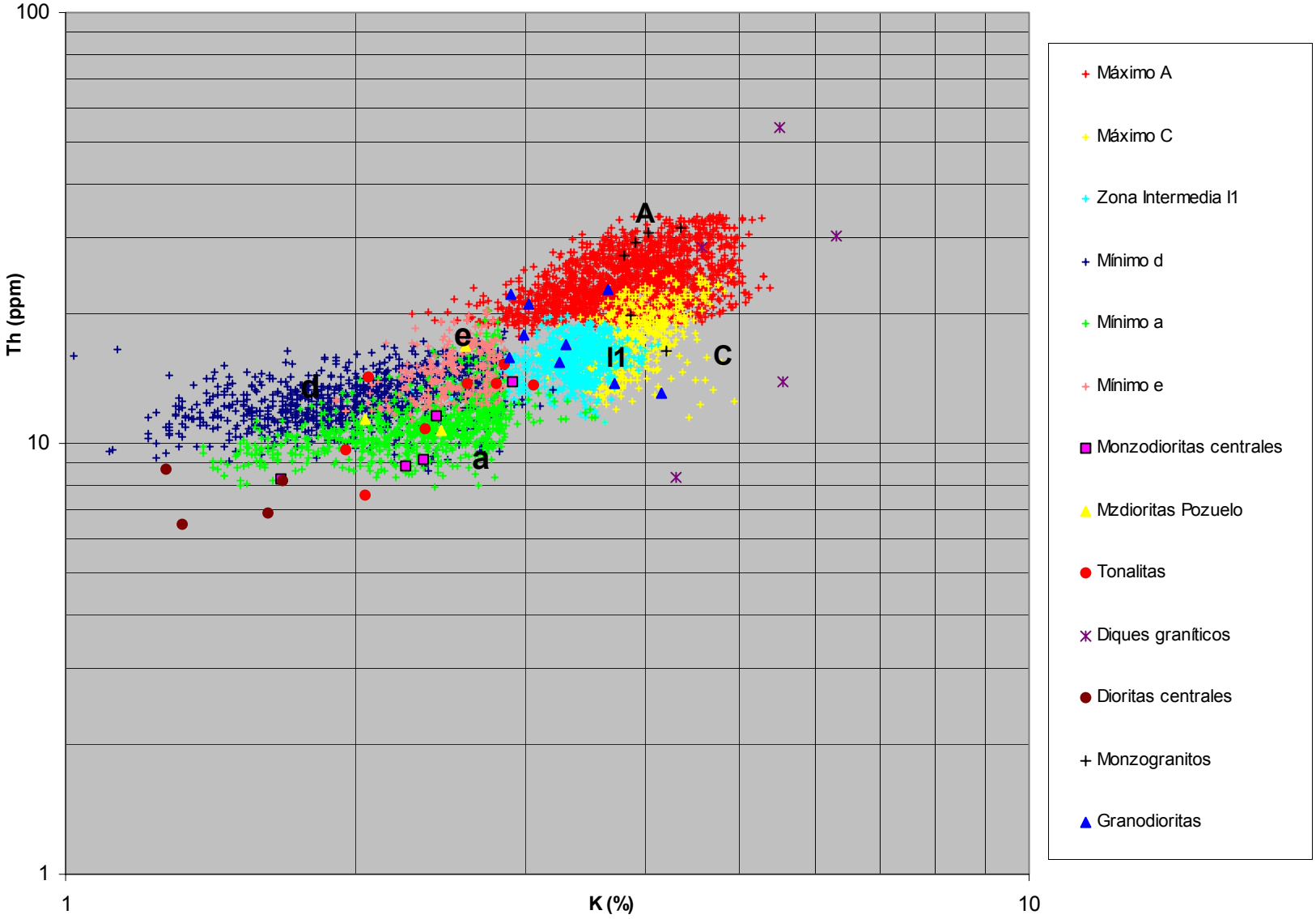


Figura 62. Diagrama Th-K de zonas radiométricas aeroportadas y valores espectrales al suelo. Complejo de Valencia del Ventoso

Ya en la mitad SO del macizo, el mínimo de la zona e es fundamentalmente potásico, a diferencia del de la zona a, por lo que presenta un ratio K/Th algo más deprimido (quizás zona más evolucionada, con más Th que la a, **figura 62**, y la b). Para Pons (1982), son monzodioritas, para Oleaga *et al* (1999), dioritas y monzodioritas centrales. A la vista del diagrama de la **figura 62** se trataría de monzodioritas y tonalitas: según los datos al suelo la presencia de tonalitas en vez de las dioritas centrales más básicas confiere más Th y U (y, en menor medida, K) a esta zona que a la zona a, mientras que monzodioritas y tonalitas centrales serían inseparables aquí (las tonalitas tenderían a dar señales ligeramente más altas en U+Th, **tabla XXI**; en esto reside la novedad de esta zona respecto la a ó la b).

Al Sur de este mínimo e, ocurren mínimos relativos claros en las imágenes de K y Th (éste conectado con el de la zona e, **figura 59**), pero que apenas si se expresan en el mapa ternario de mínimos; se trataría de zonas "intermedias" que estarían relacionadas tanto con las rocas graníticas como con las dioríticas, con ratios de mezcla diferentes a los de zonas tales como b ó e citadas. La zona "intermedia" denominada zona I1, contorneada en la imagen K/Th de la **figura 59**, granodiorítica-tonalítica según la **figura 62** (recuérdese nuevamente que debido a la pérdida de rango en los valores del vuelo, habría que desplazar y estirar estos datos para obtener las litologías que realmente representan), no aparece en el mapa de Pons (1982), y es más extensa y continua que las áreas de dioritas y monzodioritas centrales que cartografían aquí Oleaga *et al* (1999), que parecen querer representar los mínimos potásicos de esta zona. En el borde SE del plutón existe alguna zona intermedia, pero no con la continuidad que indican estos últimos autores.

En el extremo SO del stock de Valencia del Ventoso los gabros y monzodioritas (separados en la cartografía de Oleaga *et al*, 1999, monzodioritas a secas para Pons, 1982) del Cortijo del Pozuelo coinciden aproximadamente con el mínimo d, con concentraciones de radioelementos (Th y U) ligeramente superiores a los citados para las dioritas básicas centrales (zona a, **figuras 59 y 62**). En el interior de esta zona d existe una marcada banda de mínimos potásicos, algo más extensa que lo que Oleaga *et al* (1999) señalan como gabros acumulativos. En la **figura 62** los mínimos potásicos de la zona d representan los valores más bajos de todo el complejo de Valencia del Ventoso: si se tratara de verdaderos gabros deberían ser incluso inferiores al 1% K, si bien por efecto de integración desde el aire, pequeños afloramientos no serían detectados por el vuelo. Más al SO, en los mapas

radiométricos existen tonos de K y U (granodioritas y tonalitas en la **figura 62**), y las zonas de mínima radiación abundan menos que en el sector de los supuestos gabros acumulativos. En resumen, el mínimo d engloba un amplio espectro composicional desde gabros (¿?), hasta tonalitas y granodioritas, pasando por monzodioritas; los primeros no han sido detectados en el muestreo y no se dispone para ellos de datos al suelo que representar en la **figura 62**.

Si nos fijamos ahora en la banda Oeste del stock de Valencia del Ventoso, ocurren mínimos potásicos restringidos (zonas c, f, y g, no representadas en la **figura 62** por no recargar el diagrama). En el extremo NO del plutón se insinúan las respuestas radiométricas bajas (zona g, **figura 59**) correspondientes a las dioritas de Medina de las Torres, que apenas se encuentran cubiertas por el vuelo de alta resolución. El mínimo f es una pequeña interrupción del máximo A, que coincide, conectando y ampliando, dos pequeños afloramientos de dioritas de la cartografía Magna completa del complejo de Valencia del Ventoso (v.g., base de la **figura 65**, figura que se describe más adelante). La imbricación de máximos y mínimos a todas las escalas es otra característica del complejo de Valencia del Ventoso.

Por último, la zona c es un pequeño mínimo yuxtapuesto al plutón de Las Mesas (código 59 en **figura 41**), que es una intrusión de baja radiación anterior a la de Valencia del Ventoso y cortada por ésta.

6.2.1.4 Zonas radiométricas de máximo

Son aquellas en las que se verifica la condición de máximo en cualquiera de los elementos radiactivos. Se han representado en la imagen ternaria de máximos (**figura 59**), correspondiendo a áreas en las que se cumple:

K> 3.68%; ó U>3.36 ppm; ó Th>19 ppm (valores superiores a la media de fondo más dos desviaciones típicas de cada elemento, **tabla XXXII**, v.g., Th > $\mu_f + 2s_f$ = 15.8 + 2*1.6= 19 ppm).

Las masas dioríticas y monzodiorítico-tonalíticas de firma radiométrica más débil, se ven rodeadas por anomalías circulares con dominio de tonos potásicos (> 3.7%) y de torio (>19 ppm), que deben corresponder a la granodiorita de la cartografía Magna, o a la unidad granítica de Pons (1982; conjunto en el que incluye granodioritas, granitos y monzogranitos, cfr. diagrama de Streckeisen de la **figura 45**). Según el muestreo realizado en este trabajo trata de granodioritas y monzogranitos.

En las imágenes de K y Th de la **figura 59** se advierte claramente la diferenciación de esta unidad del resto. La diferenciación no es tan clara en la imagen de U que tiene un cierto carácter errático, discontinuo, habitual en este elemento.

La imagen de máximos ternarios define nítidamente la unidad granítica por medio de las directrices circulares citadas, que en la mitad NE son de Th (sobre todo), K, y K+Th+U, mientras que en la SO son de Th, U y en menor medida de K+Th+U; además de estas tendencias circulares de máximo, aparecen zonas potásicas, más o menos agrupadas o dispersas en todo el plutón (**figura 59**). Según los datos de la **tabla XXXII** el 27% del complejo es de máximo en uranio, frente al 26% de Th, y el 25 % de K.

Dado que en el NE del stock la mayor continuidad la dan las anomalías de Th, se ha contorneado en base a los contenidos de este elemento la zona anómala A (granodioritas y monzogranitos, **figura 62**). En el SO el máximo más extenso es el B (máximo de U y Th, ampliado con máximos de K periféricos de estas firmas de tierras raras). El máximo D es de características similares. Todos estos máximos son los que definen las directrices circulares mencionadas, y presentan también contenidos elevados de K.

En cambio, las zonas C y E son máximos casi continuos de K, con valores de Th inferiores, y pequeñas zonas intermedias en su interior (zona C, granodioritas y monzogranitos más bajos en Th que en la zona A, **figura 62**).

Así pues, a diferencia de lo que ocurre con las *anomalías de mínimo*, donde el *potasio* es el elemento definitorio por la mayor amplitud y homogeneidad de sus anomalías, y mejor correspondencia con las cartografías disponibles del complejo, *los máximos* quedan establecidos con mayor regularidad por el *torio*, cuyo aumento es un claro índice de diferenciación, si bien existen zonas potásicas, y por tanto evolucionadas, relativamente empobrecidas en este elemento (o tierras raras en general).

La correlación entre el K y el Th en los máximos de este último es muy elevada, pero no ocurre lo mismo en todos los máximos de K. La distinción de máximos de Th y K, de máximos de K puede realizarse recurriendo al ratio K/Th. Dado que este ratio suele deprimirse, por elevación del Th, con el avance de la diferenciación magmática en los términos ácidos (o con distintas proporciones de mezcla), una imagen de K/Th puede indicar las zonas más evolucionadas de la unidad granítica, o anomalías potásicas (v.g., este tipo de técnica se usa también en prospección minera cuando se buscan alteraciones potásicas no enriquecidas en Th). En el diagrama de la **figura 62**, las zonas potásicas ricas en Th (zona A en dicha figura, pero también las B y D), serían indudablemente graníticas (con magnetismo más bajo respecto a zonas de K/Th más alto como veremos), mientras que las relativamente empobrecidas en Th se muestran diferentes (zona C, **figura 62**, monzogranitos y granodioritas bajas en Th; área circundante por el Norte del mínimo a en la **figura 59**). En general, el ratio exhibe una tendencia a la elevación en toda la banda Este, más básica, del plutón; de lo que se infiere por un lado una clara diferenciación radiométrica de los máximos de potasio de esta banda respecto a los del resto del plutón, de tendencia circular dominados por las firmas continuas de Th; y por otro, que existen mínimos de torio con contenidos relativamente elevados de potasio (estos casos serían típicos de monzodioritas).

Estas diferencias entre máximos, tanto de la composición de firmas como de la estructuración de las mismas, puede deberse a varias razones, entre las que mencionamos tres: 1) Distinto estadío evolutivo de los magmas graníticos, 2) Distintos ratios de mezcla

con magmas dioríticos (a favor de esta causa: las firmas sólo potásicas son más frecuentes en la banda Este del stock), y, 3) Distinto tipo de alteración posterior al emplazamiento.

6.2.1.5 Zonas radiométricas intermedias

Se van a considerar como tales las comprendidas entre los valores citados para las zonas de mínimo y máximo potásico (2.84 % < K < 3.68%).

Estas zonas intermedias no son tan continuas como las de máximo o mínimo, de modo que las contorneadas en la imagen de K/Th de la **figura 59** encierran algunas pequeñas zonas de máximo (zona I3) o mínimo (abundantes en la zona I2, alguna presencia en la I4).

En general se trata de zonas claramente de mezcla: ya se ha indicado el carácter granodiorítico-tonalítico de la zona I1 (**figura 62**), zona que se podría prolongar en la I4. La zona I3 es fundamentalmente granodiorítica (faltan los mínimos relativos presentes, v.g., en I1), mientras que la I2 es muy heterogénea comprendiendo todo el espectro litológico del complejo de Valencia del Ventoso (cfr. imágenes de máximo y mínimo de la **figura 59**).

Las diferencias entre las zonas de máximo, mínimo e intermedias, pueden observarse también en los valores promedio de los datos del vuelo:

1) Los mínimos potásicos se caracterizan por presentar ciertas variaciones en este elemento (en promedio el orden creciente es zona d, 2.07 %K, zona a, 2.36 % K, y zona e, 2.53% K), diferencias que también existen en los contenidos de U y Th, los más bajos en la zona a, y los más altos en las zonas d, en la que existen algunos tonos de Th y sobre todo U, y la e que muestra algunos valores intermedio-altos de Th (**figura 62**).

En términos de índice de radiación total Rt (%K+ppmU+ppmTh/4, en promedio para cada zona) la gradación es zona a (6.60), zona d (7.98), y zona e (8.88). Las zonas a y e son relativamente homogéneas, no así la d en la que existen una moda baja de K (<2%) y otra alta (>2%); la moda baja comprende un grupo de valores de U más elevado (extremo Norte del área d, **figura 59**).

2) Los máximos "circulares" de torio A y B tienen contenidos en potasio similares, distinguiéndose claramente por el ratio U/Th, mucho más elevado en el caso del primer máximo que en el del segundo. Por tanto existe un enriquecimiento de Th respecto a U en la unidad granítica en la mitad NE del complejo de Valencia del Ventoso en relación a su mitad SO (esta es una característica general de todas las unidades petrológicas del plutón).

La gradación en K de los máximos es B (3.71% de promedio), A (3.86%), C (3.90%); mientras que la del índice de radiación total resulta C (11.83), B (12.45), A (13.34). Nuevamente aparecen las zonas A y B como las radiométricamente más evolucionadas de Valencia del Ventoso.

El máximo potásico C se distingue de los otros dos, A y B, no sólo porque buena parte del mismo encierra valores intermedios de Th, lo que da lugar a la elevación citada del ratio K/Th, sino porque incluso engloba mínimos de U+Th (que corresponden a parte de la moda más alta de K, **figura 62**).

3) Las zonas intermedias representan conjuntos heterogéneos, de mezcla, (v.g., zonas I1 e I2) con rangos radiométricos que se solapan con los de las zonas de máximo y mínimo.
Las zonas I1 e I3 son similares en cuanto a promedios en los tres elementos y rangos de Th y U, no así de K donde la variación en la zona I1 es mayor que la de la I3 (es decir, en I1 hay rocas más básicas que en I3).

La zona I2 es menos radiactiva que las dos anteriores, I1 e I3, con cualquier índice que se emplee, pero más significativo es la mayor dispersión de valores en la misma, indicativa de una amalgación importante de un amplio espectro de tipos rocosos.

Para tratar de discernir la amalgama de respuestas de las zonas intermedias se ha aplicado a cada una de ellas por separado el mismo procedimiento de extracción de anomalías que el usado para el conjunto del complejo de Valencia del Ventoso. Los mínimos y máximos de potasio (a una desviación standard respecto de los promedios de fondo de dichas zonas: 3.38% de promedio y 0.14 de desviación en la zona I1, 3.18% y 0.21 en la I2, 3.38% y 0.13

en la I3, 3.13% y 0.27 en la I4) se representan en la **figura 63**, en donde se indican los contenidos respectivos de los máximos y mínimos relativos de estas zonas intermedias.
Se observa que mientras los máximos de potasio deben representar rocas similares en todas las zonas intermedias (rangos y promedios muy parecidos); en los mínimos existen variaciones claras desde los menos potásicos (zonas I4 e I2) hasta los de mayor rango y promedio (zona I3). Por tanto, en I2 e I4 existen tipos básicos ausentes en I3.

Obviamente, no es sencillo tratar de separar las diferentes litologías de las zonas intermedias del complejo de Valencia del Ventoso en base exclusivamente a los datos radiométricos por la superposición de rangos radiométricos de las mismas (**tabla XXI**) y las limitaciones de resolución (integración de respuestas según la geometría del levantamiento) del registro aéreo.

Como referencia, la geoquímica de Pons (1982, páginas 286-287; no se analizan elementos radiactivos) suministra los siguientes datos:

	Muestras	%K (rango: promedio)	$\%SiO_2$ (rango: promedio)	$\%Fe_2O_3^t$ (promedio)
Dioritas	5	1.52-2.67: 2.10	49.72-53.97: 52.57	9.04
Monzodioritas	12	1.48-3.45: 2.45	47.23-60.71: 53.39	8.13
Granitos	8	3.04-4.8: 3.90	58.12-73.14: 65.22	4.06

Tabla XXXIV. **Porcentajes de potasio, sílice y hierro de rocas de Valencia del Ventoso (Pons, 1982)**

Aunque se podría intentar una tercera etapa de separación de anomalías radiométricas, se puede recurrir ahora al auxilio de los datos de campo potencial disponibles sobre el macizo.

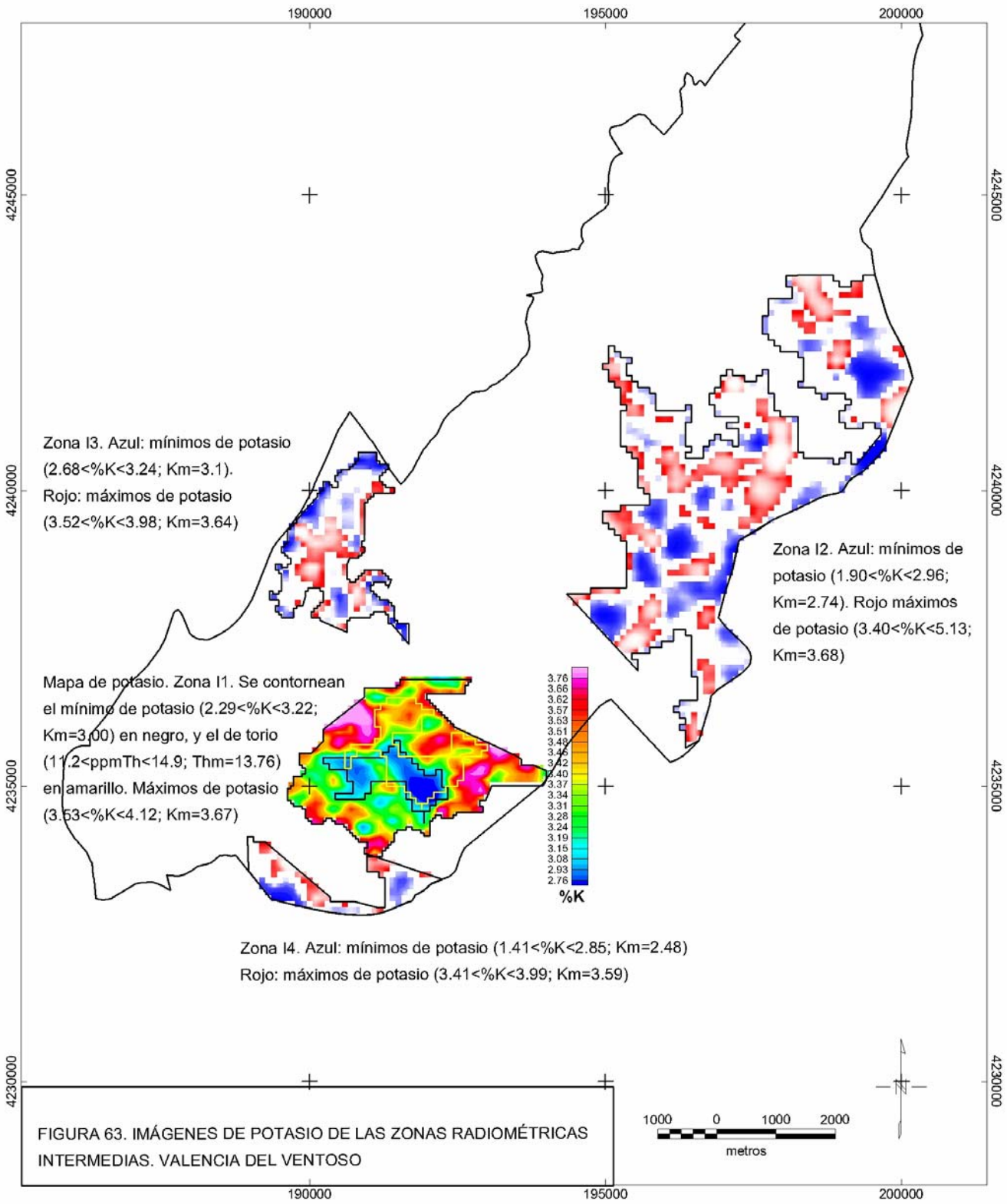


FIGURA 63. IMÁGENES DE POTASIO DE LAS ZONAS RADIOMÉTRICAS INTERMEDIAS. VALENCIA DEL VENTOSO

6.2.2. CARTOGRAFÍA MAGNÉTICA Y GRAVIMÉTRICA DEL MACIZO DE VALENCIA DEL VENTOSO. MODELOS BIDIMENSIONALES

Para la separación de litologías del macizo de Valencia del Ventoso también disponemos de las expresiones magnética y gravífica del complejo (**figura 64**).

El plutón de Valencia del Ventoso, además de caracterizarse por la ya descrita compleja zonación radiométrica, presenta también una espectacular zonación magnética y gravífica, a grandes rasgos, según un bandeado que sigue el eje NE-SO principal del stock. De menores a mayores intensidades de campo total (de Oeste a Este) cabe distinguir dos zonas fundamentales:

1) Al Oeste, aparece toda una mitad del complejo que exhibe campos potenciales bajos (43100-43250 nT, 7-9 mGal, tonos azules y verdes en las imágenes de campo magnético total y anomalías de Bouguer, respectivamente, de la **figura 64**).
La amplitud y suavidad del gradiente desde los máximos de la banda Este hasta la banda Oeste de mínimos, impide adjudicar toda esta banda oeste a una única litología claramente paramagnética y ligera, como sería la unidad granítica del complejo. Este suave gradiente comprende una estrecha faja de campo magnético entre unos 43270-43320 nT (tonos amarillos). Respecto a las anomalías magnéticas, deben existir rocas de susceptibilidad moderada a profundidad diversa para justificar esta firma magnética (lo que se apreciará en los modelos bidimensionales que se describen más adelante);

2) En la mitad Este del stock existen intensas anomalías con tendencias SO-NE; las magnéticas alcanzan los 400-500 nT (valores de campo que alcanzan del orden de los 43600-43700 nT), y las de gravedad los 12 mGal en la mitad Sur y los 19 mGal en la mitad Norte de esta banda Este. Estas anomalías se prolongan desde el Sur de la unidad circular de la cartografía Magna hasta las inmediaciones de la zona del Pozuelo.

Por tanto, puede hablarse de unas *anomalías magnéticas y de gravedades que muestran un elevado grado de coincidencia, ambas extensas en relación a la superficie del plutón, intensas y complejas, en cuanto integradas por anomalías superpuestas provenientes de diversas fuentes a diversas profundidades*. *La polimodalidad magnética y gravimétrica del stock es clara*. Sin duda existen rocas paramagnéticas y ligeras, otras moderadamente

ferromagnéticas, y otras más pesadas, y en ocasiones ferromagnéticas intensas, cuyos extremos, por referencia a las cartografías existentes (v.g., Pons, 1982), deben corresponder a las unidad granítica, en la parte inferior del espacio de susceptibilidad-densidad, y a la unidad monzodiorítica- diorítica, en la parte superior del espacio citado.

En efecto, ya indicamos (apartado 5.3.1) la heterogeneidad petrofísica del complejo de Valencia del Ventoso, tanto en densidades como en susceptibilidades, con ejemplares de dioritas, tonalitas, granodioritas y granitos, en general polimodales, que dibujan diferentes tendencias en el espacio k-d de la **figura 48**: una paramagnética clara (de ligera a pesada, desde la mayor parte de granitos, a las dioritas, pasando por las granodioritas y las monzodioritas del Pozuelo), y varias ferromagnéticas de distinta intensidad, las más importantes debidas a monzodioritas y tonalitas centrales, rocas de densidad intermedia, cuyas tendencias quedan también reflejadas en el espacio k-d y en los histogramas de dicha figura.

El carácter petrofísico del stock es, pues, enteramente concordante con el de un granitoide ferromagnético (granodiorita-tonalita-cuarzomonzodiorita *hornbléndica,* y por tanto de petrología ferromagnética, como suele ocurrir cuando este anfíbol es abundante en rocas intermedio-ácidas; véase la descripción del **Anexo 1**).

Una mejor comprensión de la relación entre los mapas geológicos de Valencia del Ventoso y el magnetismo y la gravimetría, y por tanto del origen de las anomalías, se alcanza utilizando el mapa reducido al polo, en lugar del de campo magnético total, en conjunción con el mapa de Bouguer del complejo (**figura 64**).

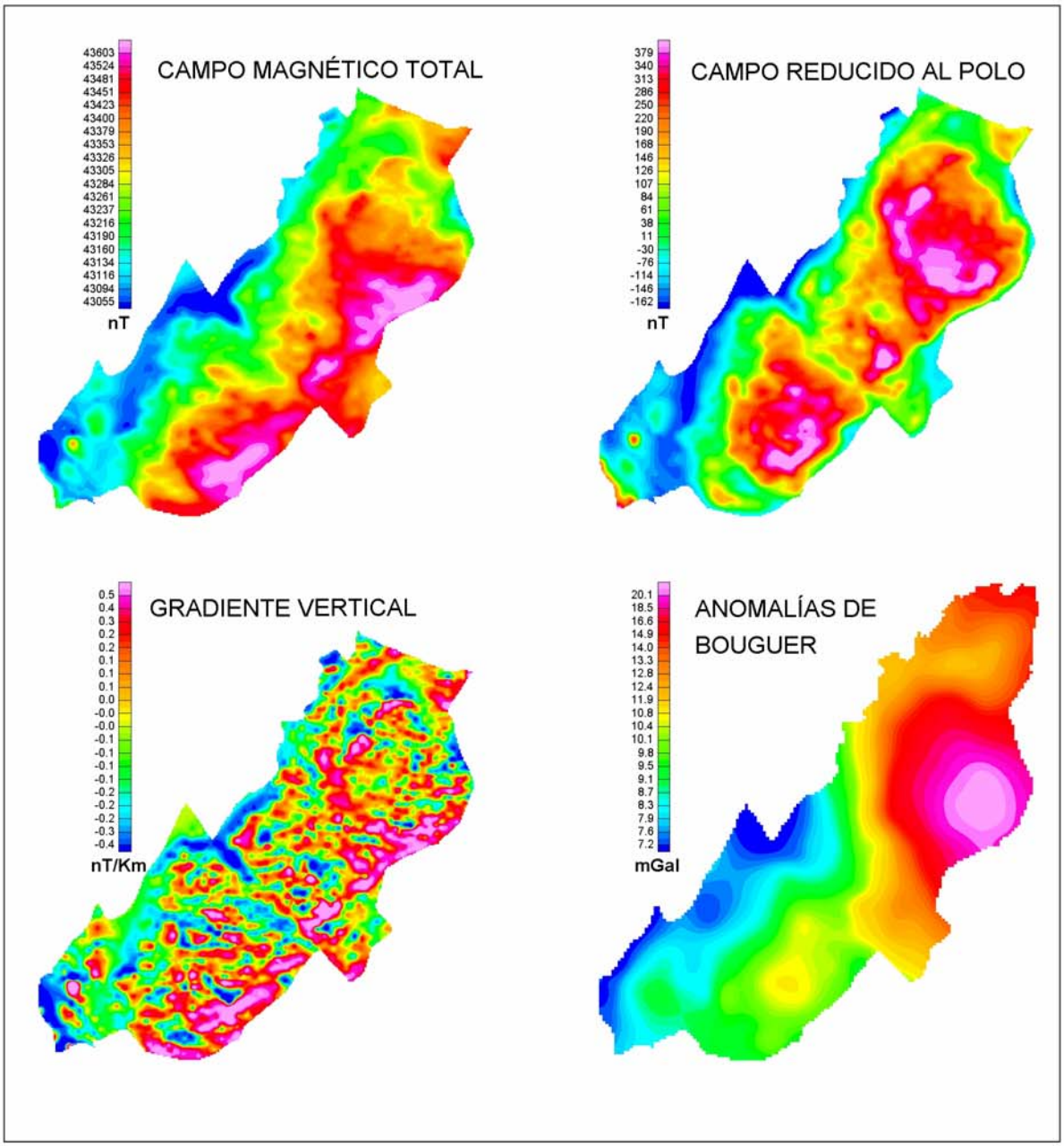


FIGURA 64. ANOMALÍAS MAGNÉTICAS Y DE BOUGUER DEL COMPLEJO DE VALENCIA DEL VENTOSO.

Dejando aparte la zona del Pozuelo, de densidad intermedia y paramagnética, en estas imágenes (**figura 64**) se manifiesta mejor la bimodalidad de las rocas del *conjunto diorítico central* del complejo, con un subconjunto de *dioritas* de densidad algo más alta y baja susceptibilidad (unidad circular del mapa Magna, pesada, y rodeada de anomalías magnéticas) y otro subconjunto de *monzodioritas y tonalitas* algo más ligero y ferromagnético (**figura 48**), en el que se dispone de muestras con valores de susceptibilidad magnética en el entorno de varios miles de unidades cgs (**tabla XX**), que son los necesarios para producir las fuertes anomalías magnéticas de la banda Este del complejo (o casi los necesarios, como se verá más abajo).

Obsérvese que las anomalías reducidas al polo coinciden en gran medida con las zonas radiométricas intermedias I1 e I2 del apartado anterior. En la unidad circular de la cartografía Magna del stock (zona a) se ubica la anomalía gravimétrica principal del complejo como se ha mencionado, mientras que las anomalías magnéticas tienden a ser perimetrales en esta unidad. Hay que hacer notar que los modelos gravimétricos exigen aquí densidades del orden de 3 g/cm^3, típicas de gabros, por lo que es muy probable su existencia en este núcleo.

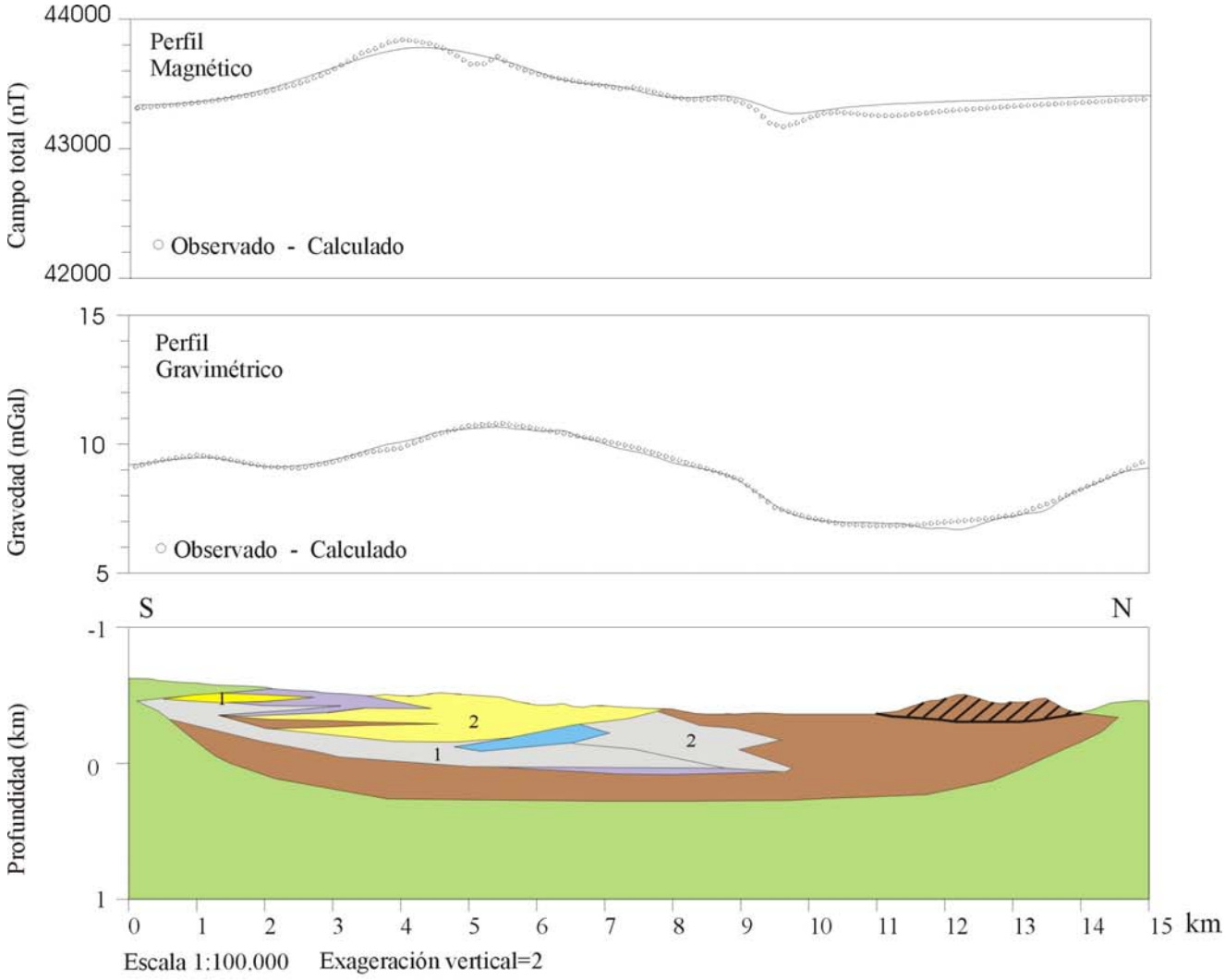
La otra zona más anómala del complejo, desde la óptica de campos potenciales, ocurre en la parte SE de la mitad Sur del plutón (zona intermedia I1), donde las monzodioritas y tonalitas deben contribuir a la generación de las fuertes anomalías magnéticas e intermedias gravimétricas que existen aquí. En las canteras de superficie se observa una mezcla de granodioritas y tonalitas sobre todo, con algunos enclaves de monzodioritas. Esta amalgama de respuestas es la que pone inmediatamente de manifiesto la imagen de gradiente magnético vertical del complejo (**figura 64**); el mensaje fundamental de esta imagen es la heterogeneidad magnética del plutón, por lo que desde un punto de vista de la definición cartográfica y estructural, las aplicaciones del gradiente son limitadas.

Ya se indicó en el apartado 5.3.1. que los contenidos de magnetita de tonalitas y monzodioritas variaban entre un 1 y 3% con susceptibilidades que alcanzaban las $5000*10^{-6}$ ucgs. Conviene señalar que Pons (1982) proporciona los datos de hierro como Fe férrico total (**tabla XXXIV**), de modo que los contenidos de magnetita normativa no son utilizables en la interpretación magnética (supone $FeO=2/3\ Fe_2O_3{}^t$). Señala que la ilmenita

es el opaco predominante en las facies más básicas del plutón, de manera que mientras que el contenido de opacos disminuye con la diferenciación, el ratio magnetita/ilmenita aumenta. Los análisis por microsonda de los anfíboles ponen de manifiesto un salto composicional de Fe y Mg en el límite entre las monzodioritas y los granitos (cuarzomonzodioritas en realidad; cfr. diagrama de Streckeisen de la **figura 45**) coincidente con la precipitación precoz de la magnetita (antes que el anfíbol, en vez de después como ocurría en las dioritas; los anfíboles se empobrecen en Fe). Ello refleja una cristalización en condiciones progresivamente oxidantes, que Pons adscribe al aumento de la fugacidad del oxígeno fO_2 por presencia de cloro (consume H_2 y libera O_2, aumentando la actividad de éste). El H_2O no es el agente oxidante, ya que según Pons el complejo es más bien pobre en esta fase (ausencia de transformación deutérica tardía, y de diques pegmatíticos; hay presencia, en cambio, de granitos con clinopiroxeno).

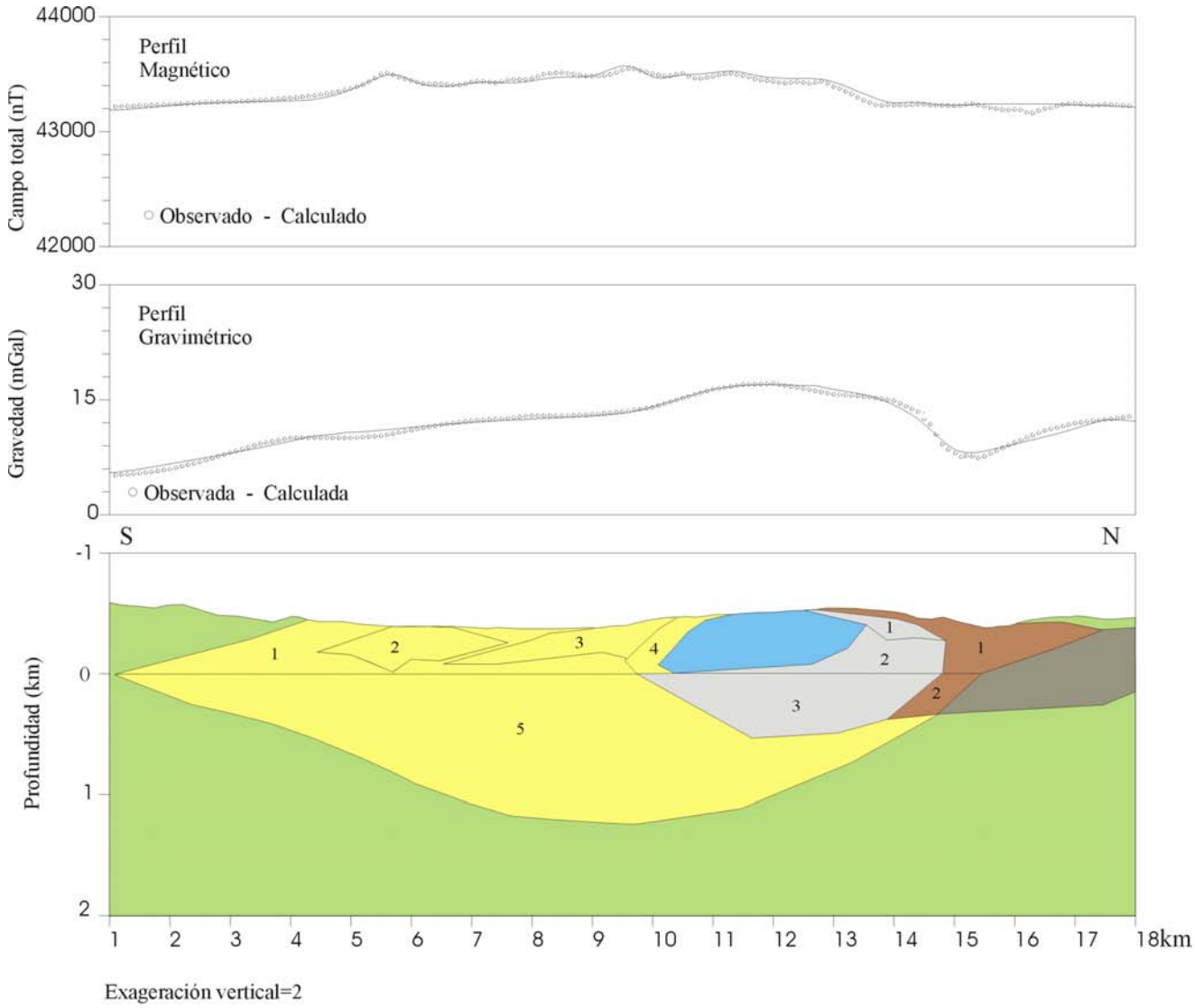
Trabajos más recientes que se discuten en el **Anexo 1**, proponen a otras especies, v.g., el SO_2, como agente oxidante en los granitoides magnéticos, categoría a la que obviamente pertenece el complejo de Valencia del Ventoso. Desgraciadamente para la interpretación magnética del stock, Pons no estudia ni cuantifica ninguno de los buffers implicados (ilmenita-magnetita, magnetita-óxido férrico) en los distintos tipos litológicos del de Valencia del Ventoso, por lo que en realidad no dispone de datos de la curva fO_2-T (los petrólogos se interesan poco por los contenidos de magnetita, los estudios de química mineral de las titanomagnetitas les proporcionan datos geotermométricos y de fugacidades para el análisis de las condiciones de cristalización).

Desde el punto de vista de *cartografía del subsuelo*, los perfiles interpretados de campo potencial (su situación aparece en la **figura 43**), ponen de manifiesto (**figuras 65** y **66**), igual que los datos radiométricos superficiales, la gran imbricación de litologías existente en Valencia del Ventoso, informando además de la geometría global del plutón (no se trata de modelos tan homogéneos como, v. g., los de Vignerese, 1990, por lo que el control de parámetros físicos, de densidad sobre todo, se convierte incluso en más importante de lo que este autor señala).



	Litología	Densidad (g/cm^3)	Susceptibilidad (ucgs)	
			1	2
C. Valencia del Ventoso	Dioritas	2.88	0.0001	
	Monzodioritas	2.79	0.014	0.004
	Tonalitas	2.73	0.0035	0.002
	Granodioritas	2.69	0.0001	
	Granitos	2.61	0.0001	
	Granito de las Mesas	2.55	0.0001	
	Basamento (Fm. Montemolín)	2.67	0.000075	

Figura 65. Modelo magnético y gravimétrico de la zona SO del complejo de Valencia del Ventoso. Perfil Norte-Sur: X=192,000; Yi=4,229,000 – Yf=4,244,000



Litología	Densidad (g/cm³)	Susceptibilidad (ucgs)				
		1	2	3	4	5
Gabros (Macizo Valencia de las Torres)	3.00	0.002				
Gabros (Macizo Valencia del Ventoso)	3.00	0.003	0.002	0.001		
Dioritas	2.88	0.0001				
Monzodioritas	2.79	0.008	0.009	0.012	0.009	0.001
Granitos	2.61	0.0015	0.0001			
Basamento (Fm. Montemolín)	2.67	0.000075				

Figura 66. Modelo magnético y gravimétrico de la zona NE del complejo de Valencia del Ventoso. Perfil Norte-Sur: X=196,000; Yi=4,231,000 – Yf=4,248,000

Así, en su mitad SO (**figura 65**), el complejo aparece como un lacolito (disco o lenteja erosionado en su mitad superior), de espesor hectométrico (400-600 m de profundidad), granítico en su banda NO, y con un núcleo más básico (diorítico-monzodiorítico) en su banda SE, que se va gradando hacia rocas más ácidas en la periferia. En esta banda SE el complejo es prolongable (unos dos kilómetros) bajo la cobertera metamórfica (Serie Negra). Obsérvese que el volumen de los tipos litológicos fundamentales de Valencia del Ventoso (dioritas-monzodioritas, tonalitas, granodioritas y granitos) podría ser relativamente similar aquí, en esta banda Sur-Sureste del plutón.

En la mitad NO del complejo, la intrusión se encuentra más enraizada (**figura 66**; hasta 1.5 km de profundidad aproximadamente), y el predominio de los materiales básicos es mucho mayor: dentro de esta mitad NO del complejo, la parte Sur es fundamentalmente monzodiorítica (el modelo se podría haber complicado aquí con cuerpos más ácidos, o se podrían haber introducido diques graníticos), en el centro existe una importante masa gabrodiorítica, mientras que el desarrollo de los monzogranitos al Norte es mucho más reducido que en la mitad SO del stock.

Las propiedades físicas usadas en los modelos anteriores son las arrojadas por los resultados del muestreo petrofísico realizado (v.g., para los esquistos de Montemolín ver apartado 3.3.4; los datos del complejo se encuentran en la **tabla XX**), salvo por lo que se refiere a la susceptibilidad de las monzodioritas, respecto a la que los modelos requieren una moda superior a las $10.000*10^{-6}$ ucgs. Esta moda no habría sido detectada en el muestreo; o bien, alternativamente, habría que admitir que en estas rocas la magnetización remanente debe jugar un papel significativo, supliendo a la susceptibilidad, puesto que es en ellas donde se han determinado los valores máximos de una magnetización que domina a la inducción (Qmn=1.31, **tabla XXX**; también es en estas rocas donde se han observado los menores tamaños de los cristales de magnetita).

Por lo que respecta a profundidades de Euler en Valencia del Ventoso (**figura 38**), son comparables a las que ofrecen los modelos bidimensionales. Por ejemplo, en la mitad Sur del complejo, el promedio de profundidades de Euler varía entre unos 400 y 625 m (**figura 38**); mientras que en su mitad Norte se encuentran determinaciones más profundas (0.5-1 km), si bien no tanto como sugiere el perfil de la **figura 66**.

En términos generales las cartografías de Pons (1982), y Oleaga *et al* (1999), son similares y se ven confirmadas por los datos geofísicos de campo potencial en la mitad NE del complejo de Valencia del Ventoso. En la mitad SO parece más correcta la de los últimos autores, por la banda SE de rocas intermedias que no aparecen en el mapa de Pons. La geofísica aeroportada aporta un mayor nivel de detalle, reflejando la dificultad de la representación cartográfica del plutón de Valencia del Ventoso, habitual de los complejos híbridos, especialmente en las áreas de rocas intermedio-básicas, heterogéneas y discontinuas.

6.2.3. SÍNTESIS DE LAS CARTOGRAFÍAS RADIOMÉTRICA Y DE CAMPOS POTENCIALES. PROPUESTA DE CARTOGRAFÍA GEOFÍSICA DEL COMPLEJO DE VALENCIA DEL VENTOSO

En definitiva, con toda la información disponible, se puede establecer una gradación radiométrica creciente del complejo de Valencia del Ventoso interpretada en términos de tipos petrológicos, y magnéticos y gravimétricos predominantes (**figuras 65** a **69**) como se describe en los siguientes subepígrafes.

6.2.3.1 Cartografía geofísica de las zonas de mínimo radiométrico

-Zona a: dioritas y monzodioritas (**figura 69**). Las primeras son paramagnéticas y pesadas, mientras que en las segundas son más ligeras y ferromagnéticas. La faja de campo magnético elevada sobre el límite Sur de la zona a (contorno en amarillo, que representa un valor de 375 nT, superior a la moda más alta del histograma de campo reducido al polo; **figura 67**), indica la disposición de las monzodioritas rodeando a las dioritas en dicho límite. En esta zona a (unidad circular del Magna) en superficie existen heterogeneidades graníticas (puntos altos de K y K/Th en las imágenes radiométricas), mientras que en profundidad las intensas anomalías gravimétricas sobre la unidad circular del complejo deben ser causadas no por las dioritas centrales superficiales, sino por rocas gabroideas, como se aprecia en los modelos bidimensionales (**figura 66**). Por ello, en la **figura 69**, en la leyenda de la propuesta de cartografía de subsuelo de esta zona a se indica “dioritas y gabros”.

-Zona d (El Pozuelo): comprende un amplio espectro composicional con monzodioritas, tonalitas y granodioritas. No se han detectado gabros en el muestreo que pudieran justificar los mínimos de potasio más importantes del complejo de Valencia del Ventoso que corresponden a esta zona (**figura 69**). Se trata de un área paramagnética e intermedia desde el punto de vista gravífico (máximo relativo débil en la **figura 68**; los gabros, si existen, son de escasa importancia en volumen).

-Zonas b y e: tonalitas y monzodioritas (**figura 62**). Son las zonas más radiactivas entre los mínimos. Son áreas de transición desde el punto de vista magnético y gravimétrico, menos ferromagnéticas y algo menos pesadas que la zona I1 (**figuras 67** y **68**).

Dado que entre ambas litologías, tonalitas y monzodioritas, las segundas son algo más ferromagnéticas y pesadas (más responsables de las anomalías magnéticas del complejo de Valencia del Ventoso, y de sus anomalías de gravedad intermedio-altas), se podría interpretar que las monzodioritas deben desarrollarse menos en profundidad en las zonas b y e que en la zona I1 (v.g., las anomalías gravíficas y magnéticas se prolongan desde el área I1 hacia la e; en el subsuelo de la zona I1 las monzodioritas son abundantes, **figura 66**). Por ello, en la **figura 69**, en la leyenda de la propuesta de cartografía de subsuelo de estas zonas b y e se indica "tonalitas".

6.2.3.2 Cartografía geofísica de las zonas intermedias y de las zonas de máximo radiométrico

*Zonas intermedias: con rangos radiométricos que se solapan con los de las zonas de máximo y mínimo, representan conjuntos heterogéneos.

La zona I2, con dioritas, monzodioritas y rocas graníticas, según la radiometría de la **figura 63**, exhibe un campo gravífico intermedio-alto, **figura 68,** e intensas anomalías magnéticas superficiales (v.g., contornos en amarillo en **figura 67**); desde el punto de vista de cartografía de subsuelo debe considerarse fundamentalmente monzodiorítica (perfil bidimensional de la **figura 66**).

La zona intermedia I1, con granodioritas, tonalitas y monzodioritas, según la radiometría de la **figura 62** (y también como se observa en la superficie), es un área de máximo magnético absoluto y gravimétrico relativo.

Los modelos bidimensionales de campo potencial en I1 e I2 (**figuras 65** y **66**, respectivamente) admiten soluciones en las que en profundidad las monzodioritas son rocas abundantes (I1), incluso muy mayoritarias (I2). Por ello, en la **figura 69**, en la propuesta de cartografía de subsuelo de estas zonas I1 e I2, se indica "monzodioritas y tonalitas" en el primer caso y sólo "monzodioritas" (más gabros al Noreste) en el segundo.

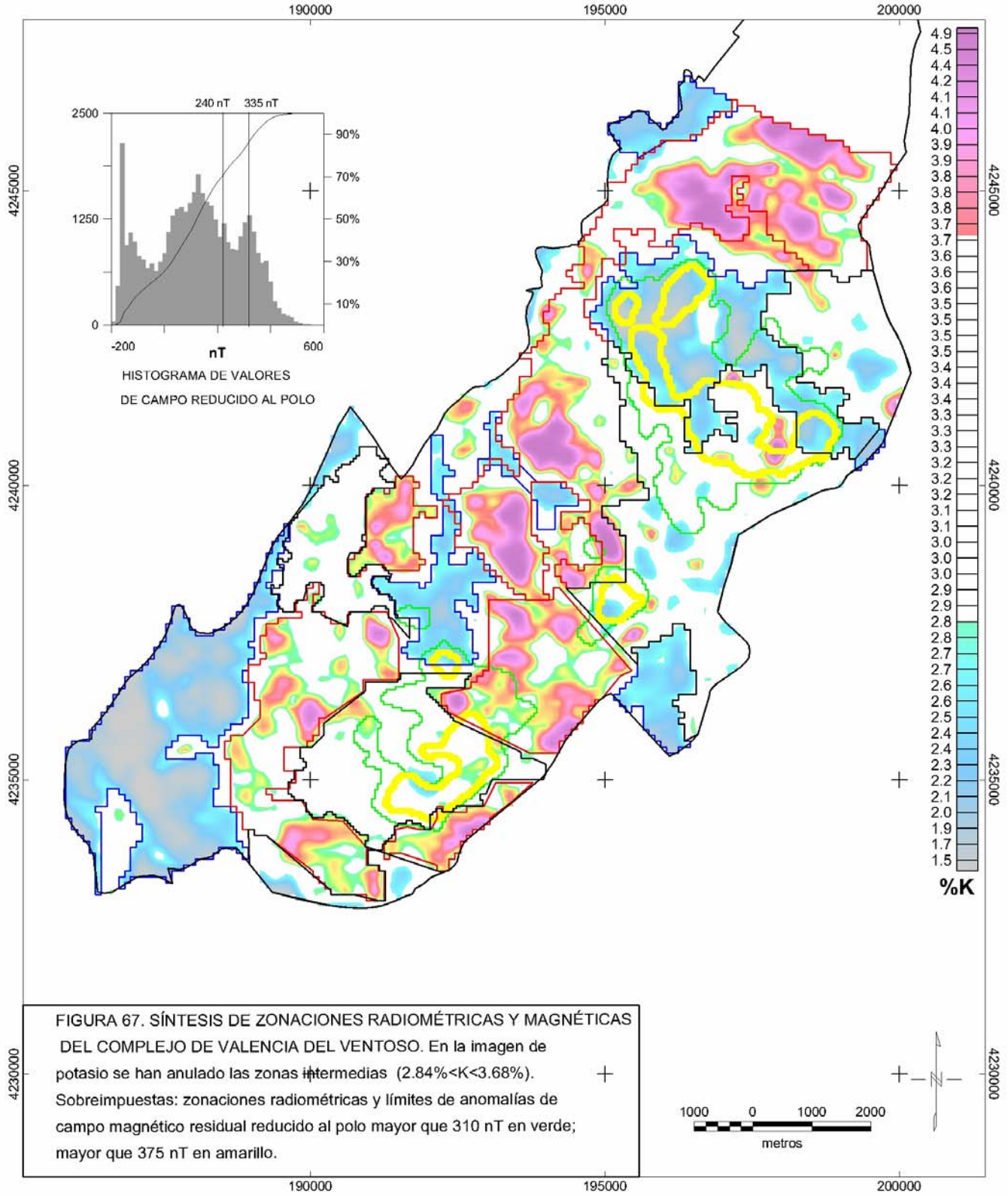


FIGURA 67. SÍNTESIS DE ZONACIONES RADIOMÉTRICAS Y MAGNÉTICAS DEL COMPLEJO DE VALENCIA DEL VENTOSO. En la imagen de potasio se han anulado las zonas intermedias (2.84%<K<3.68%). Sobreimpuestas: zonaciones radiométricas y límites de anomalías de campo magnético residual reducido al polo mayor que 310 nT en verde; mayor que 375 nT en amarillo.

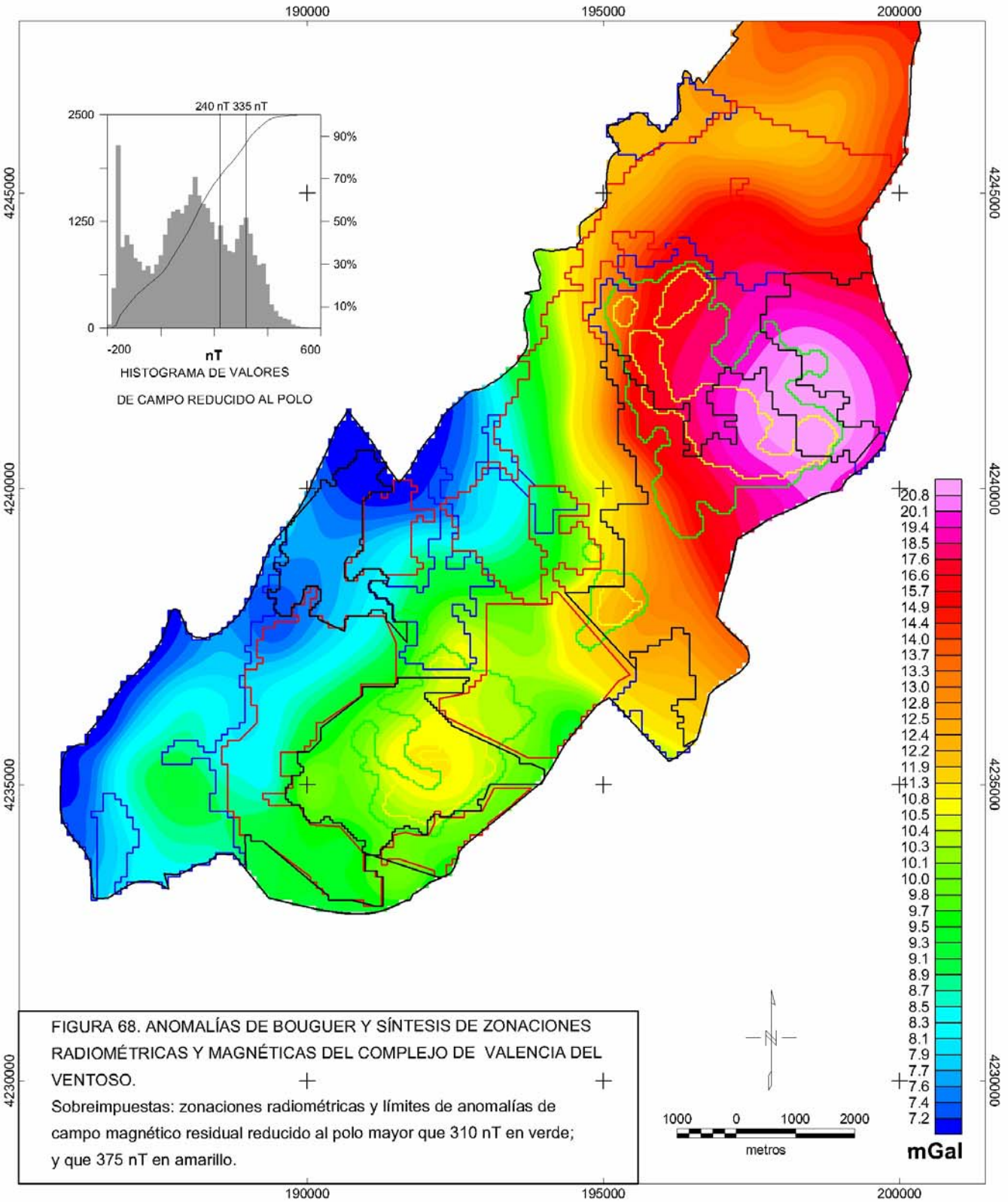


FIGURA 68. ANOMALÍAS DE BOUGUER Y SÍNTESIS DE ZONACIONES RADIOMÉTRICAS Y MAGNÉTICAS DEL COMPLEJO DE VALENCIA DEL VENTOSO.

Sobreimpuestas: zonaciones radiométricas y límites de anomalías de campo magnético residual reducido al polo mayor que 310 nT en verde; y que 375 nT en amarillo.

		CARTOGRAFÍA RADIOMÉTRICA	CARTOGRAFÍA DEL SUBSUELO
		MÍNIMOS	
a	-	Dioritas y monzodioritas	Dioritas y gabros
b	-	Tonalitas y monzodioritas	Tonalitas
d1	-	El Pozuelo: Monzodioritas	----
d2	-	El Pozuelo: Tonalitas y granodioritas	----
e	-	Tonalitas y monzodioritas	Tonalitas
f	-	Dioritas	Monzogranitos
g	-	Dioritas	Monzogranitos
		ZONAS INTERMEDIAS	
I1	-	Tonalitas, granodioritas y monzodioritas	Monzodioritas y tonalitas
I2	-	Monzodioritas y dioritas (heterog. graníticas)	Monzodioritas (y gabros al Noreste de a)
I3	-	Granodioritas	Monzogranitos
I4	-	Granodioritas y tonalitas	Granodioritas y tonalitas
d3	-	El Pozuelo: Granodioritas	----
		MÁXIMOS	
A	-	Monzogranitos	Monzogranitos
B	-	Monzogranitos y granodioritas	Monzogranitos , granodioritas y tonalitas
C	-	Monzogranitos y granodioritas	Granodioritas y tonalitas
D	-	Monzogranitos y granodioritas	Granodioritas y tonalitas
E	-	Monzogranitos y granodioritas	Monzogranitos

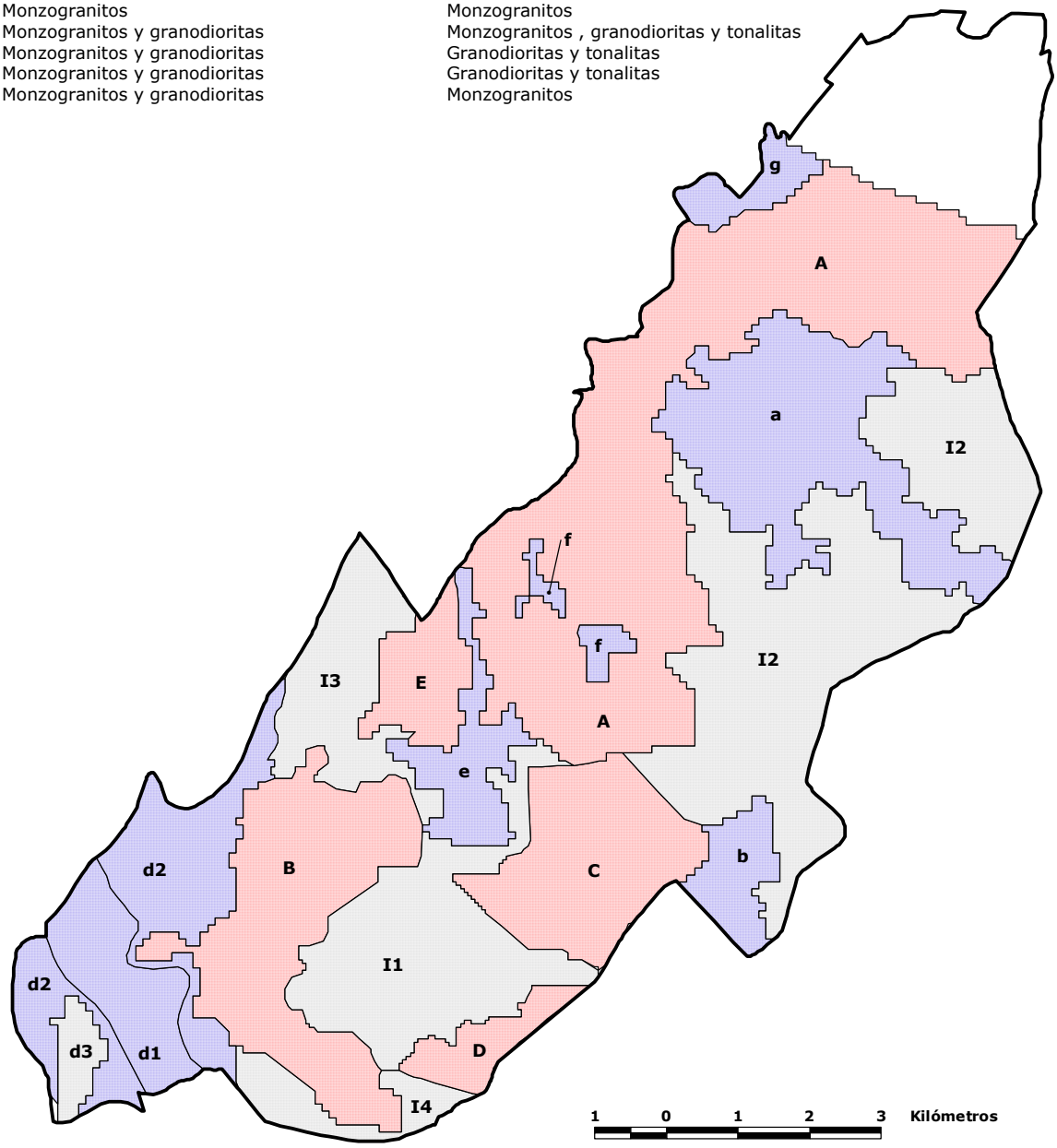


Figura 69. Propuesta de cartografía geofísica del Complejo de Valencia del Ventoso

Por último, según los datos de campo potencial las zonas I3 e I4 deben considerarse fundamentalmente granodioríticas; este aspecto es confirmado por la radiometría en I3, en I4 existen tipos más básicos aunque de forma restringida; por ello en esta área se indica también la presencia de tonalitas (**figura 69**).

*Zonas de máximo radiométrico: zonas A, B, D, E, y la mayor parte de la C (a las que habría que añadir los máximos de potasio de las zonas intermedias, como los de la zona I2). En general, están constituídas por monzogranitos y granodioritas correspondientes a la unidad granítica (**figura 62**). También en general, son zonas paramagnéticas, o débilmente ferromagnéticas, y de mínimo gravimétrico (**figuras 67** y **68**), aunque conviene hacer algunas matizaciones.

La zona A es la de mayor radiactividad del complejo, por lo que se considera que están aquí típicamente representados los monzogranitos (**figura 69**), que se extienden en profundidad en su mitad Sur. En el extremo Norte de la zona A existen tonalidades gravimétricas intermedias, por lo que el desarrollo de los monzogranitos en profundidad no debe ser importante. En el extremo NE del complejo de Valencia del Ventoso los monzogranitos, con alguna moda de susceptibilidad intermedia, deben sobreyacer rocas de densidad más elevada, como así lo confirman los modelos analizados.

En la zona B, se podría distinguir entre su banda paralela al eje principal del plutón, donde nuevamente los monzogranitos serían dominantes en superficie y subuselo, y su banda Sur transversal, donde en el subsuelo deberíamos añadir granodioritas y tonalitas. La zona D sería de características muy similares a esta banda Sur de la zona B.

Las zonas E, y sobre todo la C, son algo menos radiactivas que las anteriores. La zona C es moderadamente magnética, y de transición en gravedades (mínimo relativo). En la **figura 69** se han considerado ambas como áreas con monzogranitos y granodioritas, con tonalitas en profundidad en la zona C.

6.2.3.3 Consideraciones finales

Aunque la cartografía geofísica del complejo de Valencia del Ventoso, tal como se ha descrito, se ha basado en los datos radiométricos (más bien ha sido guíada por ellos), no conviene infravalorar la información proporcionada por los datos de campo potencial.

Desde un punto de vista de cartografía de superficie se podría haber partido de una zonación gravimétrica-magnética, que se podría haber subdividido (detallado) en base a las características radiométricas. En esencia, la cartografía gravimétrica de la mayor parte del plutón muestra un elevado grado de concordancia con la magnética y la radiométrica en términos generales, mostrando la mayor densidad de toda la banda Este de la intrusión, banda magnética y de menor radiactividad; pero, en la propuesta cartográfica, el partir de la radiometría presenta la ventaja de que la correlación con las cartografías disponibles es más inmediata, y resultan más claras las concordancias y discrepancias entre lo conocido y publicado, y lo que la geofísica aporta. Por otra parte, la coincidencia entre las características geofísicas anómalas no existe ni en la zona del Pozuelo (paramagnética, de densidad intermedia y baja radiactividad), ni en el extremo NE del complejo de Valencia del Ventoso (de elevada radiactividad, pero con valores intermedio-altos de campo potencial).

Conviene señalar, igualmente desde la óptica de cartografía superficial, que los datos aeromagnéticos ofrecen un nivel de detalle importante (superior al de la gravimetría), que se ha tratado de trasladar a los mapas mediante recintos representativos de distintas intensidades de campo magnético reducido al polo. Entre estos recintos, el de mayor intensidad se ha considerado representativo de las monzodioritas (de moda ferromagnética más alta entre las litologías del complejo), que serían predominantes, al menos, dentro de los límites de dicho contorno, que ocurre en áreas de las zonas intermedias I1, I2 y de la unidad básica central (zona a). En cambio sorprende que la zona e, donde se han muestreado sólo tonalitas y monzodioritas ferromagnéticas, no sea de máximo magnético; los datos gravimétricos aquí sugieren que existen rocas de densidad intermedio-alta, aunque quizás no se desarrollen en profundidad de manera suficiente (en la **figura 69** se ha indicado en profundidad sólo la existencia de tonalitas).

A un nivel más elaborado, se han realizado intentos de confección de mapas de susceptibilidades aparentes calculadas vía FFT (v.g., Urquhart, y Strangway, 1985; los valores reducidos al polo pueden transformarse en datos de susceptibilidades aparentes por continuación abajo de 100 m, altura de vuelo, y corrección del "efecto magnético" del volumen de un prisma de sección igual al de la malla magnética y profundidad infinita, **Anexo 10**), pero estos mapas no presentan la polimodalidad magnética característica del complejo (ni en términos cualitativos ni cuantitativos, por comparación con las medidas de laboratorio), por lo que son más confusos de zonar que el mapa de campo total o el reducido al polo (lo que indica que el modelo de cálculo no es correcto).

Considerando las modelizaciones de subsuelo, en las que hay que introducir masas gabroideas, Valencia del Ventoso exhibe un abanico litológico casi tan amplio y amalgamado como Burguillos. La cartografía más realista de las disponibles hasta hoy, es la de Oleaga *et al* (1999), simplemente por que presenta una mayor imbricación de todas las unidades dioríticas y graníticas que es lo que también indican los mapas radiométricos, magnéticos y gravimétricos (yuxtaposición a todas las escalas). La cartografía y el modelo de intrusión de Pons (**figura 45**) son sintéticos, simples, elegantes; la realidad parece algo más compleja. Hoy día se trabaja con modelos polintrusivos de carácter híbrido para los complejos de las características de Valencia del Ventoso, emplazados en una secuencia de numerosos eventos, desde varios focos, chimeneas, o fisuras (v. g., más o menos coincidentes con las zonas de mínimo radiométrico como la a ó e en el caso de éste. La historia de emplazamiento y zonación de un granitoide híbrido suele ser muy compleja. Los procesos a considerar en la zonación son la cristalización fraccionada en la cámara magmática, y la mezcla con recargas de magmas máficos, o con inyecciones episódicas de fundidos ya fraccionados o derivados de sucesivas fusiones parciales a distintos niveles corticales. La mezcla y la inyección multipulso suelen ofrecer modelos viables para el zonado; v.g, Pitcher 1993, Zorpi *et al*, 1989).

Obsérvese que a pesar de que se han analizado los datos de un vuelo de alta resolución, su nivel de detalle es incluso insuficiente para la complejidad del stock de Valencia del Ventoso (la propuesta geofísica de la **figura 69** es, en efecto, una "cartografía suavizada" del complejo). La radiometía aeroportada permite, en efecto, el máximo nivel de separación litológica a nivel superficial, con la restricción de la pérdida de resolución por el efecto de

integración debido a la altura del sensor, pero con la ventaja de eliminar las heterogeneidades de menor escala mostrando las tendencias litológicas fundamentales del plutón. El reconocimiento de algunas zonas del complejo con un espectrómetro portátil en medidas puntuales en afloramientos discretos ha permitido determinar la heterogeneidad y evolución de los elementos radiactivos en los distintos tipos petrográficos mayores del mismo, así como para contribuir al reconocimiento de estos tipos mayores en los datos del vuelo. Si se deseara aumentar la resolución en tierra, con el espectrómetro en modo de operación "de paseo" se podrían cubrir áreas de máxima amalgamación (v.g. en las zonas intermedias I2 o I1) con una malla de perfiles de gran densidad (a 25 m de separación o incluso menos), lo que a su vez muy probablemente mejoraría la comprensión e interpretación general de la radiometría aeroportada.

Por último, tanto los datos magnéticos como los gravimétricos ofrecen imágenes que complementan y mejoran la cartografía radiométrica de superficie del plutón, además de ser imprescindibles para su reconocimiento en profundidad. En este sentido, la modelización gravimétrica, usando esquemas consistentes con la información superficial, y con el control de densidades obtenido en el muestreo de petrofísica, es fundamental para comprender la arquitectura general del complejo de Valencia del Ventoso, lo que también ocurre en Brovales y Burguillos del Cerro como veremos.

6.3. CARTOGRAFÍA GEOFÍSICA DEL COMPLEJO DE BROVALES

Brovales es una intrusión relativamente compleja constituida por un conjunto litológico que composicionalmente fluctúa entre tonalitas y granitos, siendo las granodioritas las rocas mayoritarias en el macizo (apartado 5.2.2).

Desde el punto de vista cartográfico, Coullault *et al* (1981, hoja Magna 875) no distinguen zonación alguna en Brovales, al que consideran granodiorítico, si bien yuxtaponen al mismo un par de apéndices, en la zona central-Este y extremo SE, de gabros y dioritas de grano fino (zonas tramadas en la **figura 41**).

Pons (1982) destaca en su tesis las analogías de Brovales con Burguillos y Valencia del Ventoso: zonación petrográfica concéntrica, inversa, y relaciones estructurales concordantes con el encajante. Distingue (**figura 46**) una unidad central tonalítica, de fábrica planar, fluidal, muy heterogénea por su estructura cumulada; una unidad intermedia granodiorítica, menos granuda y estructurada, pero más homogénea, y; por último, por disminución del tamaño de grano y evolución gradual de la composición, una unidad granítica periférica en la mitad Norte del plutón. La proximidad composicional de los complejos de Valencia del Ventoso y Brovales le sugiere a Pons (1982) una fuente magmática común desde donde se han producido magmas dioríticos en el primer caso y granodioríticos en el segundo, fuente que para él es un magma basáltico toleítico, del que también se deriva el macizo más básico de Burguillos del Cerro. En cuanto al emplazamiento del complejo de Brovales, el análisis estructural del plutón le permite a Pons (1982) proponer un mecanismo en todo análogo al operado en Valencia del Ventoso: ascenso diapírico de un magma en curso de diferenciación, formación de un domo peduncular concéntrico, detenimiento bajo la Fm. Carbonatada, y desvío de su trayectoria hacia el SO, lo que se traduce en un enraizamiento al NE del macizo (**figura 46**), y estiramiento sintectónico según una dirección NE-SO. Pons (1982) asume un cierto contraste de densidades entre los complejos de Valencia del Ventoso y Brovales, por lo que éste sería más convexo, globular, que áquel.

En realidad, la distribución en afloramiento de las litologías de Brovales no presenta unas pautas zonadas tan regulares y geométricamente sencillas como las sugeridas por Pons (1982), como demuestra la interpretación de la geofísica aeroportada del plutón.

6.3.1. CARTOGRAFÍA RADIOMÉTRICA DEL COMPLEJO DE BROVALES

6.3.1.1 Imágenes radiométricas del complejo

El mapa ternario de Brovales (**figura 44)** no presenta una estructuración tan clara como el de Valencia del Ventoso o Burguillos del Cerro, lo que ya es una indicación del menor contraste radiométrico de las litologías presentes. Se puede señalar que:

-Predominan en conjunto las zonas saturadas, granodioríticas, principalmente en toda la parte más extensa del plutón al Norte del río Ardila, si bien existen aquí dos discontinuidades de menor radiación, una Este-Oeste que penetra desde el extremo NE del plutón, y otra NO-SE (desde el embalse de Brovales al NO hacia el SE). Estas dos discontinuidades compartimentan toda la zona Norte de la intrusión, que queda dividida en tres máximos: NE, centro-E y SO.

El área al Sur del río Ardila (rama estrecha del plutón) es ligeramente menos radiactiva, aunque presenta un máximo potásico alargado.

-En todo el margen Oeste del complejo de Brovales se distinguen dos zonas de menor radiación:

1) la más al Norte, sobre y en la periferia del embalse de Brovales. La parte más básica de la cartografía de Pons (1982) coincidiría con el extremo SE de esta zona, con intensidades magnéticas algo más elevadas. Al Este y NE del embalse se ubica una zona de radiación intermedia, magnéticamente activa, probablemente tonalítica;
2) el área central, que no se puede relacionar con las cartografías disponibles (zona de cultivos aprovechando la red de drenaje del Ardila). Inmediatamente al SE de este área ocurre otra zona de radiación intermedia y magnética (sobre el Ardila), también probablemente tonalítica.

Así pues, la estructuración radiométrica de Brovales puede describirse sencillamente en base a 3 máximos (potásicos y saturados en los tres elementos radiactivos) y dos discontinuidades en su parte Norte, otro máximo potásico en la rama Sur, dos mínimos antrópicos al Oeste, otro mínimo al NE, y dos zonas intermedias entre los máximos, una al Este y NE del embalse de Brovales y otra circundando el Ardila (**figuras 44**, **70**).

Adicionalmente, existen dos mínimos correspondientes a los apéndices central-Este y extremo SE, de carácter gabroideo según la cartografía Magna, como se ha mencionado más arriba.

Todas estas zonas son apreciables con claridad en las imágenes radiométricas de detalle del complejo (**figura 70**), tanto en las monoelementales (potasio y torio, uranio en menor medida), como en las de máximos y mínimos. Las de máximos y mínimos se han obtenido con las técnicas ya descritas (separación de anomalías según los promedios de fondo más o menos dos desviaciones típicas, respectivamente). Según los datos de la **tabla XXXII** los promedios de fondo de Brovales son 3.04 % K, 15.2 ppm Th, y 2.85 ppm U; algo inferiores a los de Valencia del Ventoso (con 3.26 %K, 15.8 ppm Th, y 2.76 ppm U), salvo en el caso del U. Se trata de un efecto de los mínimos antrópicos (embalses y regadíos adyacentes) existentes en Brovales, que es más ácido que Valencia del Ventoso y no al revés. Otras diferencias importantes entre la radiometría de los complejos de Valencia del Ventoso y Brovales, radican en que en este último los datos aeroportados carecen de una estructuración geométrica con directrices regulares como en el primer caso, y que la identificación litológica es más compleja por la proximidad radiométrica de los tipos litológicos existentes.

6.3.1.2 Zonas radiométricas de máximo

Son aquellas en las que se verifica la condición de máximo en cualquiera de los elementos radiactivos. En la **figura 70** se han contorneado otorgándoles la máxima continuidad posible, de manera que según el elemento predominante, existen dos zonas anómalas de potasio ($K > \mu_f + 2s_f$ =3.04+2*0.25=3.54 %, **tabla XXXII**), zonas A y D, una de uranio (U> 3.47 ppm), zona B (cortada hacia el Norte para evitar su intersección con el máximo A o la zona intermedia I1), y otra de torio (Th>17.82 ppm), zona C.

La zona D, rama Sur del plutón fundamentalmente potásica, está separada de las tres zonas de máximo de la mitad Norte del complejo por el curso del río Ardila, y aquellas tres entre sí por las dos discontinuidades de menor radiación citadas más arriba, una Este-Oeste que

penetra desde el extremo NE, y otra NO-SE (desde el embalse de Brovales al NO hacia el SE).

En la imagen de máximos los más abundantes son los de U, Th, y K por este orden (**tabla XXXII),** con unas áreas que representan el 24%, 20% y 17% del complejo, respectivamente. Estos porcentajes son el 27%, 26%, y 25% en Valencia del Ventoso, de manera que si descontamos los efectos antrópicos, se trata de un plutón relativamente bajo en potasio y torio, lo que se explica por la baja radiactividad de los granitos de Brovales (**tabla XXXI**).

Los máximos de Brovales, en particular los potásicos, podrían diferenciarse y subdividirse según el ratio K/Th como ocurría en el complejo de Valencia del Ventoso; de modo que, respecto a los máximos A y C, el máximo D presenta la anomalía de su menor contenido en Th y debe corresponder a partes menos evolucionadas (o con un tipo distinto de alteración postemplazamiento) que los máximos con el ratio K/Th deprimido.

El máximo B exhibe la característica de su gran heterogeneidad, que puede deducirse de la separación de tonos y de la inclusión de áreas de menor radiactividad. Los elementos radiactivos aparecen poco relacionados: existen muchos máximos de U, y pocos de K y Th.

¿A qué litologías corresponden los máximos? Dos son predominantemente potásicos, el A y D, diferenciables uno del otro por el ratio K/Th como acabamos de ver, y dos predominantemente altos en tierras raras, el B en U, el C en Th: ¿Son distinguibles las rocas, evidentemente granítico-granodioríticas, de estas áreas?

En la **figura 71** se presenta el diagrama Th-K de las zonas radiométricas y valores espectrales al suelo del complejo de Brovales. La correlación entre resultados de espectrometría terrestre y aeroportada, que hay que tener en cuenta a la hora de efectuar las comparaciones de los rangos dinámicos desde el aire y al suelo, indica, en términos generales, que apenas si existe pérdida de rango en los datos de potasio aeroportados como se observa en la misma **figura 71** (rango en tierra de 0.5-3.97%; en el aire de 0.8-4.3%), existiendo un desplazamiento por exceso, en los datos aéreos, de aproximadamente un 0.2-0.3% respecto a los de tierra.

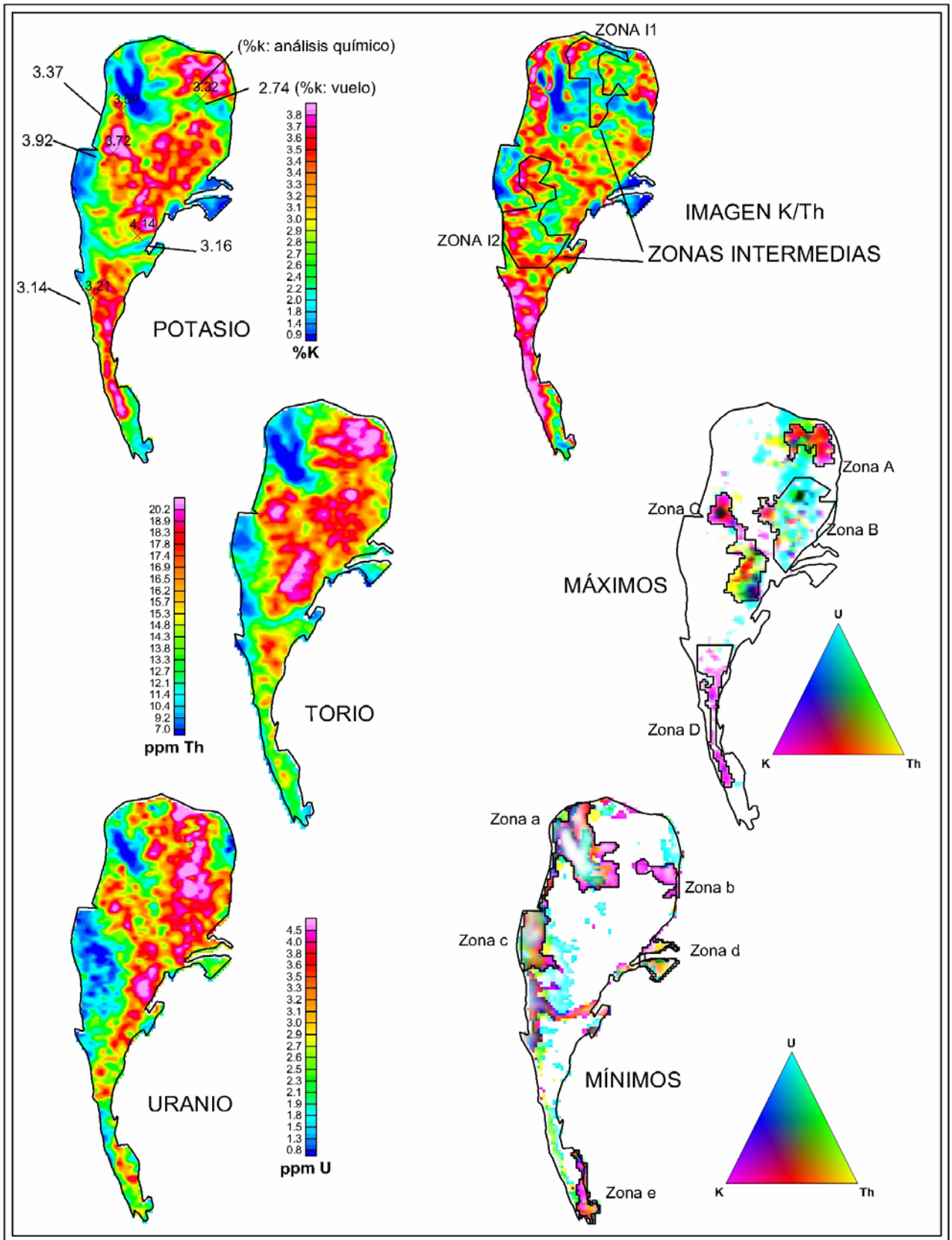


FIGURA 70. RADIOMETRIA DEL COMPLEJO DE BROVALES: IMÁGENES DE K, Th, U, RATIO K/Th Y TERNARIAS DE MÍNIMOS Y MÁXIMOS.
Se contornean las zonas intermedias: 2.54<%k<3.54; los máximos: %K>3.54, ppm U>3.47, ppm Th>17.84; y los mínimos potásicos: %K<2.54.

La correlación de los datos geoquímicos de potasio con los aeroportados (**figura 70**, esquina superior izquierda) es mejor que en Valencia del Ventoso, con un 0.46% de desviación típica de las diferencias, frente al 0.7% en Valencia del Ventoso.

La regresión entre el potasio analítico frente al de espectrometría terrestre es muy buena, Ka=1.111*Kt-0.233 (**figura 72**), similar a la de Valencia del Ventoso, Ka=1.113*Kt-0.219; no ocurre lo mismo con las de uranio y torio, como también pasaba en Valencia del Ventoso; sistemáticamente, las concentraciones analíticas de tierras raras son menores que las espectrométricas "in situ", de modo que son aplicables aquí los diversos aspectos de la discusión realizada anteriormente (apartado 6.2.1.2).

La regresión entre el potasio aeroportado y el de espectrometría terrestre es Kv=1.005*Kt+0.19 (**figura 73**), para todas las litologías. Estos resultados son similares a los de Valencia del Ventoso, Kv=0.81*Kt+0.42, para granodioritas, indicando que no existe pérdida de rango en los datos aéreos de potasio, como se ha señalado antes; en cambio esta pérdida es importante en el caso del torio, e incluso más en el del uranio. De aquí se deduce que el potasio aéreo es el mejor elemento, con diferencia, sobre el que se puede intentar una separación radiométrica de granitos y granodioritas.

Se aprecia en la misma **figura 71** que, en principio, máximos potásicos como el A y D serían fundamentalmente graníticos: sólo existe una muestra de granodiorita en tierra con K $> \mu_f + 2s_f$ = 3.54 % (exactamente con el 3.55%), mientras que 5 de las 8 muestras de granitos tienen contenidos menores a dicho límite del 3.54%. Por ello, aunque debido a las diferentes calibraciones y procesos de datos de los instrumentos al aire y al suelo, las nubes de puntos al aire de las zonas A y D muestran sobrecontenidos en potasio respecto a los de los puntos en tierra (v.g., el promedio de potasio de la zona A es 3.81%, el de los 8 granitos de Brovales, el 3.55%, **tabla XXIII**), la conclusión debe ser que, en efecto, las zonas A y D están constituídas mayoritariamente por granitos. Debe destacarse la clara distinción por el torio de los máximos A y D (**figura 71**).

En cambio, en el máximo B (y en el C) existiría una mezcla de granitos y granodioritas (**figura 71**). La zona B, con un promedio de potasio del 3.35%, es bastante menos potásica que las A o D. Si dividiéramos el máximo B por una línea de contenido en potasio del

3.57%, proporción mínima de potasio de los 8 granitos medidos en tierra, 3.36%, **tabla XXIII**, más un 0.21% de desplazamiento estimado de los contenidos al aire, aproximadamente el 24% del área de la zona B estaría constituída por granitos. El 76% restante serían sobre todo granodioritas (un 64%, aproximadamente), más alrededor de un 12% de tonalitas (dividiendo la nube B por el 3.02% K, suma del mínimo de las granodioritas, 2.81% y 0.21%). Por comparación, si dividieramos la zona A por el 3.57% de K, el 90% serían granitos. El desplazamiento estimado del 0.21% es la diferencia de los promedios de potasio entre todos los valores al suelo y los del aire en esos mismos puntos.

Hay que señalar que las separaciones granitos-granodioritas-tonalitas citadas son aproximadas; en particular, la separación radiométrica de granitos y granodioritas es complicada en general. En las medidas al suelo con el espectrómetro de mano en Brovales es destacable que los granitos sean poco radiactivos (apreciablemente menos que los monzogranitos de Valencia del Ventoso: en promedio de K-U-Th, 3.55 %, 4.14 ppm, y 20.78 ppm en Brovales frente a 4.02 %, 7.13 ppm, y 25.86 ppm, en Valencia del Ventoso).

Los granitos de Brovales se caracterizan por unos promedios de radioelementos relativamente bajos, y por una tasa de enriquecimiento en Th relativamente alta (**figura 71**) como corresponde a rocas más evolucionadas, aunque en el promedio de la muestra el Th no resulte alto (puede que el tamaño de la muestra de granitos sea algo pequeño, aún así sus tendencias radiométricas están bien caracterizadas). En cambio, las granodioritas de Brovales (promedios de K-U-Th=3.13 %- 5.76 ppm-19.70 ppm) son de radiactividad similar a las de Valencia del Ventoso (promedios de K-U-Th= 3.32 % - 5.33 ppm - 17.66 ppm), y algo menos potásicas que los granitos, pero de mayor señal de U (o de U+Th, o radiactividad total, **tabla XXIII**); en particular, las granodioritas de mayor contenido de U o de U+Th están en el grupo de las de menor proporción en K. El hecho de que la zona B sea un máximo de uranio, refuerza la conclusión de que sea mayoritariamente granodiorítica.

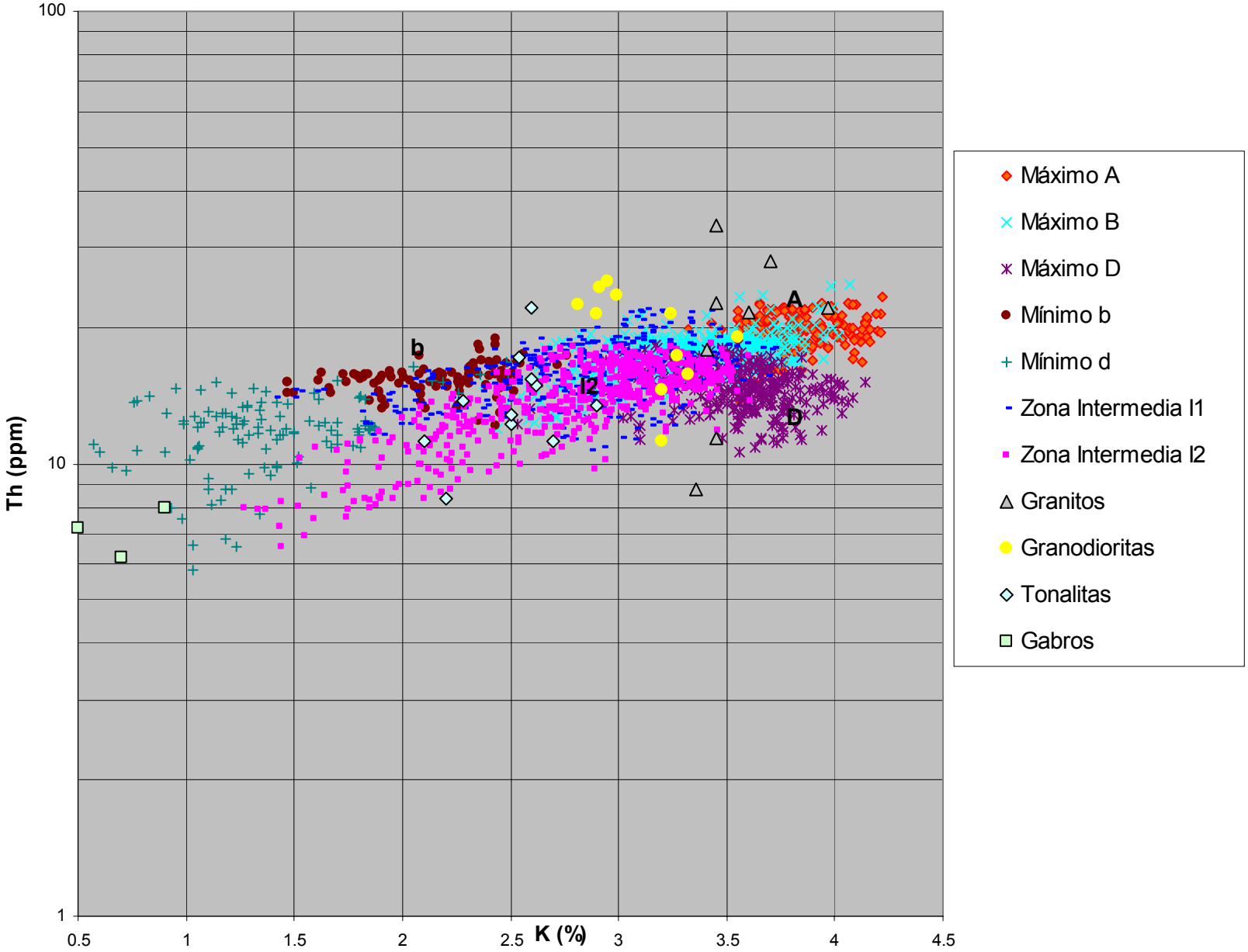


Figura 71. Diagrama Th-K de zonas radiométricas aeroportadas y valores espectrales al suelo. Plutón de Brovales

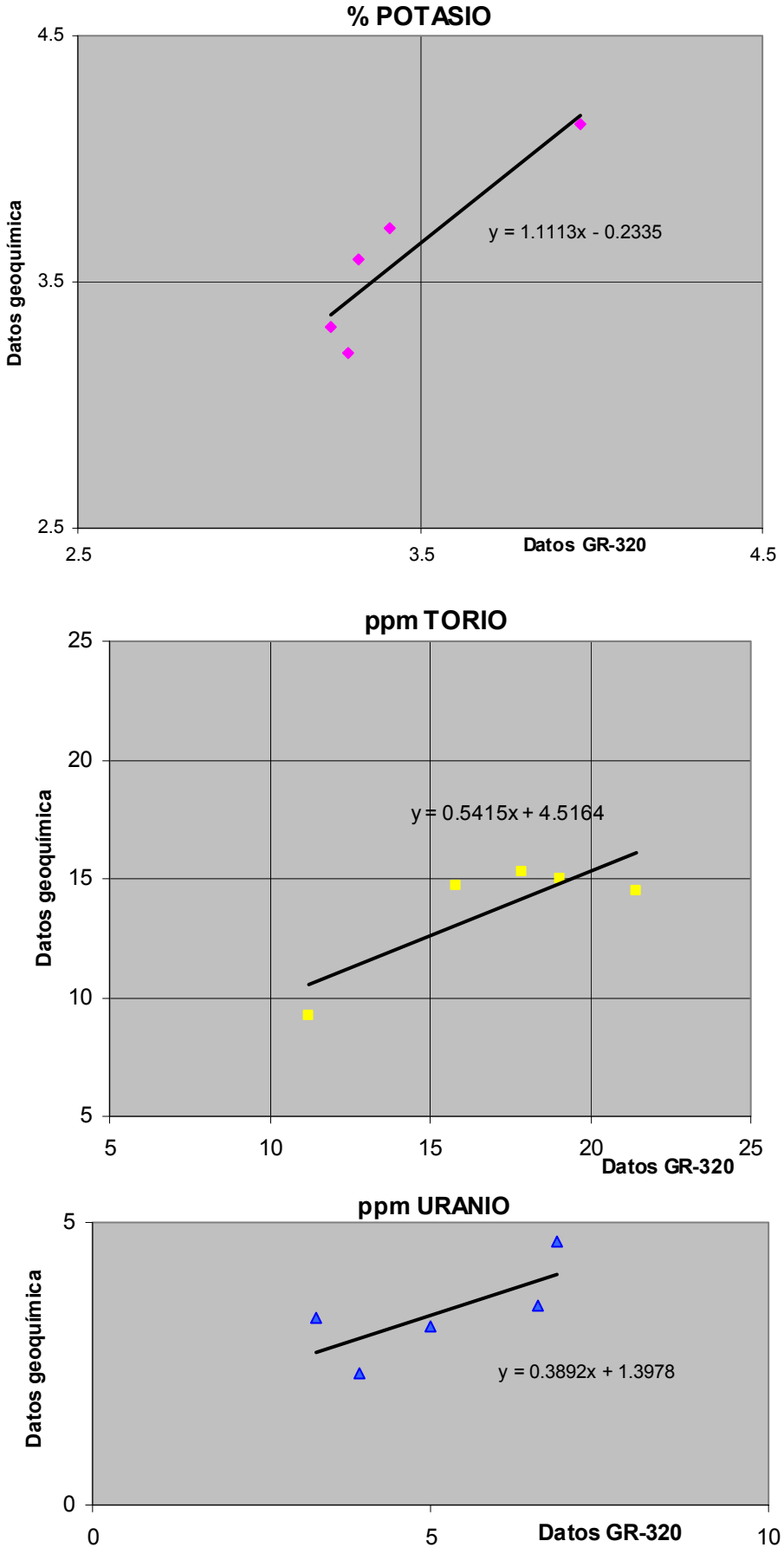


Figura 72. Correlación de resultados analíticos y de espectrometría terrestre. Plutón de Brovales

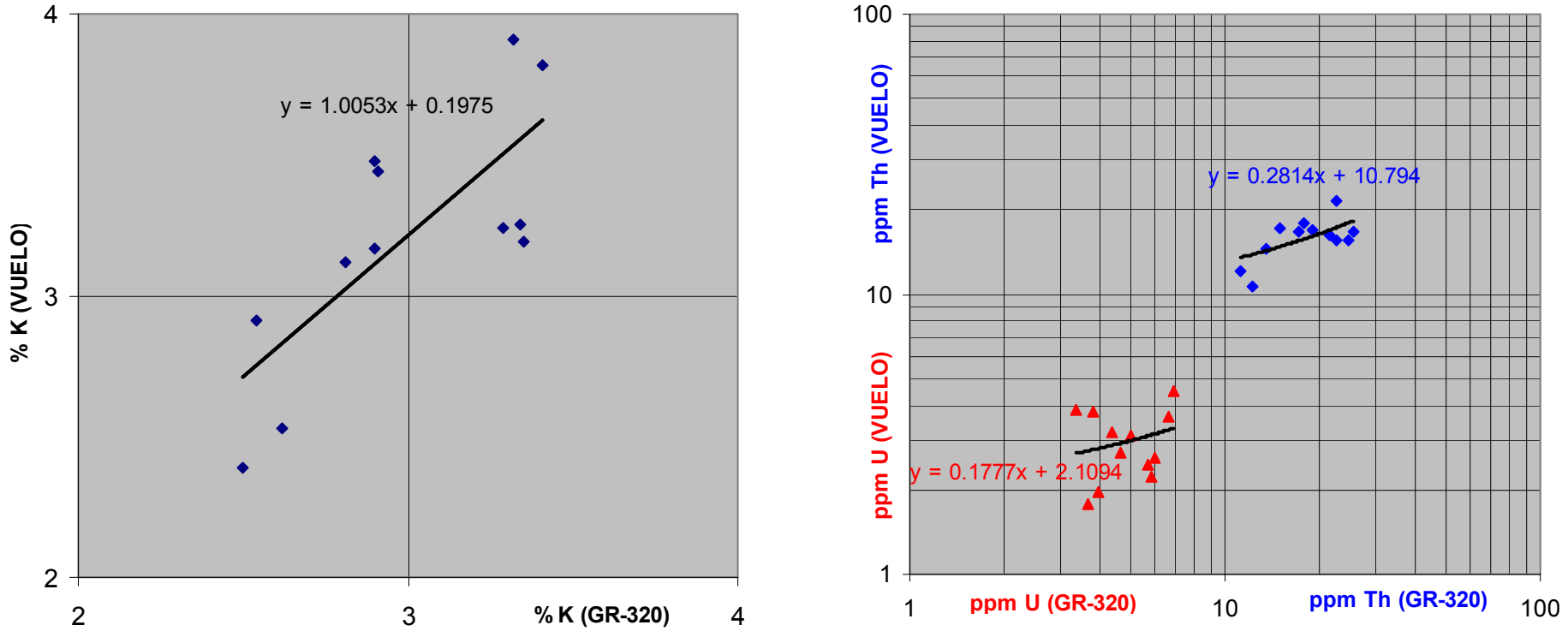


Figura 73. Correlación de resultados de espectrometría terrestre y aeroportada. Plutón de Brovales

Cabe señalar por tanto, que: 1) Las zonas A y D, máximos de potasio, son mayoriarimente graníticas, con presencia escasa de granodioritas (v.g, en una proporción de 9 a 1 en la zona A); y 2) En las zonas B y C, de mayor señal de U y Th, respectivamente predominan las granodioritas pero los granitos son abundantes (v.g, en una proporción ligeramente superior a 1/3 en en B, y a 2/3 en C, respecto a la de granodioritas).

En definitiva, si el muestreo radiométrico al suelo es correcto, a pesar de la complejidad de la separación de granitos y granodioritas, la conclusión es que los granitos abundan bastante más de lo que las cartografías disponibles indican, v.g., serían frecuentes de manera dispersa en todo el plutón, y no sólo periféricos en toda la mitad Norte de la intrusión como indica Pons (1982).

6.3.1.3 Zonas radiométricas de mínimo

Son aquellas en las que se verifica la condición de mínimo en cualquiera de los elementos radiactivos. Se han representado en la imagen ternaria de mínimos de la **figura 70**, correspondiendo a áreas en las que se cumple: K< 2.54%; ó U<2.23 ppm; ó Th<12.58 ppm (valores inferiores a la media de fondo menos dos desviaciones típicas de cada elemento, **tabla XXXII**, v.g., Th < μ_f - $2s_f$ = 15.2 – 2*1.31= 12.58 ppm).

En la mitad Oeste del complejo de Brovales se distinguen dos zonas de menor radiación, la más al NO (zona a en la **figura 70**) sobre y en la periferia del embalse de Brovales (la parte más básica de la unidad central de Pons coincidiría con el extremo SE de esta zona a, con intensidades magnéticas elevadas), y la central-Oeste (zona c), que no se puede relacionar con las cartografías disponibles (zona de cultivos aprovechando la red de drenaje del Ardila). Probablemente, aunque no es seguro, no debe tratarse de la unidad granítica, que también es descartable en la zona b, al NE del plutón.

Los gabros y dioritas yuxtapuestos al complejo de Brovales (extremo Sur, y apéndice central-E, zonas d y e en la **figura 70**) producen claros mínimos de potasio, pero son áreas intermedias por lo que respecta al Th y U. En la descripción del muestreo al suelo (apartado

5.4.2) ya se indicó que las gabrodioritas de Brovales presentan la anomalía de sus altos contenidos en U (sobre todo) y Th, impropios de rocas gabroideas (promedios de K-U-Th = 0.70 % - 5.03 ppm - 7.13 ppm, **tabla XXIII**).

En el diagrama bivariante de la **figura 71** no se han representado los mínimos antrópicos a y c. El mínimo b corresponde a tonalitas, incluso a rocas más básicas. El mínimo d abarca rocas de radiactividad comprendida entre las de las tonalitas y los gabros. Según Coullault *et al* (1981, hoja Magna 875) se trata de dioritas y gabros de grano fino, pero en campo se observa un abanico litológico más amplio, con rocas más ácidas que las gabrodioritas, y rocas de skarn.

6.3.1.4 Zonas radiométricas intermedias

Se van a considerar como tales las comprendidas entre los valores límite para las zonas de mínimo y máximo potásico (2.54 % < K < 3.54%). Estas zonas radiométricas intermedias se ubican sobre todo en la parte central-Sur del macizo, pero también se encuentran en el extremo septentrional, en la zona situada al Este y NE de la cola del embalse de Brovales.

En la **figura 70** (esquina superior derecha) se han representado las dos más extensas (I1 e I2; incluyen alguna heterogeneidad potásica). Corresponden (**figura 71**) a una mezcla de granodioritas y tonalitas; por ejemplo, si utilizaramos como valor de corte el 3.02% K mencionado más arriba, el 60% de la zona I1 y el 36% de la zona I2 serían granodioritas. Estos porcentajes están algo estimados por lo bajo, al tratarse de entornos, próximos ya al embalse de Brovales, ya al curso del río Ardila, es decir, influenciados por efectos antrópicos que tienden a bajar la radiación. De la disposición geométrica de la banda I3 (**figuras 74**, **75**, **77**) puede derivarse su asociación con los accidentes (fallas, desgarres y cabalgamientos) del núcleo del Antiforme de Monesterio.

Nuevamente, como en Valencia del Ventoso, podemos recurrir a los datos de campo potencial para apoyar la separación de tipos litológicos y la cartografía geofísica del plutón de Brovales.

6.3.2. CARTOGRAFÍA MAGNÉTICA Y GRAVIMÉTRICA DEL COMPLEJO DE BROVALES. MODELOS BIDIMENSIONALES

En las **figuras 42** y **43** se observa el aspecto general de las anomalías de campo potencial del complejo de Brovales.

Las anomalías son relativamente intensas (pero más moderadas que en Valencia del Ventoso) en el caso del campo magnético (del orden de unos 200 nT, excluídas las zonas de skarn con minas de magnetita existentes en la zona d); al contrario que en Valencia del Ventoso, las anomalías carecen de una estructuración geométrica interna determinada (carencia que también ocurre en las anomalías radiométricas como acabamos de ver), aunque globalmente perfilan la disposición del plutón frente al entorno de metasedimentos cámbricos (**figura 36**).

Las anomalías son débiles en el caso del campo gravífico (unos 3-4 mGal, frente hasta 12 mGal en Valencia del Ventoso, 25 mGal en Burguillos del Cerro), de manera que Brovales apenas si produce señal gravimétrica dentro de una estructura de mínimo regional, perturbada por la presencia de tonalidades gravimétricas que se proyectan desde el complejo de Burguillos (**figura 43**).

En la **figura 74** se ha representado el magnetismo en escala de grises comprimida a valores mayores que 30 nT (en términos de campo magnético reducido al polo), para observar la intersección de los máximos magnéticos con los radiométricos, que es en efecto pequeña, salvo en el caso del máximo de B.

Este máximo B es una de las estructuras más interesantes del stock, por su posición centrada, mayor extensión y superposición de anomalías de campo potencial y radiométricas. Por los datos de susceptibilidad sabemos que las anomalías magnéticas son causadas en Brovales mayoritariamente por tonalitas (con moda entre 750 y 2.500 $*10^{-6}$ ucgs kmf2(4)= $2106*10^{-6}$ ucgs, **tabla XXII**), y en segunda instancia por un grupo de granitos de moda ferromagnética (kmf2(6)=$1322*10^{-6}$ ucgs, **tabla XXII**). Tres de las cuatro muestras de mayor susceptibilidad de estos granitos, han sido tomadas en campo precisamente en la zona B. Esto indicaría que los máximos magnéticos de esta zona podrían ser debidos a granitos y tonalitas, que hemos visto que están mezclados aquí con las

granodioritas, al menos superficialmente según los datos radiométricos (en proporciones aproximadas de 24, 12, y 64%, respectivamente, en el orden de mención). Obsérvese que este máximo magnético central-este es bastante más amplio que la zona de máximo de uranio B, extendiéndose hacia las zonas a, I1 y b, que se han considerado tonalíticas.

Si, en profundidad, las tonalitas fueran predominantes en esta zona B, el mapa de Bouguer debería reflejar mayores intensidades en este área. En efecto, a grosso modo, a primera vista ello es así, como indica la anomalía de Bouguer de este área (**figura 75**). Aparentemente existe una banda central-Norte, desde el límite noreste de la intrusión hacia el embalse de Brovales con rocas más densas, en parte coincidente con anomalías magnéticas, que pudiera ser de carácter tonalítico; pero también podría tratarse de granodioritas, rocas de densidad media muy similar (2.66 g/cm^3 frente a 2.67 g/cm^3 de las tonalitas, **tabla XXII**), de manera que la anomalía de gravedad puede ser causada por cualquiera de estas dos litolgías.

En el análisis de la anomalía de Bouguer de Brovales hay que tener en cuenta en primer lugar los efectos regionales de los mínimos asociados al núcleo de Valuengo al Este-SE (código 6 en **figura 41**), y esquistos de Jerez al Oeste, y del máximo del complejo Burguillos del Cerro al NE. Este último produce un máximo justo en el borde NE de Brovales (**figura 75**). En segundo lugar, además de las influencias regionales citadas, existen otras de carácter topográfico, que hacen que en el mapa residual, obtenido mediante ajuste polinomial de segundo grado, exista un apreciable efecto de correlación positiva entre la anomalía de gravedad de la banda central del plutón y los resaltes topográficos granodioríticos visibles en campo (**figura 75**, margen derecho). Por ejemplo, es clarísima la correlación entre la elevación del Oeste del embalse de Brovales, con varias canteras de granodioritas, y el máximo residual de este área; ello debe ser así, pues la densidad de estas rocas es superior a la densidad de reducción empleada en el mapa de Bouguer (2.6 g/cm^3).

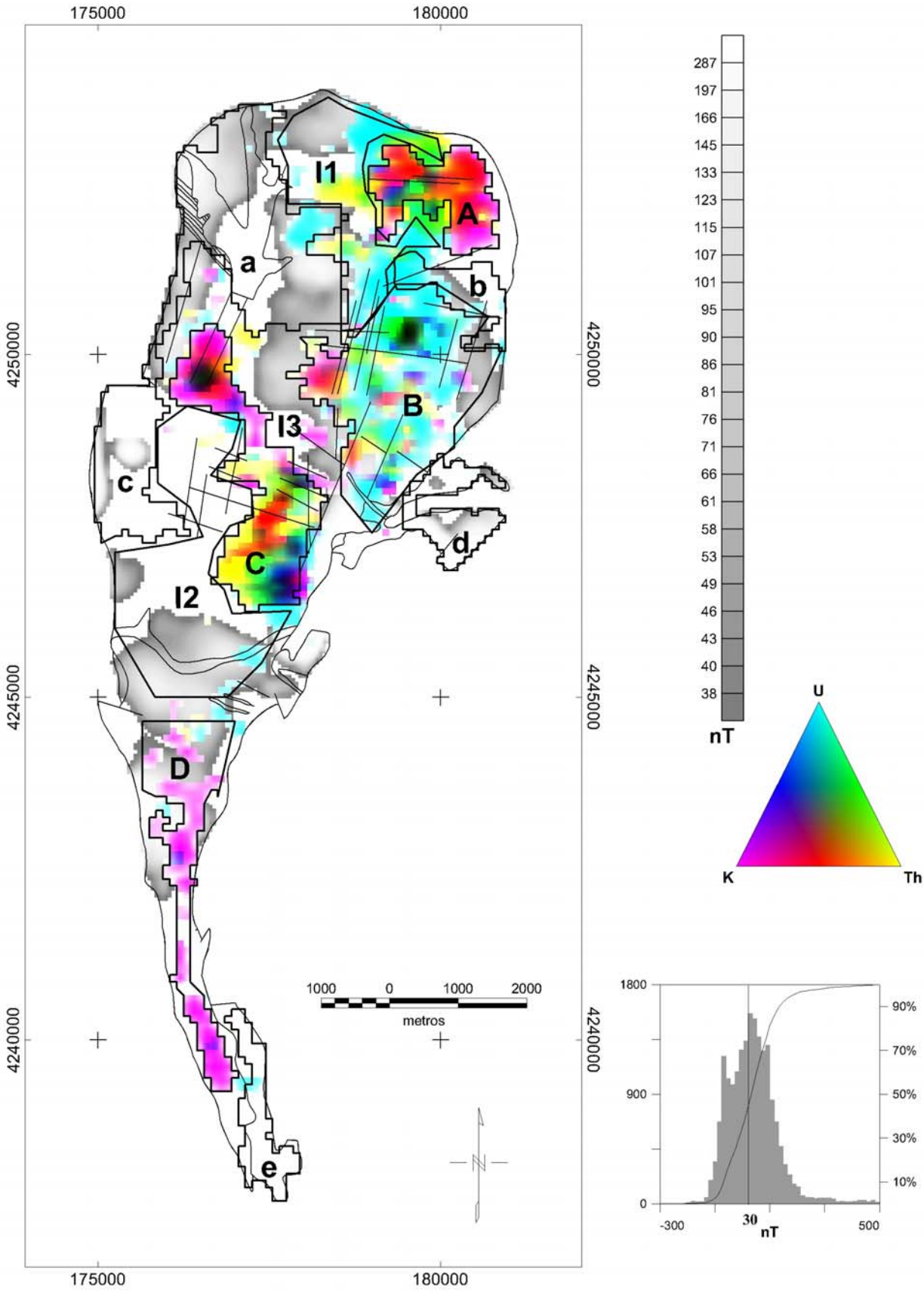


FIGURA 74. MAGNETISMO Y SÍNTESIS DE ZONACIONES RADIOMÉTRICAS DEL COMPLEJO DE BROVALES. A color: máximos radiométricos. Escala de grises: campo magnético reducido al polo (valores mayores que 30 nT). Base: cartografía Magna

En conclusión, en relación con la zona B y su periferia es posible justificar todo el conjunto de anomalías geofísicas, considerando el juego de todos los factores mencionados: mezcla de rocas ya magnéticas (granitos y tonalitas), ya paramagnéticas (granodioritas; éstas predominantes), con distintas firmas radiactivas, aunque mayoritariante de U, y ocurrencia de diversos efectos gravimétricos (debidos a los contrastes de densidad de las litologías presentes, a influencias regionales y a efectos topográficos). En todo caso la anomalía gravífica residual indica que los granitos no pueden ser dominantes en el subsuelo de la zona B.

Según Pons (1982), la unidad central más básica del plutón, tonalítica, vendría a ubicarse en términos generales entre los máximos A, B y C de la mitad Norte del complejo de Brovales (**figura 46**). Según los datos geofísicos sería, en efecto, una zona intermedia-baja desde el punto de vista radiométrico, y de magnetismo también intermedio (banda Este de la zona a, y Sur de la I1, **figuras 73**, **74)**. No obstante, claramente los datos geofísicos proponen la consideración de áreas adicionales como también básicas en Brovales (zonas b, Norte de I1, I2).

Tanto en la banda Este de la zona a, como en las zonas I1 e I2, vuelve a ser de utilidad el campo magnético que aparece en la **figura 74**, donde se diferencian bien las áreas tonalíticas al Este y NE del embalse de Brovales y al Sur del Ardila por su mayor magnetismo. El magnetismo indica que: 1) toda la orla Norte del embalse de Brovales sería de carácter tonalítico, de modo que podría prolongarse I1 hacia el NO, bajo la cola del embalse; 2) las tonalitas se concentran en la mitad Sur de I2. Por su escaso volumen y los efectos ya mencionados (contrastes de densidad pequeños, anomalías regionales, y accidentes topográficos) las tonalitas no producen señales gravimétricas destacables: ninguna de las áreas I1 e I2 es cartografiable gravimétricamente.

Con toda esta distribución de máximos y zonas intermedias radiométricas, y de anomalías de campo potencial, la estructuración del complejo sería bastante diferente de lo que indica Pons (1982), si bien el plutón sería más potente bajo la zona B (**figura 76**), como señala el autor mencionado. Hay que señalar que los modelos gravimétricos bidimensionales de Brovales no sirven para resolver la ambigüedad tonalitas-granodioritas, mientras que los

magnéticos son muy difíciles de ajustar por la interferencia con las anomalías debidas a minas de hierro (situación de perfiles en **figuras 42** y **43**). Los modelos gravimétricos indican una prolongación de unos 2 km hacia el Norte del plutón, bajo la Serie Negra. El mapa de Bouguer sugiere la conexión de Brovales con Burgillos del Cerro.

En cuanto a las rocas más básicas del plutón, gabrodioritas, o mejor dioritas yuxtapuestas al complejo (zonas d, e), son paramagnéticas y de escaso volumen pues apenas si producen una ligera tonalidad gravimétrica. En el extremo este del apéndice Sur de la zona d, **figura 74**, las anomalías magnéticas están producidas por rocas de skarn; se trata de la zona de la mina de Santa Justa.

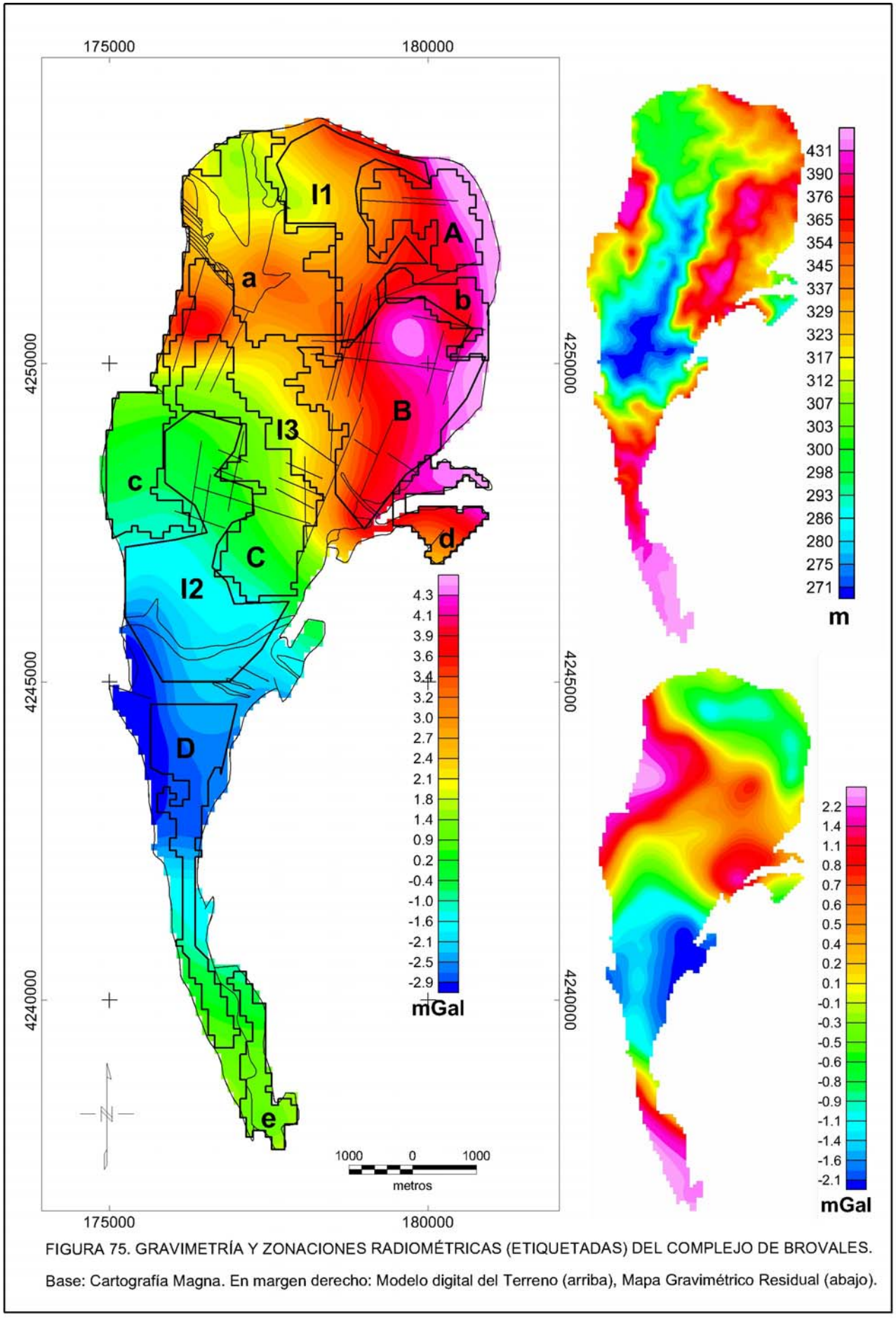


FIGURA 75. GRAVIMETRÍA Y ZONACIONES RADIOMÉTRICAS (ETIQUETADAS) DEL COMPLEJO DE BROVALES.

Base: Cartografía Magna. En margen derecho: Modelo digital del Terreno (arriba), Mapa Gravimétrico Residual (abajo).

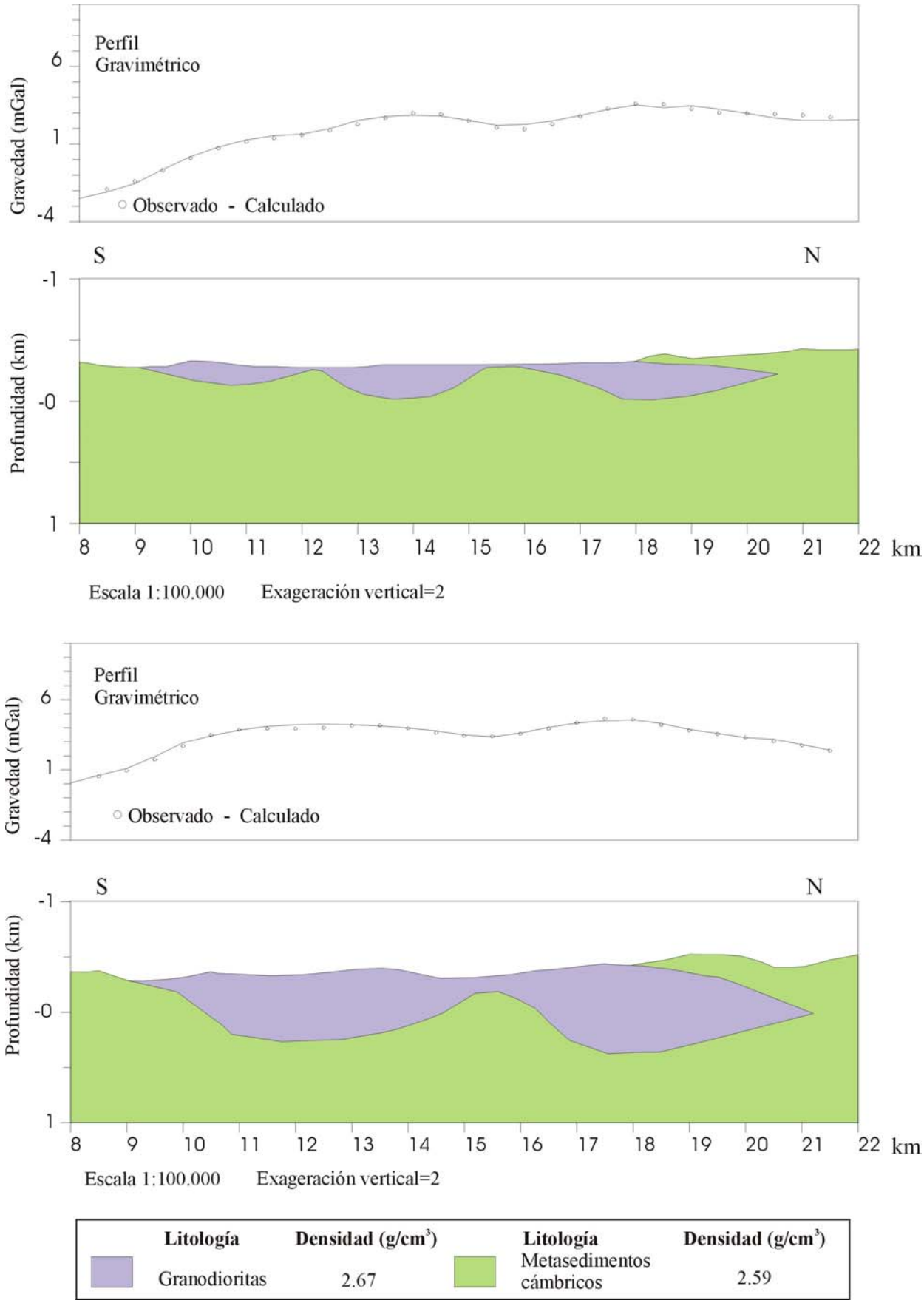


Figura 76. Modelos gravimétricos de la zona Norte del complejo de Brovales. Perfiles Norte-Sur. Arriba: X=177,500; Yi=4,245,000 – Yf=4,259,000. Abajo: X=179,500; Yi=4,245,000 – Yf=4,259,000

6.3.3. PROPUESTA DE CARTOGRAFÍA GEOFÍSICA DEL COMPLEJO DE BROVALES

La propuesta de cartografía geofísica del complejo de Brovales se ofrece en la **figura 77**, que resume el análisis de los dos epígrafes anteriores.

Como ocurría en Valencia del Ventoso, la propuesta viene guiada por la estructuración radiométrica del plutón de Brovales, que puede describirse en términos de 3 máximos (respectivamente, potásicos, de U, y de Th o saturados en los tres elementos radiactivos) y dos discontinuidades en su parte Norte más extensa, más otro máximo potásico al S; tres mínimos, dos antrópicos al Oeste, y uno al NE; y dos zonas intermedias entre máximos (más dos mínimos correspondientes a los apéndices dioríticos central-E y SE).

Los máximos radiométricos deben corresponder a una mezcla de granitos y granodioritas, en la que unos y otras son difíciles de separar por sus ligeras diferencias radiométricas según los datos registrados al suelo. No obstante, éstos sugieren que en los máximos potásicos (zonas A, D) deben predominar los granitos, mientras que en los de U (zona B) lo deben hacer las granodioritas, en unos porcentajes que se han estimado con aproximación en cada una de las zonas de máximo.

El 36% del plutón (zonas A+B+C+D en **figura 77**) es de máximo radiométrico, básicamente compuesto por granodioritas y granitos, con una distribución global de unas y otros en el conjunto de los máximos cercana al 50%. En las zonas intermedias (I1+I2+I3, 37% del plutón) la mezcla (en proporción conjunta también próxima al 50%) es de granodioritas y tonalitas (con la salvedad de que I3 puede ser una banda de debilidad estructural, donde la radiación se ve atenuada por esta causa).

Los granitos abundan bastante más que lo que muestra la cartografía de Pons (1982), que por otro lado no refleja la verdadera distribución de facies del plutón. Desde el punto de vista de cartografía de superficie, no puede hablarse de granitos periféricos, sí tal vez de una banda Este granítico-granodiorítica, y otra Oeste granodiorítica-tonalítica, pero en general las rocas están muy mezcladas en toda la intrusión (**figura 77**, los porcentajes globales en todo el complejo de Brovales de granodioritas, tonalitas y granitos podrían estar próximos al 50, 25 y 25%, respectivamente).

La comparación de los contenidos en radioelementos de los complejos de Valencia del Ventoso y Brovales refleja el menor nivel radiactivo de este último, su mayor homogeneidad en cuanto amplitud de rangos y subzonaciones apreciables en los diagramas bivariantes, así como correlaciones más bajas entre los elementos radiactivos. Todos estos rasgos indican una menor capacidad resolutiva de los datos radiométricos en Brovales, dentro de un abanico litológico más estrecho, que hace difícil una separación de unidades.

Las anomalías magnéticas del complejo presentan una estructuración que complementa a la sugerida por la radiometría, no tan bien relacionada con ella como en el caso del plutón de Valencia del Ventoso, aunque con bastantes aspectos de interés como: 1) Las anomalías perimetrales del NO del plutón sobre la supuesta unidad granítica que no produce aquí máximos radiactivos, sino tonos intermedios, debidos, como se ha indicado, a tonalitas; 2) El extenso máximo magnético del centro-NE que abarca firmas radiométricas de diferentes características, correspondientes tanto a la parte más básica del plutón (intersección con mínimos de las zonas a y b), como a áreas de máximos radiométricos de Th y, sobre todo de U (zona B), por lo que cabe inferir contenidos en magnetita bastante heterogéneos dentro de las facies petrográficas del complejo y no tan ajustados a la evolución simple (no anómala) de la fO_2 que describe Pons en su tesis de 1982. Por el muestreo petrofísico sabemos que las anomalías magnéticas son causadas en Brovales mayoritariamente por tonalitas y en segundo lugar por una moda ferromagnética en granitos. No obstante, los granitos no pueden ser predominantes en este área, paradigma de mezcla de anomalías geofísicas y por tanto de la heterogeneidad del complejo, pero que es la más anómala del plutón en téminos gravíficos; y, 3) El máximo magnético del curso del río Ardila, en una de las zonas radiométricas intermedias del complejo de Brovales. Precisamente en las zonas radiométricas intermedias la utilidad el campo magnético puede radicar en la separación de granodioritas y tonalitas, ya que permite una diferenciación aceptable de las áreas tonalíticas por su mayor magnetismo. Esto ocurre, v.g. al Este, NE, y NO del embalse de Brovales y al Sur del Ardila.

No resulta tan útil, en cambio, el mapa de anomalías de Bouguer de Brovales como el de Valencia del Ventoso, por varias razones:

1) las rocas presentes exhiben contrastes de densidad pequeños; v.g., las tonalitas no producen señales gravimétricas destacables (el promedio de densidad de éstas resultó ser de 2.67 g/cm^3, frente a 2.66 g/cm^3 en las granodioritas, **tabla XXII**),

2) la anomalía de Bouguer integra efectos regionales difíciles de modelar por su disposición respecto a la inusual geometría del plutón. Con una interpretación previa del gran mínimo de gravedad en el que se ubica el complejo de Brovales se mejoraría la verosimilitud del modelado del plutón,

3) muy posiblemente, el mapa de Bouguer está afectado por influencias topográficas importantes, que no obstante confirmarían el carácter granodiorítico del stock.

La anomalía de Bouguer en Brovales y los modelos interpretados, sugieren el predominio de las granodioritas en el subsuelo de la mitad Norte más extensa del plutón, aunque no pueden indicar la importancia de la mezcla litológica con unas tonalitas de densidad similar (o incluso con una modesta proporción de granitos), en el mismo grado que lo hacen la radiometría o el magnetismo, que son los que ponen de manifiesto la heterogeneidad del plutón. La rama Sur del complejo se configura como un apéndice epidermal de menor importancia. El mapa de Bouguer, y los modelos interpretados, sugieren una importante extensión del complejo de Brovales hacia el Norte y Este (en dirección al plutón de Burguillos del Cerro), bajo los metasedimentos cámbricos y precámbricos.

Hay que insistir en que los modelos gravimétricos bidimensionales de Brovales son ambigüos tanto por la proximidad de la densidad de tonalitas y granodioritas, como por el modo en que se consideren los efectos regionales de mínimo. Respecto a éstos, la influencia proviene, fundamentalmente, de la densidad y profundidad de la estructura de Valuengo, inmediatamente al SE del plutón (**figura 42**). Según se alteren éstos parámetros (en los modelos bidimensionales se ha supuesto una estructura de unos 5 km de profundidad, con densidad de 2.56 g/cm^3), lo hará el volumen modelado de Brovales.

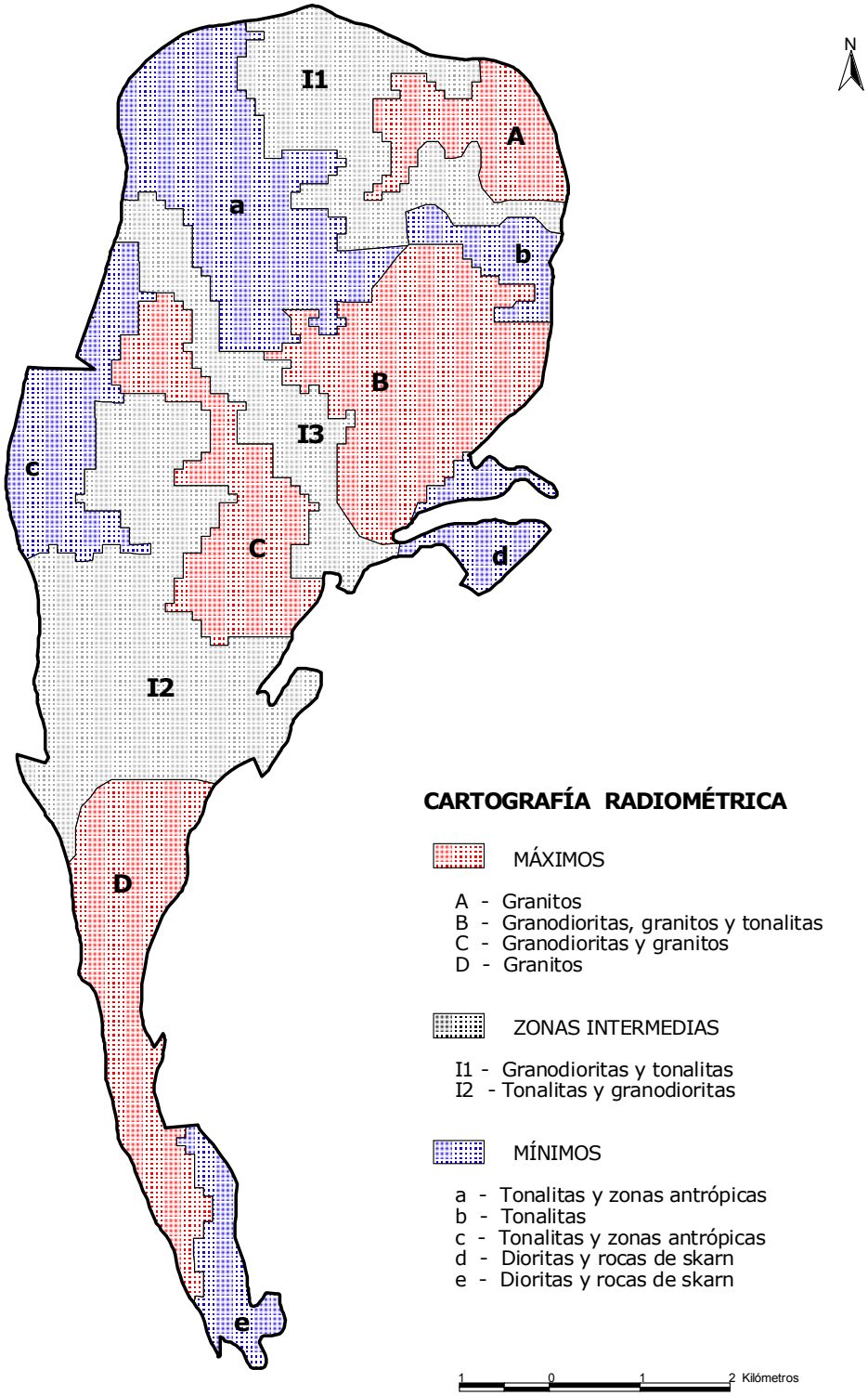


Figura 77. Propuesta de cartografía geofísica del Complejo de Brovales. Cartografía del subsuelo en las zonas A, B, C, a, b, c, I1, I2, I3: granodioritas

6.4. CARTOGRAFÍA GEOFÍSICA DEL COMPLEJO PLUTÓNICO DE BURGUILLOS DEL CERRO

Burguillos es un macizo constituído por un amplio espectro de materiales plutónicos que se extiende desde tipos ultramáficos y básicos (harzburgitas y melagabronoritas; gabros y gabrodioritas) a ácidos (granodioritas, monzogranitos, leucogranitos), pasando por tipos intermedios tonalítico-dioríticos. El stock es de carácter poligénico, formando parte de él materiales básicos de origen mantélico y materiales básicos de origen cortical, así como materiales híbridos generados en procesos de mezcla de magmas en distintos niveles de la corteza. Una descripción breve de las litologías del complejo se realizó en el apartado 5.2.3; los aspectos petrográficos del muestreo petrofísico se mencionaron en el apartado 5.5.1.

Existen varias cartografías disponibles del complejo de Burguillos del Cerro. Muelas Peña *et al* (1975) representan en el mapa Magna de la hoja 852 (v.g., **figura 41,** cartografía simplificada) un granitoide con algunas masas gabroideas en su interior, reconociendo que "El macizo de Burguillos está formado por granitos, granodioritas, tonalitas, dioritas y gabros y términos intermedios de los citados. Un análisis detenido de las rocas que lo constituyen nos descubre una historia de intrusión muy compleja". En la **figura 78** se usa como base de las imágenes a la izquierda el mapa Magna completo (G indica gabros, los recintos perimetrales son megaenclaves de carbonatos, ya citados en 5.2.3).

La cartografía de Pons (1982) separa en el complejo de Burguillos del Cerro dos conjuntos bien diferenciados (**figura 47)**: uno gabroideo cumulado que ocupa los tres cuartos centrales del plutón, y otro diorítico-monzodiorítico periférico, no cumulado. Todo el macizo se encuentra atravesado por diques graníticos muy numerosos. En el conjunto central Pons (1982) distingue 5 grupos gabroideos según la paragénesis de la roca, y en el periférico dos, dioritas y monzonitas de grano fino, y monzodioritas y granitos granudos. Resulta así un esquema petrográfico con zonación inversa, asimétrica, excéntrica al NE, desarrollada hacia el OSO. En la **figura 78** se usa como base de las imágenes de máximos y mínimos radiométricos, y del ratio K/Th, el mapa geológico de Pons (1982) simplificado; así, en la unidad central sólo se distinguen los diques-stocks de granitos biotíticos (a trazos) y distintas masas de gabros y dioritas del área NE de esta unidad central: D indica dioritas, G gabros en general (denominados azules por Pons, 1982), OC gabros ojo de culebra, y Go gabros con olivinio. UP es la unidad periférica, con dos subzonas, N-NO, más diorítica, y

Oeste, más granítica. Se advierte que, en relación con el mapa Magna digital (tomado como standard de calidad en cuanto a referencias geográficas), la cartografía de Pons (1982) adolece de problemas de georeferencia (para la digitalización de la imagen de su mapa geológico de Burguillos del Cerro se buscó la mejor concordancia del perímetro de Burguillos según esta imagen con el del mapa Magna digitalizado).

El mecanismo de emplazamiento del plutón de Burguillos del Cerro sería similar al descrito por este autor para los complejos de Valencia del Ventoso y Brovales: ascenso diapírico y desarrollo lateral, más modesto el primero y más importante el segundo al tratarse de un cuepo más denso, por lo que Burguillos tendría una forma más aplastada, cóncava, en contraste con los anteriores, más o menos convexos. En definitiva, Pons (1982) sugiere un entorno tectomagmático común para Burguillos del Cerro, Valencia del Ventoso y Brovales: zonación petrográfica inversa y relaciones con el encajante similares, continuidad en la serie calcoalcalina desde Burguillos a Brovales, mismo magma padre de carácter toleítico tipo intraplaca (la evolución calcoalcalina posterior de los líquidos magmáticos la justifica por contaminación y/o hidratación), mismos caracteres estructurales (estructuras ya fluidales o de emplazamiento forzado, ya acumuladas), mismo mecanismo de emplazamiento sintectónico (de edad Viseense, 320-340 Ma).

En cambio, para García-Casquero (1991), el macizo de Burguillos del Cerro es un complejo que agrupa cuatro asociaciones magmáticas geoquímicamente independientes (gabroica, feldespática, diorítica, y granítica), con un cortejo de rocas desde ultrabásicas a graníticas, en intrusiones superpuestas en un abanico temporal probable Cámbrico-Carbonífero. La cartografía del complejo de Burguillos sería bastante diferente de la sugerida por Pons (**figura 47**). Lo mismo ocurre con la arquitectura del plutón: se trataría de lo que podría denominarse una gran brecha ígnea remodelada por la intrusión diorítica que ha arrastrado hacia arriba megaenclaves de las intrusiones Cámbricas gabroica y feldespática. En cambio, respecto a la arquitectura, obsérvese que para Pons (1982), es obvio el emplazamiento de granitoides mediante fuerzas gravitatorias o "buyoancy forces" (sin embargo "le probleme de l´ascension des plutones basiques reste entier", pag 425). Para García-Casquero (1991), los gabros pertenecerían a la misma serie moderadamente alcalina de todo el magmatismo cámbrico de la región.

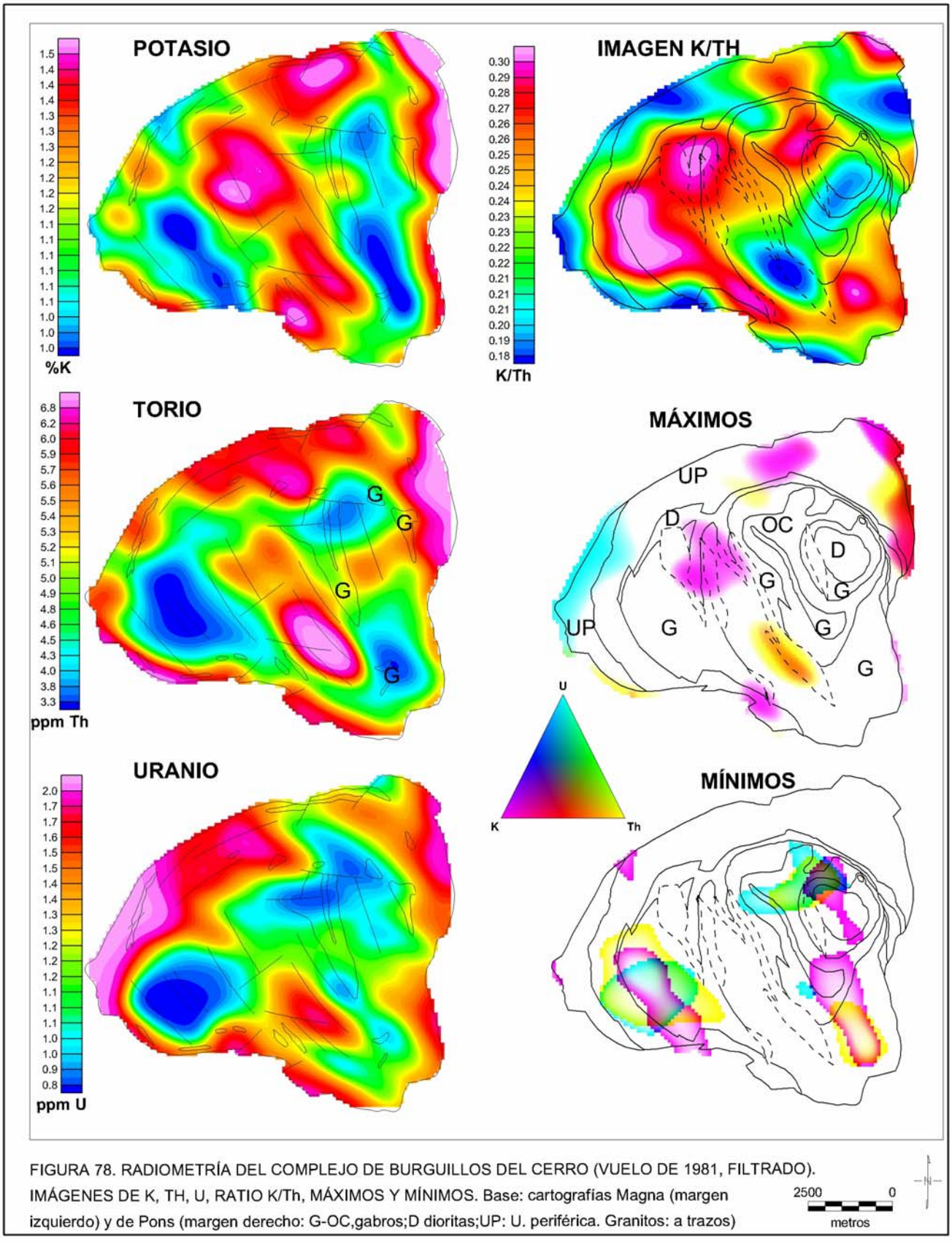


FIGURA 78. RADIOMETRÍA DEL COMPLEJO DE BURGUILLOS DEL CERRO (VUELO DE 1981, FILTRADO). IMÁGENES DE K, TH, U, RATIO K/Th, MÁXIMOS Y MÍNIMOS. Base: cartografías Magna (margen izquierdo) y de Pons (margen derecho: G-OC,gabros;D dioritas;UP: U. periférica. Granitos: a trazos)

6.4.1. CARTOGRAFÍA RADIOMÉTRICA DEL COMPLEJO DE BURGUILLOS DEL CERRO

6.4.1.1 Datos reprocesados

Los datos radiométricos de los vuelos de la JEN de 1981-82 en el plutón de Burguillos del Cerro (v.g., mapa ternario en **figura 44**) son problemáticos. Estos datos son el resultado de un reprocesado de las distintas campañas de los mencionados vuelos sobre todo el Macizo Hespérico, reprocesado realizado en 1991. El tratamiento consistió en la recuperación de la traza del vuelo, eliminación de lecturas disparadas (despiking), nivelación de los registros de la líneas del vuelo, mallado de las líneas y filtrado pasa-baja de las mallas resultantes. La nivelación y mallado se efectuaron sobre todo el conjunto de la Hespérica (García Lobón y Granda Sanz, 1993). Las mallas radiométricas obtenidas (**figura 78**) son controvertidas, especialmente por su estrecho rango dinámico (**tabla XXXII**, rangos de K-Th-U de 0.98-2.07 %, 3.02-8.92 ppm, y 0.63-3.38 ppm, respectivamente; se trata de un problema de registro instrumental), dificultad a la que se añade además la gran separación de lineas de vuelo (1 km frente a 250 m en el vuelo de 1997) y ausencia de líneas de control justamente en el área de Burguillos del Cerro (con un espaciado general de 10 km), que son problemas de diseño de la campaña de 1981-82, campaña que obviamente no es de alta resolución como la de 1997 (ésta sólo cubre poco más del 10% de Burguillos, **tabla XXXII**).

Particularmente insatisfactorios resultan los datos del canal del potasio por su estrechísimo rango de aproximadamente un 1% (escala en **figura 78**) y distribución sesgada, que no se presta al tratamiento de cáculo de promedios de fondo por eliminación de extremos efectuado hasta aquí en los complejos de Valencia del Ventoso y Brovales. No obstante, por homogeneidad en el análisis, se ha seguido el esquema anterior, pero usando las medias y desviaciones no del fondo sino brutas, y estableciendo las anomalías a una desviación típica: máximos de potasio a $K > 1.21+0.16=1.37$ %, mínimos a $K < 1.21-0.16=1.05$%; máximos de torio a $Th > 5.15+0.94= 6.09$ ppm, mínimos a $Th < 5.15-0.94=4.21$ ppm; máximos de uranio a $U > 1.34+0.4 =1.74$ ppm, mínimos a $1.34-0.4=0.94$ ppm (**tabla XXXII**).

Brevemente descritas (**figura 78**), las anomalías de potasio ($K > 1.37$ %) se disponen según directrices NO-SE, a veces interconectadas, centradas, ocupando del orden de 1/5 del plutón (el 18% según la **tabla XXXII**, supra). Estas directrices coinciden en buena parte

con la disposición de los diques graníticos tardíos que atraviesan la unidad central de la cartografía de Pons (estos diques se representan a trazos en la **figura 78**). El resto de anomalías potásicas se ubican en el extremo NO de la unidad periférica de Pons (1982). Todas estas anomalías potásicas deben ser interpretadas en principio como rocas graníticas: no se produce una mejor coincidencia entre los granitos centrales del mapa de Pons (1982) y las anomalías por los problemas de georeferencia y la falta de resolución del vuelo, ambos ya citados. En la unidad periférica, Pons (1982) no separa granitos, pero menciona la existencia de rocas graníticas sobre todo en su extremo Oeste, que no producirían anomalías potásicas, pero si de uranio (**figura 78**). Las anomalías potásicas periféricas del área N-NE sí que coinciden con algunos de los diques graníticos que representa en este área el mapa de Burguillos del Cerro de García Casquero de 1991 (**figura 47**).

El torio y el uranio, a diferencia del potasio, tienden a dar anomalías perimetrales, asentadas en la unidad periférica de Pons (1982). Los máximos de torio (Th > 6.09 ppm) y uranio (U> 1.74 ppm) son apreciablemente más restringidos que los de potasio (ocupan el 12% del plutón los del Th, y 11% del plutón los del U; frente al 18% los del K), pero dado los problemas de registro del vuelo estas diferencias de extensión no tienen por que ser significativas; más que nada se trata de un efecto de ausencia de tierras raras en las rocas ácidas del plutón, sobre todo en los granitos centrales (confirmada por los datos al suelo; compárense los contenidos de U+Th de los granitos de los tres complejos, tabla **XXXI**). Además de esta falta de radiación correspondiente a tierras raras, una segunda característica a destacar del stock de Burguillos del Cerro es su falta de armonía radiométrica centro-periferia: existe tanto o más potasio en el centro que en la periferia, donde el U y el Th suelen algo más ser altos; las anomalías potásicas centrales presentan contenidos de U+Th bajos (sólo una de las anomalías potásicas centrales es a la vez de torio). Además de la relativa ausencia de máximos de tierras raras y su distribución heterogénea respecto a los máximos de potasio, un tercer rasgo consiste en que los máximos de torio sólo se correlacionan parcialmente con alguno de potasio, mientras que en los máximos de uranio no existen firmas de los otros dos elementos.

De todo ello resulta que si globalmente el 30% del plutón es de máximo radiométrico, el bajo nivel de correlación interelemental hace que, aproximadamente, un 10% sea de máximo potásico, otro 10% de máximo de torio y potasio, y otro 10% de máximo de

uranio; las dos primeras áreas son de ocurrencia de diques graníticos, la tercera viene a coincidir con la parte más diferenciada de la unidad periférica de Pons (monzodioritas-granitos del extremo Oeste del plutón, **figura 78**).

Por tanto, a pesar de las limitaciones del vuelo, el mapa de máximos radiométricos confirma diversos aspectos de las cartografías de granitos de Pons (1982) y García Casquero (1991), indicando además las áreas más evolucionadas de la unidad periférica en su extremo Oeste, o en la zona NE del macizo, donde Pons (1982) no los diferencia. Los máximos de tierras raras presentan la triple característica de su escasez, su asimetría centro-periferia, y su baja correlación.

Los mínimos de potasio (K < 1.05%) se sitúan a ambos lados de la faja central alargada de diques graníticos (**figura 78**), abarcando el 14 % del stock. La tendencia de estos mínimos es a ubicarse en la unidad central, ocupando de un modo impreciso las masas gabroideas del mapa de Pons (1982), que no obstante, son bastante más extensas que los mínimos potásicos. Los mínimos de torio (Th < 4.21 ppm, 15% del stock) y uranio (U < 0.94 ppm, 11% del stock), se situan también a ambos lados de la línea de granitos citada, mostrando una correlación elevada; coinciden mejor con mínimos de potasio en la parte SO del plutón. Esta indicación de mayor basicidad de este área SO de Burguillos del Cerro es confirmada por su respuesta magnética y gravimétrica como veremos.

Globalmente, alrededor de un tercio del complejo de Burguillos del Cerro es de mínimo radiométrico, en tres áreas centrales (en la unidad periférica prácticamente no existen mínimos) que vamos a denominar SO, NE y SE: estas áreas deben ser consideradas, en principio, como fundamentalmente de carácter gabroideo por comparación con las cartografías más modernas disponibles (Pons, 1982, García Casquero, 1991, **figura 47**; algunos mínimos radiométricos ocurren sobre dioritas), resultando algo más restringidas que las extensiones de gabros representadas por estos autores (claramente, la disposición geométrica de los diques graníticos centrales evita que las áreas de mínimo radiométrico sean más numerosas).

En resumen, los máximos tienden a delinear los granitos; los mínimos, los gabros: hay que admitir que la radiometría del vuelo de 1981, al no ser de alta resolución como la existente

en Valencia del Ventoso o Brovales, no realiza una aportación tan importante al conocimiento geológico de Burguillos del Cerro como en el caso de los dos complejos citados: sí puede precisar la extensión de ciertas unidades, o contribuir a definir el carácter de zonas cubiertas, pero con limitaciones; por ejemplo, las separaciones litológicas más finas, de rocas intermedias, serían muy dudosas. Ello no sólo se debe a los defectos del vuelo, sino a la propia estructura de los datos radiométricos sobre Burguillos del Cerro, estructura que exhibe una sorprendente falta de correlación. Esta falta de armonía radiométrica hace que la correlación de anomalías entre el K, y el Th o el U, sea pequeña o muy pequeña en los máximos, y media en los mínimos, lo mismo que la correlación entre el Th y U (aunque ésta es mayor en los mínimos). Es por ello que los mapas ternarios de máximos y mínimos del complejo presentan rasgos monoelementales o tonos poco mezclados, lo que en principio, teniendo en cuenta la pérdida de rango, dificulta la asignación litológica, v.g., es complicado decidir el carácter de máximos aislados de K, U ó Th siendo, igualmente arduo discernir el de los mínimos monoelementales. En el caso de los mínimos las correlaciones son algo mejores: si exigieramos la condición de mínimo en dos elementos, las áreas de gabros quedarían restringidas a un sexto del plutón. Las áreas de mínimo en tres elementos, que serían las típicas de gabros, apenas si ocurren en el 6% del macizo, lo que parece indicar la falta de continuidad de los afloramientos de rocas claramente gabroideas frente a un vuelo que no es de alta resolución.

Aunque los datos aeroportados de la **figura 78** no se pueden comparar con mediciones efectuadas en el suelo, si conviene recordar que de acuerdo con éstas (**tabla XXVII**), las rocas gabroideas se podrían calificar como potásicas en general, y con contenidos medio-altos en U y Th (por referencia a los gabros cámbricos del antiforme de Monesterio), por tanto, inseparables radiométricamente de las dioritas más básicas. Si serían diferenciables los gabros de las dioritas centrales más evolucionadas (v.g., las biotítico-anfibólicas BA) por el potasio, y de las dioritas de la unidad periférica por el U+Th. Estas distinciones serían factibles desde el aire con un vuelo de alta resolución; con el de 1981 quizás fuera posible alguna de ellas, localmente (ver más abajo).

Los datos al suelo de rocas ácidas de la **tabla XXVII** confirman que los granitos marcan sobre todo las anomalías potásicas centrales de Burguillos del Cerro. El potasio debería ser el elemento definitorio de las litologías más ácidas de Burguillos, con el 2% de K en

tonalitas, el 3% en granodioritas y 4% en granitos, en promedio, aproximadamente. En cambio, estas tres litologías no presentan contenidos muy diferentes de U y Th, que en general son anormalmente bajos en relación con los tipos equivalentes de Valencia del Ventoso y Brovales (**tabla XXXI**).

En la periferia del stock de Burguillos del Cerro las imágenes radiométricas indican que los granitos pudieran muy bien no ser la litología dominante (más anomalías de U+Th que de K); es notable que en esta zona las anomalías de tierras raras pueden ser causadas por una gran variedad de litologías (hasta dioritas, como se observa en el diagrama U-Th de la **figura 54**).

En general, todos estos rasgos radiométricos se ajustan algo mejor a la cartografía de Pons de 1982 (diques graníticos tardíos más abundantes en el centro con tendencias NO-SE que separan unidades de gabros y dioritas a ambos lados; monzodioritas-tonalitas perimetrales salvo en la parte SE), que a la de García-Casquero de 1991 (diques graníticos dispersos y más escasos, gabros en todo el límite E de la intrusión donde existen respuestas radiométricas altas; no obstante las imágenes radiométricas sugieren la continuidad de los mínimos radiactivos hacia el extremo NE de Burguillos del Cerro, por donde este último autor extiende las rocas básicas).

6.4.1.2 Datos originales

Una imagen radiométrica de mayor resolución que la ofrecida por la **figura 78** puede obtenerse mediante una mallado local de los datos del vuelo de 1981-82 brutos, previos al reprocesado, con nivelación y filtrado pasa-baja incluído, del año 1992.

En el área de Burguillos del Cerro los datos radiométricos aeroportados originales no presentan dificultades ni con la traza del vuelo, ni de puntos disparados: las mallas resultantes (margen izquierdo de la **figura 79**) tienen lógicamente un aspecto más ruidoso que las de la **figura 78**.

En las mallas de K y U existen algunos problemas de nivelación con estos elementos, pues se observan pequeños tramos o hiladas de línea ligeramente más altos que las adyacentes, lo

que tiende a producir rasgos (sobre todo mínimos) en la dirección de vuelo (N20E); no obstante, no se ha aplicado filtro de decorrrugación alguno. Con ello los rangos radiométricos del potasio y torio prácticamente se doblan (0.77-2.78 % de K en los valores brutos frente a 0.98-2.07% en los filtrados; 1.43-16.1 ppm de Th en los brutos frente a 3.02-8.92 ppm en los filtrados), mientras que el rango del canal de U sufre una alteración más escasa (0.0-3.93 ppm de U en los datos brutos, frente a 0.63-3.38 en los filtrados, **tabla XXXV**).

Algunos aspectos que conviene destacar en las imágenes de la **figura 79** son:

*La gran heterogeneidad del complejo de Burguillos del Cerro se pone de manifiesto en la imagen de potasio. En la unidad central los máximos de este elemento son muy abundantes; como los granitos son siempre potásicos cabe inferir que sus afloramientos son más numerosos, pero no tan continuos, respecto a como los representa Pons (1982). Estas discrepancias pueden estar exageradas por el mallado de un vuelo con líneas a 1 km de separación. También se aprecia que las directrices anómalas suelen ser menos norteadas que la dirección de los diques de Pons (lo que en parte puede deberse a los problemas de georeferencia citados). En cambio, en la unidad periférica, donde el U y el Th tienden a ser altos, se registran bastantes mínimos de K. En cuanto a mínimos, la imagen de potasio no permite perfilar el contorno de las unidades gabroideas del NE de la unidad central (al NE de la línea central de granitos). La imagen es lo suficientemente confusa y afectada por desnivelaciones, como para precisar si, v.g., los tonos intermedios, verdosos, corresponden a las dioritas más evolucionadas, que tienden a ser algo más potásicas, como se ha indicado. No existen mínimos de K tan extensos como los de Th y U; los mayores se ubican al SE de la unidad central y SO del plutón (unidades central y periférica).

Por tanto, la imagen bruta de potasio sólo ofrece alguna precisión adicional respecto a los máximos, pero no facilita la interpretación de los mínimos.

*La imagen original de torio del complejo de Burguillos del Cerro es más homogénea que la de potasio y más interpretable que ésta, especialmente por lo que se refiere a mínimos, al ser menos sensible a desnivelaciones.

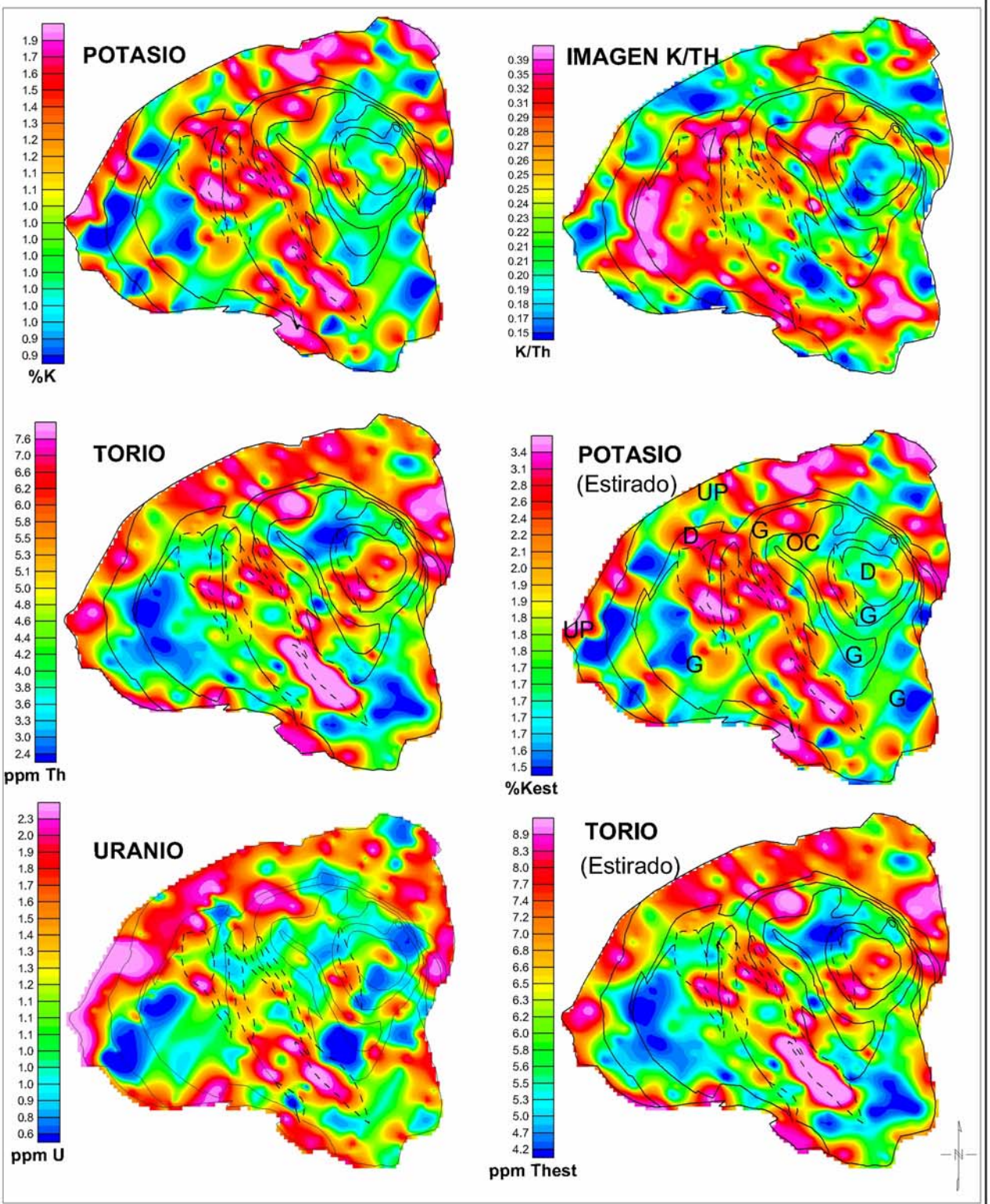


FIGURA 79. RADIOMETRÍA DEL COMPLEJO DE BURGUILLOS DEL CERRO. IMÁGENES DE K, TH, U: DATOS ORIGINALES (VUELO DE 1981, IZQUIERDA). DATOS ESTIRADOS (DERECHA: CENTRO Y ABAJO)
BASE: CARTOGRAFÍA DE PONS (1982), SIMPLIFICADA
(G-OC, gabros; D dioritas; UP : U. periférica. Granitos: a trazos)

Los máximos de Th tienden a seguir los afloramientos de granitos centrales, pero se observa que buena parte éstos no produce máximos. Por ello, las anomalías son discontinuas, en forma de puntos altos dispersos.

Los niveles intermedios de torio sí que podrían proporcionar alguna indicación de separación entre ciertas dioritas y los gabros, pues las dioritas periféricas y las centrales más evolucionadas (biotítico-anfibólicas), con contenidos medios, o incluso mínimos, en potasio, tendrían contenidos en Th relativamente mayores, lo que quedaría reflejado en ciertos mínimos (obviamente no potásicos) de la imagen de K/Th.

Existen tres mínimos importantes de torio situados en tres vértices de la unidad central: vértice N-NE (gabros ojo de culebra OC), vértice SO (de extensión similar que los gabros azules G de Pons, 1982, aunque algo desplazado respecto a éstos), y vértice SE (más restringido que los gabros azules de Pons). Obviamente los gabros serían indiscernibles unos de otros por este elemento. Estos mínimos de torio son la información más utilizable de los datos radiométricos en bruto, por lo que se van a trasladar a los mapas geofísicos de síntesis que se describirán más adelante.

*La imagen de uranio es tan, o incluso, más problemática que la de potasio por lo que respecta a desnivelaciones. En general, muestra los menores contenidos de este elemento en Burguillos del Cerro, especialmente en la Unidad central en relación con los bastante más extensos máximos de K. Se manifiesta así de nuevo la falta de armonía radiométrica de Burguillos, ahora en los datos brutos: falta de K en la periferia, donde el U y el Th suelen ser altos en todo el cortejo de rocas graníticas (incluso en las cuarzodioritas); anomalías potásicas de los granitos biotíticos en el centro en muchos casos con contenidos bajos U y Th en ellas.

*La falta de armonía radiométrica del plutón de Burguillos del Cerro acarrea la ambigüedad del ratio K/Th. Este ratio tiende a deprimirse con el avance de la evolución magmática, por incremento del Th respecto al K, tanto en la familia de las rocas básicas por un lado, como en la de rocas ácidas por el otro. En efecto, en el caso de Burguillos los gabros, de por sí potásicos, presentarían en general un ratio más elevado que lo que probablemente son las dioritas más evolucionadas, pero los máximos de este ratio están contaminados por

respuestas potásicas bajas en Th debidas a granitos en la unidad central. En la unidad periférica el comportamiento del ratio es también errático.

Para tratar de solucionar la pérdida de rango de los datos del vuelo de 1981 y hacer algún intento de comparación con medidas al suelo, y tratar así de aclarar en algún extremo la interpretación de los datos radiométricos aeroportados, se efectúo el traslado de rangos desde las mallas brutas de las líneas del vuelo de 1981 a las mallas de las líneas de 1997. La comparación de rangos se da en la siguiente tabla:

	K (%)			**Th (ppm)**			**U (ppm)**		
	Rango	μ_t	s_t	***Rango***	μ_t	s_t	***Rango***	μ_t	s_t
Vuelo 1997	1.1-4.73	2.53	0.62	4.0-17.1	8.37	2.78	0.3-3.83	1.64	0.66
Vuelo 1982 (filtrado)	0. 98-2.07	1.21	0.16	3.02-8.92	5.15	0.94	0.63-3.38	1.34	0.34
Vuelo 1982 (bruto)	0.77-2.78	1.21	0.31	1.43-16.1	5.03	1.62	0.0-3.93	1.37	0.50
Vuelo 1982	1.33-4.55	2.17	0.57	3.34-16.5	6.57	1.45	0.05-4.20	1.64	0.50

Tabla XXXV. **Rangos, promedios totales μ_t, y desviaciones típicas s_t, de los tres elementos radiactivos naturales en el complejo plutónico de Burguillos del Cerro (valores en malla)**.

La fórmula de estirado es: $E_{es}=(E_b-E_{bmin})*(R_{97}/R_{82b})+\Delta_{97\text{-}82b}$, en la que el valor estirado de cada elemento (K, U, Th), E_{es}, se obtiene mutliplicando el valor bruto de 1982, E_b (corregido por el mínimo de su distribución), por el cociente de rangos de los vuelos de 1997 y de 1982 bruto, y sumando a este resultado la diferencia de promedios de los vuelos de 1997 y de 1982 bruto. Las mallas estiradas ocupan el margen derecho centro e inferior de la **figura 79**: los valores de K sí se alteran, mientras que los rangos de Th y U se modifican ligeramente respecto a los datos brutos (**tabla XXXV**), de modo que para estos elementos se trata de una operación de aproximación a los promedios del vuelo de 1997. En todo caso, las imágenes estiradas conducen la misma información que la de los datos brutos, sin mejoría con relación a éstos.

La comparación entre los valores aéreos "estirados" y los datos espectrométricos al suelo se visualiza en la **figura 80**. Las áreas de los máximos y mínimos representados son las que se

muestran en la **figura 78** (de dos de ellos sólo aparece su contorno). A pesar del estiramiento, la pérdida de rango es importante, afectando sobre todo a los mínimos, especialmente de potasio. Considerando además de esta pérdida, los desplazamientos por integración de respuestas, las nubes de máximos abarcan un espectro litológico desde tonalitas (próximas al 2% K), a granitos (próximos al 4% K); pero no se va a relizar ningún intento de estimación de la extensión de cada litología comprendida en el rango de potasio entre unas y otros. Las nubes de máximos se diferencian por el nivel de correlación entre el K y Th (bajo en los máximos de K y U; falta de armonía radiométrica ya citada). Salvo por lo que respecta al mínimo radiométrico del SO, que integra heterogeneidades potásicas, las nubes de mínimos se encuentran muy agrupadas, lo que dificulta enormemente cualquier intento de separación entre gabros y dioritas ya sea en base al potasio, al torio, o alguna ecuación de regresión entre ambos (tal vez se pueda decir que la banda alta de torio de los mínimos potásicos es diorítica).

En resumen, la zonación radiométrica de máximos y mínimos del vuelo de 1982 permite relizar sólo diferenciaciones generales, extremas, de rocas graníticas por un lado y gabrodioríticas por otro. En el conjunto de las primeras se produce una relativa ausencia de tierras raras y baja correlación interelemental, con distribución asimétrica centro (potásico) - periferia (más alta en tierras raras). En los datos del vuelo de 1981 los gabros y dioritas muestran un estrecho rango de potasio, aspecto esencial para su separción radiométrica, que no mejora ni recurriendo a los datos brutos ni a una operación de estirado de los mismos. La imagen de torio original del complejo de Burguillos del Cerro es más homogénea que la de potasio (que muestra la gran heterogeneidad de Burguillos) y más interpretable que ésta, especialmente por lo que se refiere a mínimos, al ser menos sensible a desnivelaciones. Una buena representación superficial de las rocas gabrodioríticas debe obtenerse a través de los mínimos de torio (brutos), orlados o extendidos por mínimos potásico contiguos; en estas áreas un ratio K/Th más deprimido puede indicar más concretamente que se trata de las dioritas más evolucionadas. Dadas las deficiencias (de registro y nivelación) y limitaciones (de espaciado de líneas) de los datos radiométricos aeroportados, y la estructura de los datos al suelo, la intepretación de los datos de campo potencial adquiere una especial significación en el complejo de Burguillos del Cerro como se va a ver a continuación.

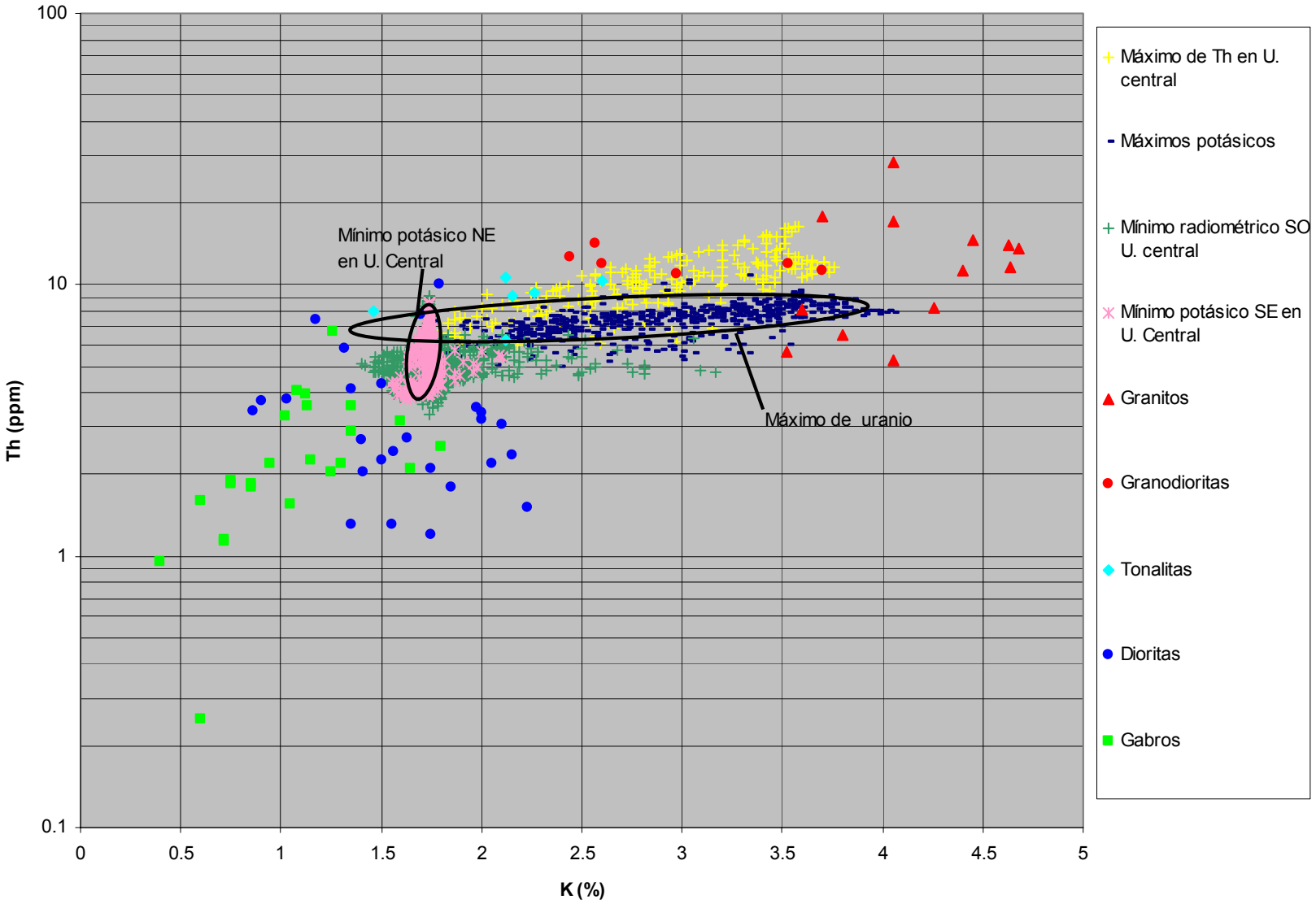


Figura 80. Complejo de Burguillos del Cerro: diagrama Th-K de zonas espectrométricas aeroportadas y valores radiométricos en tierra

6.4.2. CARTOGRAFÍA DE CAMPOS POTENCIALES DEL COMPLEJO DE BURGUILLOS DEL CERRO

Desde el punto de vista de anomalías de campo potencial el complejo de Burguillos del Cerro se caracteriza por presentar respuestas con dos rasgos bien definidos: intensidad muy elevada y homogénea a nivel regional y gran simetría circular con notable cartografía del perímetro del plutón. Esto se observa claramente, por ejemplo, en las **figuras 36 y 37**, en el contexto de todo el antiforme de Monesterio, ó en las **figuras 42** y **43,** en el contexto de los complejos ígneos zonados que venimos estudiando, donde las anomalías ofrecen un aspecto muy homogéneo, con una simetría y coincidencia magnetismo-gravimetría casi perfecta. Esas anomalías son observables en mapas macroregionales a escala peninsular (Ardizone *et al*, 1989, y Mezcua *et al*, 1996, mapas aeromagnético y gravimétrico de España, respectivamente).

A nivel de detalle, en mallas restringidas al perímetro del complejo, las anomalías se representan en la **figura 81**, donde se aprecia que, conservando sus rasgos más importantes, exhiben ciertas asimetrías y heterogeneidades, sobre todo las magnéticas. Sobre perfil, **figura 82**, las intensidades alcanzan los 25 mGal en gravimetría y los 1500 nT en términos de campo magnético total, niveles que representan 2.5 veces los de Valencia del Ventoso y unas 7 veces los de Brovales (si descontamos en éste la anomalía magnética del skarn de las minas de San Guillermo - Sta. Justa).

Existen dos zonas fundamentales en las imágenes de la **figura 81** (centro e inferior):

1) La perimetral exterior de intensidad más baja, inferior a 43700 nT en términos de campo reducido al polo, y 22 mGal en términos de campo gravífico (tonos verdes y azules las imágenes correspondientes). La coincidencia de las zonas de campo bajo gravimétricas y magnéticas es muy elevada, y a su vez la de cualquiera de ellas con la unidad periférica de Pons (dividida por él en dos partes, una interna con dioritas y monzonitas de grano fino, y otra externa con monzodioritas y granitos granudos). La única discrepancia entre los mínimos de la cartografía geofísica perimetral y la de la unidad periférica de Pons (1982), residiría en que los primeros abarcarían toda la corona del plutón; el campo bajo que exhibe

el extremo SE de Burguillos del Cerro, gabroideo según Pons (1982), sería justificable si se supone aquí un volumen modesto de rocas densas y paramagnéticas.

2) La interior, donde se alcanzan las intensidades máximas (43700-44700 nT, 22-27 mGal, tonos amarillos-rojos en las imágenes correspondientes) y que se adapta perfectamente al contorno de la unidad central de Pons (1982), con la salvedad que se acaba de señalar.

Así pues, estas dos zonas de campo potencial, exterior e interior, de geometría circular e intensidad anómala contrastada, representan la división principal periférica-central que Pons (1982) realiza en Burguillos del Cerro. En la zona perimetral exterior no es posible realizar subdivisiones (las pequeñas masas de rocas carbonatadas-skarnificadas del mapa Magna no se perfilan magnéticamente), existiendo solamente algunas tonalidades magnéticas algo más elevadas en el extremo NE del plutón. En cambio, si es posible distinguir varias subzonaciones en el área circular interior, sobre todo de campo magnético que es ligeramente más asimétrico y heterogéneo que el gravimétrico. En efecto, desde la óptica del magnetismo, en la unidad interna existen dos zonas diferencidas, la NE y la SO, divididas por la línea central alargada de granitos que se ubica claramente en posición de mínimo magnético relativo.

UNIDAD INTERNA: ZONA CENTRAL-NE

La zona central-NE exhibe un campo alto (entre 43750 nT y 43950 nT, tonos amarillos y rojos ligeros), pero inferior al que muestra la zona central-SO: las mayores intensidades en este área parece que quieren ajustarse a la disposición cartográfica de los gabros OC de Pons (la moda principal de susceptibilidad de estos gabros es superior a 7500 $*10^6$ ucgs, kmf4= 12264$*10^6$ ucgs, **tabla XXVI**), o a la representación de estos gabros en el Magna; las menores intensidades podrían representar dioritas centrales (biotítico-anfibólicas, moda principal kmf3= 4581$*10^6$ ucgs, tabla citada) algo menos magnéticas que los anteriores. Como el vuelo no es de alta resolución, la cartografía magnética de estas áreas es imprecisa y no son factibles otras subdivisiones, de forma que las litologías mencionadas deben considerarse como mayoritarias a un nivel relativamente próximo a la superficie.

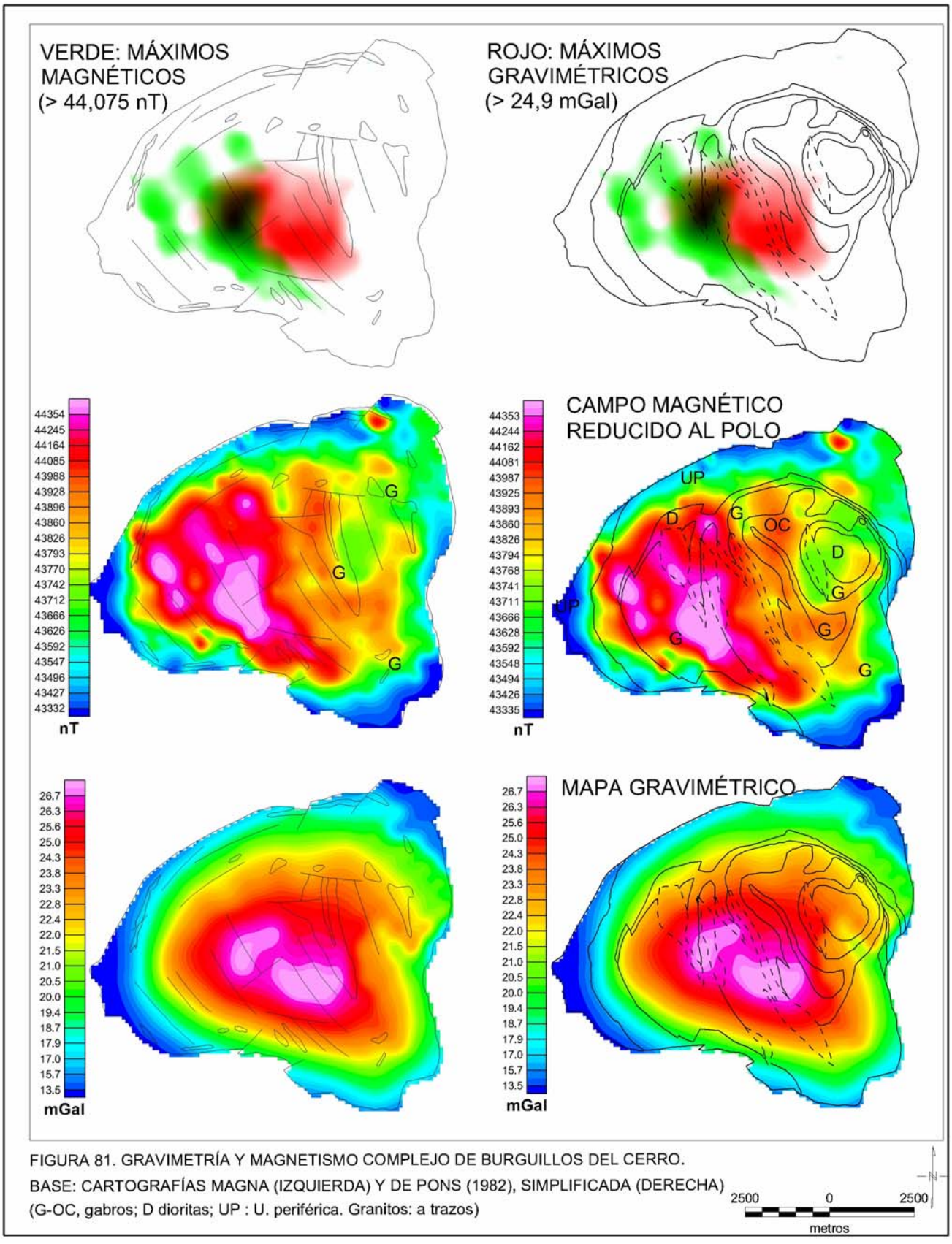
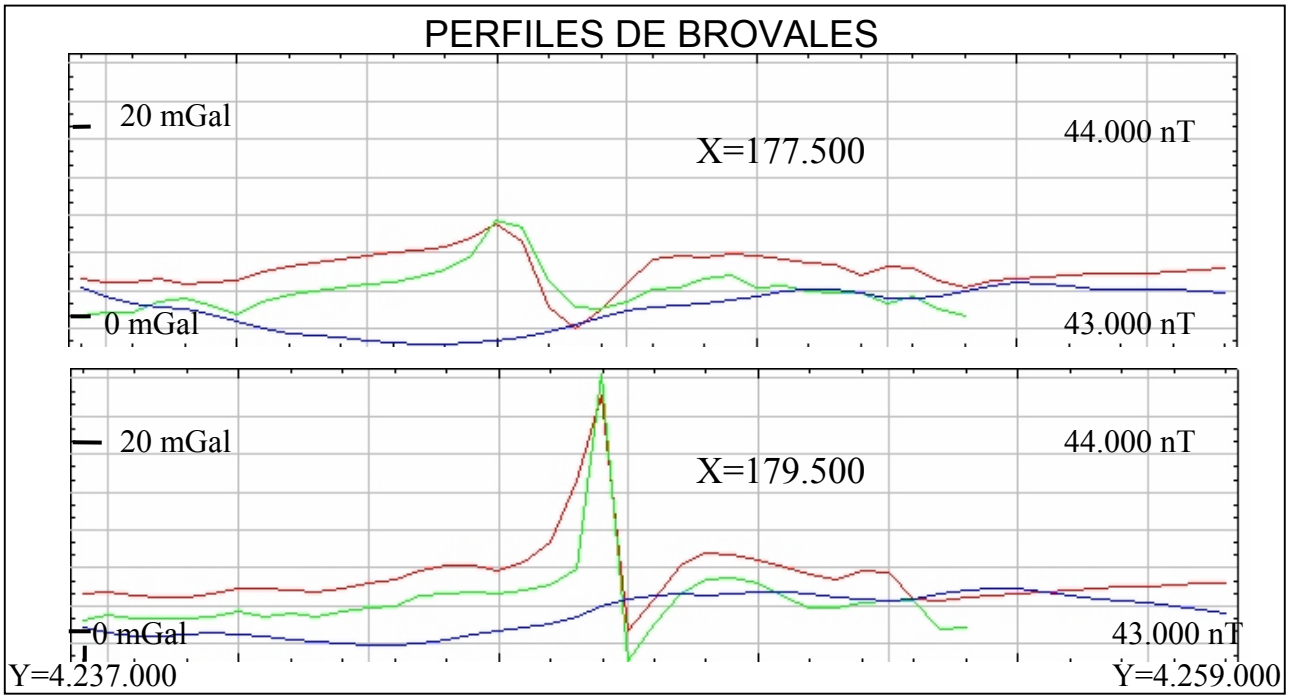
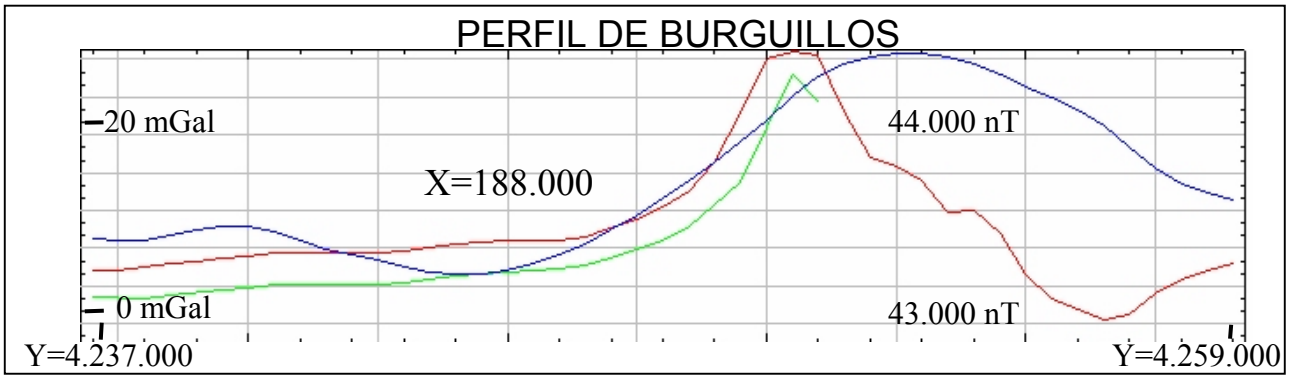


FIGURA 81. GRAVIMETRÍA Y MAGNETISMO COMPLEJO DE BURGUILLOS DEL CERRO.
BASE: CARTOGRAFÍAS MAGNA (IZQUIERDA) Y DE PONS (1982), SIMPLIFICADA (DERECHA)
(G-OC, gabros; D dioritas; UP : U. periférica. Granitos: a trazos)





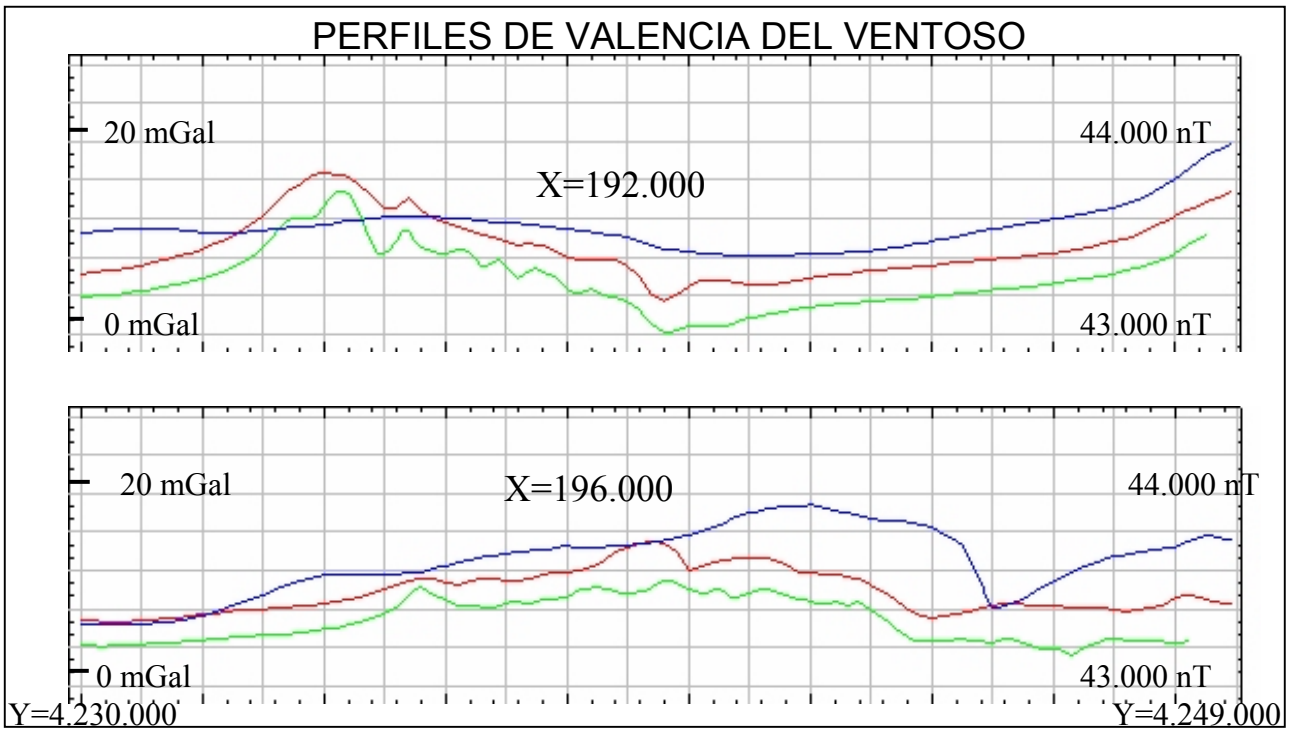


Figura 82. *Comparación de intensidad de anomalías de campo potencial en los complejos zonados (Perfiles representados en figuras 42, 43). Escala vertical: 200 nT/división, 39 mGal/división. Perfil gravimétrico: violeta. Perfil Magnético: verde (vuelo 1997); rojo (vuelo 1982).*

Para estudiar en detalle la correlación entre anomalías magnéticas y gravimétricas, se han preparado las imágenes de la fila superior de la **figura 81** (se ha representado una imagen binaria de los máximos de campo potencial, superiores al percentil del 80%, 44075 nT y 24.9 mGal respectivamente, en verde el campo magnético, en rojo el gravimétrico; la superposición de ambos tipos de máximos aparece saturada, negra, en dichas imágenes).

Se observa que la zona central-NE no exhibe la moda máxima (>44075 nT) de campo reducido al polo, mientras que la anomalía gravimétrica de máximo, casi centrada, presenta un área de intersección con esta zona. Una forma de cohonestar los rasgos magnéticos y gravíficos de esta zona central-NE, es postular que, en efecto, las masas aflorantes de gabros OC (d_m=3.05 g/cm^3) producen las anomalías magnéticas intermedio-altas de esta región (pero aún inferiores a la moda máxima de valores de campo reducido al polo), pero estas masas carecen de continuidad en profundidad en buena medida (más de la mitad de ellas no ocupan posiciones de máximo de gravedad); mientras que gabros menos magnéticos (la moda principal de los "otros gabros" no OC es kmf3= 4650*10^6 ucgs, y su densidad media d_m=2.96 g/cm^3) serían más extensos y profundos en las áreas más centradas en el plutón de esta zona central-NE.

Así pues, en esta zona central-NE se puede admitir que desde el eje granítico diametral de Burguillos (que afecta a la respuesta magnética pero no a la de gravedades, al menos con el nivel de detalle del muestreo gravimétrico realizado, lo que implicaría un desarrollo volumétrico restringido en profundidad) hacia el exterior en sentido NE, se produce una gradación simple de gabros moderadamente ferromagnéticos - gabros muy ferromagnéticos (pero superficiales) - dioritas BA.

UNIDAD INTERNA: ZONA CENTRAL-SO

La zona central-SO, al Oeste de la faja central NO-SE de granitos tardíos, exhibe una serie de anomalías de máxima intensidad, tanto magnéticas (superior al percentil citado de 44075 nT), como gravimétricas (superior al percentil citado de 24.9 mGal), anomalías que además muestran un sector de intersección. Estas anomalías se pueden explicar de un modo similar al usado en la zona NE: el área de intersección podría deberse a la ocurrencia de los gabros más anómalos de Burguillos del Cerro, los gabros OC, que en esta zona SO sí se extenderían en profundidad; las áreas gravimetricas de máximo indicarían la presencia de

gabros menos magnéticos que los ojo de culebra, mientras que las áreas de máximo magnético más externas podrían explicarse ya por la existencia de masas discontinuas de gabros OC, o de dioritas más magnéticas de Burguillos (la moda de susceptibilidades principal de las "otras dioritas" es kmf3 = $4327*10^6$ ucgs, pero exhiben una moda más alta kmf4 = $8984*10^6$ ucgs, su densidad media es d_m=2.87 g/cm^3, **tabla XXVI**). Así pues, en esta zona central-SO se puede admitir que desde el eje granítico diametral de Burguillos hacia el exterior en sentido SO, se produce una gradación equivalente a la mencionada más arriba con gabros moderadamente y muy ferromagnéticos - gabros muy ferromagnéticos (pero superficiales) - dioritas más ferromagnéticas de Burguillos del Cerro. Naturalmente, se trata de dos gradaciones equivalentes simplificadas al máximo, idealizadas; son posibles (y probables de acuerdo con la cartografóia de superficie) mezclas imbricadas de gabros y dioritas desde el núcleo axial gabroideo.

En conclusión, la zona gravífico-magnética más interna, de campo comprendido entre 22-27 mGal y 43700-44700 nT, respectivamente, cartografía la unidad central de Pons (1982), pero las subzonaciones de campo potencial en ella no se ajustan al mapa de Pons, de 1982 (ni, por supuesto, al de Muelas Peña *et al*, 1975): los gabros sólo deben tener extensión en profundidad en la zona más axial del plutón (o central-SO), donde las anomalías superan los 24.5 mGal y alternan gabros ferro o muy ferromagnéticos; hacia la periferia las dioritas deben ser más frecuentes, sin excluir volúmenes restringidos de gabros muy ferromagnéticos. Igual que ocurría con la radiometría, *proceder a una separación de gabros y dioritas en la unidad central de Burguillos del Cerro mediante su cartografía de campo potencial es plantear una tarea irresoluble dadas las características de los datos disponibles y la complejidad existente*: con un vuelo de alta resolución y una gravimetría de más densidad que la realizada (de unos 2 puntos/km^2), se podría precisar más en ciertas áreas, pero en otras encontraríamos la dificultad de la proximidad de las propiedades físicas, densidad y susceptibilidad aparente y concentraciones de radioelementos, de ciertos grupos de gabros y dioritas en Burguillos del Cerro. Por estas razones, a las que habría que añadir la típica ambigüedad geométrica de la fuente que origina la anomalía de campo potencial, el resultado de cartográfica geofísica integrada y de la arquitectura general del complejo de Burguillos del Cerro que se puede inferir de los datos de campo potencial y radiométricos disponibles es uno calificable como de baja resolución, lo que se describe en los dos próximos epígrafes.

6.4.3. SÍNTESIS DE LAS CARTOGRAFÍAS RADIOMÉTRICA Y DE CAMPOS POTENCIALES DEL COMPLEJO DE BURGUILLOS DEL CERRO

En la **figura 83** se representa la síntesis de la cartografía geofísica del complejo de Burguillos del Cerro, sobre la base del mapa de Pons (1982) simplificado. En el margen izquierdo de esta figura aparecen:

-Los máximos potásicos de la imagen bruta (K > 1.52%, 18% del plutón): corresponden a los diques graníticos tardíos centrales, y rocas más diferenciadas de la periferia del macizo de Burguillos de sus extremos Oeste y NE. Para una representación completa de éstas últimas, habría que considerar también los máximos periféricos (extremo Oeste) de uranio. Respecto a los máximos de torio, son bastante más restringidos que los potásicos, cartografiando áreas fundamentalmente coincidentes con las de éstos.

- Los mínimos de torio de la imagen bruta (Th < 3.41 ppm, 20% del stock): se situan a ambos de la línea diametral de granitos del mapa de Pons (1982), concentrándose en tres áreas centrales SO, NE y SE. Serían áreas fundamentalmente gabroideas por comparación con las cartografías más modernas disponibles (Pons, 1982, y García Casquero, 1991, **figura 47**), resultando algo más restringidas que las extensiones de gabros representadas por estos autores (claramente, la disposición de los diques graníticos centrales evita que las áreas de mínimo radiométrico sean más numerosas).

Dada la proximidad radiométrica de los datos en tierra de gabros y dioritas del complejo de Burguillos del Cerro, y la circunstancia de que el vuelo de 1981-82 no es de alta resolución, gabros y dioritas serían radiométricamente indiscernibles en la imagen de mínimos de torio de la **figura 83**. Los mínimos radiométricos de los distintos elementos radiactivos están bastante mejor correlacionados que los máximos: si a los mínimos de torio les añadieramos los mínimos de K/Th (**figura 84,** K/Th < 0.2%), descartando ciertas zonas desniveladas del extremo Oeste y los relacionados con granitos, el mínimo de torio del SO se ampliaría por el Sur, mientras que los mínimos de torio del NE y SE quedarían casi interconectados por los de K/Th (algunos de estos mínimos de ocurren claramente sobre dioritas), y ampliados hacia la periferia Este- NE de Burguillos del Cerro (los mínimos de K brutos, K < 0.9%, 13% del plutón, son inutilizables por la estrechez y falta de resolución de la banda baja del histograma de este elemento).

La condición de mínimo en dos elementos se restringe a un sexto del plutón; las áreas de mínimo en tres elementos, que serían las típicas de gabros, apenas si ocurren en el 6% del macizo, lo que indica la falta de continuidad de los afloramientos de rocas claramente gabroideas frente a un vuelo que no es de alta resolución

-Aunque el ratio K/Th es muy ambiguo en el plutón de Burguillos del Cerro, sus mínimos en áreas centrales (no ubicados en granitos) podrían indicar la ocurrencia de dioritas más evolucionadas.

En las imágenes de campo potencial (margen derecho, centro e inferior de la **figura 83**) existen, como acaba de describirse, dos zonas fundamentales, la exterior de intensidad más baja (inferior a 43700 nT en términos de campo reducido al polo, y 22 mGal en términos de anomalía de Bouguer), y la interior, donde se alcanzan intensidades mayores (43700-44700 nT, 22-27 mGal, tonos amarillos-rojos en las imágenes correspondientes) y que se adapta perfectamente al contorno de la unidad central de Pons (1982). A su vez esta zona interna, se puede subdividir en cuatro subzonas, según se alcancen (una u otra, ambas o ninguna; imagen de la esquina superior derecha de la **figura 83**) las intensidades máximas de campo magnético y gravífico (> 44075 nT y 25 mGal, respectivamente).

La imagen de combinación de máximos de campo potencial sugiere un núcleo gabroideo, pesado, y muy ferromagnético en su área SO, desde el que se produce una gradación en primer lugar hacia dioritas moderadamente ferromagnéticas, ocasionalmente con gabros y dioritas superficiales muy ferromagnéticos, y en segundo lugar, hacia una periferia más ligera y paramagnética. Los diques graníticos centrales perturban ligeramente el campo magnético de Burguillos, pero no su anomalía de gravedad. El área periférica del plutón sería tonalítico-diorítica, y la más externa al Oeste y NE, granítica.

La correlación entre las anomalías radiométricas y de campo potencial puede apreciarse en la misma **figura 83** y con más detalle en la **figura 84**. Los granitos, causantes de las anomalías radiométricas de máximo, no afectan a los máximos gravimétricos y magnéticos centrales del plutón, de aquí que la extensión en profundidad de las masas graníticas no deba ser importante. En cambio, perturban la emisión radiométrica del complejo, impidiendo que todo el núcleo más denso del plutón sea de mínimo radiactivo. De aquí que

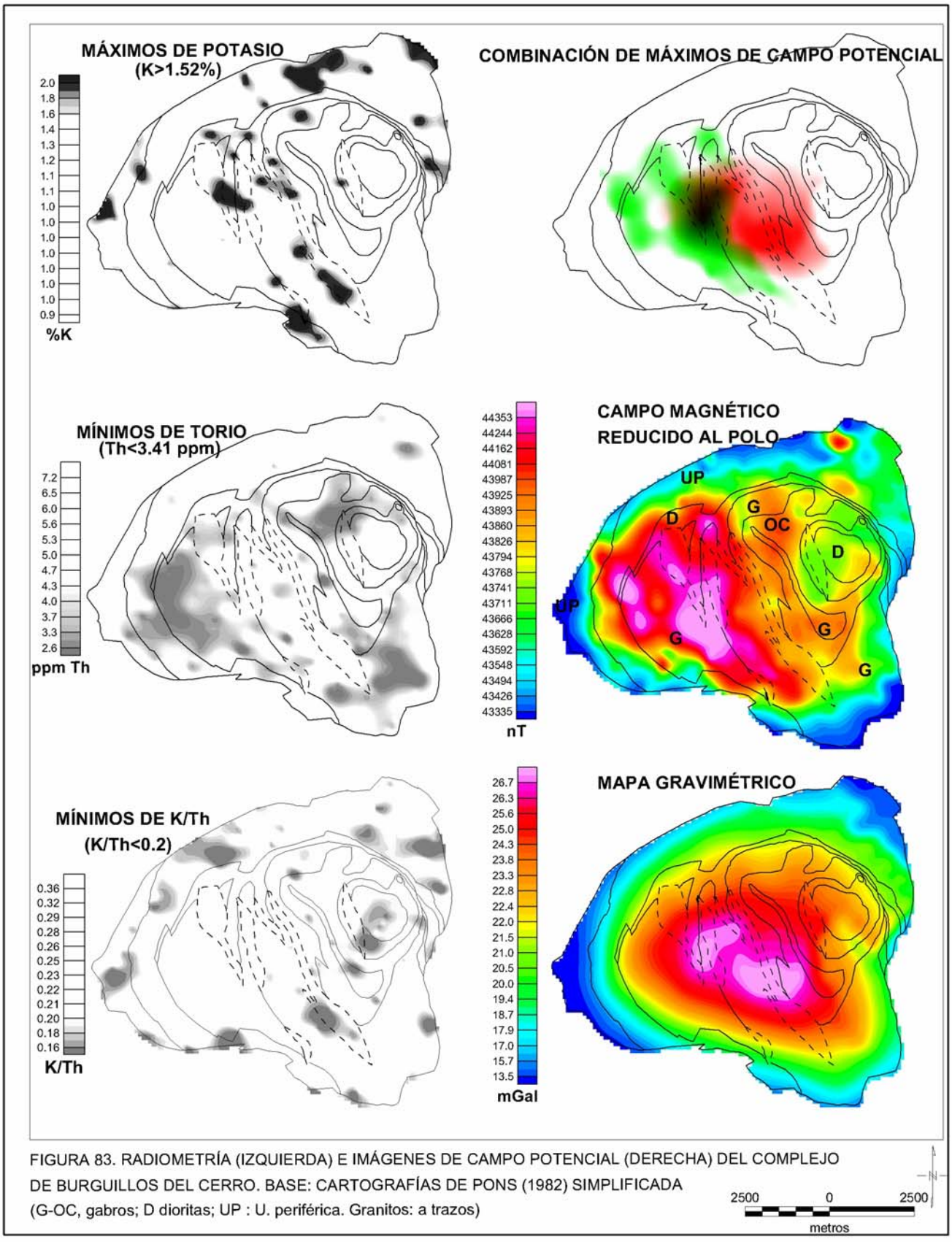
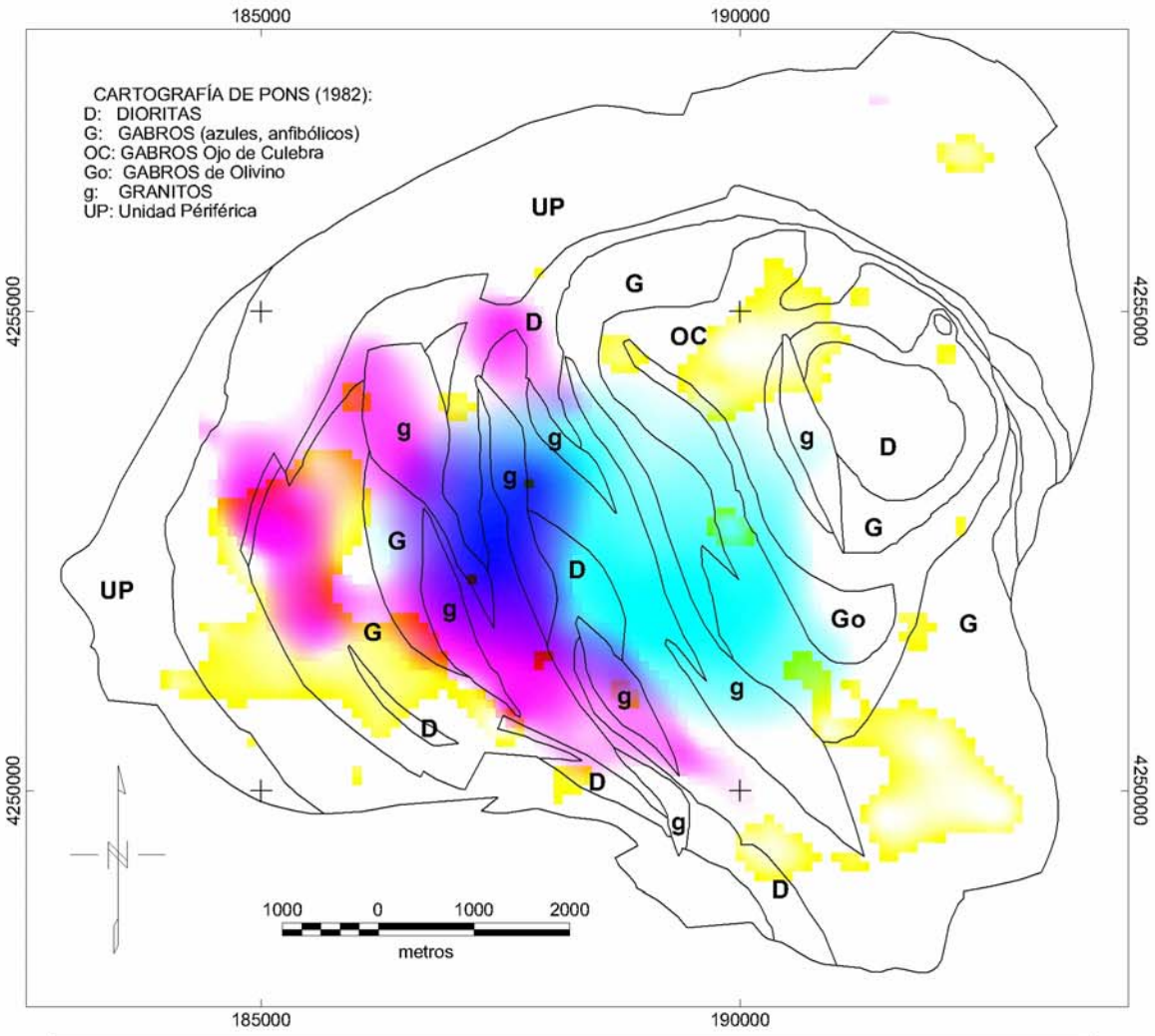
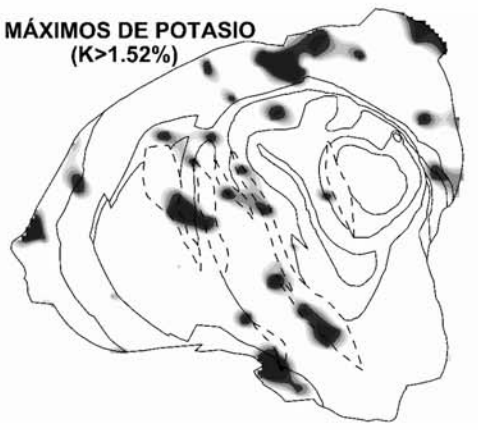


FIGURA 83. RADIOMETRÍA (IZQUIERDA) E IMÁGENES DE CAMPO POTENCIAL (DERECHA) DEL COMPLEJO DE BURGUILLOS DEL CERRO. BASE: CARTOGRAFÍAS DE PONS (1982) SIMPLIFICADA (G-OC, gabros; D dioritas; UP : U. periférica. Granitos: a trazos)





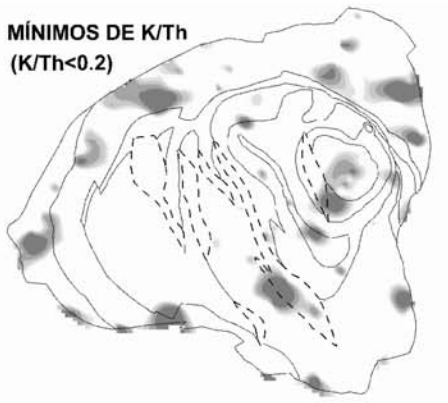


FIGURA 84. SÍNTESIS DE CARTOGRAFÍA GEOFÍSICA INTEGRADA DEL COMPLEJO DE BURGUILLOS DEL CERRO. ARRIBA: IMAGEN TERNARIA DE MÁXIMOS DE CAMPO POTENCIAL Y MÍNIMOS DE TORIO. BASE: MAPA DE PONS DE 1982. ABAJO: MÁXIMOS DE POTASIO (IZQUIERDA) Y MÍNIMOS DEL RATIO POTASIO/TORIO (DERECHA)

los mínimos de torio tiendan a ser perimetrales respecto al máximo central de gravedad (**figura 84**).

Las coincidencias entre la radiometría y el magnetismo son mejores, pero sólo sirven para concretar aspectos parciales de la cartografía de superficie del complejo: así toda la zona SO de Burguillos del Cerro de campo magnético alto vendría a coincidir con el mínimo de torio cuando dejan de ocurrir los granitos tardíos, pero no se podría asegurar el carácter litológico ni siquiera de las áreas de intersección de los mínimos de torio y los máximos magneticos, pudiendo tratarse de gabros o dioritas. En el centro de la mitad Este-NE del complejo de Burguillos del Cerro el tipo de campo magnético existente, coincidiendo con un mínimo de K/Th, podría cartografiar dioritas (**figuras 83** y **84**). Las áreas circundantes de estas dioritas, algo más ferromagnéticas podrían ser gabroicas, y constituirían las rocas causantes de los mínimos radiométricos (de torio y potásicos) de esta región. Estos aspectos confirmarían la cartografía de Pons (1982) de este sector. Esto no es más que una hipótesis pues tanto las intensidades magnéticas como las radiométricas son compatibles con combinaciones diversas de gabros y dioritas también en toda esta zona E-NE, como ocurre en la SO.

En definitiva, la gradación sugerida por los datos de campo potencial desde un núcleo gabroideo, pesado, y ferromagnético a la que se aludía más arriba, es concordable con la emisión radiométrica de superficie (con la excepción de los máximos radiométricos causados por los granitos centrales); la zonación radiométrica de máximos y mínimos del vuelo de 1982 permite realizar sólo diferenciaciones generales, extremas, de rocas graníticas por un lado y gabrodioríticas por otro, precisando si se quiere aspectos concretos de la extensión de unas y otras en zonas cubiertas si se supone meteorización in-situ, pero las distinciones de términos básicos (e intermedios) serían muy dudosas. Se insiste de nuevo en que *proceder a una separación litológica general en el complejo de Burguillos del Cerro, en particular de gabros y dioritas en la unidad central, mediante su cartografía radiométrica y de campo potencial es plantear una tarea irresoluble dadas las características de los datos disponibles y la complejidad existente.* Esta ambigüedad de cartografía geofísica de superficie afecta también a la arquitectura global de la intrusión, donde un amplio espectro de configuraciones de hibridación de gabros y dioritas serían compatibles con las señales de campos potenciales exhibidas por el complejo.

6.4.4. MODELOS BIDIMENSIONALES DEL COMPLEJO PLUTÓNICO DE BURGUILLOS DEL CERRO

Respecto al problema de la configuración arquitectónica del stock de Burguillos del Cerro ya se señaló que tanto desde un punto de vista cartográfico, como desde la consideración del modo de emplazamiento, para Pons (1982), Burguillos es en esencia una masa gabroidea de geometría discoidal y estructuración relativamente sencilla en cuanto gradación litológica desde un núcleo más básico hacia una periferia más ácida, mientras que para García Casquero (1991) la asociación diorítica habría remodelado la forma del plutón, que tendría una geometría más enraizada y una estructuración litológica mucho más compleja, con una imbricación importante de sus tipos litológicos (a nivel de descripción cualitativa general, **figura 47**).

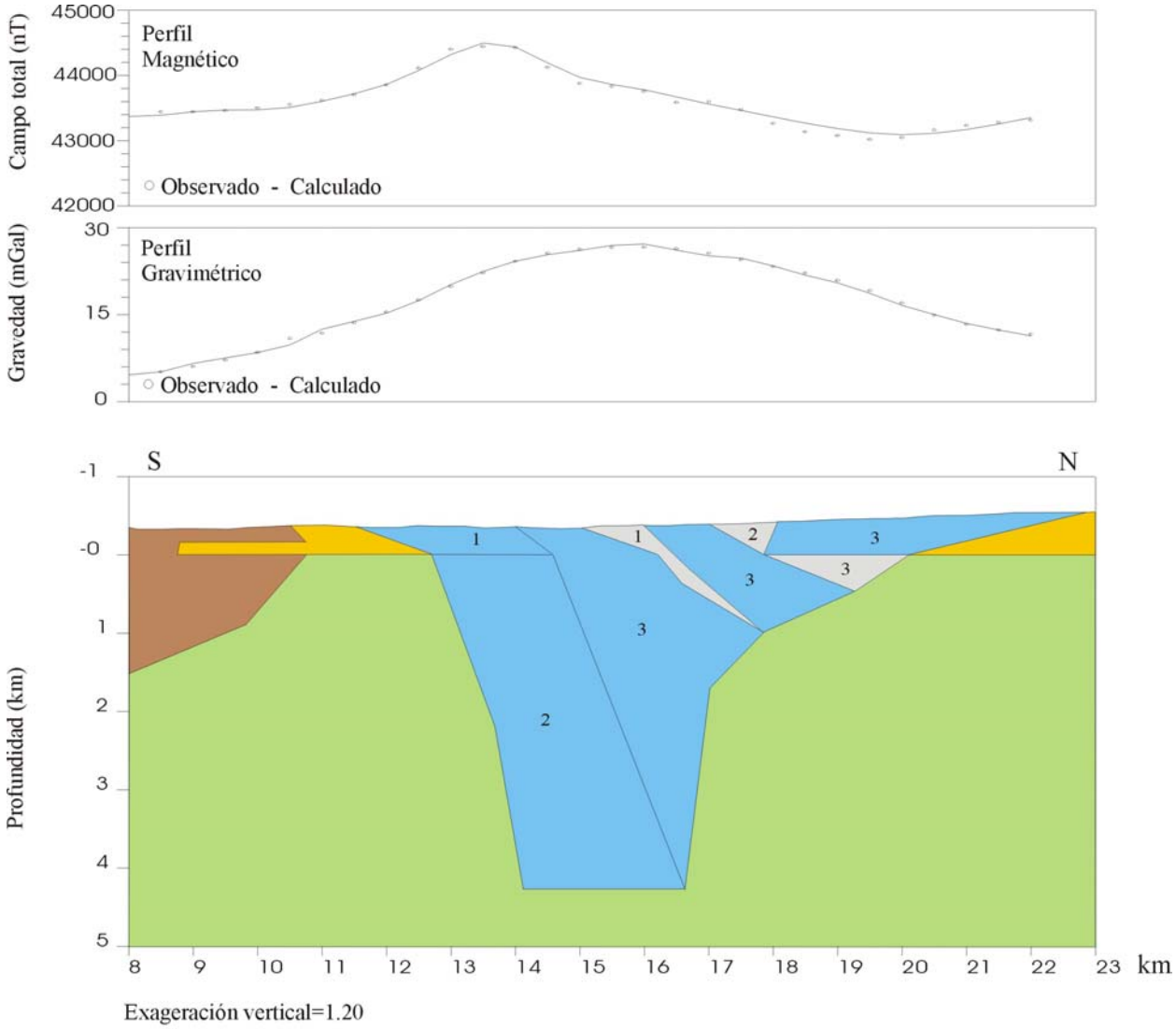
Desde el punto de vista de cartografía del subsuelo, los métodos de campo potencial, dentro de la ambigüedad mencionada, ofrecen dos soluciones que podríamos considerar "extremas" de la geometría general del plutón de Burguillos del Cerro:

*Solución diorítica (**figura 85**): el complejo de Burguillos del Cerro sería fundamentalmente una masa de dioritas, en forma de gran chimenea, desarrollada superficialmente hacia el Norte, enraizada hacia el Sur hasta unos 4.5 km de profundidad. En el modelo, el cuerpo diorítico principal es de densidad uniforme (d=2.86 g/cm^3, media de densidad de todas las dioritas de Burguillos) y tres modas de susceptibilidad (por orden de importancia, de 10.500, 180 y 16.000*10^6 ucgs, éste último valor resulta algo exagerado para la moda más alta de las "otras dioritas" de Burguillos). Existe una masa gabroidea central no muy extensa (de menos de 1 km de diámetro, el máximo gravimétrico de la **figura 81** tiene un diámetro unas 2.5 veces superior), pesada y muy ferromagnética (con d=3.00 g/cm^3, media de densidad de todos los gabros de Burguillos, y k=12.000*10^6 ucgs). Hacia el Norte de estos gabros centrales existen dioritas paramagnéticas y diversos cuerpos de gabros ferro y paramagnéticos (d=3.00 g/cm^3, k=3.000 y 200*10^6 ucgs). Finalmente, Burguillos del Cerro estaría rodeado por zonas de skarn ferromagnéticas.

*Solución gabroidea (**figura 86**): el complejo de Burguillos del Cerro sería fundamentalmente una masa de gabros, de forma de trapezoide (casi discoidal), bastante simétrica, enraizada hasta unos 2 km de profundidad. El diámetro de este disco sería de

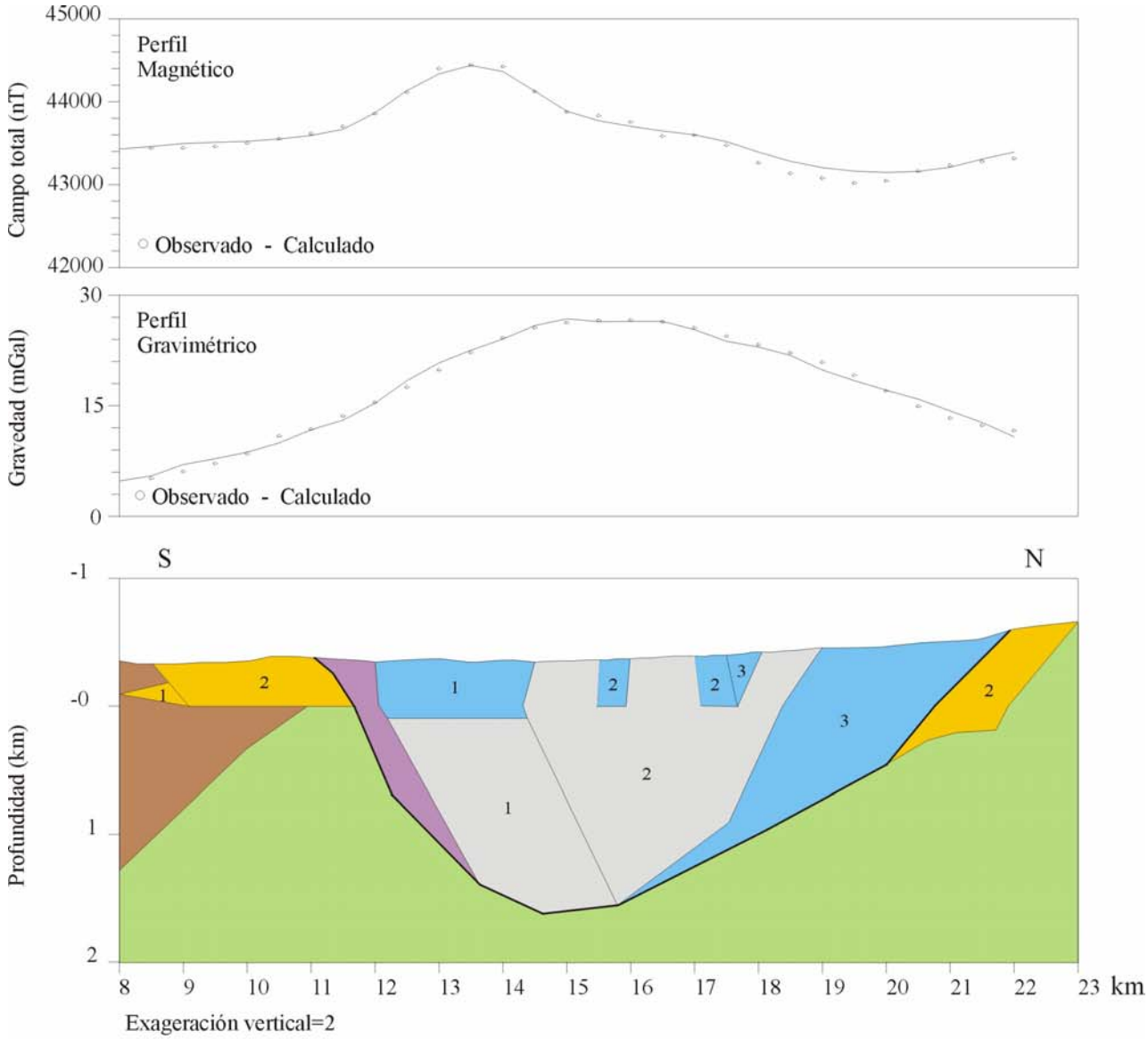
unos 5 km, bastante ajustado (algo inferior) al tamaño de la unidad central de Pons (v.g., **figura 81**). En el modelo, el cuerpo gabroideo es de densidad uniforme (d=3.00 g/cm^3, media de todas las muestras de gabros), presentando dos modas de susceptibilidad (de 2.000 y 13.000*10^6 ucgs, respectivamente). Superficialmente, alternando con los gabros, existen varias placas de dioritas (todas con d=2.86 g/cm^3), ferromagnéticas al Norte (k=9.000*10^6 ucgs) y muy ferromagnéticas al Sur (k=16.000*10^6 ucgs). Además de la unidad central gabroidea, el modelo contempla una unidad periférica tonalítico-diorítica ferromagnética al Sur, poco desarrollada, y diorítica paramagnética (k=200*10^6 ucgs), bastante más desarrollada, al Norte. Finalmente, Burguillos del Cerro estaría rodeado por zonas de skarn ferromagnéticas.

Se trata de dos modelos tipo, simplificados al máximo en cuanto tipos rocosos (v.g., no se contemplan ni granodioritas ni granitos), heterogeneidad de propiedades (simplificación de modas en conjuntos muy polimodales), y sobre todo, en cuanto a la mezcla o imbricación de todo el espectro de litologías de Burguillos del Cerro: en el modelo de dioritas estas rocas alcanzarían un volumen de unos 80 km^3 (tres cilindros de 4.5, 3, y 1.5 km de radio aproximado, y 0.5, 1 y 3 km de espesor, respectivamente) mientras que el volumen de gabros sería anecdótico (< 4% de la cifra anterior); en el modelo gabroideo el volumen de estas rocas en la U. central sería de unos 40 km^3 (π*2.5^2*2 km^3), a los que añadir unos 35 km^3 de dioritas en la unidad periférica (placa anular de 12x2x1.5 km^3). En el primer caso la densidad sería el 96% de la del segundo, con un volumen del 107% del de éste. Naturalmente, son posibles una miríada de combinaciones de gabros y dioritas para reproducir las anomalías de campo potencial de Burguillos del Cerro, ambos con caracteríticas petrofísicas capaces de originarlas. Las anomalías de Bouguer (**figura 81**) parecen sugerir una situación intermedia entre la de los modelos extremos, con una unidad gabroica central bastante más amplia que la del modelo diorítico, pero más restringida que la del modelo de unidad central gabroidea de Pons (1982). En todo caso, aun predominado globalmente las dioritas en modelos de tipo intermedio, los gabros tendrían más importancia en el complejo de Burguillos del Cerro de lo que las visiones restrictivas de su cartografía geológica superficial les otorgarían (en el sentido de su ocurrencia a modo de "hiladas" dispersas de rocas de extensión muy reducida).



Litología	Densidad (g/cm³)	Susceptibilidad (ucgs)		
		1	2	3
Gabros	3.00	0.012	0.003	0.0002
Dioritas	2.86	0.016	0.0105	0.00018
Rocas de Skarn	2.80	0.009		
Serie Negra Superior	2.59	0.00005		
Basamento (Fm. Montemolín)	2.67	0.001		

Figura 85. Modelo magnético y gravimétrico del complejo de Burguillos del Cerro: SOLUCIÓN DIORÍTICA (Perfil Norte-Sur: X=188,000; Yi=4,245,000 – Yf=4,259,000)



Litología	Densidad (g/cm³)	Susceptibilidad (ucgs)		
		1	2	3
Gabros	3.00	0.013	0.002	
Dioritas	2.86	0.016	0.009	0.0002
Monzodioritas y Tonalitas	2.80	0.0024		
Rocas de Skarn	2.75	0.030	0.009	
Serie Negra Superior	2.59	0.00005		
Basamento (Fm. Montemolín)	2.67	0.0001		

Figura 86. Modelo magnético y gravimétrico del complejo de Burguillos del Cerro: SOLUCIÓN GABROIDEA (Perfil Norte-Sur: X=188,000; Yi=4,245,000 – Yf=4,259,000)

6.5. CARTOGRAFÍA GEOFÍSICA DE TRES COMPLEJOS ÍGNEOS ZONADOS DEL ANTIFORME DE MONESTERIO: RESUMEN

1) COMPLEJO PLUTÓNICO DE VALENCIA DEL VENTOSO: CARTOGRAFÍA GEOFÍSICA

El espectro composicional de este plutón abarca desde rocas gabrodioríticas a graníticas con toda una serie de tipos intermedios. Las rocas más ácidas corresponden a un conjunto cuyo rango se extiende desde sienogranitos y monzogranitos hasta granodioritas biotítico-anfibólicas, que tienen tamaño de grano grueso o medio grueso. En las rocas ácidas es relativamente frecuente la presencia de enclaves microgranudos oscuros de composiciones tonalíticas y cuarzodioríticas. En las zonas de tránsito entre los afloramientos básicos y los ácidos se observan relaciones de mezcla y enclavamiento que corresponden a contactos entre magmas no consolidados.

Desde el punto de vista cartográfico, Pons (1982) distingue en este complejo plutónico una unidad central, que constituye el cuerpo principal del mismo. Esta unidad central intruye sobre un pequeño cuerpo de gabros situado en el extremo septentrional (Macizo de Medina de las Torres) y sobre una masa monzodiorítica que se localiza en el extremo Suroccidental (Macizo del Cortijo del Pozuelo). Este autor define en el cuerpo central un zonado asimétrico constituido por la presencia de un núcleo básico de composición diorítica, que está rodeado parcialmente por una zona intermedia monzodiorítica y una externa granodiorítica. El núcleo básico de esta unidad central corresponde a grandes rasgos con el delimitado en la cartografía de la hoja MAGNA de Fuente de Cantos (Garrote Ruiz *et al*, 1983) y en la de Oleaga *et al* (1999), pero en las distintas cartografías del resto de la unidad central existen apreciables diferencias, que son debidas, según los casos, a idealizaciones o a simplificaciones excesivas de la complejidad existente. Esta complejidad es debida al desmembramiento de los materiales básicos e intermedios por las intrusiones monzo-granodioríticas en las que los cuerpos básicos constituyen megaenclaves y masas híbridas complejas.

El análisis estadístico de los datos radiométricos aeroportados pone de manifiesto que este complejo plutónico tiene unas pautas de zonación (**figura 59**) en las que se pueden separar tres grupos de respuestas en función de su intensidad:

a) Mínimos. Son aquellas zonas en las que se verifica la condición de mínimo en cualquiera de los elementos radiactivos: K < 2.84%; ó U <2.16 ppm; ó Th <12.6 ppm. Una de estas zonas corresponde al 'núcleo básico (diorítico)' de la intrusión, distinguiéndose en ella una serie de heterogeneidades definidas por áreas más ricas en elementos radiactivos; otra delinea el afloramiento monzodiorítico del Cortijo del Pozuelo (Pons, 1982) del extremo SO del complejo; y otras, de características más heterogéneas, aparecen como un conjunto disperso, muy imbricado con litologías ácidas, entre el 'núcleo básico' y el afloramiento del Pozuelo, afectado por la falla NO-SE que corta al complejo en dos mitades.

b) Máximos. Son aquellas áreas en las que se verifica la condición de máximo en cualquiera de los elementos radiactivos: K > 3.68%; ó U >3.36 ppm; ó Th >19 ppm. Los máximos circundan irregularmente a los afloramientos más básicos, mostrando mayor extensión en la banda Oeste del complejo. Las litologías representadas en ellas corresponden a monzogranitos y granodioritas (unidad granítica de Pons, 1982). Se encuentran bastante bien definidas en las imágenes del K y sobre todo en la del Th, elemento especialmente útil en la cartografía de los monzogranitos.

c) Zonas radiométricas intermedias. Se han considerado como tales las comprendidas entre los valores citados para las zonas de mínimo y máximo potásico (2.84 % < K < 3.68%). Su geometría es más irregular y su textura más heterogénea, encontrándose comprendidas entre las áreas de mínimos y las de máximos de forma muy dispersa e imbricada. En ellas se encuentra una notable variabilidad litológica (desde dioritas a granitos), con predominio de granodioritas, tonalitas y monzodioritas.

El plutón de Valencia del Ventoso, además de caracterizarse por la zonación radiométrica descrita, presenta también una espectacular zonación magnética y gravífica, a grandes rasgos, según un bandeado que sigue el eje NE-SO principal del stock. Toda la mitad Oeste del complejo exhibe campos potenciales bajos (43100-43250 nT, 7-9 mGal, **figura 64**), mientras que en su mitad Este existen intensas anomalías con tendencias SO-NE; las magnéticas alcanzan los 400-500 nT (valores de campo del orden de los 43600-43700 nT), y las de gravedad los 12 mGal en la mitad Sur y los 19 mGal en la mitad Norte de esta banda Este. Estas anomalías se prolongan desde el Sur de la unidad circular de la cartografía Magna hasta las inmediaciones de la zona del Pozuelo. Por tanto, puede

hablarse de unas *anomalías magnéticas y de gravedad que muestran un elevado grado de coincidencia, ambas arealmente extensas (gradiente muy amplio), intensas y complejas, en cuanto integradas por anomalías superpuestas provenientes de diversas fuentes a diversas profundidades*. *La polimodalidad magnética y gravimétrica del stock es clara*.

Los máximos magnéticos del complejo marcan muy bien las zonas de abundancia de litologías monzodiorítico-tonalíticas, apreciándose un alto grado de coincidencia entre estos máximos y ciertos mínimos o zonas radiométricas intermedias. En cuanto a la zonación gravimétrica, las monzodioritas y tonalitas pueden dar lugar a anomalías gravíficas moderadas, como las que se localizan en varias zonas de la mitad S-SO del complejo, que coinciden con anomalías positivas magnéticas salvo en la zona de afloramiento de la unidad del Cortijo del Pozuelo. Las anomalías magnéticas más intensas sobre el núcleo intermedio-básico de la zona septentrional del complejo deben ser causadas por materiales monzodioríticos, pero las anomalías gravimétricas en este área son demasiado fuertes para ser debidas a estos materiales, y el mapa de anomalías de Bouguer sugiere la existencia en profundidad de una masa considerable de rocas más densas, posiblemente gabroideas, lo que es confirmado por los modelos bidimensionales. En el extremo SO, en la zona de afloramiento de la unidad del Cortijo del Pozuelo, la cantidad de materiales gabroideos, si existen, debe ser poco importante en función de la anomalía gravimétrica observada. En cambio, en el extremo NO del complejo (Unidad de Medina de las Torres), la anomalía registrada indica la presencia en profundidad de rocas básicas densas.

Desde el punto de vista de cartografía del subsuelo, los perfiles de campo potencial interpretados ponen de manifiesto (**figuras 65** y **66**), igual que los datos radiométricos superficiales, la gran imbricación de litologías existente en Valencia del Ventoso, informando además de la geometría global del plutón. Así, en su mitad SO, el complejo aparece como un lacolito de espesor hectométrico (400-600 m de profundidad), granítico en la banda NO de esta mitad, y con un núcleo más básico (diorítico-monzodiorítico) en su banda SE, que se va gradando hacia rocas más ácidas en la periferia. En esta banda SE el complejo es prolongable (unos dos kilómetros) bajo la cobertera metamórfica (Serie Negra). En la mitad NO del complejo, la intrusión se encuentra más enraizada (hasta 1.5 km de profundidad aproximadamente), y el predominio de los materiales básicos es mucho mayor: dentro de esta mitad NO del complejo, la parte Sur es fundamentalmente

monzodiorítica, en el centro existe una importante masa gabrodiorítica, mientras que el desarrollo de los monzogranitos al Norte es mucho más reducido que en la mitad SO del stock. La modelización gravimétrica, a pesar de su ambigüedad intrínseca, usando esquemas consistentes con la información superficial, y con el control de densidades obtenido en el muestreo de petrofísica, es fundamental para comprender la arquitectura general del complejo de Valencia del Ventoso, como también va a ocurrir en Brovales y Burguillos del Cerro.

2) COMPLEJO PLUTÓNICO DE BROVALES: CARTOGRAFÍA GEOFÍSICA

Brovales es un cuerpo plutónico relativamente complejo constituido por un conjunto litológico que composicionalmente fluctúa entre tonalitas y granitos, cuya distribución en afloramiento es bastante irregular. Así, los materiales más básicos predominan en el Norte del apéndice meridional del macizo, pero también se encuentran en el extremo septentrional, en la zona situada al Este y NE de la cola del embalse de Brovales. Las rocas granodioríticas quedan bien representadas en la zona septentrional del macizo y constituyen los importantes resaltes topográficos situados en el borde noroccidental del mismo, al SO del embalse de Brovales, y en su parte central-este. Los afloramientos de granodioritas pueden constituir importantes relieves con buenos asomos de roca viva. Las rocas graníticas más ácidas se localizan en diversas áreas periféricas del macizo.

En los datos radiométricos aeroportados se pueden distinguir:

a) Máximos. Son aquellas zonas en las que se verifica la condición de máximo en cualquiera de los elementos radiactivos (K > 3.54 %, U > 3.47 ppm, Th > 17.82 ppm). Los máximos más abundantes son los de U, Th, y K por este orden. La correlación de los valores de las zonas radiométricas de máximo y los datos espectrales al suelo del complejo sugiere que los máximos potásicos, periféricos pero también distribuidos en su interior, serían fundamentalmente graníticos (mayoriarimente, pero con presencia de granodioritas dada la pequeña separación entre unos y otras por este elemento). En las zonas de elevada señal de U (no potásicas) de la parte central-este del macizo deben predominar las granodioritas, pero los granitos son abundantes. Por tanto, si el muestreo al suelo es correcto (sorprende la elevada señal de U+Th de las granodioritas, incluso superior a la de los granitos), la separación radiométrica de granitos y granodioritas es difícil en los máximos, si bien la impresión es que los granitos abundan bastante más de lo que las cartografías disponibles indican, v.g., serían frecuentes de manera dispersa en todo el

plutón, y no periféricos en toda la mitad Norte como indica el mapa de Pons (1982). El máximo magnético más extenso de Brovales coincide aproximadamente (englobándola), no con una zona de radiación intermedia o de mínimos como ocurre en Valencia del Ventoso, sino con el también más amplio máximo radiométrico de U central-este citado antes, que según los datos al suelo correspondería a granodioritas. Por los datos de susceptibilidad sabemos que las anomalías magnéticas son causadas en Brovales mayoritariamente por tonalitas y en segundo lugar por una moda ferromagnética en granitos muestreada precisamente en este máximo. Al ser el máximo magnético central-Este más amplio que la zona de máximo de uranio, puede tratarse de una figura de interferencia con anomalías magnéticas debidas a granitos y tonalitas. Probablemente, por tanto, existe una mezcla de rocas magnéticas (granitos y tonalitas) y paramagnéticas (granodioritas), con distintas firmas radiactivas, aunque predominante de U. El mapa de Bouguer no es de mucha utilidad aquí pues las rocas presentes exhiben contrastes de densidad pequeños, adolece de influencias provenientes de anomalías regionales difíciles de eliminar, y muy posiblemente contiene efectos topográficos añadidos.

b) Zonas radiométricas intermedias (2.54 <%K< 3.54). Se ubican en el apéndice meridional del macizo, pero también se encuentran en el extremo septentrional, en la zona situada al Este y NE de la cola del embalse de Brovales. Corresponden a una mezcla de granodioritas y tonalitas; los valores más bajos de K los presentan entornos próximos ya al embalse de Brovales, ya al curso del río Ardila. En estas áreas es de utilidad el campo magnético de Brovales, bien correlacionado con la radiometría, diferenciando las zonas tonalíticas al Este y NE del embalse de Brovales y al Sur del Ardila.

a) Mínimos (K < 2.54 %, U < 2.23 ppm, Th < 13.59 ppm). Corresponden a las zonas antrópicas del embalse de Brovales y áreas de cultivos aprovechando la red de drenaje del Ardila, y a un par de áreas yuxtapuestas de dioritas y gabros de grano fino. Por la disposición general de las anomalías geofísicas del plutón, las áreas antrópicas son probablemente tonalítico-granodioríticas.

En resumen, los máximos radiométricos deben corresponder a una mezcla de granitos y granodioritas, en la que unos y otras son difíciles de separar por sus ligeras diferencias radiométricas según los datos registrados al suelo. No obstante, éstos sugieren que en los

máximos potásicos deben predominar los granitos, mientras que en los de U lo deben hacer las granodioritas, en unos porcentajes que se han estimado con aproximación en cada una de las zonas de máximo: en la propuesta de cartografía radiométrica el 36% del plutón (zonas A+B+C+D en **figura 77**) es de máximo radiométrico, con una distribución global de granodioritas y granitos en el conjunto de los máximos cercana al 50%. En las zonas intermedias (I1+I2+I3, 37% del plutón, figura citada) la mezcla, en proporción conjunta también próxima al 50%, es de granodioritas y tonalitas (con la salvedad de que la menor radiación en I3 puede tener un origen estructural). Los granitos abundan bastante más que lo que muestra la cartografía de Pons (1982), que por otro lado no refleja la verdadera distribución de facies del plutón. Desde el punto de vista de cartografía de superficie, no puede hablarse de granitos periféricos, sí tal vez de una banda Este granítico-granodiorítica, y otra Oeste granodiorítica-tonalítica, pero en general las rocas están muy mezcladas en toda la intrusión (**figura 77**, los porcentajes globales en superficie, de todo el complejo de Brovales, de granodioritas, tonalitas y granitos podrían estar próximos al 50, 25 y 25%, respectivamente).

Las anomalías magnéticas del complejo de Brovales presentan una estructuración que complementa a la sugerida por la radiometría, no tan bien relacionada con ella como en el caso del plutón de Valencia del Ventoso, aunque con bastantes aspectos de interés: anomalías magnéticas perimetrales del NO del plutón, coincidentes con zonas radiométicas intermedias y de mínimos, debidas a tonalitas; el controvertido y extenso máximo magnético, y de U, del centro-NE ya descrito, y el máximo del curso del río Ardila, en una de las zonas radiométricas intermedias del complejo.

La anomalía de Bouguer en Brovales, y los modelos gravimétricos interpretados, sugieren el predominio de las granodioritas en el subsuelo de la mitad Norte más extensa del plutón, aunque no pueden indicar la importancia de la mezcla litológica con unas tonalitas de densidad similar (o incluso con una modesta proporción de granitos), en el mismo grado que lo hacen la radiometría o el magnetismo, que son los que ponen de manifiesto la heterogeneidad del plutón. La rama Sur del complejo se configura como un apéndice epidermal de menor importancia. El mapa de Bouguer, y los modelos interpretados, sugieren una importante extensión del complejo de Brovales hacia el Norte y Este (en dirección a Burguillos del Cerro), bajo los metasedimentos cámbricos y precámbricos.

3) COMPLEJO PLUTÓNICO DE BURGUILLOS DEL CERRO: CARTOGRAFÍA GEOFÍSICA

Burguillos del Cerro es un macizo bastante complejo, constituído por un amplio espectro de materiales plutónicos que se extiende desde tipos ultrabásicos y ultramáficos (harzburgitas, melagabronoritas) a ácidos (granodioritas, monzogranitos y leucogranitos), pasando por tipos intermedios tonalítico-dioríticos. La complejidad litológica existente está muy acentuada por la acción de los procesos de acumulación cristalina y de mezcla y diferenciación de magmas. El macizo es de carácter poligénico, formando parte de él materiales básicos tanto de origen mantélico como de origen cortical. Asímismo se encuentra una importante proporción de materiales híbridos generados en procesos de mezcla de magmas en distintos niveles de la corteza.

Existen varias cartografías disponibles del complejo de Burguillos del Cerro. Muelas Peña *et al* (1975) representan en el mapa Magna de la hoja 853 un granitoide con algunas masas gabroideas en su interior, lo que es insuficiente para la complejidad del plutón. La cartografía de Pons (1982) separa en Burguillos del Cerro dos conjuntos bien diferenciados: uno gabroideo-diorítico cumulado que ocupa el centro del plutón, y otro diorítico-monzodiorítico periférico, no cumulado. Todo el macizo se encuentra atravesado por diques graníticos tardíos muy numerosos. En cambio, García-Casquero (1991) presenta una cartografía bastante diferente, en la que no existen las pautas regulares sugeridas por Pons. Lo mismo ocurre con la arquitectura del plutón: ya no tendría una forma discoidal, cóncava, sino una geometría más convexa; se trataría de una gran brecha ígnea remodelada por la intrusión diorítica que ha arrastrado hacia arriba megaenclaves de las intrusiones previas.

Los datos radiométricos de los vuelos de la JEN de 1981-82 sobre el plutón de Burguillos del Cerro son problemáticos debido a su estrecho rango dinámico, gran separación de lineas de vuelo (1 km) y ausencia de líneas de control justamente en el área de Burguillos. Al no tratarse de vuelos de alta resolución como los de 1997, es imposible realizar una propuesta de cartografía radiométrica de superficie como la realizada en Valencia del Ventoso y Brovales. Puede indicarse que la zonación radiométrica de máximos y mínimos del vuelo de 1982 permite realizar sólo diferenciaciones generales, extremas, de rocas graníticas por un lado y gabrodioríticas por otro. En el conjunto de las primeras se produce una relativa ausencia de tierras raras y baja correlación interelemental, con distribución asimétrica

centro (potásico) - periferia (más alta en tierras raras). En los datos del vuelo de 1981 los gabros y dioritas muestran un estrecho rango de potasio, aspecto esencial para su separación radiométrica, que no mejora ni recurriendo a los datos brutos ni a una operación de estirado de los mismos. La imagen original de torio del complejo de Burguillos del Cerro es más homogénea que la de potasio (que muestra la gran heterogeneidad de Burguillos) y más interpretable que ésta, especialmente por lo que se refiere a mínimos, al ser menos sensible a desnivelaciones. Una buena representación superficial de las rocas gabrodioríticas debe obtenerse a través de los mínimos de torio (brutos, **figuras 79**, **84**), orlados o extendidos por mínimos potásico contiguos; en estas áreas un ratio K/Th más deprimido puede indicar más concretamente que se trata de las dioritas más evolucionadas.

En las imágenes de campo potencial (**figura 83**) existen dos zonas fundamentales, la exterior de intensidad más baja (inferior a 43700 nT en términos de campo reducido al polo, y 22 mGal en términos de anomalía de Bouguer), y la interior, donde se alcanzan intensidades mayores (43700-44700 nT, 22-27 mGal) y que se adapta perfectamente al contorno de la unidad central de Pons (1982). A su vez, esta zona interna se puede subdividir en cuatro subzonas, según se alcancen (una u otra, ambas o ninguna) las intensidades máximas de campo magnético y gravífico (> 44075 nT y 25 mGal, respectivamente). La imagen de combinación de máximos de campo potencial sugiere un núcleo gabroideo, pesado, y muy ferromagnético en su área centro-SO, desde el que se produce una gradación en primer lugar hacia dioritas moderadamente ferromagnéticas, ocasionalmente con gabros y dioritas superficiales muy ferromagnéticos, y en segundo lugar, hacia una periferia más ligera y paramagnética. Los diques graníticos centrales perturban ligeramente el campo magnético de Burguillos, pero no su anomalía de gravedad. El área periférica del plutón sería tonalítico-diorítica, y la más externa al Oeste y NE, granítica. La correlación entre las anomalías radiométricas y de campo potencial puede apreciarse en la **figura 84**. Los granitos, causantes de las anomalías radiométricas de máximo, no afectan a los máximos gravimétricos y magnéticos centrales del plutón, de modo que la extensión en profundidad de las masas graníticas no debe ser importante. En cambio, perturban la emisión radiométrica del complejo, impidiendo que todo el núcleo más denso del plutón sea de mínimo radiactivo. De aquí que los mínimos de torio tiendan a ser perimetrales respecto al máximo central de gravedad (**figura 84**). Con esta salvedad, la gradación sugerida por los datos de campo potencial desde un núcleo gabroideo, pesado, y

ferromagnético a la que se acaba de aludir más arriba, es consistente con la emisión radiométrica de superficie; la zonación radiométrica de máximos y mínimos del vuelo de 1982 permite realizar sólo diferenciaciones genéricas entre rocas graníticas y gabrodioríticas, precisando si se quiere aspectos concretos de la extensión de unas y otras en zonas cubiertas si se supone meteorización in-situ, pero las distinciones de términos básicos (e intermedios) serían muy dudosas.

Desde el punto de vista de cartografía del subsuelo, los métodos de campo potencial, dentro de su ambigüedad típica acentuada por la proximidad de las propiedades físicas de gabros y dioritas, ofrecen dos soluciones que podríamos considerar "extremas" de la arquitectura general del plutón de Burguillos:

*Solución diorítica (**figura 85**): el complejo de Burguillos del Cerro sería fundamentalmente una masa de dioritas, en forma de gran chimenea, desarrollada superficialmente hacia el Norte, enraizada hacia el Sur hasta unos 4.5 km de profundidad. En el modelo existen diversos cuerpos de gabros ferro y paramagnéticos.

*Solución gabroidea (**figura 86**): el complejo sería fundamentalmente una masa de gabros, de forma de trapezoide (casi discoidal), bastante simétrica, enraizada hasta unos 2 km de profundidad. Además de la unidad central gabroidea, con algunas placas dioríticas, el modelo contempla una unidad periférica tonalítico-diorítica.

Se trata de dos modelos base, simplificados al máximo en cuanto tipos rocosos, heterogeneidad de propiedades físicas, y sobre todo, en cuanto a la mezcla o imbricación de todo el espectro de litologías de Burguillos del Cerro: en el modelo de dioritas estas rocas alcanzarían un volumen de unos 80 km^3, mientras que el volumen de gabros sería anecdótico (< 4% de la cifra anterior); en el modelo gabroideo el volumen de estas rocas sería de unos 40 km^3, a los que hay que añadir unos 35 km^3 de dioritas en la unidad periférica. En el primer caso la densidad sería el 96% de la del segundo, con un volumen del 107% del de éste. Siendo posibles una miríada de soluciones intermedias, las anomalías de Bouguer (**figura 81**) parecen sugerir una situación intermedia entre la de los modelos extremos, con una unidad gabroica central más amplia que la del modelo diorítico, pero más restringida que la del modelo de unidad central gabroidea de Pons (1982).

7. CONCLUSIONES

Esta Tesis Doctoral se ha centrado en el establecimiento de una metodología para la *la optimización* de la interpretación de campañas de geofísica aeroportada de alta resolución y gravimetría terrestre. Esta optimización se obtiene mediante un uso masivo de determinaciones de ciertas propiedades físicas de las rocas, justamente aquéllas que con sus contrastes naturales producen las anomalías registradas por los sensores magnéticos, radiométricos, y gravimétricos. Estas propiedades físicas son el peso específico y la susceptibilidad magnética aparente de la roca, su magnetización remanente natural, y su emisión radiométrica gamma natural, expresada como contenidos de los radioelementos naturales K, U y Th.

Esta metodología, de estrecha ligazón entre los datos aéreos y los de petrofísica sobre las rocas que producen las anomalías geofísicas, es aplicable tanto a escala regional en la *interpretación geológico-estructural* de grandes áreas, como a escala de detalle, en cualquier tipo de trabajo relacionado con la prospección de recursos geológico-mineros.

7.1. CONCLUSIONES RELATIVAS A LA METODOLOGÍA DEL MUESTREO Y ANÁLISIS PETROFÍSICO GENERAL

Sobre la metodología general de recogida de muestras, medición de parámetros, y análisis de resultados petrofísicos, independiente de la escala de trabajo, se extraen las siguientes conclusiones:

1) Preparación de una cartografía geológica sintética que facilite el estudio del magnetismo y radiometría aeroportados.
Una cartografía de partida a escala adecuada (v.g., 1/100.000 en el caso de esta Tesis, dado que el estudio involucra 9 hojas 1:50.000) resulta imprescindible para el tipo de trabajos como el que se aborda aquí, constituyendo uno de los documentos más importantes a estudiar, ya que se trata del punto de partida de las interpretaciones geofísicas y petrofísicas, suponiendo además un esfuerzo importante de familiarización con el entorno geológico.

2) Selección de itinerarios de muestreo.

Se ha realizado considerando el contenido anómalo de cada unidad geológica de la síntesis y la accesibilidad, analizando la cartografía sintética superpuesta sobre las imágenes geofísicas y sobre los mapas topográficos. Esta tarea es imprescendible no sólo para la definición de los recorridos de toma de muestras en campo, sino también para el estudio de los datos de petrofísica que se vayan obteniendo, a medida que es necesario ir verificando la magnitud de los parámetros petrofísicos registrados frente a la intensidad de las anomalías en los mapas aeroportados, lo que sirve para controlar la bondad del muestreo y/o la necesidad de tomar muestras adicionales.
Para el muestreo de unidades donde las anomalías magnéticas sean difíciles de justificar, puede recurrirse a instrumentos auxiliares de medida en campo, como un medidor portátil de susceptibilidad.

3) Se trata por tanto de un muestreo dirigido simultáneamente por la cartografía geológica y por el análisis de las anomalías geofísicas que se trata de interpretar; por ello, en un área como la estudiada donde la actividad ígnea es la principal responsable de las anomalías aéreas y terrestres, son las rocas ígneas las prioritariamente muestreadas (a pesar de no representar un tercio del área de las metasedimentarias).
Un muestreo aleatorio (v.g. estratificado por formaciones geológicas, con distribución proporcional al área de cada una de ellas) no garantiza el registro de las modas más intensas de las propiedades físicas, que son necesarias para justificar las anomalías de mayor intensidad.

4) La importancia de la síntesis cartográfica de partida reside también en que debe originar una nomenclatura de formaciones y tipos de rocas que permita la clasificación y tabulación de los resultados petrofísicos.
Una nomenclatura ajustada a la usada en la cartografía MAGNA 1/50.000, simplificando denominaciones locales y recurriendo a "nombres amplios", es una buena práctica para la agrupación y descripción estadística de los datos.

5) De acuerdo con la estrategia de toma de muestras, el nivel de muestreo de cada formación metasedimentaria o unidad ígnea estudiada depende de su contenido anómalo, hasta que las modas petrofísicas más elevadas queden caracterizadas. Esto puede suponer densidades de muestreo muy variables, desde cifras próximas a una muestra por km^2 en los

gabros más extensos (≅ 20 km^2), a cantidades del orden de una muestra cada 8-10 km^2 en las unidades metasedimentarias más amplias (≅ 100 km^2) que exhiben campos monótonos. En el caso de este trabajo, por los resultados que se mencionan más abajo, puede concluirse que la muestra general es *suficiente para el estudio regional* de las anomalías gravimétricas y aeroportadas en los límites del vuelo de alta resolución de 1997 en las hojas 853, 875, 876, 896, 897 y 898.

6) En campo se recoge una cantidad de muestra suficiente para alimentar toda la analítica de petrofísica, ajustada a normas establecidas o procedimientos aceptados. Se debe procurar obtener roca lo más fresca posible (en canteras y afloramientos de roca viva). Adicionalmente, las medidas "in-situ" se realizan preferentemente en frentes lisos y de geometría horizontal (geometría 2π), según los requerimientos para que la medida con el espectrómetro de radiación gamma natural de mano tenga un valor geoquímico, aunque lógicamente esto no es siempre posible.

7) Para el análisis de los resultados del estudio petrofísico se recurre repetidamente al uso de diagramas bivariantes, que proporcionan una visión inmediata de los campos de variación globales y los agrupamientos (modas) de los datos de que se trate, facilitan el diagnóstico litológico, y tienden a caracterizar de forma precisa las tendencias petrofísicas existentes en los grupos rocosos estudiados, y los procesos subyacentes en ellas (v.g, exolución/oxidación de minerales; evolución geoquímica de tierras raras radiactivas).
El análisis modal es particularmente importante para el estudio de las anomalías magnéticas. En efecto, la interpretación de los resultados de un parámetro típicamente polimodal como la susceptibilidad requiere de la adopción de los límites del paramagnetismo y distintos umbrales de ferromagnetismo a los que referir los estadísticos generales. El uso de cinco rangos, que se han denominado kmp, kmf1, kmf2, kmf3 y kmf4, para caracterizar, respectivamente, las fracciones paramagnética (% Fe_3O_4<0.1), débilmente ferromagnética (0.1<% Fe_3O_4< 0.3), moderadamente ferromagnética (0.3<% Fe_3O_4<1), ferromagnética (1<% Fe_3O_4<3), y muy ferromagnética (% Fe_3O_4>3), de cada unidad muestreada, se justifica porque se trata de niveles que corresponden, a grandes rasgos, a los necesarios para producir anomalías de varias nT, pocas decenas de nT, muchas decenas de nT, algún centenar de nT, y muchos centenares, incluso millares de nT, anomalías todas ellas existentes en los mapas aeromagnéticos de la región estudiada.

En densidades se han usado también 5 niveles para las figuras de posición (inferior a 2.5 g/cm^3 y entre 2.50-2.65 g/cm^3, para rocas ligeras; entre 2.65-2.80 g/cm^3 para rocas de densidad intermedia; y entre 2.80-2.95 g/cm^3 y superior a 2.95 g/cm^3 para rocas pesadas).

8) El aspecto metodológico más importante de esta Tesis Doctoral ha consistido en la determinación del conjunto de propiedades físicas de las rocas exactamente relevante para la interpretación de campañas gravimétricas terrestres y magneto-radiométricas aéreas, en tanto que determinantes de la respuesta geofísica de los macizos rocosos frente a los métodos usados.
Es muy infrecuente la determinación e interpretación conjunta de todos estos parámetros. De ello se derivan unas importantes sinergias, no sólo para la interpretación geológica simultánea de las correspondientes campañas de geofísica, lo que es más evidente, sino también para los estudios de petrología y de geoquímica convencionales. Además, una parte de estos parámetros petrofísicos puede ser registrada en campo de manera rápida y económica, lo que hace su adquisición muy recomendable.

9) Dado que en general se han caracterizado las modas (o rangos) petrofísicas de nivel suficiente como para justificar el espectro anómalo observado, puede concluirse que la muestra regional es adecuada para el estudio de las anomalías gravimétricas y aeroportadas en los límites del vuelo de alta resolución de 1997 en las hojas 1:50.000 involucradas.
Debe señalarse la calidad del registro petrofísico de rocas ígneas en el que, además de los datos referentes a volcanitas, se dispone de información de 35 intrusiones del sector central del Antiforme de Monesterio, con unos 500 ejemplares de rocas plutónicas, de manera que la base de datos correspondiente constituye una referencia obligada de cualquier estudio geofísico de estas rocas mediante radiometría gamma natural y campos potenciales; por ejemplo, la modelización bi y tridimensional magnética y gravimétrica de complejos plutónicos constituye una aplicación inmediata de los datos de petrofísica presentados en esta Tesis.

10) Por todo ello, en buena medida la Tesis se configura como un trabajo de Infraestructura de Conocimiento, de manera que los aspectos interpretativos ilustran la utilidad de los datos de petrofísica y de los procesos de tratamiento empleados.

7.2. CONCLUSIONES RELATIVAS A LA METODOLOGÍA DE APLICACIÓN DE LOS RESULTADOS PETROFÍSICOS A LA INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA

Además del muestreo y análisis de todas las propiedades físicas de las rocas, el otro elemento importante sobre el que ha recaído el esfuerzo metodológico de esta Tesis ha sido el de la integración y combinación de los resultados petrofísicos con procedimentos adecuados de tratamiento e interpretación de las imágenes radiométicas y de campo potencial. En el trabajo regional se presenta sólo una visión sumaria del uso de los datos petrofísicos, visión de carácter cualitativo (con algunos matices cuantitativos), con la pretensión de definir las principales características estructurales de la zona de estudio, según las imágenes geofísicas estudiadas; todo ello en razón a la gran extensión del área de trabajo. En cambio, en la interpretación de detalle de los complejos ígneos zonados, se ha definido un esquema metodológico de integración datos petrofísicos-registro geofísico de carácter cuantitativo, anclado en la interpretación radiométrica, del que se concluye la necesidad de establecer las siguientes etapas:

1) Separación de anomalías radiométricas. Los máximos y mínimos radiométricos se establecen a partir de umbrales desde los contenidos en radioelementos "de fondo" de cada complejo. Estos umbrales han de ser proporcionados a los rangos radiométricos de cada unidad ígnea estudiada, de manera que una separación "zona de máximo-zona intermedia-zona de mínimo" con un límite entre una o dos desviaciones típicas resulta adecuada en los complejos analizados. Aunque la selección de un umbral determinado pueda parecer arbitraria, no condiciona los resultados de la interpretación, ya que el proceso de separación de anomalías no altera los contenidos registrados, de manera que puede aplicarse en segunda instancia a cada zonación previamente establecida, hasta el nivel de detalle que se desee, de manera que el proceso de separación se adecue a la estructuración geológica del objeto estudiado.

2) Descripción de las imágenes radiométricas de máximos y mínimos, y estudio de su relación con las distintas unidades petrográficas de los complejos. La radiometría se analiza fundamentalmente con el mapa ternario de máximos y mínimos, que a diferencia del mapa ternario total, presenta la estructura radiométrica de las unidades estudiadas dotándola de los

atributos cuantitativos relativos a los contenidos en los radioelementos naturales, como resultado de la caracterización estadística de los niveles de las anomalías de máximo y mínimo realizada en 1).

3) Análisis de las correlaciones entre datos radiométricos terrestres y aeroportados. El nivel de correlación de las medidas aéreas y terrestres es una importante etapa previa a la siguiente de identificación litológica de las anomalías aéreas separadas previamente. Si la diferenciación radiométrica de las unidades geológicas estudiadas (ya sea por el potasio, las tierras raras, o algún ratio radiométrico) detectada en tierra se mantiene en los datos aéreos, y los niveles radiactivos en tierra están suficientemente correlacionados con los aéreos, se podrán utilizar los datos terrestres como un elemento que, junto con las referencias a las cartografías geológicas disponibles, contribuya al diagnóstico litológico de las anomalías aéreas. Estos aspectos se han discutido en detalle en los apartados correspondientes a cada complejo. En general, puede indicarse que las correlaciones son aceptables en el caso del potasio y el torio en buena parte (pero no en todo) del espectro litológico de los plutones estudiados. Las correlaciones empeoran cuando el nivel de mezcla de litologías extremas es importante.

4) Identificación en términos de grupos litológicos principales de las firmas radiométricas aeroportadas. Para esta identificación no existen reglas fijas, dependiendo de las condiciones de cada caso. Las mediciones al suelo permiten determinar la variabilidad radiométrica de las litologías estudiadas, variabilidad que a nivel de registro aéreo se ve siempre atenuada respecto al terrestre. No obstante, son esperables notorios contrastes radiométricos entre las litologías mayores de cada complejo, apreciables tanto en tierra como desde el aire, y con correlación suficiente entre los datos aéreos y terrestres como para validar la interpretación geológica con apoyo en el registro de datos al suelo. En particular, en los complejos estudiados, es factible el diagnóstico litológico de las anomalías separadas en el registro radiométrico aéreo, mediante las medidas en tierra, al menos en el espacio K-Th, en el caso de Valencia de Ventoso y Brovales donde se dispone de un vuelo de alta resolución. En Valencia del Ventoso son dicernibles los grupos principales por el potasio (dioritas, monzodioritas-tonalitas, y rocas graníticas; dentro de estas últimas, son interpretables como monzogranitos los máximos de Th); en Brovales el espectro litológico es menor y las diferenciaciones más difíciles por la proximidad radiométrica de sus rocas graníticas, no

obstante es posible estimar (y se ha realizado una de las estimaciones posibles) la composición litológica de las anomalías estudiadas.

5) Estudio de las relaciones entre las diferentes respuestas (magnéticas-gravimétricas-radiométricas). Este tipo de análisis admite muchas variantes, habiéndose explorado numerosos esquemas de combinación de información radiométrica con imágenes de campo potencial, superponiendo información vectorial sobre imágenes monoelemento, binarias o ternarias de diversos tipos.

6) Interpretación semicuantitativa por modelado de varios perfiles 2D que ejemplificaran los datos de la petrofísica. Para el análisis de profundidades también se hace uso del método de Deconvolución de Euler.

7) Propuesta de cartografía de suelo y subsuelo.
Dado que se ha seguido un esquema de interpretación integrada guiado por la explotación de los datos radiométricos aeroportados y en tierra, de relación más directa con el mapa geológico, la propuesta cartográfica se basa en los resultados del análisis radiométrico, lo que queda perfectamente reflejado en la leyenda de unidades interpretadas. No obstante, también se valora adecuadamente la información proporcionada por los datos de campo potencial, esencial para el conocimiento de la arquitectura de los cuerpos estudiados. Precisamente, la propuesta de cartografía del subsuelo se basa en la interpretación de los métodos de campo potencial haciendo uso de los datos de petrofísica disponibles.
Para la propuesta cartográfica geofísica se podría haber partido de una zonación y separación gravimétrica-magnética, que se podría haber subdividido (detallado) en base a las características radiométricas; pero el partir de la radiometría presenta la ventaja de que la correlación de los datos geofísicos con las cartografías disponibles es más inmediata, y resultan más claras las concordancias y discrepancias de las imágenes geofísicas entre sí, y con lo ya conocido y publicado.

En definitiva y en resumen, el enfoque metodológico utilizado consiste en el registro al suelo de todos los parámetros físicos relevantes de las rocas y en su uso para la interpretación conjunta, óptima, de las anomalías aéreas y terrestres.

En este trabajo, en primer lugar, toda esta metodología se ha usado a escala regional en el análisis estructural del sector central del Proterozoico Superior del Antiforme de Monesterio y de su flanco Sur Cámbrico. En segundo lugar, a escala de detalle, se ha ensayado una aplicación relacionada con la investigación de rocas industriales en la propuesta de cartografía de superficie y subsuelo de varios complejos ígneos zonados del área de Monesterio. En estos sectores existen trabajos aéreos de alta resolución y gravimétricos de reciente adquisición. En la campaña petrofísica regional se han realizado 657 medidas de densidad y susceptibilidad magnética de muestras de roca. Estas muestras se han recogido en una superficie de unos 3000 km^2 (fundamentalmente en las hojas 853, 875, 876, 896, 897 y 898 del MTN a escala 1:50.000). Adicionalmente, se han medido 126 magnetizaciones remanentes y 114 concentraciones espectrométricas (radiación gamma natural: %K, ppm Th, ppm U) "in situ".

Se consideran suficientemente muestreados: 1) el núcleo proterozoico del Antiforme de Monesterio (126 datos de rocas sedimentarias y metamórficas), 2) las extensas formaciones volcano-sedimentarias Finicadomienses (andesitas de Malcocinado, porfiroides de Bodonal; 56 datos) y del Cámbrico Inferior, espilitas y queratófidos (70 datos), que flanquean el Antiforme, y que son todas ellas marcadores magnéticos importantes a escala de toda la ZOM, y por último, 3) el litosoma carbonatado y terrígeno del Cámbrico Inferior en el flanco SO del Antiforme (Fm. Carbonatada, 18 datos; Unidades de Cumbres y Detrítica de Jerez, 36 y 54 datos respectivamente). En el flanco NE está bien representada la Fm. Torreárboles (27 datos), pero no el resto del Cámbrico del flanco citado, en el límite del vuelo de alta resolución. En total, al Cámbrico Inferior, terrígeno y carbonatado, corresponden 163 muestras.

En el muestreo general, cuya media es de una muestra cada 5 km^2, mención especial merece el registro petrofísico de rocas ígneas en el que, además de los 126 datos de volcanitas citados, se han muestreado 32 intrusiones, con un total de 224 ejemplares de rocas plutónicas (14 granitos, 3 granodioritas, 3 tonalitas, 1 diorita, 10 gabros y un macizo ultrabásico). El muestreo comprende también 266 ejemplares "de detalle" de tres complejos zonados (un dato cada km^2), que se estudian aparte, y sobre los que se realiza la propuesta de cartografía geofísica de suelo y subsuelo.

7.3. CONCLUSIONES ESPECÍFICAS SOBRE RESULTADOS

En cuanto a resultados obtenidos en esta Tesis, las conclusiones son las siguientes:

1) DENSIDAD Y SUCEPTIBILIDAD REGIONALES (**tabla XV**)

En el núcleo precámbrico superior del Antiforme de Monesterio y flanco SO cámbrico dominan las rocas de baja densidad (modas en general inferiores a 2.60 g/cm^3), metasedimentarias (areniscas, promedio de 2.56 g/cm^3), metamórficas (pizarras, esquistos, con promedio de 2.53 g/cm^3 y 2.61 g/cm^3 respectivamente; aunque ambas litologías son polimodales, con modas altas a tener en cuenta), ígneas intrusivas ácidas (granitoides precámbricos y prehercínicos; promedio global de granitos 2.56 g/cm^3, de granodioritas 2.65 g/cm^3), y volcanitas ácidas cámbricas (porfiroides de 2.56 g/cm^3 y queratófidos de 2.64 g/cm^3, ambos en promedio). Por todo ello, el mapa anomalías de Bouguer muestra una gran área de mínimos en toda la parte central de la zona de estudio (**figura 10**), en la que notoriamente los gabros de Fregenal sólo producen tonalidades gravíficas intermedias, y pasan desapercibidos los gabros de Jerez. Las modas altas (> 2.75 g/cm^3) son debidas a rocas básicas intrusivas, dioritas y gabros, con densidades medias de 2.87 y 2.93 g/cm^3 respectivamente, volcánicas básicas (espilitas, 2.82 g/cm^3) y anfibolitas (2.89 g/cm^3), y producen dos flancos de máximos gravimétricos alrededor del mínimo citado:

-El situado al NE del Antiforme. Desde el NO existe una gran zona de máximos que arranca del complejo diorítico-gabroideo de Burguillos del Cerro, siguiendo por la parte Norte, diorítica, de Valencia del Ventoso, y anfibolitas de Montemolín-ultrabásicas de Cabeza Gorda. La expresión gravimétrica de éstas termina contra una gran discontinuidad gravimétrica NE-SO que cierra el mínimo precámbrico por el SE.

-El situado al SO del Antiforme. Corre según toda la amplia banda de espilitas y sus intrusiones básicas asociadas; la presencia de espilitas en el depocentro Cámbrico de la hoja 896 queda reflejada en el mapa de anomalías de Bouguer.

Respecto a la susceptibilidad, los resultados son algo más heterogéneos:

-Se configura como paramagnético todo el núcleo proterozoico del Antiforme de Monesterio (**figura 9**) con migmatitas (kmp=61*10^{-6} ucgs), pizarras (kmp=47*10^{-6} ucgs),

cuarcitas (kmp=107*10^{-6} ucgs), esquistos (kmp=62*10^{-6} ucgs), anfibolitas (kmp=117*10^{-6} ucgs), granitos (kmp=46*10^{-6} ucgs) y granodioritas (kmp=66*10^{-6} ucgs).

-Flanqueando el núcleo proterozoico del Antiforme se han obtenido valores más altos en las serpentinitas (kmf3=4576*10^{-6} ucgs), en las volcanitas finicadomienses (Fms. Malcocinado, kmf3=5361*10^{-6} ucgs, y Bodonal, kmf3= 4778*10^{-6} ucgs, ambas bimodales), y sobre todo, en las espilitas y los queratófidos cámbricos (kmf4 de estas dos últimas de 12248 y 16262*10^{-6} unidades, respectivamente).

-Se registran valores bajos de susceptibilidad en casi todo el resto de litologías, como en:
1) las areniscas metasedimentarias y rocas metamórficas cámbricas, con la salvedad de que si excluímos los efectos de la martitización supergénica de la magnetita, las susceptibilidades de todo el conjunto del litosoma terrígeno del Cámbrico Inferior (Fms. Torreárboles, Unidades de Arroyomolinos, Cumbres y Jerez) muestran una moda alta entre 1000 y 3000*10^{-6} ucgs, que es la responsable de los tonos intermedios del campo magnético en estas unidades; y,
2) las rocas ígneas intrusivas, salvo en los gabros (y rocas de complejos zonados). Los granitos y granodioritas precámbricas y prehercínicas son paramagnéticos (salvo alguna zonación menor en casos como Los Remedios, Zahínos y Táliga), con la excepción, que hay que diferenciar claramente, de los granitos sódicos ferromagnéticos, como Jerez, con kmf3=4968*10^{-6}, y Pintado, con kmf3=4646*10^{-6}. En general los gabros son ferromagnéticos (Valera, Jerez, Fregenal, Sirgada: kmf3=3935*10^{-6} ucgs, los gabros olivínicos lo son casi siempre), pero con una moda paramagnética importante, típica de los gabros piroxeno-anfibólicos (esta moda es prácticamente exclusiva en el Pintado, Aguablanca, y La Granja-El Visario). Como se ha resaltado, incluso el entorno de los gabros (volcanitas, granitos ferromagnéticos) suele ser más magnético que los gabros mismos. Todo ello hace que la cartografía magnética de los gabros sea insegura, lo contrario de lo que ocurre con la de los granitos ferromagnéticos.

Efectuando una revisión global de los datos obtenidos, tanto la situación de las densidades como la de las susceptibilidades medidas concuerdan bastante bien (en términos absolutos) con los valores de las anomalías gravimétricas y de campo magnético total del vuelo de alta resolución. Son muy notorios los marcadores magnéticos superficiales relacionados con los

varios episodios volcánicos de la zona de estudio, que dan lugar a anomalías someras de diferente intensidad y geometría (estructuración):

-Marcadores de intensidad moderada (decenas de nT), lineales, asociados con el ciclo precámbrico-cámbrico (finicadomiense) de las Fms. Malcocinado y Bodonal. Entre estos marcadores se sitúa la Serie Negra precámbrica (hojas 876 y 897), paramagnética, pero con anomalías discernibles (debidas a cuarcitas negras, e indicios mineros).
-Marcadores volcánicos de intensidad moderada-alta (centenas de nT) del Cámbrico Inferior-Medio: se trataría de un volcanismo bimodal (basalto alcalino/toleítico; riolita-traquita) que incluiría por un lado a las volcanitas de tobas queratofídicas (con las que se relacionan numerosos yacimientos de hierro que producen anomalías magnéticas muy destacables); y por el otro a las espilitas. Ambas volcanitas, queratófidos y espilitas, flanquearían el Cámbrico basal del SO del Antiforme (en situación recíproca respecto del eje proterozoico del Antiforme y flancos volcánicos finicadomienses), y a la vez, estarían ampliamente distribuidas en las formaciones que lo constituyen, lo que confiere un carácter ferromagnético a este depocentro cámbrico, en contraste con el depocentro precámbrico, paramagnético.

Todo ello resulta en que el sector central del Antiforme de Monesterio se configure, desde el punto de vista estructural, como una región con tres características muy destacadas, a saber:

-Su perfecta delimitación por ejes mayores de anomalías de campo potencial (dos gravimétricos y tres magnéticos), que delinean la división en dominios estructurales de la zona Sur-SO de Ossa-Morena.
-Sus depocentros precámbricos y cámbricos con características de densidad y susceptibilidad bien diferenciadas.
-Sus abundantes y espectaculares anomalías de campo potencial (incluso claramente observables a escala peninsular), causadas por un ubicuo magmatismo de amplio espectro litológico.

Posibles objetivos regionales de los datos masivos aeroportados y de gravimetría serían la estructuración de los accidentes hercínicos (en principio existen contrastes suficientes de

densidad y suceptibilidad entre la cobertera y el basamento precámbrico superior), la de los depocentros cámbricos de las hojas 875 y 896, y la delineación de la arquitectura de los cuerpos intrusivos, de propiedades tan diversas. Por ejemplo, el accidente principal de la cuenca precámbrica es el cabalgamiento de Monesterio, de seguimiento discontinuo en los mapas magnéticos y gravimétricos por las interferencias con anomalías provenientes de cuerpos intrusivos. El estilo estructural de la cuenca cámbrica es uno caracterizado por grandes pliegues tumbados con cabezas buzantes. Es posible obtener mediante modelado bidimensional gravimétrico y magnético perfiles con estos estilos y profundidades que alcancen el límite de la corteza superior (7-8 km; perfil sísmico IBERSEIS). Los mínimos gravíficos más importantes se ubican sobre las masas graníticas de Los Remedios y La Bazana, y las migmatitas del Núcleo de Valuengo, a los que los modelos gravimétricos adjudican formas más o menos globulares que pueden estar enraizadas hasta casi el límite citado de unos 7-8 km de profundidad. En cambio, tanto los gabros (vg., Fregenal), como los complejos zonados (Sta. Olalla, Valencia del Ventoso y Brovales) son lacolitos hectométricos, de mayor o menor entidad, según las modelizaciones y las determinaciones de Euler realizadas. De acuerdo con estas mismas determinaciones, los granitoides prehercínicos (Pallares, Sierra Padrona, Hoya de Sta. María, Castillo) y la tonalita de Culebrín presentan un desarrollo intermedio, apenas kilométrico, datos que podrían ser verificados cuando se disponga de datos gravimétricos de mayor detalle.

2) MAGNETIZACIONES REMANENTES (**figura 25**)

-La fracción ferromagnética de las rocas metasedimentarias y metamórficas se encuentra dominada por la inducción magnética con tendencia de oxidación de la magnetita (martitización). Las muestras con $k > 1000*10^{-6}$ ucgs, que son las que en general debemos considerar para la interpretación magnética en un área como el Antiforme de Monesterio presentan un promedio de ratio Q de 0.27, típicamente viscoso.

-Espilitas y queratófidos, principales marcadores magnéticos del área, son rocas típicas del región de la magnetita MD ($1.000 < k < 20.000*10^{-6}$ ucgs, $Q<0.5$), con predominio destacable de la inducción sobre la remanencia. La cartografía magnética (campo reducido al polo) de ambos concuerda muy bien con la geológica. Las andesitas y los porfiroides exhiben valores de magnetización algo más altos (de mediana $Qmn \approx 0.7$-1.0), que sólo pueden tener alguna relevancia en estos últimos, que originan ejes magnéticos acusados.

-Entre las rocas intrusivas, los gabros, con tendencias de exolución de ilmenita y magnetita, son las rocas de mayor remanencia entre las muestreadas. La orientación de la Jnrm es un factor adicional para comprender las anomalías producidas por estos cuerpos. Los granitos ferromagnéticos sódicos y las serpentinitas, que son los otros dos marcadores magnéticos importantes de la región, se ubican en el dominio de la magnetita, si bien con tendencia al aumento del parámetro Q en las muestras más ferromagnéticas.

Por tanto, en general la inducción domina sobre la remanecia (cfr. mapa reducido al polo), en muchos casos viscosa, consecuencia de que el mineral ferromagnético principal debe ser la magnetita MD.

3) RADIOMETRÍA GAMMA NATURAL IN SITU (**tabla XVI**)

-La cuantificación del nivel radiactivo de las rocas estudiadas es como sigue: en el grupo de alta radiación se ubican los granitos y granodioritas con radiactividad total que supera las 25 ppm eU; el de radiación intermedia comprende granodioritas, granitos sódicos y tonalitas con radiación total entre 15 y 25 ppm eU; y en el de baja radiación tonalitas, espilitas y gabros con radiactividad total inferior a las 15 ppm eU.

- Se han establecido las zonaciones y tendencias radiométricas principales en todo tipo de rocas, especialmente en el caso de granitos y gabros, de los que se dispone de más datos, dentro de la gran restricción de la muestra (con sólo 114 determinaciones).

- La gran variabilidad radiométrica de los granitos y granodioritas estudiados, ligada a perfiles de alteración en algunos casos, confiere al mapa radiométrico ternario del Antiforme de Monesterio mucho colorido. Los granitos exhiben señales potásicas (K+Th: Castillo, leucogranitos, Calera; K+U: leucogranitos, Tablada, Bazana), o de tierras raras (U+Th: Los Remedios, El Pintado y Jerez, granitos sódicos de tendencia alcalina).

-Los gabros son, con diferencia, los cuerpos menos radiactivos, especialmente Sirgada, Aguablanca, la mitad Sur de Fregenal, y las partes máficas de Jerez. Radiactivamente, son homogéneos Aguablanca, Pintado y Valera; y heterogéneos Sirgada, Fregenal, y Jerez. Marcan tendencias evolutivas paralelas en el diagrama K-Th Aguablanca y Jerez por un lado, y Fregenal, Pintado y Valera por otro. El estudio de subgrupos de gabros con características diferenciadas puede tener incidencia en la prospección minera (v.g, los gabros menos radiactivos y de evolución similar en el diagrama Th-K, de menor ratio de

enriquecimiento en torio, son los que más indicios de pirrotina-calcopirita muestran en probeta).

4) PETROFÍSICA DE LOS COMPLEJOS ZONADOS (**tablas XXIX, XXX, XXXI**)

-Las rocas de los complejos híbridos estudiados, Valencia del Ventoso, Brovales, y Burguillos del Cerro, delinean las dos tendencias arquetípicas del diagrama susceptibilidad-densidad (**figura 56**): una paramagnética clara (integrada por la mayor parte de granitos, granodioritas y algunas tonalitas y dioritas), y otra ferromagnética con diversos tramos de distinta intensidad (polimodalidad de susceptibilidades), los más importantes debidos a gabros, dioritas, monzodioritas y tonalitas.

El carácter petrofísico de los tres complejos es, por tanto, enteramente concordante con el de granitoides de petrología ferromagnética. La magnetita está presente en cantidades apreciables como para que se justifiquen las claras anomalías magnéticas de las tres intrusiones, pero no en una sola litología: en Burguillos del Cerro son muy destacables susceptibilidades de gabros y dioritas del conjunto central; en Valencia del Ventoso la aparición de magnetita está ligada a la presencia de hornblenda en rocas monzodioríticas y tonalíticas; por último, en Brovales las anomalías magnéticas serían causadas mayoritariamente por tonalitas y granitos (**tabla XXIX**).

En cuanto a densidades, las modas altas en los histogramas vienen marcadas por dioritas, y sobre todo, por gabros. De las modas bajas serían responsables las granodioritas y los granitos. Las anomalías de Bouguer de Burguillos del Cerro indican un desarrollo importante de los gabros y/o las dioritas en profundidad, para explicar la intensidad de aquéllas que requieren densidades del orden de 2.85 – 3.00 g/cm^3. En Valencia del Ventoso las anomalías de gravedad más contrastadas aparecen en la unidad circular del centro-Norte del macizo, donde el mapa de Bouguer sugiere la existencia de rocas gabroideas en el subsuelo. En varias áreas de la mitad Sur del plutón las tonalitas y monzodioritas centrales pueden dar lugar a anomalías gravíficas moderadas. Por último, las áreas de campo gravífico bajo son debidas a los monzogranitos de toda la banda Oeste del stock. Brovales es una intrusión de carácter bastante más ligero que las anteriores y mucho menor contraste de densidad entre sus tipos litológicos; una predominancia de granodioritas es compatible con la cartografía gravimétrica del plutón, lo que es confirmado por la radiometría aeroportada.

-Los tres complejos ígneos zonados muestreados presentan magnetizaciones remanentes típicas del dominio de la magnetita MD (Q < 0.5, k > $1.000*10^{-6}$ ucgs, **figura 55**): así ocurre en las granodioritas y tonalitas de los tres complejos, y en los granitos, dioritas y gabros Ojo de Culebra de Burguillos del Cerro. Respecto a las monzodioritas centrales de Valencia del Ventoso (con la máxima mediana Qmn igual a 1.31, y el menor tamaño de grano de magnetita observado en probeta), los granitos de Brovales, y los otros gabros de Burguillos, se insinúan datos a caballo entre el dominio de las magnetitas y las titanomagnetitas con tendencias de exolución de ilmenita. Por ello, una remanencia de orientación normal puede complementar a la magnetización inducida a la hora de explicar la intensidad de las anomalías magnéticas producidas por estas masas rocosas.
-Respecto a los resultados obtenidos con el espectrómetro terrestre (tabla **XXXI**) podemos realizar tres divisiones fundamentales en estas tres masas ígneas híbridas:

1) Conjunto gabroideo-diorítico "central" del complejo de Burguillos del Cerro: se caracteriza por su alto contenido en K (salvo unos pocos gabros), en un rango muy amplio que provoca su desagrupamiento. Los contenidos en tierras raras radiactivas son los habituales de este tipo de rocas. En la parte inferior del conjunto central se distinguen directrices de algunos gabros por su menor radiación, mientras que en la superior quedarían las dioritas biotítico-anfibólicas, más potásicas (contenido en K alto y muy homogéneo con un estrecho margen de variación, alrededor del 2%). No obstante, el nivel de solapamiento de los datos al suelo de gabros y dioritas es importante, tanto en los espacios K-Th como U-Th (**figuras 57** y **58**), de modo que gabros y dioritas van a quedar mal diferenciados en Burguillos del Cerro con un vuelo que no es de alta resolución como el de la JEN de 1981 (**figura 44**).
2) Directriz principal de las rocas estudiadas: arranca de las dioritas centrales del complejo de Valencia del Ventoso, que se diferencian de las dioritas centrales de Burguillos por sus mayores contenidos en U y Th, que doblan los de éstas (**tabla XXXI** y **figura 58**); la directriz continua con las monzodioritas del Valencia del Ventoso y las tonalitas y las granodioriras de los tres complejos. Tonalitas y granodioriras exhiben una radiactividad creciente en los tres elementos de Burguillos del Cerro a Brovales (**tabla XXXI**); se observa que en estas rocas intermedio-ácidas la diferenciación (evolución magmática) viene marcada en mucha mayor medida por los datos de las tierras raras que por el potasio. Por tanto, la tendencia de tonalitas y granodioritas es a producir señales de U+Th cada vez más

intensas de Burguillos a Brovales, pasando por Valencia del Ventoso. La directriz termina con los granitos del complejo de Brovales y los monzogranitos de Valencia del Ventoso, que muestran una evolución diferente a la de los de Burguillos del Cerro.

3) Directriz de los granitos de Burguillos del Cerro y diques graníticos de Valencia del Ventoso. Se caracterizan por ser las rocas más potásicas entre las muestreadas y por presentar la tasa de aumento en Th más elevada de todas las litologías.

4) En todo el conjunto de las directrices 2) y 3) son discernibles las dioritas centrales del complejo de Valencia del Ventoso por un lado, las tonalitas y monzodioritas por otro, y, en general, el grupo de las rocas graníticas. Estas últimas son siempre potásicas (K>3%), existiendo grandes variaciones por lo que respecta a sus proporciones de U y Th. Por último, el aumento en Th (depresión del ratio K/Th) es un claro índice de evolución dentro del conjunto de las rocas graníticas (y de las rocas intermedias), pudiendo usarse para realizar diferenciaciones dentro de las mismas.

5) CARTOGRAFÍA GEOFÍSICA DE LOS COMPLEJOS ÍGNEOS ZONADOS DEL SECTOR CENTRAL DEL ANTIFORME DE MONESTERIO

Como conclusiones generales de cartografía geofísica de los tres complejos estudiados puede indicarse:

1) Los datos del vuelo radiométrico de alta resolución ponen de manifiesto importantes heterogeneidades y complejidades en la distribución de las facies petrológicas (debidas a la mezcla, interferencia y disgregación de distintos pulsos intrusivos con marcadas diferencias composicionales), pero a la vez proporcionan una información valiosa sobre las tendencias generales de la geometría de la distribución de tales facies, lo que se traduce en la posibilidad de realizar propuestas altamente verosímiles de cartografía de superficie de los plutones estudiados.

2) Las mediciones llevadas a cabo en tierra con el espectrómetro portátil, además de determinar los contenidos y tendencias radiométricas de los grupos rocosos principales de cada complejo, permiten identificar los tipos petrográficos de las diversas zonas radiométricas registradas por el vuelo, de forma que la leyenda de la propuesta de cartografía radiométrica de los macizos se basa en buena medida en esta identificación.

3) La radiometría aeroportada permite el máximo nivel de separación litológica a nivel superficial, aplicando una serie de técnicas estadísticas de determinación de umbrales anómalos a partir de los fondos radiométricos de cada plutón, con la restricción de la pérdida de resolución por el efecto de integración de respuestas debido a la altura del sensor, pero con la ventaja de suavizar las señales radiométricas provenientes de las heterogeneidades de menor escala mostrando las estructuras litológicas fundamentales de cada complejo (lo que también es cierto cuando no existe vuelo de alta resolución, como es el caso del complejo de Burguillos del Cerro).

4) Dentro del marco estructural general delineado fielmente por la radiometría aérea, en Valencia del Ventoso son dicernibles los grupos rocosos principales (dioritas, monzodioritas-tonalitas, y rocas graníticas, en primera instancia; localmente, son posibles separaciones más finas aplicando en una segunda fase los métodos de proceso utilizados); en Brovales es posible estimar la composición litológica de las anomalías estudiadas y ensayar separaciones tonalitas-granodioritas-granitos; en Burguillos del Cerro son factibles diferenciaciones generales, de rocas graníticas por un lado y gabrodioríticas por otro.

Es preciso recalcar que la estimación de la composición litológica de las anomalías radiométricas de máximo y mínimo es función directa de la fiabilidad del muestreo al suelo con el espectrómetro portátil, de manera que si existen sesgos en este muestreo, éstos se trasladarán a la interpretación realizada. Este podría ser el caso de la diferenciación litológica en alguna de las anomalías del complejo de Brovales. Aún así, contando con la difícil diferenciación radiométrica de granitos y granodioritas en los máximos, especialmente los no potásicos, la impresión es que los granitos abundan bastante más de lo que las cartografías disponibles del plutón indican.

5) El grado de concordancia entre las cartografías radiométricas, magnéticas y gravimétricas es variable. En general, la cartografía magnética, al proceder en buena medida de fuentes más próximas a la superficie que las que originan las anomalías de gravedad, complementa muy bien a la radiométrica. De ello existen buenos ejemplos tanto en el complejo de Valencia del Ventoso, donde las anomalías magnéticas perfilan muy bien las rocas monzodioríticas (radiométricamente indiscernibles de las tonalitas), como en el complejo de Brovales, donde la combinación de anomalías magnéticas y radiométricas contribuye a la separación de tonalitas y granodioritas, y de granodioritas y granitos. Las cartografías magnética y gravimétrica exhiben un elevado grado de coincidencia en Valencia del Ventoso y Burguillos del Cerro.

6) La modelización gravimétrica, a pesar de su ambigüedad intrínseca, usando esquemas consistentes con la información superficial, y con el control de densidades obtenido en el muestreo de petrofísica, es fundamental para comprender la arquitectura general de los complejos estudiados, Valencia del Ventoso, Brovales y Burguillos del Cerro.

El nivel de ambigüedad es diferente según las características de los datos disponibles y el grado de complejidad existente. Por ejemplo, proceder a una separación litológico-estructural de detalle, de gabros y dioritas en la unidad central del complejo de Burguillos del Cerro, mediante su cartografía radiométrica y de campo potencial es plantear una tarea irresoluble: con un vuelo de alta resolución y una gravimetría de más densidad que la realizada (de unos 2 puntos/km^2), se podría precisar más en ciertas áreas, pero en otras encontraríamos la dificultad de la proximidad de las propiedades físicas, densidad y susceptibilidad aparente y concentraciones de radioelementos, de los grupos rocosos de Burguillos del Cerro, gabros y dioritas en particular.

Por estas razones, el resultado de cartográfica geofísica integrada y de la arquitectura general del complejo de Burguillos del Cerro que se puede inferir de los datos de campo potencial y radiométricos disponibles es de menor resolución que el alcanzado en Valencia del Ventoso y Brovales, donde se pueden realizar propuestas de cartográficas de más calidad (v.g., **figuras 69** y **77,** frente a **84**).

7) Como conclusión final, la interpretación simultánea de la cartografía geofísica existente sobre los complejos ígneos zonados del sector central del Antiforme de Monesterio constituye un magnífico ejemplo de las posibilidades que ofrecen las técnicas de radiometría y magnetismo aeroportados, y de gravimetría terrestre, para el estudio y la cartografía, superficial y de subsuelo, de unidades geológicas complejas, a menudo con áreas caracterizadas por unas malas condiciones de afloramiento y de difícil interpretación.

La potencialidad de estas técnicas es considerablemente optimizada por el apoyo de una campaña intensiva de medidas petrofísicas sobre el terreno como la empleada en este trabajo.

8. REFERENCIAS

*Abd el Nabi, S.H. (1995). Statistical evaluation of airborne gamma ray spectrometric data from the Magal Gebriel area, South Eastern Desert, Egypt. *Journal of Applied Geophysics*, **34**: 47-54.

*AGICO (1996). KLY-3 User´s Guide. Modular system for measuring magnetic suceptibillity, aniosotropy of magnetic susceptibillity, and temperature variation of magnetic susceptibillity. Advanced Geoscience Instrument, Co. Brno. 12 p.

*Aguayo, J. (1985). *Rocas ultramáficas en el sector de Calzadilla de los Barros (Badajoz)*. Tesis Licenciatura, Univ. País Vasco, 110 p.

*Airo, M.-L. (1995). Magnetic Petrology and Aeromagnetic Interpretations. *Geological Survey of Finland, Special Paper* **20**: 177-179.

*Airo, M. L. & Loukola-Ruskeeniemi, K. (1991). Early proterozoic metamorphosed black shales in the Kainuu schist belt, Eastern Finland - Geophysical properties correlated with petrography and geochemistry. *Geological Survey of Finland, Special Paper* **12**: 209-16.

*Alexandre Araújo, A. y Pereira, M. F. (eds.) (1997). *Estudo sobre la Geologia da Zona Ossa-Morena (Macico Ibérico)*. Homenagem ao Prof. Francisco Goncalves. Universidade de Évora. 291 p.

*Alía Medina, M. (1963). Rasgos estructurales de la baja Extremadura. *Boletín Real Soc. Esp. Hist. Nat.*; **61**: 247-262. Madrid.

*Am, B. (1972). The arbitrarily magnetized dyke: interpretation by characteristics. *Geoexploration*, **10**: 63-90.

*Apalategui, O., y Quesada, C. (1987). Transversal Geológica de la Zona de Ossa-Morena. *Libro-Guía, Excursión Ossa-Morena (Aracena-Zafra)*. Instituto Geológico Minero de España. Madrid.

*Apalategui, O., Contreras, F. y Eguiluz, L. (1980). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 918 (Santa Olalla del Cala)*. Mapa geológico nacional 1:50.000 (serie MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Madrid.

*Apalategui, O., Babiano, F., Fernández Carrasco, J., Coullault, J. L., Ruiz, J. y Soler, M. (1983). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 896 (Higuera la Real)*. Mapa geológico nacional 1:50.000 (serie MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Madrid.

*Apalategui, O., Eguiluz, L., y Quesada, C. (1990a). Part V Ossa Morena Zone: 3. Structure. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia.* Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (eds). Springer-Verlag, Berlín, Heidelberg, 280-291.

*Apalategui, O., Contreras Vázquez, F., Matas González, J., Carvajal Menéndez, A. (1990b). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 898 (Puebla del Maestre)*. Mapa geológico nacional 1:50.000 (serie MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Madrid.

*Apraiz, A. y Eguiluz, L. (1996). El núcleo metamórfico de Valuengo (Zona de Ossa-Morena, Macizo Ibérico): Petrografía, termobarometría y evolución geodinámica. *Revista Soc. Geológica de España*, **9**: 29-49.

*Aranguren, A., (1997). Magnetic fabric and 3D geometry of the Hombreiro-Sta.Eulalia pluton: Implications fot the Variscan structures of eastern Galicia, NW Spain. *Tectonophysics*, **273**: 329-344.

*Ardizone, J., Mezcua, J. y Socías, I. (1989). *Mapa aeromagnético de España peninsular*. Instituto Geográfico Nacional. 29 p. Madrid.

*Arriola, A., Eguiluz, L., Fernández Carrasco, J. L., Garrote, A. y Sánchez-Carretero, R. (1984a). Zonación metamórfica en el área de Monesterio-Fuente de Cantos; criterios texturales y mineralógicos. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **8**: 17-46.

*Arriola, A., Eguiluz, L., Fernández Carrasco, J. L. y Garrote, A. (1984b). Individualización de diferentes dominios y unidades en el anticlinorio Olivenza-Monesterio. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **8**: 143-168.

*Baranov, V. (1957). A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudogravimetric anomalies. *Geophysics*, **22**: 359-383.

*Barbosa, V. C. F., Silva, J. B. C. y Medeiros, O. E., 2000, Making Euler deconvolution applicable to small ground magnetic surveys. *Journal of Applied Geophysics*, **43**: 55-68.

*Barker, D. S. (1982). *Igneous petrology*. Prentice Hall, 417 p.

*Bates, M. y García Lobón, J. L. (1998). *Exploración aeromagnética y radiométrica de la Faja Pirítica y zonas limítrofes*. Fondo documental del IGME, Informe **40464**. Madrid.

*Battacharyya, B. K., Sweeney, R. E. and Godson, R. H. (1979). Integration of aeromagnetic data acquired at different times with varying elevaton and line spacings. *Geophysics*, **44**: 742-752.

*Bean, R.J. (1966). A rapid graphical solution for the a anomaly of the 2D tabular body. *Geophysics*, **31**: 963-70.

*Beato Tercero, J. (2003). Modelación estructural en el área de Ossa-Morena a partir de datos de gravimetría y magnetometría. E. T. S. Ingenieros de Minas. Madrid.

*Bonham-Carter, G. F. (1997). GIS methods for integrating exploration data sets. *Procedings of Exploration 97: Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration. Keynote papers*. A. G. Gubins (ed), Toronto, 59-64.

*Borradaile, G. J. and Henry, B. (1997). Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Reviews*, **42**: 49-93.

*Blevin, P.L (1994). Magnetic susceptibility of the Lachlan Fold Belt and New England Batholith granites. Australian Mineral Industries Research Association, Project P147B, Final Report.

*Blevin, P. L. & Chappell, B. W. (1992). The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granite metallogeny of eastern Australia. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, *Earth Sciences*, **83**: 305-316.

*Bracewell, R. N. (1978). *The Fourier Transform and its applications*. Mc Graw Hill, 444 p.

*Briggs, I. C. (1974). Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, **39**: 39-48.

*Broome, J. H. (1987). *A modified ternary radioelement mapping technique and its application to the south coast of Newfounland*. Geological Survey of Canada, paper **87-14**.

*Broome, J. H. (1990). Generation and interpretation of geophysical images with examples from the Rae Province, northwestern Canada Shielfd. *Geophysics*, **55**: 977-997.

*Buttler, R. F. (1992). *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes*. Blackwell, 319 p.

*Carvalhosa, A. (1965). Contribuçao para o conhecimiento geológico da regiao entre Portel e Ficalho (Alentejo). *Mem. Serv. Geol. Portugal, Nova série*, **11**: 1-132.

*Casquet, C., Eguiluz L., Galindo, C., Tornos, F. y Velasco, F. (1999). The Aguablanca Cu-Ni (PGE) intraplutonic ore deposit (Extremadura, Spain). Isotope (Sr, Nd, S) constraints on the source and evolution of magmas and sulfides. *Geogaceta*, **24**: 71-74.

*Chappel, B. W., y White, A. J. R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, **8**: 173-174.

*Chiozzi, P., Pasquale, V., y Verdoya, M. (1998). Ground radiometric survey of U, Th y K on the Lipari Island, Italy. *Journal of Applied Geophysics*, **38**: 209-217.

*Clark, D. A. (1997). Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys. *Journal of Australian Geology and Geophysics,* **17**: 83-103.

*Clark, D. A. & Tonkin, C. (1994). Magnetic anomalies due to pyrrhotite: examples from the Cobar area, N. S. W. Australia. *Journal of Applied geophysics*, **32**: 11-32.

*Clark, D. A., French, D. H., Lackie, M. A. & Schmidt, P. W. (1992). Magnetic petrology: aplication of integrated rock magnetic and petrological techniques to geological interpretation of magnetic surveys. *Exploration Geophysics*. **23**: 65-68.

*Coullault, J. L., Fernández Carrasco, J. y Aguilar Tomás, M. J. (1981). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 875 (Jerez de los Caballeros)*. Mapa geológico nacional 1:50.000 (serie MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Madrid.

*Cueto, L. A., Eguiluz, L., Llamas, F. L. y Quesada, C. (1983). La granodiorita de Pallares, un intrusivo precámbrico en la alineacion Olivenza-Monesterio (Zona de Ossa-Morena). *Comunicaçoes dos Servicios Geológicos de Portugal,* **69**: 219-226. Lisboa.

*Dallmeyer, R. D., y Martínez García, E (eds), (1990). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Part V Ossa Morena Zone*. Springer-Verlag, , Berlín, Heidelberg, 345 p.

*Dallmeyer, R. D., García Casquero, J. L., y Quesada Ochoa, C. (1995). $40^{Ar}/39^{Ar}$ mineral age constraints on the emplacementof the Burguillos del Cerro igneous complex (Ossa-Morena Zone, southwestern Iberia). *Boletín Geológico y Minero*, **106-3**: 203-214.

*Darnley, A., and Ford, K. L. (1989). Regional airborne gamma-ray surveys: a review. *Exploration 87 Proceedings: Third Decennial International Conference on Mineral and Groundwater Exploration. Geophysical methods: advances in the state of the art.* G. D. Garland (ed), Ontario Geological Survey, **3**: 229-240.

*Dickson, B. L., and Scott, K. M. (1997). Interpretation of aerial gamma ray surveys: adding the geochemical factors. *Journal of Australian Geology and Geophysics*, **17**: 187-200.

*Doyle, H. A. (1990). Geophysical exploration for gold: a review. *Geophysics*, **55**: 134-146.

*Eguiluz, L. (1988). *Petrogenésis de rocas ígneas y metamórficas en el Anticlinorio Burguillos-Monesterio, Macizo Ibérico Meridional.* Universidad del País Vasco, Tesis Doctoral.

*Eguiluz, L., Fernández Carrasco, J., Coullault, J. L. y Garrote, A. (1983). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 897 (Monesterio)*. Mapa geológico nacional 1:50.000 (serie MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Madrid.

*Eguiluz, L., Abalos, B. y Ortega Cuesta, L. A. (1990). Anfibolitas proterozoicas del sector central de la zona de Ossa-Morena. Geoquímica e implicaciones geodinámicas. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **15**: 119-131.

*Eguiluz, L., Apraiz, A. y Abalos, B. (1996). Metamorfismo cadomiense en el sector español de la zona de Ossa Morena. *Estudos sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico). Livro de Homenagem ao prof. Francisco Gonçalves*, 91-118. U. Evora.

*Eguiluz, L., Gil Ibarguchi, J.I., Ábalos, B. y Apraiz, A. (2000). Superposed Hercynian and Cadomian orogenic cycles in the Ossa-Morena zone and related areas of the Iberian Massif. *Geological Society of America Bulletin*, **112**: 1398-1413.

*ENRESA. (1998). Síntesis Geológica del Vulcanismo en el Suroeste del Macizo Ibérico (ZOM). Inédito.

*Escuder Viruete, J., Carbonell, R., Martí, D. y Pérez-Estaún, A. (2001). Interacción fluido-roca a lo largo de las superficies de fractura: efectos mineralógicos y texturales de las alteraciones observadas en el Plutón Granítico de Albalá, Suroeste del Macizo Hercínico Ibérico. *Boletín Geológico y Minero*, **112-3**: 59-78.

* EXPLORANIUM (1998). *GR-320. Portable gamma ray spectrometer users manual*. 73 p.

*Fairhead, J.D., Bennett, K.J., Gordon, D.R.H. y Huang, D. (1994). Euler: beyond the 'Black Box'. *Extended Abstract GM1.1, SEG Annual Meeting*, Los Angeles, 422-424.

*Febrel, T. (1970). Metalogenia de la Hoja 1:50.000 nº 875, Jerez de los Caballeros (Badajoz). *Boletín Geológico y Minero*, **81**: 472-492.

*Fricke, W. (1941). *Die geologie des Grenzgebietes zwischen nordostlichen Sierra Morena und Extremadura*. Diss. Berlin: 82 p.

*Frost, B. R. (1991a). Stability of oxide minerals in metamorphic rocks. In: Lindsley, D.H. (editor), Oxide minerals: petrologic and magnetic significance, *Reviews in Mineralogy*, **25**: 469-487.

*Frost, B. R.(1991b). Magnetic petrology: factors that control the ocurrence of magnetite in crustal rocks. In: Lindsley , D.H. (editor), Oxide minerals: petrologic and magnetic significance, *Rewiews in Mineralogy*, **25**: 489-509.

*Galadí-Enriquez, E., Galindo-Zaldívar, J., Simancas, J. F., Expósito-Ramos, I. (2000). Geometría del granito de la Bazana a partir de datos gravimétricos (Zona de Ossa Morena, Macizo Ibérico). *Geogaceta*, **28**: 51-54.

*García Casquero, J. L. (1991). *El Complejo plutónico de Burguillos del Cerro (Badajoz). Un macizo politípico y polintrusivo en la cadena hercínica ibérica*. Tesis doctoral. Universidad de Salamanca. 376 p.

*García Lobón, J. L. (1998a). *Análisis de detalle del Vuelo Magnético y Radiométrico de la Faja Pirítica en la hoja 1/25.000 nº 960-II. Berrocal*. Fondo documental del IGME, Informe **40.469**. Madrid.

*García Lobón, J. L. (1998b). *Análisis de detalle del Vuelo Magnético y Radiométrico de la Faja Pirítica en la hoja 1/25.000 nº 959-I. Villanueva de las Cruces*. Fondo documental del IGME, Informe **40.474**. Madrid.

*García Lobón, J. L. (1999). Interpretación del vuelo magnético y radiométrico de la Faja Pirítica en las hojas 1:25.000 nº 959-I Villanueva de las Cruces y 960-II Berrocal. *Boletín Geológico y Minero*, **110-3**: 255-272.

*García Lobón, J. L., y Granda Sanz, A. (1993). Reprocesado e interpretación de varias campañas de Geofísica aeroportada en el Macizo Hespérico. *Boletín Geológico y Minero*, **104-2**: 177-191.

*García Lobón, J. L., y Peláez Martínez, A. (1999). Cartografía geofísica y situación de indicios mineros respecto de anomalías magnéticas, radiométricas y gravimétricas en cuatro áreas de la Faja Pirítica. *Boletín Geológico y Minero*, **110-6**: 715-738.

*García Monzón, G., Jerez Mir, F., Argüelles, A. y Cueto Pascual, A. (1974). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 919 (Almadén de la Plata)*. Mapa geológico nacional 1:50.000 (serie MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Madrid.

*Garrote Ruiz, A., Arriola Garrido, A., H., Eguiluz Alarcón, L., Sánchez-Carretero, R., Portero, J. M. (1983). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 876 (Fuente de Cantos)*. Mapa geológico nacional 1:50.000 (serie MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Madrid.

* GEOFYZIKA, a. s. (1995). JR-5 / JR-5A. Spinner Magnetometer. Instruction Manual. Brno. 9 p.

*GEOSOFT (1996). *Euler 3D Deconvolution: processing, analysis and visualization System for 3D inversion of potential field data. User guide.* Manual de GEOSOFT: 53 p. Toronto, Canada.

*GEOSOFT (1997a). *OASIS montaj: data processing and analysis (DPA) System for earth science applications. User guide.* Manual de GEOSOFT: 290 p. Toronto, Canada.

*GEOSOFT (1997b). *MAGMAP (FFT-2D): 2D Frequency domain processing of potential field data. User guide.* Manual de GEOSOFT: 54 p. Toronto, Canada.

*Gill, J. B. (1981). *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer-Verlag, 390 p.

*Gnojek, I., and Prichystal, A. (1985). A new Zinc Mineralization detected by airborne gamma-ray spectrometry in Northern Moravia (Czechoslovakia). *Geoexploration*, **23**: 491-502.

*Gonçalves, F. (1971). Subsídios para o conhecimiento geologógico do Nordeste Alentejano. *Memorias dos Serviços Geológicos de Portugal*, **18**: 1-62.

*Grant, F. S. (1985). Aeromagnetics, geology and ore environments, I. Magnetite in igneous, sedimentary and metamorphic rocks: an overview. *Geoexploration*, **23**: 303-333.

*Gunn, J. P. (1997). Quantitative methods for interpreting aeromagnetic data: a subjetive review. *Journal of Australian Geology and Geophysics*, **17**: 105-114.

*Gunn, J, P., Maidment, D & Milligan, P. R. (1997). Interpreting aeromagnetic data in areas of limited outcrop. *Journal of Australian Geology and Geophysics*, **17**: 175-186.

*Gupta, V. K., y Grant, F. S. (1985). Mineral exploration aspects gravity and aeromagnetic surveys in the Sudbury-Cobalt area, Ontario. In Hinze, J. W. Ed. *The utility of Regional Gravity and Aeromagnetic Maps*, SEG, Tulsa, 392-412.

*Haggerty, S. E. (1976). I) Oxidation of opaque minerals in basalts. II) Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. *Oxide minerals*, Ed. Rumble, Mineralogical Society of America, 300 p.

*Henkel, H. (1991). Petrophysical properties (density and magnetization) of rocks from the northern part of the Baltic shield. *Tectonophysics*, **192**: 1-19.

*Henkel, H. (1994). Standard diagrams of magnetic properties and density: a tool for understanding magnetic petrology. *Journal of Applied Geophysics*, **32**: 43-53.

*Henkel, H. and Guzmán, M. (1977). Magnetic features of fracture zones. *Geoexploration*, **15**: 173-81.

*Hinze, W. J. (1990). The role of gravity and magnetic methods in engineering. *Geotechnical and environmental Geophysics*, 75-126. SEG, Tulsa.

*Hsu, S. K. (2002). Imaging magnetic sources using Euler´s equation. *Geophysical Prospecting*, **50**: 15-25.

*Hsu, S. K., Sibuet, J. C. y Shyu, Ch. T. (1996). High-resolution determination of geological boundaries from potential-field anomalies: An enhanced analytic signal technique. *Geophysics*, **61**: 373-386.

*IGME (1981). *Prospección geofísica de depósitos de cromitas en Calzadilla de Los Barros (Badajoz)*. Fondo documental del IGME, Informe **10757**. Madrid.

*IGME (1984). *Prospección geofísica de depósitos de cromitas en Calzadilla de Los Barros (Badajoz) 2ª fase.* Fondo documental del IGME, Informe **10771**. Madrid.

*IGME (1985). *Investigación de cromitas en la reserva de Calzadilla de Los Barros (Badajoz)*. Fondo documental del IGME, Informe **11142**. Madrid.

*IGME (1991). *Proyecto de reprocesado e interpretación de varias campañas de geofísica aeroportada en el Macizo Hespérico*. Fondo documental del IGME, Informe **40416**. Madrid.

*Ishihara, S. (1977). The magnetite series and the ilmenite series granitic rocks. *Mining geology*, **27**: 293-305.

*Ishihara, S. (1981). The granitoid series and mineralization. *Economic Geology*, 75 th Anniversary Volume, 458-484.

*Jaques, A. L. Welleman, P., Whitaker, A. & Wyborn, D. (1997). High-resolution geophysics in modern geological mapping. *Journal of Australian Geology and Geophysics*, **17**:159-174.

*Jayawardhana, P. M., y Sheard, S. N. (2000). The use of airborne gamma-ray spectrometry-A case study from the Mount Isa inlier, northwest Queensland, Australia. *Geophysics*, **65**: 1993-2000.

*Keating, P.B. (1998). Weighted Euler deconvolution of gravity data. *Geophysics*, **63**: 1595-1603.

*Kropacek, V. (1971). Distribution of the values of natural remanent magnetization and magnetic susceptibility of some minerals. *Studia Geophsyca Geodaetica*, **15**: 340-352.

*Kuttikul, P. (1995). *Optimization of 3D Euler deconvolution for the interpretation of potential field data*. Unpublished M.Sc. Thesis, International Traning Centre. Delft.

*Liñán, E., Goncalves, F., Gámez Vintaned, J. A. y Gozalo, R. (1996). Evolución paleogeográfica del Cámbrico de la zona de Ossa-Morena basada en el registro fósil. *Estudos sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico). Livro de Homenagem ao prof. Francisco Gonçalves*, 9-23. U. de Évora.

*Liñán, E. y Gámez Vintaned J. A. (1993). Lower Cambrian palaeogeography of the Iberian Peninsula and its relations with some neighbouring. European areas. *Bulletin de la sociéte géologique de France*, **164**: 831-842.

*Locutura, J., Tornos, F., Florido, P., y Baeza, L. (1990). Part V Ossa Morena Zone: 6. Metallogeny. In: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (eds). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia.* Springer-Verlag, Berlín, Heidelberg, 311-330.

*Lotze, F. (1945). Einige Probleme des Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen;* **6**: 1-12.

*Lotze, F. (1961). *Teil I: Stratigraphie. Das Kambriums Spaniens*. F. Lotze: Sduzy, K. (Eds.). Abh. Math–naturw. Klasse (Akad. Wiss. Lit. Mainz), **1961 (6)**: 283-498 / (1-21). Wiesbaden.

*Marson, I. and Klingele, E. (1993). Advantages of using the vertical gradient of gravity for 3D interpretation. *Geophysics*, **58**: 1588-1595.

*Mata, J. and Munhá, J. (1986). Geochemistry of Cambrian metavolcanic rocks from the Cordoba-Elvas domain (Ossa-Morena Zone). *Maleo*, **2**: 13-27.

*McIntyre, J. L. (1980). Geological significance of magnetic patterns related to magnetite in sediments and metasediments - a review. *Bulletin of the Australian Society of Exploration Geophsysicists*, **11**: 19-33.

*Mezcua, J., Gil, A. y Benarroch, R. (1996). *Estudio gravimétrico de la Península Ibérica y Baleares*. Instituto Geográfico Nacional. 7 p.

*Ministerio de Industria y Energía, Junta de Andalucía, Junta de Extremadura (1995). *Base de Datos Geológico Mineros de la zona de Ossa-Morena*. Fondo documental del IGME, Informe **11355**. Madrid.

*Minty, B. R. S. (1997). Calibration and data processing for airborne gamma ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, **17**: 51-62.

*Mooney, H. M. and Bleifuss, R. (1952). Magnetic susceptibility measurements in Minnesota. *Geophysics*, **18**: 383-393.

*Moxham, R. M., Foote, R. S., and Bunker, C. M. (1965). Gamma-ray Spectrometer studies of Hydrothermally Altered Rocks. *Economic Geology*, **60**: 653-671.

*Muelas Peña, A., Soubrier, J., Hernández Enrile, J. L., Solar, J. B. (1975). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 853 (Burguillos del Cerro)*. Mapa geológico de España 1:50.000 (serie MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Madrid.

*Naudy, H., (1970). Un methode d'analyse fine des profils aeromagnetiques. *Geophysical Prospecting*, 18: 56-63.

*Naudy, H. (1971). Automatic determination of depth on aeromagnetic profiles. *Geophysics*, **36**: 717-22.

*Oleaga, A., Sarrionandía, F., Eguiluz, L., Martinez-Torres, L. M., y Carracedo, M. (1999). Aplicación de imágenes satelitarias a la caracterización del macizo de Valencia del Ventoso. *Geogaceta*, **26**: 63-66.

*Olesen, O., Henkel, H., Kaada, K. & Tveten, E. (1991). Petrophysical properties of a prograde amphibolite-granulite facies transition zone at Sigerfjord, Vesteralen, northern Norway. *Tectonophysics*, **192**: 33-39.

*Oliveira, J. T., Oliveira, V. y Piçarra, J. M. (1991). Traços gerais da evoluçao tectono-estratigráfica da Zona Ossa-Morena, en Portugal. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **16**, 221-250.

*Pasquale, V., Verdoya, M., Chiozi, P., Cabella, R., and Russo, D., (1997). Termophysical properties of the Lipari lavas (Southern Tyrrenian Sea). *Annali di Geofisica*, **XL-8**: 1493-1503.

*Piper, (1987). *Paleomagnetism and the continental crust*. John Wiley, 434 p.

*Pitcher, W. S. (1993). *The nature and origin of granite*. Blackie, 321p.

*Plata, J. L., García, J. L., Rubio, F. M., y Navas, F. J. (1996). *Proyecto integrado de estudio geologico y metalogenetico de la Faja Pirítica*. Informes de Geofísica de 1995 y 1996. Fondo documental del IGME, documento **40445**.

*Pons, J. (1982). *Un modele d´evolution des Complexes plutoniques: gabbros et granitoides de la Sierra Morena Occidentale*. Tesis doctoral. Universidad Paul-Savatier Toulouse. 451 p.

*Pucher, R. (1994). Pyrrhotite-induced aeromagnetic anomalies in west Germany. *Journal of Applied geophysics,* **32**: 33-42.

*Quesada, C. (1990). Part V Ossa Morena Zone: 1. Introdution. In: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (eds). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia.* Springer-Verlag, Berlín, Heidelberg, 249-251.

*Quesada, C. (1996). Evolución geodinámica de la zona de Ossa-Morena durante el ciclo cadomiense. En *Estudos sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico). Livro de Homenagem ao prof. Francisco Gonçalves*, 209-221. U. de Évora.

*Quesada, C. (2003). De la convergencia cadomiense al rifting cámbrico-ordovícico en la zona Ossa Morena: caracterización geoquímica del magmatismo asociado. *Boletín Geológico y Minero*, en prensa.

*Quesada, C. y Munha, J. (1990). Part V Ossa Morena Zone: 5 Metamorphism. In: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (eds). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia.* Springer-Verlag, Berlín, Heidelberg, 314-320.

*Quesada, C., Florido, P., Gumiel, P., Osborne, J., Larrea, F. y Baeza, L. (1987). *Mapa Geológico-Minero de Extremadura*. Dirección General de Industria, Energía y Minas, Junta de Extremadura: 131 p.

*Quesada, C., Apalategui, O., Eguiluz, L., Liñan, E. y Palacios, T. (1990). Part V Ossa Morena Zone: 2. Stratigraphy. In: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (eds). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia.* Springer-Verlag, Berlín, Heidelberg, 252-258.

*Quesada, C., Bellido, F., Gabaldón, V., García Lobón, J. L., Rey Moral, C. y Sánchez García, T. (2002). Definición y evaluación de guías geológicas y geofísicas para la exploración de materias primas minerales en el sector central de la zona Ossa-Morena en Extremadura. *Instituto Geológico y Minero de España*, CD-Rom.

*Ranjbar, H. Hassanzadeh, H., Torabi, M. and Ilaghi, O. (2001). Integration and analysis of airborne geophysical data of the Darrehzar area, Kerman Province, Iran, using principal component analysis. *Journal of Applied Geophysics*, **48**: 33-41.

*Ravat, D. and Taylor, P. T. (1998). Determination of depths to centroids of three-dimensional sources of potential-field anomalies with examples from environmental and geologic applications. *Journal of Applied Geophysics*, **39**: 191-208.

*Reeves, C. V. (1992). New horizons for airborne geophysical mapping. *Exploration Geophysics*, **23**: 273-280.

*Reid, A. B. (1980). Aeromagnetic survey design. *Geophysics*, **45**: 973-976.

*Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millett, A. J. y Somerton I. W. (1990). Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, **55**: 80-91.

*Reid, A. B. (1997). Euler deconvolution: Past, Present and Future: a review. *Proceedings of Exploration 97: Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration*. Ed. A.G. Gubins (ed), Toronto, 861-864.

*Roest, W. R. y Pilkington, M. (1992). Magnetic interpretation using the 3D analytic signal. *Geophysics*, **57**: 116-125.

*Sagredo, J., y Peinado, M. (1992). Volcanismo Cámbrico de la zona de Ossa-Morena. *Paleozoico inferior de Iberoamérica*. J. G. G. Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds), 567-576. Madrid.

*Sánchez Carretero, R., Eguiluz, L.; Pascual, E. y Carracedo, M. (1990). Part V Ossa Morena Zone: 4. Igneous Rocks. In: *Premesozoic Geology of Iberia*. Dallmeyer, R. D. & Martinez García, E. (Eds), Springer Verlag, Berlín, Heidelberg, 292-313.

*Sánchez Carretero, R., Carracedo, M., Eguiluz, O., Garrote, A. y Apalategui, O. (1989). El magmatismo calcoalcalino del Precámbrico terminal en la Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico). *Rev. Soc. Geol. España*, **2**: 7-21.

*Sánchez García, T., Bellido, F. y Quesada, C. (2003). Geodynamic setting and geochemical signatures of Cambrian-Ordovician rift-related igneous rocks (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *J. New Zealand Earth Sciences* (en prep.).

*Sánchez Jiménez, N., Bergamín, J. F., Fernández Rodríguez, C. y Castro Dorado, A. (1996). Modelización gravimétrica en el SW de la Península Ibérica. *Geogaceta*, **20**: 951-954.

*Saunders, D. F. and Potts, M. J. (1976). *Interpretation and application of high sensitivity airborne gamma-ray spectrometric data*. IAEA symp. for Uranium deposits, Vienna, 107-124.

*Schön, J. H. (1995). *Physical properties of rocks*. Pergamon, 575 p.

*Schwarz, E. J., and Broome, J. (1994). Magnetic anomalies due to pyrrhotite in Paleozoic metasediments in Nova Scotia, Eastern Canada. *Journal of Applied geophysics*, **32**: 1-10.

*Shives, R. B. K., Charbonneau, B. W., and Ford, K. L. (1997). The detection of potassic alteration by gamma ray spectrometry: recognition of alteration related to mineralization. *Procedings of Exploration 97: Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration*. *Radiometric methods and remote sensing*. A. G. Gubins (ed), Toronto, 741-752.

*Shive, P. N., Frost, B. R. & Peretti, A. (1988). The magnetic properties of metaperidotitic rocks as a function of metamorphic grade: implications for crustal magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Research*, **93-12**: 187-195.

*Shive, P. N., Blakely, R. J., Frost, B. R. and Fountain, D. M. (1992). Magnetic properties of the lower continental crust. In Fountain, D. M., Arculus, R., and Kay, R. W. (eds.). *Continental lower crust: developments in geotectonics* **23**, Elsevier, Amsterdam, 187-195.

*Simancas, J. F., Martínez Poyatos, D., Expósito, I., Azor, A. y González Lodeiro, F. (2001). The structure of a major suture zone in the SW Iberian Massif: the Ossa-Morena/Central Iberian contact. *Tectonophysics*, **332**: 296-308.

*Simancas, J. F., Carbonell, R., González Lodeiro, F., Pérez Estaún, A., Ayarza, P., Juhlin, C., Azor, A., Martínez Poyatos, D., Expósito, I., Ruiz de Almodóvar, G., Sáez, R. y Pascual, E. (2002). The architecture of a Variscan Collisional Crust as revealed by the IBERSEIS seismic reflection profile in southwestern Iberia. Póster. Congreso AGU, 2002. San Francisco.

*Simancas, J. F., Carbonell, R., González Lodeiro, F., Pérez Estaún, A., Ayarza, P., Juhlin, C., Azor, A., Martínez Poyatos, D., Expósito, I., Ruiz de Almodóvar, G., Sáez, R. y Pascual, E. (2003). Interpretación de la imagen sísmica de la corteza del SO de Iberia (perfil sísmico profundo de reflexión IBERSEIS). *Tectonophysics*, (en prep.).

*Skilbrei, J., Skyseth, T., & Olesen, O. (1991). Petrophysical data and opague mineralogy of high grade and retrogressed lithologies: implications for interpretation of aeromagnetic anomalies in northern Vestraden, central Norway Tectonophysics: **192**, 21-31.

*Smith, R. J. (1985). Geophysics in Australian mineral exploration. *Geophysics*, **50**: 2637-2665.

*Smith, R. S., Thurston, J. B., Dai, T. F. and MacLeod, I. N. (1998). SPI-the improved source parameter imaging method. *Geophysical Prospecting*, **46**: 141-151.

*Socías, I., Mezcua, J., Lynman, J. y Del Potro, R. (1991). Interpretation of an aeromagnetic survey of the spanish mainland. *Earth and Planetary Science Letters*, **105**: 55-64.

*Spector, A., and Lawler, T. L. (1995). Application of aeromagnetic data to mineral potential evaluation in Minnesota. *Geophysics*, **60**: 1704-1714.

*Spector, A., Hood, P. J., Farah, A. and Ahmed, W. (1985). Applications of aeromagnetic data to mineral resources exploration. Baluchistan, Pakistan. In Hinze, J. W. Ed. *The utility of Regional Gravity and Aeromagnetic Maps*, SEG, Tulsa, 132-143.

*Stavrev, P. (1997). Euler deconvolution using differential similarity transformations of gravity or magnetic anomalies. *Geophysical Prospecting*, **45**: 207-246.

*Sturkell, E. F. F., and Ormo, J. (1998). The magnetic pattern of the Lockne area. *Journal of Applied Geophysics*, **38**: 195-207.

*Tarling, D. H., and Hrouda, F. (1993). *The magnetic anisotropy of rocks*. Chapman and Hall, London. 217 p.

*Telford, W. M., Geldart, L. P., and Sheriff, R. E. (1990). *Applied geophysics*. Cambridge University Press, 2nd edition, 770 p.

*Thompson, D. T. (1982). EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, **47**: 31-37.

*Thompson, G. F., Cornwell, J. D. & Collinson, D. W. (1991). Magnetic characteristics of some pyrrhotite bearing rocks in UK. *Geoexploration*, **28**: 23-42.

*Thompson, R. and Oldfield, F. (1986). *Environmental magnetism*. Allen and Unwin, London.

*Takagi, T. and Tsukimura, K. (1997). Genesis of oxidized and reduced type granites. *Economic geology,* **92**: 81-86.

*Urquhart, W. E. S. (1989). Field examples of controls on magnetite content. *Exploration Geophysics*, **20**: 93-97.

*Urquhart, W. E. S., and Strangway, D. W. (1985). Interpretation of part of an aeromagnetic survey in the Matagami area of Quebec. In Hinze, J. W. Ed . *The utility of Regional Gravity and Aeromagnetic Maps*. SEG, Tulsa, 426-438.

*Vacquier, V., Steenland N. C., Henderson, R. G. and Zietz, I. (1951). *Interpretation of aeromagnetic maps*. Geological Society of America, Memoir 47. 150 p.

*Vigneresse, J. L. (1990). Use and misuse of geophysical data to determine the shape at depth of granitic intrusions. *Geological Journal*, **25**: 249-260.

*Wasilewski, P., & Warner, R. D. (1998). Magnetic petrology of deep crustal rocks - Ivrea Zone, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, **87**: 347-361.

*Yunsheng, D. S., Strangway, D. W, and Urquhart, W. E. S. (1985). Interpretation of part an aeromagnetic survey of the Quian´an archean metamorphic rock series in China. In

Hinze, J. W. Ed. *The utility of Regional Gravity and Aeromagnetic Maps*, SEG, Tulsa, 413-425.

*Zorpi, M. J., Coulon, C., Orsini, J. B., and Corcita, C. (1989). Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. *Tectonophysics*, **157**: 315-329.

ANEXOS

1. PETROLOGÍA MAGNÉTICA: ASPECTOS ADICIONALES
2. PARÁMETROS. INSTRUMENTACIÓN
3. FICHERO PETROFÍSICA _TOTAL: LISTADO DE ARENISCAS
4. FICHERO PETROFÍSICA _TOTAL: LISTADO DE VOLCANITAS
5. FICHERO PETROFÍSICA _TOTAL: LISTADO DE ROCAS INTRUSIVAS
6. FICHERO PETROFÍSICA _TOTAL: LISTADO DE ROCAS METAMÓRFICAS
7. CARACTERIZACIÓN MEDIANTE RADIACIÓN GAMMA NATURAL DE UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS
8. DECONVOLUCIÓN DE EULER
9. FICHERO PETROFÍSICA _TOTAL: MUESTRAS DE COMPLEJOS ÍGNEOS
10. PROCESO DE DATOS
11. APLICACIONES A LA INVESTIGACIÓN MINERA

ANEXO 1. PETROLOGÍA MAGNÉTICA: ASPECTOS ADICIONALES

La tabla A1-I proporciona el límite superior de tamaños para dominios SPM y SD en distintos minerales (supuesto equilibrio; estados metastables elevan estos umbrales, por ejemplo, para la magnetita hasta grosores del orden 1 μm, que suele tomarse como límite del dominio SD de este mineral).

La tabla A1-II muestra tipos de dominio según tamaño de magnetitas.

Las **figuras A1-1** (Thompson y Oldfield, 1986) y **A1-2** (Clark, 1997) son, respectivamente, ejemplos de curvas de susceptibilidad-temperatura (k-T), y de demagnetización J/Jo frente a campo Hdemagnetizante.

MINERAL	**SPM**: tamaño (μm)	**SD**: tamaño (μm)
Hierro	<0.008	0.023
Magnetita (equant)	0.03	0.06
Magemita	0.02	0.06
Titanomagnetita (60% usp)	0.08	0.4
Hematite	0.03	15
Pirrotina monoclínica	0.018	1.6
Grieguita	0.04	0.8

Tabla A1-I. Límites de tamaños para dominios SPM y SD (Clark, 1997)

Dominio	**Tamaño (μm)**	**Coercividad**
SPM	<0.05	0
(Acicular) SD	0.05-1	>600
PSD	1-20	100-600
MD	>20	100

Tabla A1-II. Tipos de dominio según tamaño de magnetitas
(1 Oe = 0.1 mT) (Clark, 1997)

- Petrología magnética de rocas ígneas básicas:

La cantidad y tipo de opacos del sistema Fe-Ti-O que cristalizan a partir de un magma depende de su composición, temperatura T, y, sobre todo, de la disponibilidad de 0_2 ($f0_2$). La relación T-$f0_2$ derivada de la reacción (a la que se suele denominar equilibrio o "buffer" FMQ, fayalita-magnetita-cuarzo):

$$3Fe0Si0_2 + 1/20_2 = Fe_30_4 + Si0_2,$$

indica, a cada T, la mínima $f0_2$ precisa para la formación de magnetita a expensas del olivino, en condiciones de equilibrio (**figura A1-3**; Grant, 1985). El sistema se supone saturado en cuarzo; si no es así el campo de la solución sólida mt-usp_{ss} aumentaría a expensas del de los silicatos de hierro (pues éste tendría que competir por la sílice con otros cationes). Por esto, para un mismo contenido en hierro, rocas como una sienita son casi siempre más magnéticas que un granito.

El límite superior de estabilidad de la magnetita viene dado por el buffer de la hematites HM:

$$2Fe_30_4+1/20_2=3Fe_20_3.$$

El estudio termodinámico-experimental de los equilibrios FMQ y HM, y su comparación con el conjunto mineral presente en la roca permite determinar las condiciones de $f0_2$ cuando se formó. De acuerdo con la **figura A1-3**, con condiciones más oxidantes se pasa sucesivamente de silicatos de hierro a magnetitas titanadas (con ratios mt:usp crecientes), a titanohematites, y finalmente a hematites.

Según Grant (1985), a temperaturas elevadas (T>600ºC) la oxidación es debida a la disociación del H_2O, con pérdida de H_2 y retención de O_2, tendiendo a ser alta en basaltos subaéreos, intermedia en conjuntos hipoabisales y plutónicos, y baja en basaltos submarinos. Por ello para el mismo autor, susceptibilidad y remanencia evolucionan de mayor a menor desde los primeros a los últimos, si bien reconoce que "la oxidación puede ser muy variable en un mismo cuerpo, y diferentes conjuntos de óxidos de Fe-Ti pueden existir en diferentes partes de la misma unidad de enfriamiento". En cambio, Barker (1982),

señala que el rango de $f0_2$ en basaltos subaéreos y submarinos es similar, y que el hierro puede estar más oxidado en el centro de los flujos que a techo o a fondo de los mismos.

Un aspecto importante de la figura **A1-3** es que en series calcoalcalinas orogénicas, en las que la disponibilidad de O_2 usualmente se mantiene a lo largo de la cristalización fraccionada por el abundante suministro de H_2O, el enfriamiento sigue la trayectoria A de dicha figura, de modo que tras la cristalización de las rocas más básicas, una vez que se han separado el olivino y los primeros óxidos de Fe-Ti con ratios Fe:Ti y Fe^{3+}/Fe^{2+} bajos, el nivel de oxidación aumenta, y por tanto las rocas básicas resultan ser menos magnéticas que las intermedias, o incluso que las ácidas de la misma serie. Gill (1981), en su conocido trabajo sobre andesitas, señala que el magma andesítico se forma por cristalización fraccionada de olivino, piroxeno, plagioclasa y magnetita de uno basáltico; encontrándose enriquecido en sílice y H_2O por la contaminación del material mantélico de origen con el de la placa descendente.

En la **figura A1-3**, en el caso de la senda B (que puede representar un entorno no-orogénico distensivo, según Grant), el sistema está cerrado respecto al O_2, de modo que su presión no hace más que descender durante la cristalización, originándose una serie con silicatos de hierro e ilmenita y poca magnetita (salvo déficits de cuarzo).

En cambio, para Clark (1997) las afinidades geoquímicas de la magnetita serían más bien las opuestas (mayor susceptibilidad en series toleíticas distensivas, al menos en puntos calientes, frente a calcoalcalinas).

Parece pues que las reglas generales son de dudosa utilidad. Por ejemplo, en el estudio de susceptibilidades de Urquhart y Strangway (1985) se destaca la bimodalidad de dioritas, basaltos y gabros (columna 2 de la tabla I del epígrafe 3.1; se tomaron unas 2000 muestras en una región de 3000 Km^2); la **figura A1-4** presenta los datos de geoquímica, tanto de muestras paramagnéticas (círculos) como ferromagnéticas (triángulos): "se observa que la partición de rocas volcánicas entre unidades magnéticas y no magnéticas no se asocia con diferencias composicionales obvias….El paralelismo de las unidades citadas, que representa probablemente flujos individuales, así como la presencia de una suite gabroica de magnetismo similar, sugiere que el carácter magnético de estas rocas es primario. Así,

las propiedades magnéticas de esta serie volcánica van a ser función de cambios de T y $f0_2$ en el magma. Como ha revisado Haggerty (1976), pequeños cambios de $f0_2$ pueden dar lugar a cambios importantes de las fases y de sus propiedades magnéticas". Desgraciadamente este tipo de trabajos, aún limitado, es poco frecuente.

Las **figuras A1-5** y **A1-6** (Piper, 1987) presentan el sumario de datos de Haggerty (1976), de acuerdo con sus estimaciones en base a la composición mineral de rocas con equilibrios que involucren a olivino, magnetita, ilmenohematíes y biotita: se observa que, aunque el solape es importante, los magmas félsicos tienden a tener una $f0_2$ más elevada que los máficos, siendo aquélla menor en los no saturados. Con estos datos y otros de diversos autores, Grant (1985) concluye que los mayores niveles de oxidación con ratios de Fe:Ti más elevados en los óxidos de sus soluciones sólidas se dan en rocas intermedias (dacitas, andesitas, cuarzodioritas). No obstante, añade que en la discusión sobre la partición del Fe y Ti en óxidos y silicatos, se suele hacer abstracción de la presencia de otros cationes (Mg, Ca, K, Na, Al) que implican a piroxenos, anfíboles y micas, y que compiten por el Fe disponible en el sistema.

Para Clark (1997), las comparaciones que usan datos de diferentes provincias magmáticas, oscurecen más que aclaran las relaciones basicidad-susceptibilidad, de modo que usualmente, dentro de las subpoblaciones ferromagnéticas de rocas volcánicas e intrusivas, existe una tendencia al aumento de k con la basicidad en rocas cogenéticas.

En todo caso queda claro que el nivel de oxidación es decisivo en el magnetismo de la roca: mientras que en las rocas ácidas ferromagnéticas, la $f0_2$ es mayor y las titanomagnetitas son más pobres en Ti (casi magnetitas en las intrusivas), en las rocas ígneas básicas los óxidos de Fe-Ti tienen la relación Fe:Ti menor, si bien son más frecuentes en éstas que en aquéllas (obsérvese que como regla general los óxidos Fe-Ti empiezan a cristalizar a T>1100ºC, comenzando con ilmenita+ulvoespinela, y acabando con magnetita, y han cristalizado a T>700ºC, de modo que el hierro disponible es inferior en los diferenciados intermedios que en las rocas básicas de partida). Por todo ello las rocas ácidas aparecen hacia registros más oxidados y con menos Ti que los términos básicos correspondientes (**figura A1-6**. Obsérvese la fracción paramagnética, más rica en Ti, tanto en ácidas como en básicas intrusivas).

En los basaltos una fracción molar de ulvoespinela de 0.5-0.6 es frecuente en las TM (**figura A1-6**). Cuando el enfriamiento es rápido (pillow lavas, bordes de enfriamiento) las TM son SD, con reducción de la susceptibilidad, y notable aumento de la magnetización remanente, y por tanto del ratio Q. Si el enfriamiento es más lento puede ocurrir la oxidación deutérica de la TM ($T_{curie}<T<$ 750ºC, fO_2 entre 10^{-5} y 10^{-6} atm, Buttler, 1992). La oxidación deutérica de rocas ígneas terrestres, y de basaltos en particular, ha sido ampliamente estudiada por Haggerty (1976): por este proceso la TM primaria se oxida y se subdivide en granos de ilmenita y magnetita casi puros con importantes cambios de las propiedades magnéticas por estas variaciones composicionales y de tamaño de grano (v.g., trayectoria según los índices de oxidación definidos por Haggerty II-III-V de la **figura A1-7**).

En resumen, velocidad de enfriamiento y oxidación deutérica, por afectar al tamaño de grano y a la producción y composición de la magnetita, son parámetros muy influyentes en las propiedades magnéticas estudiadas (la susceptibilidad y la magnetización remanente), tanto de basaltos, donde tienden a ser casi siempre elevadas (k > 500, Q > 1, salvo si se encuentran espilitizados, ***figuras 5*** *y* ***6****), como de rocas ígneas en general* (en la **figura A1-8** se presentan casos donde, ya sea por oxidación deutérica o por exolución, aparecen granos de TM o ilmenita "secundarias" que quedan como inclusiones SD-PSD en otros de plagioclasa y/o piroxeno, ulvoespinela, o de lo que era la TM primaria).

Las rocas ultrabásicas pueden ser o no magnéticas (como también los macizos intermedio-básicos asociados a ellas). La serpentinización (olivino+agua=serpentina+magnetita) crea magnetita y produce notables aumentos de susceptibilidad, y disminuciones de densidad, a medida que el proceso se desarrolla (se trata de un retrometamorfismo bajo la línea FMQ). Esta magnetita es MD, bien cristalizada, casi pura. Su remanencia suele ser viscosa, subparalela al campo actual. Esto ocurre también en muchas rocas ígneas, de modo que la susceptibilidad se ve incrementada en el ratio Q (k efectiva = k medida*(1+Q); Q = 0.2-0.7 para ácidas intrusivas, **figura 6**). Así las anomalías pueden interpretarse en términos de inducción, si bien alcanzan valores mayores que los esperados según las susceptibilidades medidas en laboratorio.

- Petrología magnética de rocas ígneas ácidas:

En el caso de los granitoides, la bimodalidad refleja la existencia de dos grupos: uno con magnetita (oxidado), y otro con ilmenita (más reducido; Ishihara, 1977). Una revisión reciente de este enfoque es debida a Takagi y Tsukimura (1997), para los que en la mayoría de los granitos la magnetita parece ser un producto magmático tardío, incluso subsólido (deutérico), por oxidación de silicatos de hierro, afirmación que apoyan en datos texturales y de composición química de anfíboles y piroxenos que están siendo remplazados por magnetitas.

Basándonse en consideraciones termodinámicas de los equilibrios citados FMQ, HM, a los que añade los buffers H_2S/SO_2 (ácido sulfídrico + oxígeno = anhídrido sulfuroso + agua) y AMQ (augito + oxígeno = magnetita + cuarzo), **figura A1-9**, estos autores señalan que en estadíos magmáticos tempranos con T>1000ºC, cuando la $f0_2$ está fijada por el sistema H_2S/SO_2, el augito es estable y la magnetita no. Cuando la temperatura se sitúa en el rango 700-850ºC, se produce la intersección de los buffers H_2S/SO_2 y AMQ, de modo que el SO_2 alcanza el potencial redox suficiente para oxidar al FeO (en los silicatos máficos) y producir magnetita (con la $f0_2$ fijada ahora por la línea AMQ), originándose granitos oxidados. En cambio, si la $f0_2$ viene equilibrada por cualquiera de los sistemas H_2O/H_2, CO_2/CO o CH_4/CO_2, no se alcanzan las fugacidades necesarias y el granito será reducido. Según Takagi, el contenido de Fe_3O_4 en los reducidos típicos es del orden del 0.01%, mientras que en los oxidados varía entre el 0.2 y el 1.5% modal (estos porcentajes se indican en la **figura A1-10**).

La novedad que introducen estos autores radica en identificar al SO_2 como agente oxidante, por lo que la diferencia entre unos granitos y otros se basa en la concentración de este volátil (el punto de corte en la **figura A1-10** corresponde a 250 ppm), con lo que se explicaría las afinidades metalogenéticas de cada tipo de granito citado. Esta afinidad ya había sido reconocida anteriormente (v.g., Ishihara 1981, Blevin y Chappell 1992): existe una clara relación entre el potencial metalogenético en granitos y su estado de oxidación, que se puede trasladar a valores de susceptibilidad (en orden de susceptibilidad decreciente, depósitos de sulfuros de Cu-Au, Pb-Zn, y Mo en granitos oxidados, con magnetita; y óxidos de Sn-W en granitos reducidos, con ilmenita).

Sin necesidad de recurrir a análisis químicos, cuando la mineralogía descriptiva se incorpora a la clasificación petrográfica, la bimodalidad se asocia con diferentes variedades minerales. Por ejemplo, las granodioritas con muscovita y biotita son usualmente paramagnéticas, mientras que las que tienen biotita-hornblenda son ferromagnéticas. La susceptibilidad de los granitoides se corresponde con el color del feldespato potásico: así el rosa se asocia con granitos ferromagnéticos (con plagioclasa), mientras que el blanco lo hace con granitos paramagnéticos, existiendo un incremento en susceptibilidad con el nivel de color (Clark 1997, citando a Blevin 1994). Colores rojos o verdes suponen reemplazamiento de feldespato o plagioclasa por clorita, sericita, etc, e indican alteraciones y reducción de susceptibilidad.

- Petrología magnética de rocas sedimentarias y metamórficas:

El metamorfismo tiene profundos efectos en las propiedades magnéticas de las rocas, que han sido discutidos, por ejemplo, por McIntyre (1980), Grant (1985), Shive *et al* (1988, 1992), Wasiliewski y Warner (1988), Urquhart (1989), Frost (1991a, b), Airo *et al* (1991), Olesen *et al* (1991) y Skilbrei *et al* (1991).

Las rocas sedimentarias (carbonatos, areniscas s.l.) suelen tener susceptibilidades muy bajas. No obstante también pueden ser bimodales, ya se trate de areniscas inmaduras con magnetita detrítica, o vulcanoderivadas, o con aportaciones volcánicas. Las condiciones Eh-pH necesarias para la formación de magnetita en ambientes sedimentarios son bastante extremas (**figura A1-11**), muy improbables en los océanos actuales e incluso en los del pasado geológico. En rocas metasedimentarias la magnetita es casi siempre un mineral secundario. Grant (1985) menciona algunas reacciones de formación de magnetita en facies de esquistos verdes a expensas de clorita-biotita en rocas hematíticas (el agente oxidante del Fe^{2+}en los filosicatos sería el Fe^{3+} de la hematites).

Según Clark (1997) la alteración hidrotermal tiende a reducir drásticamente las susceptibilidades de las rocas ígneas: "la alteración regional hidrotermal de pilas volcánicas produce demagnetización progresiva desde las facies de ceolitas hasta la de esquistos verdes. Por ejemplo, a expensas de las TM y TH primarias en basaltos se van formando: ferrirutilo a 150ºC, esfena por ilmenita a ~250ºC, y TH por TM a partir de 300ºC. Sin

embargo, el metamorfismo de contacto de rocas hidrotermalmente demagnetizadas…puede producir magnetita secundaria".

El metamorfismo regional de bajo/medio grado de rocas ígneas básicas (basaltos, doleritas), tiende a demagnetizarlas moderadamente (**figura 5**: generación de esquistos verdes y anfibolitas) en ausencia de fluídos hidrotermales; con éstos la demagnetización progresaría más. Los gabros suelen ser algo menos sensibles al metamorfismo de grado medio que que sus equivalentes extrusivos o hipoabisales, especialmente si la magnetita es abundante (ferrogabros: probablemente porque los minerales metamórficos tieneden a saturarse en Fe^{3+}, de modo que la magnetita queda pronto estabilizada en estas rocas). La magnetita de los plutones félsicos parece más resistente al metamorfismo de facies de esquistos verdes - anfibolitas que la de las rocas básicas y volcánicas ácidas.

Las anfibolitas de protolito ígneo básico suelen ser débilmente magnéticas, aunque también bimodales (las anfibolitas con clorita-biotita son normalmente paramagnéticas, frente a anfibolitas con clorita-hornblenda, que pueden ser ferromagnéticas). En el grado de las anfibolitas el magnetismo se incrementa con la basicidad.
Cuando se alcanzan las facies de las granulitas, si el protolito es básico suele aparecer magnetita metamórfica y la susceptibilidad vuelve a aumentar. Las granulitas de alta presión y las eclogitas son generalmente paramagnéticas.

Estos cambios de propiedades son consecuencia de la redistribución del catión férrico durante el metamorfismo de las metabasitas: éste pasa de la magnetita al hematites, clorita y epidota, en la facies de esquistos verdes; a la biotita y el anfíbol en la facies de las anfibolitas; de nuevo a la magnetita metamórfica en las granulitas; y finalmente a granates y clinopiroxenos paramagnéticos en las eclogitas. Las isogradas de aparación y desaparición de la magnetita en estas rocas han sido estudiadas por Olesen *et al* (1991) y Skilbrei *et al* (1991).

El metamorfismo progresivamente demagnetiza las serpentinitas (Clark *et al*, 1992), hasta convertirse en paramagnéticas en la facies de las granulitas.

En esquistos y migmatitas las susceptibilidades suelen ser bajas, salvo zonas afectadas por metamorfismo de contacto.

En las metapelitas y metasamitas, el contenido inicial de hierro sedimentario (normalmente mayor en las metapelitas) o aportes posteriores, y las condiciones redox, determinan la formación de magnetita durante el metamorfismo (ello ocurre si el hierro es abundante, y el potencial redox intermedio, pues de lo contrario se formaría hematites). De ello se deriva la posiblilidad, frecuentemente encontrada por el intérprete en los mapas aeromagnéticos si se trata de vuelos de alta resolución, de que directrices magnéticas débiles en rocas metasedimentarias sean consecuencia de cambios de facies y condiciones metamórficas. Aunque las relaciones entre los marcadores magnéticos, casi siempre tenues, y las unidades litoestratigráficas convencionales pueden ser confusas (McIntyre, 1980), del análisis de estas anomalías magnéticas se pueden derivar importantes elementos cartográficos y estructurales (Jaques *et al*, 1997; Gunn *et al*, 1997).

Por último, la pirrotita es un mineral ferromagnético de relevancia en rocas metasedimentarias, especialmente en zonas mineralizadas (v.g., Clark y Tonkin, 1994). La remanencia y la anisotropía son variables importantes en las anomalías ocasionadas por la pirrotita, como se indica a continuación.

- Propiedades magnéticas de los sulfuros de hierro:

Además de la magnetita (o titanomagnetitas en general), el otro mineral ferromagnético común a tener en cuenta en la exploración aeromagnética es la pirrotita monoclínica. La susceptibilidad de rocas que contienen pirrotita es del orden de unas diez veces menor que las que contienen magnetita (**figura 4**). Clark (1997) ofrece una revisión de las propiedades magnéticas intrínsecas de la pirrotita. Su susceptibilidad, como la de la magnetita, depende del tamaño de grano: para grosores entre unas 10 y 100 μm varía entre unas 0.01 ucgs (0.13 SI) y 0.03 ucgs (0.39 SI), tamaños para los que las susceptibilidades de las titanomagnetitas se ubican entre las 0.2 y 0.3 ucgs (**figura 2d**).

Además de la susceptibilidad, en las rocas y menas que contienen pirrotita hay que tener muy en cuenta los dos parámetros de petrología magnética siguientes:

*la magnetización remanente, frecuentemente elevada (Kropacek, 1971, Airo, 1995, **figura A1-12**; Henkel, 1994, **figura 13**; Clark, 1997, **figura 3**), y,

*la anisotropía: debido a la intensa anisotropía intrínseca (según el plano basal de su estructura cristalina) de la pirrotita, la susceptibilidad pasa de ser un escalar a convertirse en un tensor, de modo que cualquier orientación preferente de sus granos en la roca o mena que los albergue (fábrica magnética con su foliación y lineación característica: elipsoide de susceptibilidad) origina anisotropías elevadas que hay que tener en cuenta en la exploración.

Ejemplos muy interesantes de los efectos de la remanencia y anisotropía típicas de la pirrotita en la interpretación aeromagnética en ambientes metasedimentarios y metamórficos pueden encontrarse en Airo *et al* (1991), Henkel (1994), Thompson *et al* (1991), Clark y Tonkin (1994), mecionados antes, Pucher (1994), y Schwarz y Broome (1994). Las anomalías debidas a pirrotita suelen ser más centradas en la fuente y de menor longitud de onda (más arrosariadas, con directrices de puntos altos -spot-like-) que las originadas por magnetita.

Indicar por último, que el de la pirrotita es prácticamente el único caso en el que la anisotropía magnética es de relevancia en la exploración: aunque la mayoría de las rocas son anisótropas, los efectos son tan tenues que no afectan a la forma de las anomalías magnéticas. En cambio la medición precisa de la anisotropía de la susceptibilidad (tanto de fases paramagnéticas como ferromagnéticas) puede ser interpretada en términos de petrofábrica, de lo que se derivan una serie de aplicaciones en el campo de la tectónica, modo de emplazamiento y geometría de plutones, etc (Tarling y Hrouda, 1993; Aranguren, 1997; Borradaile y Henry, 1997).

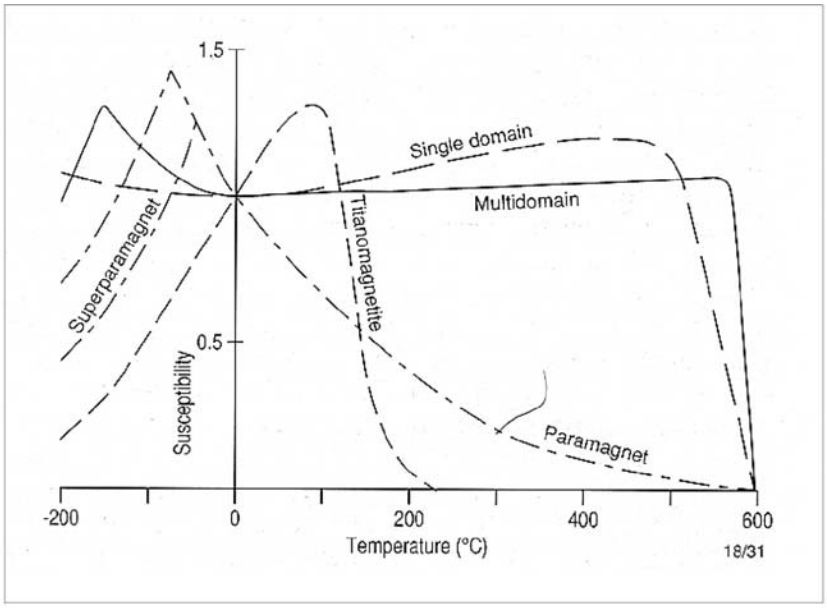


Figura A1-1. *Comportamiento k-T de diferentes minerales magnéticos. (Thompson y Oldfield, 1986).*

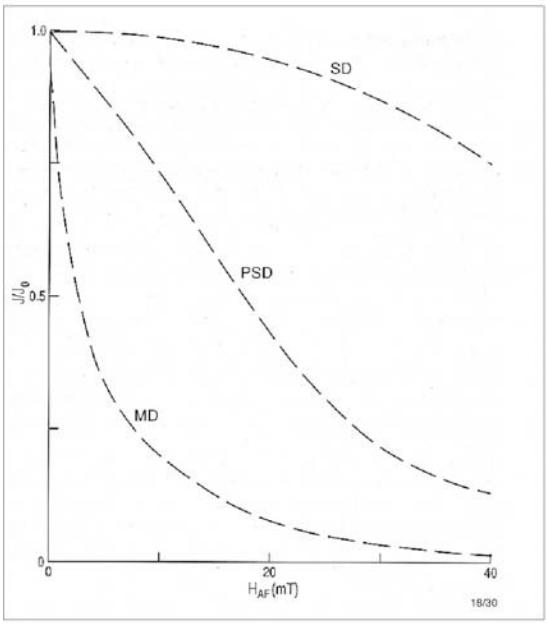


Figura A1-2. *Demagnetización AF de magnetita acidular SD, pequeña PSD y grande MD. (Clark, 1997).*

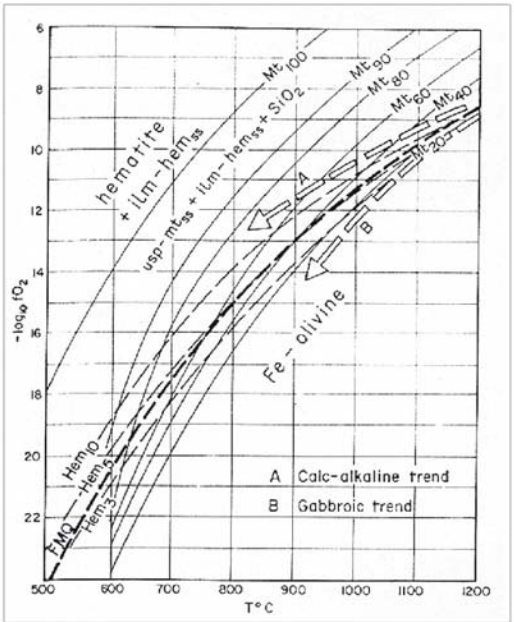


Figura A1-3. *Relación fO_2 - T en soluciones sólidas usp-mt y hem-ilm. Recorridos calcoalcalino (A) y gabroideo no oxidado (B). (Grant, 1985).*

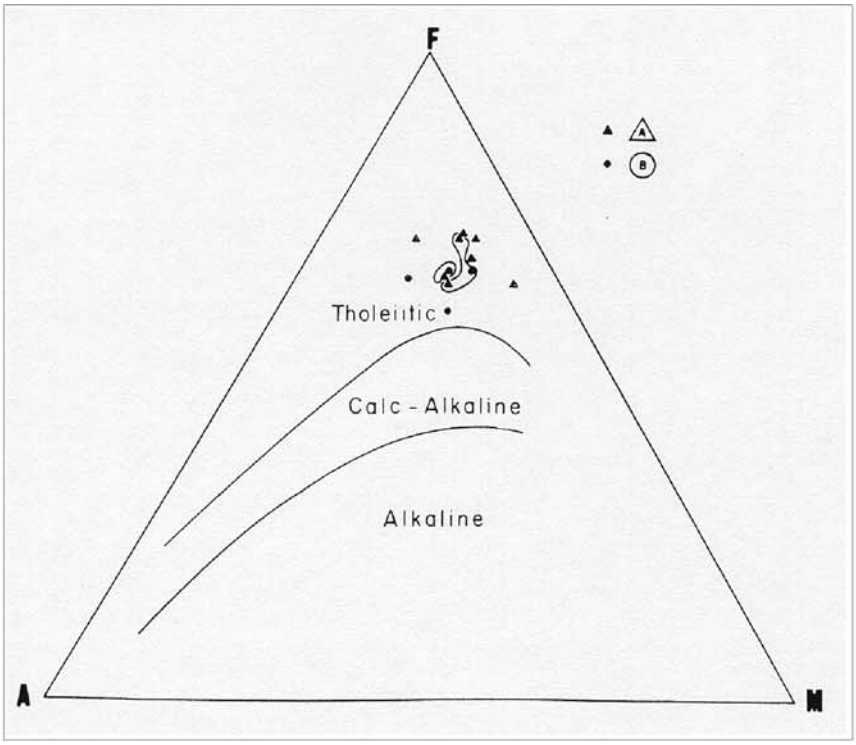


Figura A1-4. *Diagrama AFM de basaltos toleíticos del área de Matagami. Triángulos: muestras de mayor susceptibilidad. Agrupados: datos de un mismo afloramiento (Urquhart y Strangway, 1985).*

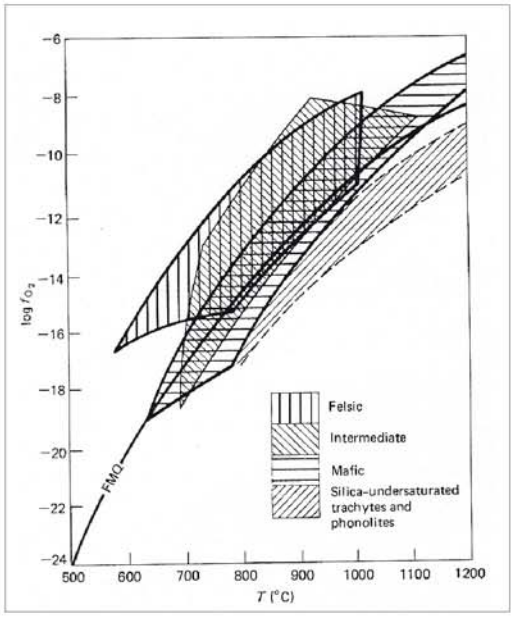


Figura A1-5. *Relación fO_2 - T según la composición de soluciones sólidas usp-mt, ilm-hem en rocas extrusivas. (Haggerty, 1976).*

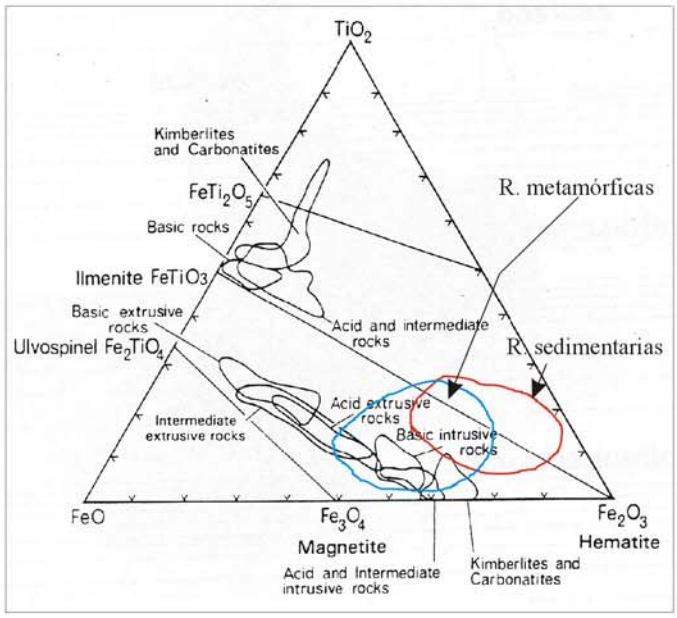


Figura A1-6. *Composiciones de titanomagnetitas e ilmenitas en rocas ígneas (Piper, 1987) y metamórficas y sedimentarias (Grant, 1985).*

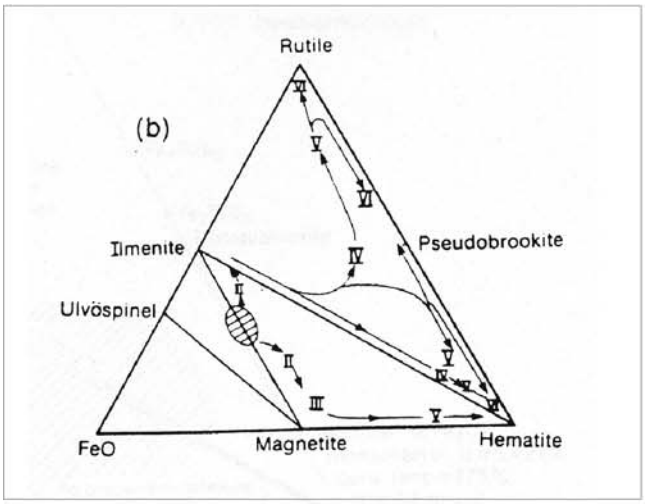


Figura A1-7. *Trayectorias de oxidación de TM en basaltos. (Según Haggerty, 1976).*

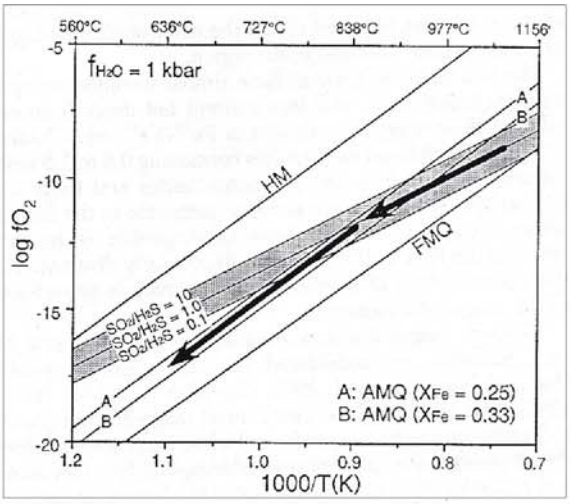


Figura A1-9. *Relación T-fO_2 y equilibrios SO_2/H_2S, FMQ, HM y AMQ. (Takagi y Tsukimura, 1997).*

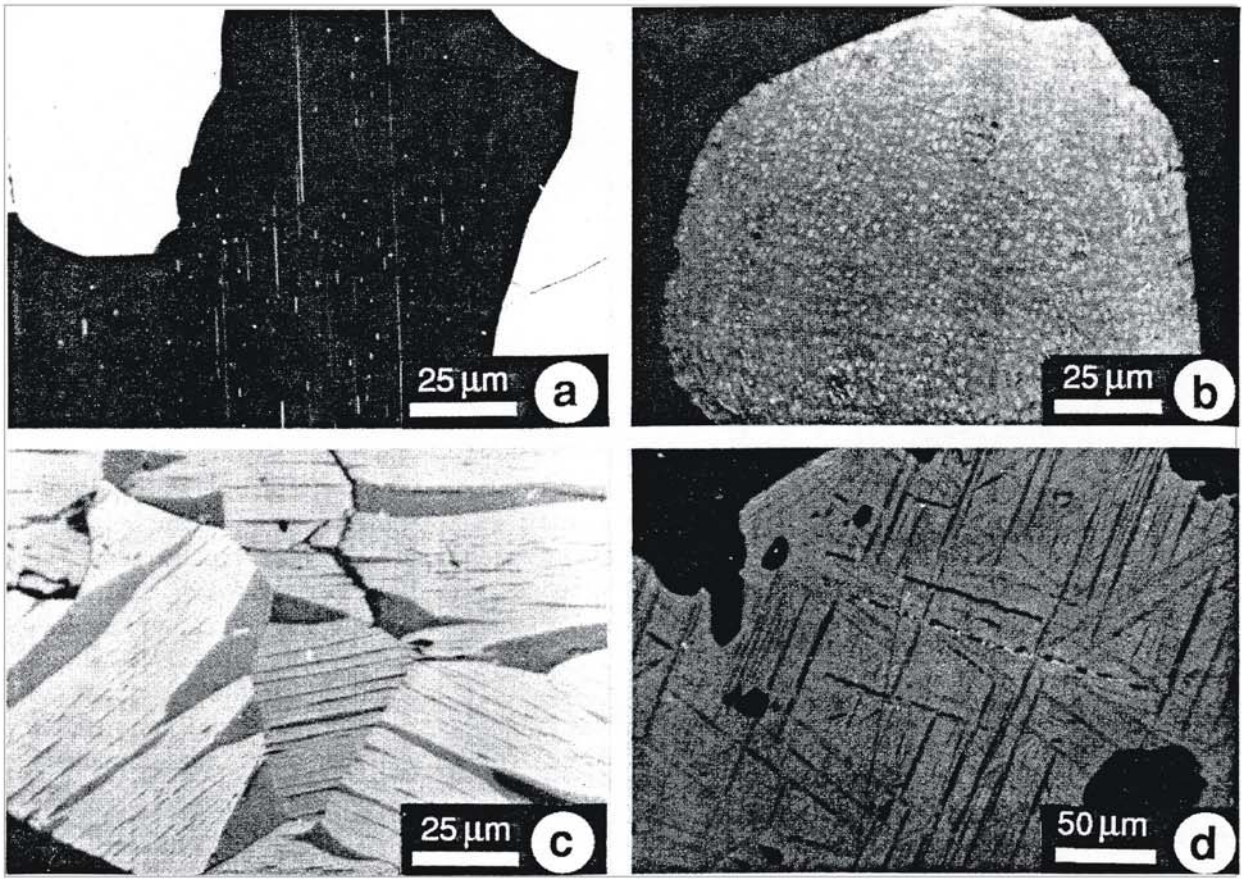


Figura A1-8. *Exoluciones de: a) Granos en "varilla" de TM (blancos) en cristal de plagioclasa: b) Magnetita dentro de ulvoespinela (gris); c) TH rica en Ti (gris) en granos anfitriones de TH rica en Fe; y d) láminas de ilmenita paralelas a planos (111) de la TM que los alberga. (Según Haggerty, 1976).*

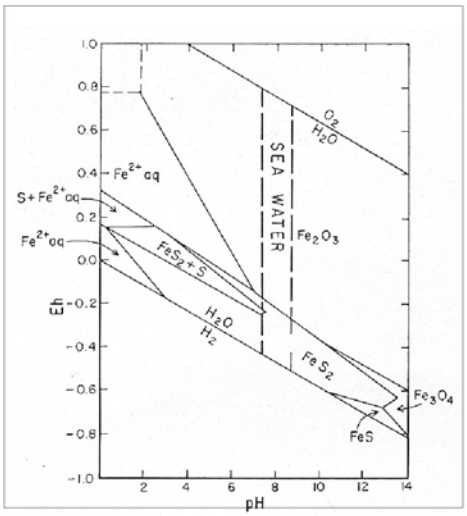


Figura A1-11. *Diagrama Eh-Ph del sistema Fe-S-O. (Según Grant, 1985).*

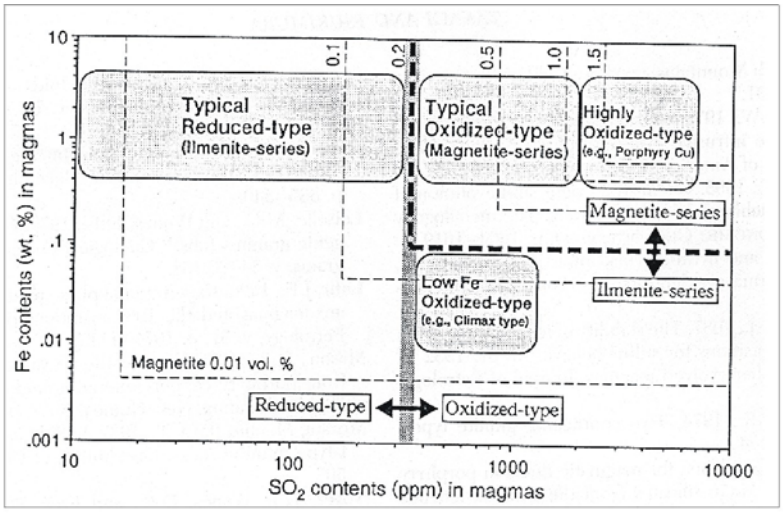


Figura A1-10. *Rangos de SO_2 en granitos oxidados y reducidos. Porcentaje de magnetita en líneas a trazos. (Según Takagi y Tsukimura, 1997).*

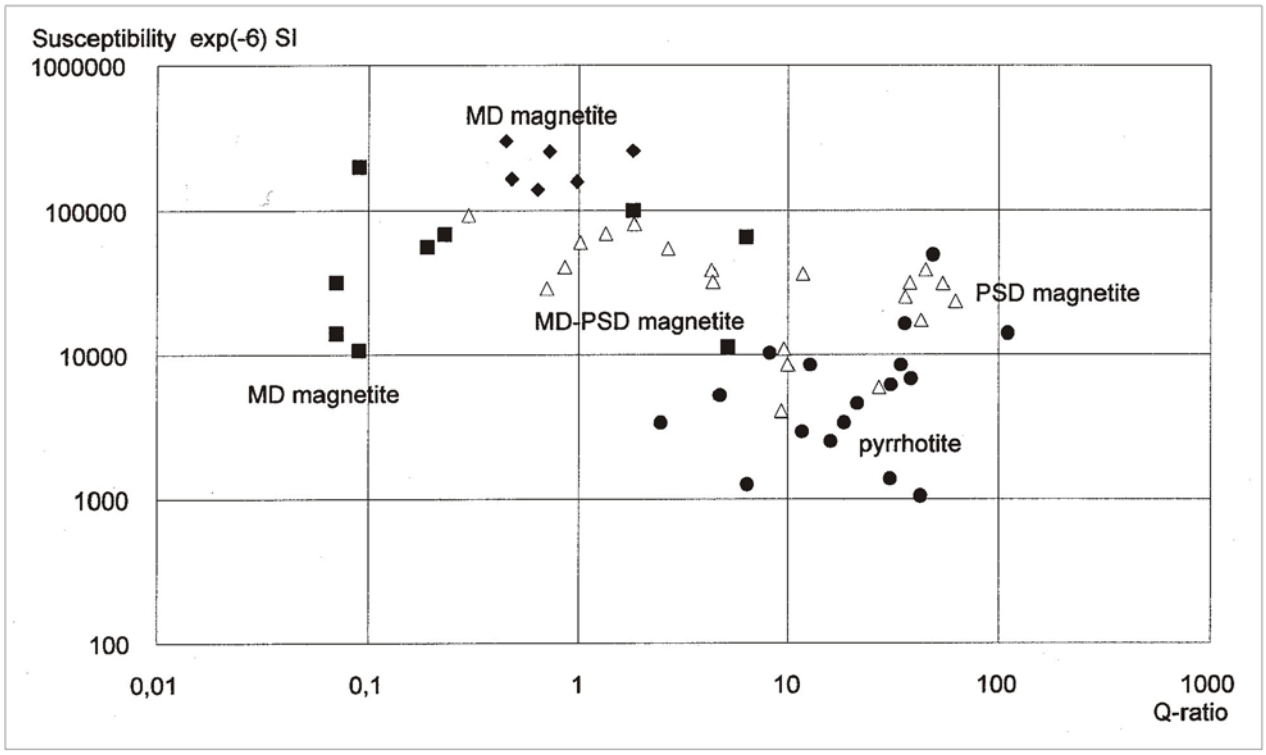


Figura A1-12. *Diagrama susceptibilidad-ratio Q de muestras caracterizadas por diferentes mineralogías magnéticas. Triángulos=rocas ultramáficas, cuadrados y diamantes=metalavas básicas, círculos=pizarras negras (Airo, 1995).*

ANEXO 2. PARÁMETROS. INSTRUMENTACIÓN.

DENSIDADES

Partiendo de las siguientes definiciones y nomenclatura:

V = volumen de muestra (matriz+poros); Vm= volumen de la matriz = V(1-F)
F= porosidad en tanto por uno; d= densidad de la muestra seca (densidad aparente)
dm= densidad de la matriz (densidad real) df= densidad del fluido que rellena los poros (aire=0, agua=1)
m= masa de la muestra seca g= aceleración de la gravedad

Se puede poner: m=V d= V F df+V(1-F) dm; m = Vm dm;

para df=0 considerando que la masa de la muestra es por tanto la masa de la matriz, y d=(1-F) dm;

En la determinación con BALANZA HIDROSTATICA, se procede a pesar la muestra en aire, de donde se obtiene:

P= peso en aire de la muestra seca Ps= peso en aire de la muestra saturada de agua

P= m g = V d g = V dm (1-F) g

Ps = P + V F 1 g ; VgF = Ps-P

de donde d=P/V g

Procediendo a pesar la muestra en agua se obtiene el peso de la muestra saturada, dentro del agua (Pas):

Pas=Ps- V g; V g=Ps-Pas y por tanto:

$$d = \frac{P}{Vg} = \frac{P}{Ps - Pas} = \text{peso específico aparente}$$

$$dm = \frac{d}{(1-F)} = \frac{P}{(1-F)Vg} = \frac{P}{(Ps-Pas)-(Ps-P)} = \frac{P}{P - Pas} = \text{peso específico real}$$

Como valores derivados pueden calcularse:

cantidad de agua absorbida= Ps-P; coeficiente de absorción= (Ps-P)/P; porosidad F=(Ps-P)/Vg = 1- (d/dm)

SUSCEPTIBILIDADES

Como paso previo, unos 100 cc de muestra fue triturado a tamaños inferiores a 2 mm, de los que unos 10 cc se introducían en un cilindro de 1". El instrumento usado para medir la susceptibilidad magnética ha sido el puente kappabridge KLY-3 (AGICO, 1996).

En este tipo de aparatos el campo imanador proviene de un solenoide o de un par de bobinas. Unas bobinas coaxiales son utilizadas para detectar la imanación inducida. Insertando la muestra en el sistema de bobinas se altera el balance inductivo y se produce una señal que será proporcional a la susceptibilidad total de la muestra.

Especificaciones: Frecuencia de operación: 875 Hz; Intensidad del campo: 300 $A*m^{-1}$; Sensibilidad : $3* 10^{-8}$ (S.I)

MAGNETIZACIÓN REMANENTE

La preparación de la muestra consiste en el corte de un paralepípedo rocoso de 1" que se introduce en el mismo cilindro usado en las medidas de susceptibilidad. El instrumentación para medir la Imanación es el magnetómetro de spin JR5 (GEOFYZICA, 1995).

El Magnetómtro JR5 es utilizado en los laboratorios para medir la Imanación Remanente de las rocas en estudios de las propiedades magnéticas de las mismas.

Principio de medida: la muestra de roca de tamaño y forma definida rota a una velocidad angular constante dentro de un par de bobinas. En las bobinas un voltaje ac se induce, cuya amplitud y fase dependen de la magnitud y de la dirección del vector RM de la muestra. El voltaje es amplificado, filtrado y digitalizado. Mediante un análisis de Fourier se calculan 2 componentes perpendiculares de la proyección del vector RM en un plano perpendicular al eje de rotación. De este modo y mediante cuatro medidas consecutivas de cada muestra en diferentes posiciones se calcula el vector Imanación Remanente de las muestras respecto al sistema de coordenadas elegido (el propio de la muestra o el resultante tras una corrección tectónica).

Especificaciones: Velocidad de rotación: 89.3 rev/s; Sensibilidad. $2.4 *10^{-6}$ A/m

CONCENTRACIONES ESPECTROMÉTRICAS IN-SITU

Se ha empleado el espectrómetro de rayos gamma GR-320 (EXPLORANIUM, 1998) portátil para medición in situ de las concentraciones de radioelementos (%K, ppmU y ppmTh) en sitios muestreados para densidad y susceptibilidad. Hay que destacar que este instrumento, por su característica de monitorización continua y automática de la alineación espectral de sus 256 ventanas (mediante una fuente de Cs-137 que lleva incorporada) carece prácticamente de deriva, por lo que proporciona concentraciones de K, U y Th de valor geoquímico si el afloramiento ofrece buenas condiciones de medición (roca fresca, geometría 2π).

En campo el instrumento se configura para el modo de operación seleccionado (nº de canales, tipo de medida, tiempo de medición, etc.), se efectúa el test de alineación con la fuente de Cs, y se efectúa la medida (normalmente medidas dobles) en cada sitio elegido. En oficina, una vez descargada la memoria del aparato, a través del software apropiado, con los datos de calibración del espectrómetro GR-320, ambos suministrados por el fabricante, las cuentas en cada una de las 256 ventanas energéticas del instrumento se transforman en contenidos de K, U y Th.

Especificaciones: v=0.35 litros (21" cúbicas); 114x395 mm (4.5"∅ x 15.5"); p=3.6 kg; 256/512 canales; uno o dos detectores; estabilización automática; calibración incorporada.

ANEXO 3. FICHERO "PETROFÍSICA_TOTAL": LISTADO DE ARENISCAS

Nº : nº muestra

X : coordenada X UTM huso 30

Y : coordenada Y UTM huso 30

Hoja : nº de hoja geológica, según el M.T.N. 1/50.000

Litología : clasificación de campo o mediante lámina

CL : código litológico según tabla V

CF : código de Formación/Intrusión según tabla VI y Figura 1

L : P indica lámina y probeta, L sólo lámina

Pap : densidad aparente

k : susceptibilidad aparente

Q : parámetro de Koenigsberger

%K : potasio

U : ppm uranio

Th : ppm torio

Rt : radiación total (ppm eU)

ARENISCAS

Nº	X	Y	Hoja	Litología-Observaciones	CL	CF	L	Pap	k	Q	K	U	Th	Rt
128	719429	4245593	876	ARCOSA	11	15		2.61	43					
129	719282	4245562	876	ARCOSA	11	15		2.68	114					
130	718105	4245458	876	ARCOSA (clasificable como grauvaca)	11	15	P	2.66	490	0.27				
149	737593	4237885	876	ARCOSA	11	15		2.58	291					
155	739815	4242464	876	ARCOSA	11	15		2.57	87					
156	739625	4242088	876	ARCOSA	11	15		2.63	105					
157	739521	4241846	876	ARCOSA	11	15		2.65	133					
159	728599	4241209	876	ARCOSA	11	15		2.63	64					
160	727178	4241403	876	ARCOSA	11	15		2.65	78					
166	730549	4238516	876	ARCOSA	11	15		2.67	21					
167	731216	4238451	876	ARCOSA	11	15		2.60	69					
168	731692	4238259	876	ARCOSA	11	15		2.54	58					
170	733604	4235397	876	metagw con mt detrítica (.5-.7%).Cierta martitización. d=2,60	11	15	P	2.58	997	0.62				
175	734481	4234580	876	ARCOSA	11	15		2.39	48					
177	735186	4235654	876	ARCOSA	11	15		2.64	143					
191	738235	4236965	876	ARCOSA	11	15		2.63	50					
192	738502	4236947	876	ARCOSA	11	15		2.58	35					
213	742344	4232766	876	ARCOSA	11	15		2.58	63					
218	741506	4233684	876	ARCOSA	11	15		2.58	36					
219	740406	4234655	876	ARCOSA	11	15		2.53	25					
362	735348	4235156	876	ARCOSA (clasificable como pizarra.5009 . Opacos escasos)	11	15	P	2.68	299	1.12				
505	733604	4235097	876	ARCOSA (5000-5001;prox a 170)	11	15		2.53	52					
506	734481	4234680	876	ARCOSA (5006-5007;prox a 175)	11	15		2.59	32					
351	698264	4229030	875	ARCOSA_ARENISCA	11	27		2.50	209					
367	690668	4240458	875	ARCOSA (prox a ESPILITAS Unidad de Pipeta)	11	27	L	2.58	125		0.43	0.14	2.01	4.65
376	691930	4234971	875	ARCOSA	11	27		2.42	15					
377	691019	4231566	875	ARCOSA	11	27		2.55	26					
379	690326	4230123	875	ARCOSA	11	27		2.52	8					
381	690118	4229295	875	ARCOSA	11	27		2.48	5					
382	689921	4234116	875	ARCOSA	11	27		2.25	24					
437	690468	4245784	853	ARCOSA	11	27		2.44	56					
458	685674	4237371	874	ARCOSA	11	27		2.53	59					
37	717692	4218063	897	ARENISCA	12	25	P	2.55	24					
40	718855	4218378	897	ARENISCA	12	25		2.50	90					
227	717957	4214421	897	ARENISCA	12	25		2.66	39					
228	717354	4214924	896	ARENISCA	12	25		2.67	48					
231	715914	4214303	896	ARENISCA	12	25		2.51	33					
232	716251	4213292	896	ARENISCA	12	25		2.50	41					
237	715829	4214095	896	ARENISCA	12	25		2.51	7					
240	711219	4216983	896	ARENISCA	12	26		2.58	41					
246	714361	4221368	896	ARENISCA	12	26		2.68	89					
274	701521	4219948	896	ARENISCA	12	26		2.64	89					
278	698413	4224373	896	ARENISCA	12	26		2.60	58					
279	700687	4224436	896	ARENISCA	12	26		2.48	105					
283	702887	4222473	896	ARENISCA	12	26		2.56	159					

Nº	X	Y	Hoja	Litología-Observaciones	CL	CF	L	Pap	K	Q	K	U	Th	Rt
284	703425	4220937	896	ARENISCA. drepe=2,34	12	26		2.35	34					
285	704172	4220408	896	Arenisca con .5% mt detrítica, recristal. Cierta martit. d=2,72	12	26	P	2.73	1169	0.09				
294	713208	4217336	896	ARENISCA	12	26		2.59	32					
296	711022	4219217	896	ARENISCA	12	26		2.53	56					
469	696696	4224484	896	ARENISCA EN ALTERNANCIA DE CUMBRES	12	26		2.57	92					
471	694291	4224420	896	ARENISCA	12	26		2.67	32					
472	692730	4222622	896	ARENISCA EN ALTERNANCIA DE CUMBRES	12	26		2.55	34					
473	692518	4221957	896	ARENISCA EN ALTERNANCIA DE CUMBRES	12	26		2.57	33					
474	693503	4223809	896	ROCA VOLCANICA IDEM 471	12	26		2.70	56					
475	696416	4223727	896	ARENISCA EN ALTERNANCIA DE CUMBRES	12	26		2.58	32					
476	697117	4223256	896	ARENISCA EN ALTERNANCIA DE CUMBRES	12	26		2.47	7					
477	696932	4221886	896	VOLCANITA O ARENISCA IDEM 471, 474	12	26		2.65	32					
478	695997	4221431	896	ARENISCA EN ALTERNANCIA DE CUMBRES	12	26		2.61	22					
479	696118	4220856	896	ARENISCA EN ALTERNANCIA DE CUMBRES	12	26		2.49	19					
480	695511	4220160	896	ARENISCA EN ALTERNANCIA DE CUMBRES	12	26		2.37	34					
481	696702	4220132	896	ARENISCA EN ALTERNANCIA DE CUMBRES	12	26		2.52	20					
482	697324	4220182	896	ARENISCA EN ALTERNANCIA DE CUMBRES	12	26		2.62	73					
483	698009	4220005	896	ARENISCA EN ALTERNANCIA DE CUMBRES	12	26		2.48	5					
485	699512	4221420	896	ARENISCA EN ALTERNANCIA DE CUMBRES	12	26		2.38	25					
486	700173	4222254	896	ARENISCA EN ALTERNANCIA DE CUMBRES	12	26		2.58	55					
5	740565	4225810	897	CUARCITA	13	2	P	2.58	185					
8	742205	4226789	897	CUARCITA	13	2	L	2.53	290					
10	743808	4226850	897	CUARCITA	13	2	L	2.56	209					
61	742452	4220515	897	CUARCITA	13	2		2.44	27					
212	742940	4228662	876	CUARCITA	13	2		2.62	126					
24	735564	4220328	897	CUARCITA (ÓXIDOS DE Fe). drepe=2.95	13	4	P	2.91	157					
43	722945	4219168	897	CUARCITA	13	4	P	2.60	100					
49	733854	4222660	897	CUARCITA	13	4		2.62	101					
84	724441	4222371	897	CUARCITA	13	4		2.64	104					
88	727322	4218721	897	CUARCITA. drepe=2,59	13	4	L	2.60	114					
97	738125	4213152	897	CUARCITA	13	4	L	2.60	219					
103	738803	4218724	897	CUARCITA. drepe=2,39	13	4	P	2.41	121					
2015	705450	4248300	853	Cuarcita	13	5	L	2.66	9					
2131	687225	4270525	828	Qnegra	13	5		2.62	2					
2133	687025	4270550	828	Qnegra	13	5		2.75	30					
30	734087	4218457	897	GRAUVACA	14	4	P	2.54	39					
31	734168	4218268	897	GRAUVACA	14	4	P	2.53	73					
34	733816	4215763	897	GRAUVACA	14	4	P	2.39	8					
86	724617	4221357	897	GRAUVACA	14	4	L	2.38	36					
90	728884	4218686	897	GRAUVACA	14	4	L	2.62	119					
92	731430	4219809	897	GRAUVACA	14	4	L	2.47	27					
94	738216	4210687	897	GRAUVACA	14	4	L	2.53	43					
96	738338	4212093	897	GRAUVACA	14	4	L	2.51	53					
100	738075	4214629	897	GRAUVACA	14	4	L	2.60	27					
180	737096	4233868	896	GRAUVACA	14	4		2.61	62					

ARENISCAS

Nº	X	Y	Hoja	Litología-Observaciones	CL	CF	L	Pap	k	Q	K	U	Th	Rt
184	732848	4234833	896	GRAUVACA	14	4		2.61	25					
266	716731	4225837	896	GRAUVACA	14	4		2.50	33					
2102	681800	4261425	852	Grauvaca	14	5		2.52	24					
2104	681400	4260700	852	Grauvaca	14	5		2.77	48					
195	743367	4237624	876	METAGRAUVACA	14	20		2.50	19					
215	745174	4235131	876	METAGRAUVACA	14	20		2.54	49					
216	745174	4235137	876	METAGRAUVACA	14	20		2.56	150					
259	707776	4225215	896	METAGRAUVACA con 1% de mgt, martitizada en un 50%	14	27	P	2.54	1377					
260	707081	4225005	896	Metagrauvaca con 0.1-0.3% de mgt, casi totalmente martitiz	14	27	P	2.49	357					
347	704919	4227942	875	GRAUVACA	14	27		2.51	87	2.33				
348	704114	4228350	875	GRAUVACA	14	27		2.31	25	4.19				
355	693222	4231472	875	GRAUVACA_ARCOSA	14	27		2.48	19					
356	692973	4231712	875	GRAUVACA_ARCOSA	14	27		2.62	21					
357	692627	4232470	875	GRAUVACA	14	27		2.57	57					
359	691682	4233551	875	GRAUVACA (similar a 423 con mgt martitizada)	14	27	L	2.56	153					
383	690210	4234577	875	GRAUVACA_ARCOSA	14	27		2.45	20					
386	689961	4244579	875	GRAUVACA	14	27		2.47	26					
387	688814	4244850	875	GRAUVACA	14	27		2.47	32					
388	688277	4244830	875	GRAUVACA	14	27		2.61	35					
408	695381	4242494	875	GRAUVACA	14	27		2.61	25					
423	691365	4245066	875	METAGRAUVACA (1.5 % mgt martitizada)	14	27	P	2.52	1398					
2013	695200	4242700	875	Grauvaca-pizarra	14	27		2.66	248					
2084	690450	4248225	853	Grauvaca	14	27		2.58	73					
2086	690400	4248100	853	Grauvaca	14	27		2.69	13					

ANEXO 4. FICHERO "PETROFÍSICA_TOTAL": LISTADO DE VOLCANITAS

Nº : nº muestra

X : coordenada X UTM huso 30

Y : coordenada Y UTM huso 30

Hoja : nº de hoja geológica, según el M.T.N. 1/50.000

Litología : clasificación de campo o mediante lámina

CL : código litológico según tabla V

CF : código de Formación/Intrusión según tabla VI y Figura 1

L : P indica lámina y probeta, L sólo lámina

Pap : densidad aparente

k : susceptibilidad aparente

Q : parámetro de Koenigsberger

%K : potasio

U : ppm uranio

Th : ppm torio

Rt : radiación total (ppm eU)

VOLCANITAS

Nº	X	Y	Hoja	Litología-Observaciones	CL	CF	L	Pap	k	Q	K	U	Th	Rt
141	734735	4243823	876	ANDESITA	21	10		2.61	171					
147	736172	4241964	876	ANDESITA	21	10		2.57	65					
148	735506	4242101	876	CONGLOMERADO_ANDESITICO	21	10		2.61	76					
150	738300	4238427	876	ANDESITA	21	10		2.65	93					
151	738301	4238430	876	ANDESITA	21	10		2.60	34					
152	739744	4239640	876	ANDESITA	21	10		2.60	141					
158	738217	4240477	876	ANDESITA	21	10		2.64	66					
163	730432	4238260	876	ANDESITA	21	10		2.64	34					
164	730470	4238382	876	ANDESITA	21	10		2.62	36					
165	730550	4238516	876	ANDESITA	21	10		2.72	42					
169	733487	4235015	876	ANDESITA	21	10		2.65	47					
173	734613	4233956	876	ANDESITA	21	10		2.68	30					
174	735152	4234224	876	ANDESITA	21	10	P	2.68	5761	1.33				
189	736718	4236982	876	ANDESITA	21	10		2.67	196					
193	740235	4237395	876	METADIABASA	21	10		2.73	69					
197	741976	4238636	876	ANDESITA	21	10		2.66	158		1.54	1.53	8.99	13.60
202	735052	4244594	876	ANDESITA. drepe=2,54	21	10		2.54	40					
203	734915	4243563	876	ANDESITA	21	10		2.66	54					
204	735277	4242642	876	ANDESITA	21	10		2.64	40					
205	735768	4239306	876	ANDESITA	21	10		2.67	81					
462	745590	4229668	876	TOBAS ANDESITICAS O GRAUWACA	21	10		2.61	22					
463	745819	4230097	876	TOBA ANDESITICA - ANDESITA (FM)	21	10	P	2.68	365					
464	746184	4230409	876	ANDESITA	21	10		2.67	44					
465	745962	4230256	876	TOBA ANDESITICA MALCOCINADO	21	10		2.68	78					
466	744633	4230806	876	TOBA ANDESITICA MALCOCINADO	21	10		2.64	57					
467	745489	4231876	876	TOBA ANDESITICA MALCOCINADO	21	10		2.66	88					
468	745401	4231590	876	TOBA ANDESITICA MALCOCINADO	21	10		2.63	39					
501	735152	4234224	876	ANDESITA (Sitio lava_174; 5002)	21	10		2.67	3962	0.65				
502	735152	4234224	876	ANDESITA (Sitio lava_174; 5003)	21	10		2.68	87					
503	735152	4234224	876	ANDESITA (Sitio lava_174; 5004)	21	10		2.72	111					
504	735152	4234224	876	ANDESITA (Sitio lava_174; 5005)	21	10		2.73	5253	0.10				
549	741995	4236703	876	ANDESITA MASIVA	21	10	L	2.70	6570	0.06				
550	743771	4236080	876	ANDESITA MASIVA	21	10	P	2.65	8131	1.19	0.66	0.64	6.13	8.40
551	742960	4237246	876	ANDESITA MASIVA	21	10		2.70	4395	0.68	0.51	1.60	7.37	9.50
552	741962	4238873	876	ANDESITA MASIVA	21	10	P	2.85	5750	0.85				
716	742730	4237566	876	ANDESITA MASIVA. Placa suelo	21	10		2.71	5837		1.03	2.05	6.70	11.90
53	733981	4224313	897	DIABASA	22	99		2.81	119					
67	744725	4212953	897	DIABASA	22	99		2.96	117		0.56	0.70	3.41	6.40
76	729926	4226406	897	DIABASA	22	99		2.91	70					
77	728763	4227444	897	DIABASA	22	99		2.94	131					
161	732046	4238162	876	DIABASA (DIQUE). drepe=2,69	22	99	P	2.71	1733	0.59				
208	742479	4215809	897	DIABASA	22	99		2.98	26		0.62	0.56	0.66	5.05
331	708171	4232662	875	DIABASA	22	99	L	2.89	1408	1.00	0.31	0.70	3.17	4.95
332	707637	4233726	875	DIABASA	22	99		2.95	828	3.58				
522	710050	4230900	876	Próxima a FB	23	11		2.83	71					

VOLCANITAS

Nº	X	Y	Hoja	Litología-Observaciones	CL	CF	L	Pap	k	Q	K	U	Th	Rt
523	709050	4230875	875	Espilita en Fm. Bodonal.	23	11	L	2.88	3339					
732	753004	4209606	919	Espilita en Fm. Bodonal.	23	11		2.82	7283					
558	719953	4218547	897	Metabasita subvolcánica	23	25	L	2.81	5699	1.10				
559	719900	4218500	897	TOBA BRECHOIDE espilítica	23	25	P	2.74	12745					
569	701946	4221416	896	Metabasita subvolcánica	23	26	P	2.66	9889	0.38				
439	688581	4248029	853	R. ESPILITIZADA ESQUISTO DE JEREZ	23	27		2.73	5306					
562	706457	4226810	896	ESPILITA (zona NE hoja 896)	23	27	P	2.95	25710	0.21				
36	717555	4218091	897	ESPILITA (DE DOLERITA)	23	66	P	2.82	680					
221	718048	4212779	897	ESPILITA	23	66		2.75	794		1.45	1.53	6.39	12.30
222	717253	4213440	896	ESPILITA (DE DOLERITA)	23	66	P	2.76	9486	0.23	0.27	0.54	5.03	6.00
224	715776	4215560	896	ESPILITA	23	66	P	2.81	5241		0.80	1.75	4.13	9.30
225	719026	4213257	897	ESPILITA (BRECHAS)	23	66	P	2.88	1110					
226	718321	4213805	897	Lava vacuolar carbonatizada. Con oligisto y sin mt	23	66	P	2.81	71	0.58				
229	719539	4214850	897	ESPILITA	23	66		2.75	730					
230	718952	4215147	897	ESPILITA	23	66		2.83	7346					
233	716958	4212163	896	ESPILITA (DE DOLERITA)	23	66	P	2.85	6021		1.20	2.00	5.58	12.20
234	714442	4213144	896	ESPILITA (DE DOLERITA)	23	66	P	2.81	7493	0.41				
238	715352	4213454	896	ESPILITA (COLADAS)	23	66	P	2.87	5532	0.24				
243	714166	4216375	896	ESPILITA (COLADAS)	23	66	P	2.86	7654	0.98	0.45	2.01	8.80	10.60
360	691687	4233823	875	VULCANITAS_BASICAS_(BASALTOS)	23	66	P	2.91	6021					
361	691696	4234052	875	VULCANITAS_BASICAS_(BASALTOS)	23	66		2.80	548					
365	691922	4239062	875	ESPILITA CORNEANIZADA	23	66	P	2.96	14576	1.00				
366	691366	4239824	875	Ortoanfibolita. Sin mt. Ilm en leucoxeno.	23	66	L	2.85	88	0.02				
368	690233	4240598	875	ESPILITA (COLADAS)	23	66	P	2.74	2249		0.86	1.32	5.06	9.70
369	689284	4240156	875	VULCANITAS_BASICAS_(BASALTOS)	23	66		2.82	683					
370	688201	4238813	875	VULCANITAS_BASICAS_(BASALTOS)	23	66		2.67	207					
372	687875	4242631	875	VULCANITAS_BASICAS_(BASALTOS)	23	66		2.89	3106		1.61	1.14	3.30	11.30
421	692166	4244611	875	ESPILITA DENTRO DE QUERATOFIDO	23	66		2.78	6322		0.21	0.33	1.44	3.47
453	683969	4238171	875	ESPILITA	23	66		2.83	73					
455	684681	4237178	874	Espilita con mt abundante (5%) martitizada. drepe=2,93	23	66	P	2.93	8182	0.24				
456	685096	4236303	874	ESPILITA O QUERATOFIDO	23	66		2.93	4083					
457	685421	4235416	874	Espilita con 6-7 % mt martitizada	23	66	P	2.88	9742	0.16				
511	685480	4230898	874	ESPILITA (Sitios paleomagnetismo)	23	66		2.76	3369	0.52				
512	685580	4230858	874	ESPILITA (Sitios paleomagnetismo)	23	66		2.87	6547	16.50				
513	686104	4229973	874	ESPILITA (Sitios paleomagnetismo)	23	66		2.77	167	0.09				
514	684200	4229100	874	ESPILITA (Sitios paleomagnetismo)	23	66		2.77	5312	0.62				
515	686300	4229406	874	ESPILITA (Sitios paleomagnetismo)	23	66		2.78	102	0.34				
706	699721	4212845	896	Placa vertical, centro-S hoja	23	66		2.77	189		1.69	1.79	7.22	14.37
44	721650	4218976	897	PORFIROIDE	24	11	P	2.41	42					
45	720029	4219603	897	PORFIROIDE	24	11	P	2.46	58					
87	724640	4219797	897	PORFIROIDE	24	11		2.53	19					
263	716759	4221821	896	PORFIROIDE	24	11		2.54	77		4.00	6.28	13.19	32.80
264	715814	4223281	896	PORFIROIDE	24	11		2.41	31		4.03	4.93	11.86	30.15
265	715057	4224048	896	PORFIROIDE	24	11		2.48	53		5.01	2.60	16.95	35.50
267	715814	4225677	896	PORFIROIDE. drepe=2.64	24	11	P	2.59	798		7.18	2.64	16.74	43.70

VOLCANITAS

Nº	X	Y	Hoja	Litología-Observaciones	CL	CF	L	Pap	k	Q	K	U	Th	Rt
268	714276	4225242	896	PORFIROIDE	24	11		2.64	40		5.80	3.22	8.80	34.60
270	714980	4226092	896	PORFIROIDE	24	11		2.59	8					
272	713957	4225897	896	PORFIROIDE	24	11		2.54	17					
273	713069	4226897	896	PORFIROIDE	24	11		2.53	84					
532	714247	4227503	875	PORFIROIDE	24	11		2.61	895	29.39				
533	712728	4228309	875	PORFIROIDE	24	11	L	2.61	1991	0.27				
534	712730	4227496	875	PORFIROIDE	24	11	P	2.60	3964	1.39				
535	712757	4227318	875	PORFIROIDE	24	11	P	2.56	4637	1.03				
536	718780	4221665	897	PORFIROIDE	24	11		2.63	2278	0.94	7.73	2.51	17.73	47.35
537	718696	4221770	897	PORFIROIDE	24	11		2.70	1905	0.26				
729	749512	4209126	919	PORFIROIDE	24	11		2.61	5734					
730	753912	4209100	919	PORFIROIDE	24	11		2.60	1684		4.10	3.40	20.90	33.25
731	753496	4209254	919	PORFIROIDE	24	11		2.53	39		3.90	3.25	13.65	28.80
560	720000	4218600	897	Toba queratófidica	25	25	L	2.34	2175	0.32				
257	709894	4224762	896	QUERATOFIDO (ANTES ARENISCA)	25	27	P	2.66	2593					
261	707969	4224076	896	Encajante_MINA_LOS_ELOYS	25	27	P	2.63	4339	0.12				
352	697463	4229482	875	Queratófido.5008; drep=2,68.1.5% de mgt, martit al 50%	25	27	P	2.68	1875	0.23				
424	690705	4246453	853	Metatoba qt con mt muy martitizada en FDJ	25	27	P	2.66	1061					
428	690191	4248526	853	QUERATOFIDO ZONA LA BOVEDA	25	27		2.66	35					
432	690440	4248214	853	QUERATOFIDO MINA LA BOVEDA	25	27		2.69	49					
435	692842	4244380	875	Metatoba qt con mt (1-2%) muy martitiz. FDJ (Bóveda)	25	27	P	2.72	1052					
436	692785	4244542	875	TOBAS QUERATOFIDAS EN E.DE JEREZ	25	27		2.68	121					
446	699511	4241604	875	QUERATOFIDO EN ESQUISTOS DE JEREZ	25	27		2.69	485					
557	694032	4245671	853	ROCA DUDOSA (híbrida esp-queratófido)	25	27	P	2.70	4380		0.60	1.29	3.58	7.50
565	708251	4227737	875	QUERATÓFIDO (zona SE hoja 875)	25	27	L	2.80	2168	0.54				
566	706368	4227880	875	QUERATÓFIDO (zona SE hoja 875)	25	27		2.44	2893	0.42				
248	713289	4223541	896	LEUCOGRANITO SUBVOLCÁNICO DE VALERA	25	65		2.59	1030		0.22	6.92	22.81	23.30
254	712355	4225207	896	QUERATÓFIDO_MINA_VALERA	25	65	P	3.00	35332					
255	711148	4226745	896	TOBA	25	65		2.55	866					
256	710326	4224972	896	TOBA	25	65		2.51	232					
289	715891	4217130	896	Queratófido	25	65		2.57	647		0.93	8.70	26.72	30.10
290	715819	4217307	896	Leucogranito subvol. alcalino.1 % mt. Existe martitiz	25	65	P	2.60	1802	0.34	0.33	11.06	26.55	29.40
292	715206	4218064	896	Queratófido	25	65		2.50	41		1.11	2.12	14.18	16.50
414	699061	4244337	875	Queratófido	25	65		2.60	1802					
422	692383	4244598	875	Metatoba qt con bandas de mt (4%) martiti. Cerro minas	25	65	P	2.58	5385		0.28	1.61	5.46	7.45
430	690445	4248214	853	Metatoba qt con mt (5%) muy martiti. M. Bóveda	25	65	P	2.80	1765					
563	709940	4224792	896	Queratófido (zona de falla-mineralización.NE hoja 896)	25	65	P	2.55	13697	0.27				
564	710106	4224982	896	QUERATÓFIDO (zona NE hoja 896)	25	65		2.62	7764	0.78				
681	692300	4244450	875	Queratófido. Bolo suelto ladera	25	65		2.60	2802		1.36	2.97	7.56	14.20
688	712500	4225075	896	Queratófido. Afloramiento en cerro, 1l	25	65		2.59	18		0.82	4.96	7.57	15.00
223	716055	4214664	896	Queratófido	25	66	P	2.83	8255	0.09	1.27	1.88	7.82	13.10
371	688689	4241416	875	Queratófido	25	66	P	2.61	5097					
374	692303	4237353	875	Queratófido	25	66	P	2.76	6329					
454	683974	4238171	875	Queratófido	25	66		2.59	206					

ANEXO 5. FICHERO "PETROFÍSICA_TOTAL": LISTADO DE ROCAS INTRUSIVAS

Nº : nº muestra

X : coordenada X UTM huso 30

Y : coordenada Y UTM huso 30

Hoja : nº de hoja geológica, según el M.T.N. 1/50.000

Litología : clasificación de campo o mediante lámina

CL : código litológico según tabla V

CF : código de Formación/Intrusión según tabla VI y Figura 1

L : P indica lámina y probeta, L sólo lámina

Pap : densidad aparente

k : susceptibilidad aparente

Q : parámetro de Koenigsberger

%K : potasio

U : ppm uranio

Th : ppm torio

Rt : radiación total (ppm eU)

ROCAS INTRUSIVAS

Nº	X	Y	Hoja	Litología-Observaciones	CL	CF	L	Pap	k	Q	K	U	Th	Rt
3	738585	4224081	897	LEUCOGRANITO (MONESTERIO)	31	30	P	2.57	51		4.47	6.24	13.13	34.25
19	736814	4223229	897	LEUCOGRANITO (MONESTERIO)	31	30	P	2.43	27		5.25	4.52	10.06	33.85
21	735227	4222055	897	LEUCOGRANITO_CON_CORDIERITA	31	30	L	2.54	97		3.59	7.53	24.76	38.50
26	738857	4219829	897	Leucogranito (MONESTERIO)	31	30	P	2.33	81		3.74	6.24	13.74	31.80
52	733981	4224313	897	LEUCOGRANITO (MONESTERIO)	31	30	L	2.60	83					
55	734264	4225262	897	LEUCOGRANITO (MONESTERIO)	31	30	L	2.58	38					
68	745752	4213872	897	Leucogranito	31	30		2.42	8		3.33	4.90	14.39	29.10
69	746264	4215758	897	Leucogranito	31	30	L	2.55	50		4.94	5.47	16.27	36.55
73	731654	4224198	897	LEUCOGRANITO (MONESTERIO)	31	30		2.56	90					
2099	682900	4263700	827	Granito-Granodiorita	31	34		2.54	12					
2100	681750	4261400	852	Mzg	31	34	L	2.61	51					
2101	681775	4261400	852	Granito-Granodiorita	31	34		2.61	7					
2103	681275	4260900	852	Pegmatita	31	34		2.58	5					
2105	677950	4259450	852	Felsita	31	34		2.61	12					
2108	674275	4265750	852	Mzg	31	34	L	2.65	53					
2109	677650	4266350	852	Mzg	31	34	L	2.62	52					
2111	681725	4266900	852	Mzsie	31	34	L	2.60	294					
2112	674850	4270900	827	Mzg	31	34	L	2.66	67					
2113	675625	4272700	827	Leucogranito	31	34		2.51	16					
2121	684950	4267475	827	Mzsie	31	34	L	2.57	90					
2129	687700	4270125	828	Granito	31	34		2.59	27					
2130	687200	4270500	828	Granito	31	34		2.56	2					
2136	675000	4271750	827	Granito	31	34	L	2.58	26					
2138	675025	4273025	827	Granito-Granodiorita	31	34		2.54	6					
2149	689650	4265700	852	Granito	31	34	L	2.56	535					
494	761051	4216578	898	Granito Pintado	31	51		2.66	80		2.71	2.61	11.82	22.30
722	239568	4212691	898	Granito Pintado	31	51		2.61	3976		0.00	3.15	14.45	13.40
723	239400	4212593	898	Granito Pintado	31	51		2.58	3345		0.15	2.80	19.80	14.95
724	239056	4212611	898	Granito Pintado	31	51		2.61	6523		0.05	3.70	12.60	12.90
725	238930	4212606	898	Granito Pintado	31	51		2.65	11567		0.15	6.40	14.60	17.25
726	240360	4213010	898	Granito Pintado	31	51		2.62	7164		0.35	3.95	15.20	16.20
727	240175	4212787	898	Granito Pintado	31	51		2.58	4133		0.30	1.80	16.30	13.60
728	240010	4212282	898	Granito Pintado	31	51		2.54	2732		0.20	2.45	15.65	12.95
95	738503	4211187	897	GRANITO (CASTILLO)	31	52	P	2.61	96					
101	738402	4216037	897	GRANITO (CASTILLO)	31	52	P	2.59	61		4.80	3.37	19.34	36.45
682	744100	4212425	897	GRANITO (CASTILLO). Losa cruce Llerena, 2 l	31	52		2.54	14		4.90	4.97	19.57	37.70
683	743325	4211950	897	GRANITO (CASTILLO). Losa entrada finca, 2l	31	52		2.56	23		5.40	6.16	22.48	43.65
684	741800	4210950	897	GRANITO (CASTILLO). Bolos entrada cortijo, 2l	31	52		2.56	6		4.74	5.26	21.55	39.10
700	741000	4215400	897	GRANITO (CASTILLO)	31	52		2.57	54					
701	741200	4214050	897	GRANITO (CASTILLO)	31	52		2.58	4					
47	733033	4221939	897	GRANITOROSA (CALERA)	31	53		2.61	116		2.72	7.81	22.70	34.70
48	733689	4221986	897	GRANITOROSA (CALERA)	31	53	L	2.52	62		3.80	5.28	19.10	33.80
70	732730	4222749	897	GRANITO	31	53		2.55	273		4.22	5.13	43.24	48.30
71	732301	4223403	897	GRANITO	31	53		2.66	66					
81	723762	4226881	897	GRANITO (TABLADA)	31	54		2.55	26		4.02	6.46	5.90	27.87

ROCAS INTRUSIVAS

Nº	X	Y	Hoja	Litología-Observaciones	CL	CF	L	Pap	k	Q	K	U	Th	Rt
108	719275	4231574	876	GRANITO	31	54		2.55	54					
110	719330	4231207	876	GRANITO	31	54		2.55	49					
687	722275	4226700	897	GRANITO. Grandes losas	31	54		2.59	19		3.49	11.25	2.25	30.95
2140	720450	4225900	876	GRANITO	31	54	L	2.51	8					
2141	723900	4226650	876	GRANITO	31	54	L	2.56	42					
2142	723900	4227550	876	GRANITO	31	54	L	2.56	9					
321	706508	4230009	875	GRANITO (REMEDIOS)	31	55		2.46	38	2.38	0.38	2.12	21.24	16.67
322	706359	4232616	875	GRANITO (REMEDIOS)	31	55		2.57	162	0.63				
323	706621	4234470	875	GRANITO (REMEDIOS)	31	55		2.51	45	0.38				
328	706012	4235285	875	GRANITO	31	55		2.52	563	1.87				
329	707146	4233724	875	GRANITO	31	55		2.49	381	2.89				
330	708117	4231922	875	GRANITO (REMEDIOS)	31	55		2.47	64	0.42	0.11	5.74	20.46	18.45
333	708088	4233548	875	GRANITO (REMEDIOS)	31	55		2.52	139	2.26				
334	707394	4231108	875	GRANITO (REMEDIOS)	31	55		2.49	53	9.22	3.09	10.01	21.29	34.50
399	707072	4241454	875	LEUCOGRANITO	31	55		2.45	31					
677	707925	4231300	875	GRANITO. Losas grandes junto arroyo y molino	31	55		2.53	14		0.68	5.75	24.96	23.85
678	708175	4233000	875	GRANITO	31	55		2.54	17		0.12	3.20	31.00	20.10
2043	707100	4233500	875	GRANITO	31	55	L	2.46	6					
2044	706400	4232750	875	GRANITO-Granodiorita	31	55		2.64	79					
2145	707000	4234100	875	GRANITO	31	55	L	2.55	50					
2200	706425	4232775	875	Leucogranito	31	55		2.51	332					
2147	711925	4235425	875	Granito cataclástico	31	56		2.65	12					
2019	708050	4254150	853	GRANITO (SALVATIERRA)	31	57	L	2.62	50					
2020	707400	4254200	853	Monzogranito	31	57	L	2.64	63					
2022	701050	4262100	853	GRANITO	31	57	L	2.65	70	0.04				
2023	699550	4260100	853	GRANITO	31	57	L	2.62	6					
425	690605	4246539	853	LEUCOGRANITO (JEREZ)	31	58		2.54	122		0.11	2.65	13.28	11.70
426	689979	4247841	853	LEUCOGRANITO (JEREZ)	31	58	P	2.43	2105	0.41	0.46	3.09	10.88	12.70
427	689669	4248201	853	LEUCOGRANITO (JEREZ)	31	58	P	2.55	6426	0.59				
433	690646	4248094	853	LEUCOGRANITO (JEREZ)	31	58		2.43	855					
440	688896	4248120	853	Leucogranito alc 1-1.5% mt. Cierta martitización	31	58	P	2.51	3303	0.36				
555	694025	4247729	853	GRANITO ALCALINO.drepe=2.77	31	58	P	2.74	4666	1.01	0.13	4.47	10.82	13.50
556	693780	4248364	853	GRANITO ALCALINO. drepe=2.79	31	58	P	2.77	11500	3.72				
680	694100	4245600	853	GRANITO. Pared vertical, granito alcalino, 1 l	31	58		2.55	5477		0.94	3.67	17.25	17.80
738	688118	4250764	853	LEUCOGRANITO (JEREZ)	31	58		2.54	32		0.20	3.80	15.30	16.10
742	693396	4246410	853	LEUCOGRANITO (JEREZ)	31	58		2.56	1423		0.10	4.30	15.00	14.60
2083	691625	4247800	853	Leucogranito	31	58		2.41	40					
2085	689900	4248500	853	Granito	31	58	L	2.59	103					
132	717571	4240273	876	GRANITO (LAS MESAS)	31	59		2.54	197	0.58				
705	716571	4239273	875	GRANITO	31	59		2.56	9					
442	684626	4247340	852	GRANITO (ZAHÍNOS)	31	60		2.48	649					
444	683893	4246261	852	GRANITO	31	60		2.51	37					
3011	668175	4286800	827	Granito (OLIVENZA)	31	62	P	2.52	62					
3012	667850	4287000	827	Granito (OLIVENZA)	31	62		2.62	55					
364	693686	4240375	875	GRANITO (BAZANA)	31	85		2.51	15		3.80	4.15	9.67	27.50

ROCAS INTRUSIVAS

Nº	X	Y	Hoja	Litología-Observaciones	CL	CF	L	Pap	k	Q	K	U	Th	Rt
404	697591	4238847	875	GRANITO (BAZANA) (drepe=2.30)	31	85		2.36	7		5.14	8.83	6.91	36.55
405	696730	4240486	875	GRANITO	31	85		2.51	15		3.79	4.52	3.55	24.85
406	696120	4241653	875	GRANITO	31	85		2.42	12		4.01	4.49	9.01	28.65
407	695924	4241933	875	GRANITO (BAZANA)	31	85		2.55	25		3.60	5.60	11.41	29.65
2001	698650	4240250	875	Granito rosa: bazana	31	85		2.50	2					
2002	698400	4240050	875	GRANITO (BAZANA)	31	85	L	2.63	44	0.47				
2003	696300	4238500	875	GRANITO (BAZANA)	31	85	L	2.62	57					
2005	692800	4239525	875	Granito rosa: bazana	31	85		2.60	12					
17	738906	4220045	897	Granodiorita	32	31	P	2.69	101		2.98	5.84	10.30	25.50
20	736038	4222707	897	Granodiorita	32	31	P	2.65	148					
51	733811	4223619	897	Granodiorita	32	31		2.67	84					
59	740465	4219753	897	GRANODIORITA (MONESTERIO)	32	31	L	2.64	55		3.00	6.83	10.00	27.20
64	738694	4220809	897	GRANODIORITA (MONESTERIO)	32	31	L	2.66	59		2.83	4.31	8.84	22.20
500	753914	4216909	898	GRANODIORITA PALLARES	32	32		2.66	85					
698	750300	4222825	898	Bolos cuneta S entrada a Pallares	32	32		2.63	14		4.33	3.07	12.90	30.70
699	749250	4221800	898	Suelo. Muestra Pallares	32	32		2.59	27		4.21	4.12	12.89	31.10
703	752000	4218500	898	GRANODIORITA	32	32		2.63	98					
704	750650	4220000	898	GRANODIORITA	32	32		2.69	69					
717	750000	4221200	898	GRANODIORITA	32	32		2.61	23					
497	757072	4211769	898	GRANODIORITA DE HOYA DE STA MARIA	32	33		2.67	65					
498	756117	4211002	898	GRANODIORITA DE HOYA DE STA MARIA	32	33		2.65	39					
499	755530	4212314	898	GRANODIORITA	32	33		2.71	55					
702	756100	4210100	898	GRANODIORITA	32	33		2.67	75					
207	742479	4215810	897	Tonalita (CULEBRIN)	33	61		2.74	731		1.22	1.41	4.86	10.95
209	743756	4213181	897	TONALITA	33	61		2.74	68		1.49	2.39	5.73	13.75
685	743750	4214125	897	Tonalita. Bolo en dos casas. Alterados, 1l	33	61		2.68	99		1.43	1.37	3.45	10.80
686	742800	4214775	897	Tonalita. Bolos carretera vieja, 1l	33	61		2.70	826		1.18	1.32	5.06	10.30
2155	742529	4215000	897	Tonalita	33	61	L	2.76	860					
2095	685100	4264300	827	Tonalita gneísica. Dique? BARCARROTA	33	78		2.75	1589					
2118	682975	4266900	827	Tonalita-granodiorita	33	78		2.65	2580					
2123	683550	4270250	827	Tonalita-granodiorita	33	78		2.62	59					
2125	689650	4265700	853	Tonalita	33	78	L	2.74	324					
2127	689300	4267250	828	Tonalita	33	78		2.77	2304					
695	749440	4203973	919	Bolo carretera 2 m2. TONALITA STA OLALLA	33	93		2.66	314		2.49	3.97	13.27	24.40
696	741100	4205000	918	Bolo. Km 2	33	93		2.74	698		2.05	3.14	11.90	21.40
697	742250	4203300	918	Bolo. Km 5	33	93		2.70	267		2.19	1.34	10.13	18.30
2106	677975	4259475	852	Diorita BARCARROTA	34	78		2.92	61					
2110	677650	4266375	827	Diorita	34	78		2.87	97					
2116	684250	4265900	827	Diorita	34	78		2.90	4387					
2120	684700	4267650	827	Diorita	34	78		2.92	588					
2124	685050	4268700	827	Diorita	34	78	L	2.77	769	0.06				
2126	688500	4266250	827	Diorita	34	78	L	2.89	208					
2128	688000	4266000	827	Diorita	34	78	L	2.82	1585					
488	242669	4211792	898	Gabro px uralitizado con ilm, sin mt	35	70	P	2.81	209	0.60				
490	242178	4211349	898	Gabro	35	70		2.84	133					

ROCAS INTRUSIVAS

Nº	X	Y	Hoja	Litología-Observaciones	CL	CF	L	Pap	k	Q	K	U	Th	Rt
491	242518	4211657	898	Gabro.drepe=2.74	35	70		2.76	134					
493	761816	4216661	898	Gabro	35	70		2.83	121	0.16	1.17	0.94	5.54	10.65
495	761115	4214301	898	Gabro px uralitizado con ilm, sin mt	35	70	P	2.93	186		0.96	1.06	3.55	8.60
496	762018	4214086	898	Gabro	35	70		2.88	95		1.00	1.36	3.63	9.00
3054	761200	4214275	898	Gabro (DEL PINTADO)	35	70		2.96	315	18.10				
3055	762050	4214200	898	Gabro (DEL PINTADO)	35	70		2.88	163					
3056	762100	4214250	898	Gabro uralitizado (ilmenita transf. en leucoxeno)	35	70	P	2.82	71					
3057	760650	4214800	898	Gabro (DEL PINTADO)	35	70	P	2.95	192					
3058	242400	4211300	898	Gabro (DEL PINTADO)	35	70	P	2.92	178					
3059	242750	4211700	898	Gabro (DEL PINTADO)	35	70	P	2.83	138					
692	747300	4205100	919	Placa entrada socavón. AGUABLANCA	35	71		2.92	197	1.64	0.21	0.12	2.16	3.30
693	747300	4205050	919	Escombrera. Muestra pequeña y muestra Cecilio	35	71		2.94	168	3.36	0.33	0.08	2.87	4.50
694	747325	4205150	919	Bolo ladera este del socavón. 50 m N de agua-2	35	71		2.91	129		0.20	0.20	1.93	3.25
746	747600	4205550	919	Gabro piroxénico con anf y biot	35	71		2.97	215					
747	747550	4205550	919	Gabro. kroca	35	71		2.98	264					
3005	747650	4205600	919	Gabro uralitizado (py,cp, sin ferromagnéticos). Kr	35	71	P	2.93	65	1.51				
461	747451	4228296	877	Gabro px uralitizado con ilm, sin mt.	35	72	P	2.83	106					
3060	747300	4228300	877	Gabro	35	72	P	2.76	28					
3061	747325	4228275	877	Gabro	35	72	P	2.96	38					
251	713073	4224294	896	Pxénico uralitiz, ilm-mt (.5-.8%) martitiz.d=2.77	35	73	P	2.76	989	0.87	0.38	2.04	2.13	6.30
252	713089	4224591	896	Gabro pxénico con ilm-mt (.8%). Martitiz escasa	35	73	P	2.92	2221	1.09	0.27	0.33	1.18	3.65
3067	712850	4225000	896	Gabro. Kr. VALERA	35	73	P	2.90	2550	21.02				
280	704143	4226730	896	Gabro olv-px con ilm-mt (.4-.5%). (FREGENAL)	35	74	P	2.95	1099	0.32				
282	703101	4227020	896	Gabro piroxénico con ilm-mt (3-4%)	35	74	P	2.77	10841	5.09				
287	703650	4223698	896	Gabro oliv-pirox con magnetita (desmez de ilm)	35	74	P	2.95	2505					
288	703412	4224116	896	GABRO (FREGENAL)	35	74		3.01	1150					
335	704895	4227431	875	Gabro oliv-pirox con magnetita (desmez de ilm)	35	74	P	2.90	2385	0.83	0.34	0.27	1.62	4.00
336	703987	4227560	875	GABRO (FREGENAL)	35	74		2.92	2058	2.41	0.13	0.10	0.52	1.80
337	702115	4227901	875	GABRO	35	74		2.95	1855	2.46	0.11	0.10	0.38	1.35
342	702127	4231760	875	GABRO	35	74		2.97	1472	1.44				
343	701561	4232077	875	GABRO (FREGENAL. CONTACTO FC)	35	74		3.03	220	0.02				
344	702839	4230603	875	Gabro piroxénico con ilm-mt (.8-1%).	35	74	P	2.92	2468	1.11	0.36	0.10	2.69	4.00
345	702085	4230172	875	GABRO (FREGENAL)	35	74		2.88	1698	1.04	0.43	1.69	3.40	7.20
346	701521	4230161	875	GABRO (FREGENAL. ZONA DE FALLA)	35	74		2.87	199	0.09				
350	702024	4229262	875	GABRO (FREGENAL).	35	74		2.95	631	8.92				
568	702060	4226490	896	GABRO DE FREGENAL	35	74		3.02	3479	3.38				
721	702139	4231751	875	GABRO	35	74		3.05	7668	0.55				
3025	704800	4227400	875	GABRO (FREGENAL)	35	74	P	2.96	2252	14.18				
3026	704700	4227250	875	Gabro olivino-piroxénico	35	74	L	3.01	1994	6.53				
3027	704150	4226600	896	GABRO (FREGENAL)	35	74	P	2.96	279					
3028	704000	4226450	896	Gabro uralitizado (opacos transf. en leucoxeno)	35	74	P	2.97	216					
319	711914	4235478	875	Microgabro (Cortijo Fuente Blanca); dr: 2.77.	35	75	P	2.77	105	0.59				
3029	709650	4232450	875	Gabro uralitizado. Sin mgt	35	75	P	3.03	174					
3030	712000	4235500	875	Microgabro. Sin mgt	35	75	P	2.86	54					
415	697990	4244624	875	Gabro px-anfib uralitizado. Sin mgt, con ilm.	35	76	L	2.94	487	0.75	0.78	0.29	1.92	6.15

ROCAS INTRUSIVAS

Nº	X	Y	Hoja	Litología-Observaciones	CL	CF	L	Pap	k	Q	K	U	Th	Rt
416	695779	4244787	875	Gabro px-anfib, uralitiz. escasa. .5-.8% mgt	35	76	P	3.02	1469	1.13	0.57	0.51	2.64	5.85
434	694840	4245058	875	Ol-px con ilm-3% mt orto y crist dentrit en alt oliv	35	76	P	2.88	5851	0.27	0.59	0.65	2.30	5.80
554	696937	4245232	875	GABRO DE JEREZ	35	76	P	2.90	7325	0.56	0.20	0.74	1.31	3.40
679	697970	4244800	875	GABRO DE JEREZ. Bolos k=25, 1 l	35	76		2.94	4973		0.91	0.65	3.66	8.30
2078	695700	4244850	875	Gabro	35	76	L	3.04	48					
2080	695700	4244850	875	Gabro	35	76		3.11	564					
2081	695175	4246850	853	Gabro	35	76		2.98	252					
3039	695150	4245025	875	Gabro	35	76	P	3.08	152					
3040	697450	4244375	875	Gabro uralitizado. Sin mgt	35	76	P	2.82	165					
3041	697925	4243900	875	Gabro (JEREZ)	35	76	P	3.00	185					
3042	695425	4246300	853	Gabro uralitizado. Sin mgt, con leucoxeno	35	76	P	2.92	76					
3044	696300	4245950	853	Gabro uralitizado (epidota abundante)	35	76	L	2.79	135					
739	688256	4251147	853	Gabro. SIRGADA	35	77		2.97	2798		0.30	0.00	1.70	3.10
740	689720	4250944	853	Gabro. SIRGADA	35	77		2.94	189		0.30	0.00	0.60	2.50
741	689052	4250855	853	Gabro. SIRGADA	35	77		3.02	193		0.10	0.00	1.30	1.40
3035	689825	4249800	853	Gabro. MATAMOROS-SIRGADA	35	77	P	2.93	87		0.10	0.00	0.70	1.40
3036	690050	4249950	853	Diabasa uralitizada (px a anf). Sin mgt	35	77	P	2.87	85		0.10	0.00	1.15	2.10
3037	690175	4250450	853	Gabro con olivino y algo de magnetita	35	77	P	2.86	1925		0.00	0.00	0.80	1.30
3038	690225	4250500	853	Gabro con olivino y magnetita	35	77	P	2.85	3456		0.15	0.00	0.70	1.60
2096	685125	4264325	827	Gabro BARCARROTA	35	78		2.82	76					
2097	684750	4264650	853	Gabro	35	78	L	3.01	2871					
2098	684750	4264350	827	Gabro	35	78		3.03	1960					
2114	675650	4272725	827	Gabro	35	78		2.98	144					
2115	684300	4266100	827	Gabro	35	78		2.79	613					
2117	683350	4266250	827	Gabro	35	78		3.14	711					
2119	683800	4267775	853	Gabro	35	78	L	3.00	140					
2122	687075	4266000	853	Gabro	35	78	L	3.00	1393	0.12				
2132	687400	4267700	853	Gabro	35	78	L	2.97	665	0.24				
3018	673750	4267975	852	Gabro olivino-piroxénico con magnetita	35	78	P	2.95	3240					
3019	673700	4268750	852	Gabro uralitizado	35	78	L	2.93	101					
3020	671775	4273200	852	Microgabro-diabasa uralitizado	35	78	P	2.91	88					
3021	687200	4266150	853	Gabro-diorita con anf y biot. Sin mgt	35	78	P	2.94	349					
3022	687600	4266200	853	Microgabro con px, biot y mgt	35	78	P	2.94	1765					
3023	683300	4265250	852	Gabro hornbléndico con opacos (1%)	35	78	L	2.98	1922					
3024	684600	4264250	852	Gabro hornbléndico con opacos (1%)	35	78	P	3.00	2960					
3008	672550	4283450	827	Gabro olivino-piroxénico (Valverde Leganés).	35	80	P	2.98	927					
3009	672500	4283400	827	Gabro olivino-piroxénico	35	80	L	2.97	706					
3010	672600	4283700	827	Gabro piroxeno-anfibólico. Opacos abundantes	35	80	L	3.07	5217					
3013	667875	4286500	827	Gabro	35	80		2.96	149					
133	734265	4242723	876	ULTRABASICA_MINERALIZADA	36	40		3.02	198					
134	734268	4242729	876	ULTRABASICA (HORNBLENDITA-DIQUE)	36	40	P	3.10	175					
139	734141	4243269	876	ULTRABASICA	36	40		2.93	239					
142	734736	4243823	876	ULTRABASICA (A_B). drepe= 3.11	36	40		3.10	99					
707	732550	4243823	876	HORNBLENDITA	36	40		3.12	2446					

ANEXO 6. FICHERO "PETROFÍSICA_TOTAL": LISTADO DE ROCAS METAMÓRFICAS

Nº : nº muestra

X : coordenada X UTM huso 30

Y : coordenada Y UTM huso 30

Hoja : nº de hoja geológica, según el M.T.N. 1/50.000

Litología : clasificación de campo o mediante lámina

CL : código litológico según tabla V

CF : código de Formación/Intrusión según tabla VI y Figura 1

L : P indica lámina y probeta, L sólo lámina

Pap : densidad aparente

k : susceptibilidad aparente

Q : parámetro de Koenigsberger

%K : potasio

U : ppm uranio

Th : ppm torio

Rt : radiación total (ppm eU)

ROCAS METAMÓRFICAS

Nº	X	Y	Hoja	Litología-Observaciones	CL	CF	L	Pap	k	Q	K	U	Th	Rt
1	737979	4227277	897	ANFIBOLITA MONTEMOLÍN	41	3	L	2.79	69					
6	740565	4225810	897	ANFIBOLITA MONTEMOLÍN	41	3	P	2.79	117					
9	742205	4226789	897	ANFIBOLITA MONTEMOLÍN	41	3	P	2.81	79					
11	743808	4226850	897	ANFIBOLITA MONTEMOLÍN	41	3	L	2.78	64					
16	744143	4226028	897	ANFIBOLITA MONTEMOLÍN	41	3	P	2.87	178					
58	734952	4227762	897	ANFIBOLITA MONTEMOLÍN	41	3		2.89	67					
62	742895	4220531	897	ANFIBOLITA MONTEMOLÍN	41	3		2.98	168					
66	739344	4222516	897	ANFIBOLITA MONTEMOLÍN	41	3		2.83	146					
72	732156	4223733	897	ANFIBOLITA MONTEMOLÍN	41	3		2.92	87					
113	723582	4234381	876	ANFIBOLITA MONTEMOLÍN.	41	3		2.66	147					
114	723395	4236550	876	ANFIBOLITA MONTEMOLÍN	41	3		2.95	123					
185	731272	4234137	876	ANFIBOLITA MONTEMOLÍN.	41	3		3.01	53	0.02				
186	727588	4231084	876	ANFIBOLITA MONTEMOLÍN	41	3		2.93	79					
188	728825	4232127	876	ANFIBOLITA MONTEMOLÍN	41	3		2.99	62					
211	741992	4230879	876	ANFIBOLITA MONTEMOLÍN	41	3		3.02	123					
25	737839	4219474	897	ANFIBOLITA	41	4	P	2.90	194					
104	739188	4218799	897	ANFIBOLITA	41	4	P	2.94	113					
206	742055	4217255	897	ANFIBOLITA	41	4		2.99	230					
2	738267	4226228	897	ESQUISTO_BIOTITICO	42	2	L	2.63	81					
4	739571	4224929	897	ESQUISTO_BIOTITICO	42	2	P	2.62	70					
7	741023	4226263	897	ESQUISTO_BIOTITICO	42	2	L	2.66	99					
12	743913	4224553	897	ESQUISTO_BIOTITICO	42	2	L	2.54	50					
13	743851	4224109	897	ESQUISTO (D)	42	2	P	2.67	114	0.30				
14	743195	4223740	897	ESQUISTO (D)	42	2	L	2.72	204					
15	742687	4223809	897	ESQUISTO_BIOTITICO	42	2	P	2.53	107					
56	734558	4226679	897	ESQUISTO_BIOTITICO	42	2		2.68	108					
57	734620	4226817	897	ESQUISTO_BIOTITICO	42	2		2.72	40					
63	745830	4221094	897	ESQUISTO_BIOTITICO	42	2		2.78	100					
75	730749	4225670	897	ESQUISTO_BIOTITICO	42	2	L	2.63	30					
78	728025	4227392	897	ESQUISTO_BIOTITICO	42	2	L	2.62	30					
79	726210	4227118	897	ESQUISTO_BIOTITICO	42	2	P	2.57	118					
80	726210	4227118	897	ESQUISTO_BIOTITICO	42	2	L	2.70	80					
82	723487	4225543	897	ESQUISTO	42	2		2.62	38					
83	723735	4224105	897	ESQUISTO	42	2		2.59	143					
107	719606	4232316	876	ESQUISTO_BIOTITICO. drepe=2.86	42	2		2.85	106					
109	719703	4231097	876	ESQUISTO_BIOTITICO	42	2		2.69	68					
112	722719	4234132	876	¿ESQUISTO_BIOTITICO?	42	2		2.70	27					
178	738103	4229510	876	ESQUISTO_ANFIBOLITA	42	2		2.79	60					
187	727040	4230093	876	ESQUISTO_BIOTITICO	42	2		2.70	99					
210	739149	4233511	876	Esquisto	42	2		2.56	26	0.10				
2041	724025	4237375	876	METAMORFITA ENCAJANTE	42	2	L	2.67	132					
2201	724125	4228575	876	Esquisto	42	2		2.61	27					
316	711322	4232119	875	METAFMO_CONTACTO_TENTUDIA	42	5		2.71	34	0.26				
318	710765	4231502	875	CALCOESQUISTO_CALIZAS	42	5		2.53	75	0.95				

519	709550	4252400	853	ESQUISTO	42	5	L	2.53	18	0.02				

ROCAS METAMÓRFICAS

Nº	X	Y	Hoja	Litología-Observaciones	CL	CF	L	Pap	k	Q	K	U	Th	Rt
2038	714900	4229150	875	Esquisto	42	5		2.60	26					
2070	709550	4252350	853	Grauvaca-pizarra	42	5		2.65	20					
320	706096	4228830	875	ESQUISTO	42	27		2.53	34	0.77				
340	705118	4228511	875	Esquisto bandeado con 1% mt martitizada	42	27	P	2.51	2300	0.31				
341	704224	4229483	875	ESQUISTO	42	27		2.36	201	1.20				
353	694688	4230380	875	ESQUISTO	42	27		2.56	623					
354	693789	4230978	875	ESQUISTO GRAUVÁQUICO (ARENISCA)	42	27		2.50	15					
358	691606	4233185	875	ESQUISTO	42	27		2.34	7					
363	694554	4242373	875	ESQUISTO	42	27		2.48	26					
373	692353	4238371	875	ESQUISTO	42	27		2.55	33					
375	692073	4236182	875	ESQUISTO	42	27		2.71	58					
378	690685	4230887	875	ESQUISTO	42	27		2.54	19					
384	693183	4244623	875	ESQUISTO	42	27		2.64	290					
385	691724	4244554	875	ESQUISTO	42	27		2.53	73					
389	699430	4241592	875	Metagw 0.4-0.8% mt detrítica recristal. Martitz.	42	27	P	2.64	983	0.26				
409	695975	4242990	875	Metagw 1% mt detrítica recri. y Martitiz. dr=2.54	42	27	P	2.53	1140	0.45				
410	697746	4242731	875	Metagw mt detrítica recris. y Martitiz. dr=2.48	42	27	P	2.47	1120	0.39				
419	705108	4239117	875	E. Jerez. ROCA_DE_CAJA_BISMARK	42	27	P	2.59	937					
438	687653	4247117	852	ESQUITO GRAUVAQUICO DE JEREZ	42	27		2.45	9					
441	684906	4247969	852	ESQUISTO GRAUVÁQUICO. dr=2.74	42	27		2.74	65					
443	684047	4246282	852	ESQUISTO GRAUVÁQUICO	42	27		2.42	37					
445	685493	4247203	852	ALTER. DE ARENISCAS Y E. DE JEREZ	42	27		2.66	30					
449	684566	4243554	875	GRAUVACA DE CAJA E. DE JEREZ	42	27		2.51	26					
450	684229	4243341	875	ROCA DE CAJA (NIVELES DE HEMATITES)	42	27		2.71	56					
451	683130	4242824	875	ESQUISTOS DE JEREZ	42	27		2.65	21					
452	683668	4241000	875	ESQUISTOS DE JEREZ	42	27		2.48	29					
2004	692650	4239400	875	MICAESQUISTOS_CORNEANIZADO	42	27	L	2.70	691					
2009	699400	4241500	875	Arenisca negra (encajante)	42	27	L	2.72	1510					
46	718733	4219522	897	MARMOL. drepe=2.96	43	16	P	2.91	81					
214	744517	4234198	876	CALIZA	43	16		2.64	67					
235	714329	4212899	896	MARMOLES	43	16		2.80	140					
236	714047	4212642	896	MARMOLES	43	16		2.84	43					
239	713825	4212388	896	MARMOLES	43	16		2.77	121					
241	711524	4217722	896	MARMOLES	43	16		2.59	37					
242	712951	4216908	896	MARMOLES	43	16		2.79	72					
244	712859	4215320	896	MARMOLES	43	16		2.77	99					
245	713492	4215654	896	MARMOLES	43	16		2.80	84					
247	714162	4223581	896	MARMOLES	43	16		2.70	5					
250	712920	4224281	896	MARMOL (HIDROT. CON OLIGISTO).dr= 3.02	43	16	L	2.95	145					
281	703057	4226164	896	MARMOL	43	16		2.69	18					
286	704107	4223157	896	MARMOL	43	16		2.89	78					
324	706141	4235085	875	MARMOL	43	16		2.65	9	2.54				
338	701267	4227952	875	MARMOL	43	16		2.60	306	3.54				
339	700979	4227983	875	MARMOL	43	16		2.60	48	1.40				

349	703071	4228863	875	MARMOL	43	16	L	2.68	45	0.07				

ROCAS METAMÓRFICAS

Nº	X	Y	Hoja	Litología-Observaciones	CL	CF	L	Pap	k	Q	K	U	Th	Rt
2082	695200	4246875	853	Caliza	43	16		2.71	14					
18	737749	4223832	897	MIGMATITA	44	1	L	2.63	80		2.78	5.82	14.76	27.10
50	733808	4223128	897	MIGMATITA	44	1		2.62	40					
54	734105	4224792	897	MIGMATITA	44	1		2.69	76					
60	741618	4220200	897	MIGMATITA	44	1		2.68	87					
65	738977	4221743	897	MIGMATITA	44	1		2.71	70					
74	731119	4225042	897	MIGMATITA	44	1	P	2.83	66					
393	701897	4240657	875	Leucogranito	44	6		2.62	845					
394	703663	4241401	875	NEIS_MIGMATITICO_DE_VALUENGO	44	6		2.51	94					
395	703804	4241757	875	Leucogranito	44	6		2.45	946					
402	704954	4242653	875	Leucogranito	44	6		2.48	58					
417	702970	4235748	875	LEUCOGRANITO (VALUENGO)	44	6		2.48	16					
2089	703300	4243400	875	Gneis anfibólico pegmatoide	44	6	L	2.67	523					
2090	703350	4243375	875	Aplitoide anfibólico encajante	44	6	L	2.76	1794					
2144	716800	4229800	875	Gneis?	44	6		2.66	28					
22	734790	4221750	897	PIZARRA_GRAUVAQUICA	45	4	L	2.34	25					
23	735564	4220328	897	PIZARRA	45	4	P	2.26	37					
32	734341	4216951	897	PIZARRA	45	4	L	2.38	52					
33	734611	4215779	897	PIZARRA	45	4	L	2.35	48					
35	733816	4215763	897	PIZARRA	45	4	L	2.34	31					
42	724968	4218898	897	PIZARRA_GRAUVAQUICA	45	4	L	2.68	32					
85	724617	4221357	897	PIZARRA	45	4		2.57	86					
89	728884	4218686	897	PIZARRA	45	4	L	2.46	39					
91	731430	4219809	897	PIZARRA	45	4	L	2.52	50					
93	737572	4209731	897	PIZARRA	45	4		2.65	37					
98	738233	4213490	897	PIZARRA	45	4	L	2.57	37					
99	738075	4214629	897	PIZARRAS_CUARCITICAS	45	4	L	2.66	49					
102	738502	4217919	897	PIZARRA	45	4	L	2.39	80					
179	737466	4232363	876	PIZARRA	45	5		2.58	21					
182	737368	4233192	876	PIZARRA	45	5		2.65	31					
183	732855	4234832	876	PIZARRA_GRAUVAQUICA	45	5		2.52	22					
314	712967	4235035	875	PIZARRA	45	5		2.48	23	0.18				
459	745382	4229298	876	PIZARRA_GRAUVAQUICA	45	5		2.62	37					
2107	673800	4265800	827	Pizarra	45	5		2.44	58					
2135	672975	4266600	827	Pizarra	45	5		2.66	48					
2137	675000	4271750	827	Pizarra	45	5		2.27	3					
2139	668000	4275500	827	Pizarra	45	5		2.51	24					
2148	711950	4235450	875	Pizarra	45	5		2.56	4					
269	714734	4225850	896	PIZARRA	45	11		2.48	25					
271	714318	4226429	896	PIZARRA	45	11		2.50	35					
162	731878	4238165	876	PIZARRA_ARENISCA??	45	15	P	2.49	255					
171	733972	4235210	876	PIZARRA_ARENISCA??	45	15		2.56	50					
176	735189	4235650	876	PIZARRA_ARENISCA??	45	15		2.68	63					
190	737196	4236856	876	PIZARRA_CALIZA	45	15		2.65	83					

194	743365	4237622	876	PIZARRA	45	20		2.55	32					

ROCAS METAMÓRFICAS

Nº	X	Y	Hoja	Litología-Observaciones	CL	CF	L	Pap	k	Q	K	U	Th	Rt
196	744008	4237937	876	PIZARRA	45	20		2.68	27					
217	745257	4234807	876	PIZARRA_VERDE	45	20		2.70	68					
492	242938	4211929	898	NIVELES SILICIFICADOS EN P. VERDES	45	20		2.61	33					
127	721962	4245704	876	PIZARRA	45	21		2.62	102					
38	718234	4217988	897	PIZARRA_ARENISCA	45	25	L	2.32	4					
39	718554	4218287	897	PIZARRA_ARENISCA	45	25	P	2.70	851	0.28				
41	719712	4218312	897	PIZARRA_VERSICOLOR	45	25	P	2.57	213					
220	718873	4212356	897	Pizarra	45	25		2.25	41					
561	721175	4217800	897	TOBA BRECHOIDE?	45	25	L	2.76	3992	0.13				
275	701770	4221966	896	PIZARRA	45	26		2.72	98	1.75				
276	696494	4225277	896	PIZARRA ¿magnetita visible?	45	26	P	2.65	269	0.61				
277	697386	4224266	896	PIZARRA	45	26		2.54	46					
291	715110	4218269	896	PIZARRA_CAMBRICO	45	26		2.50	45					
293	714555	4216648	896	PIZARRA_VERDE	45	26		2.30	24					
295	712863	4217726	896	PIZARRA	45	26		2.72	38					
297	710597	4219935	896	PIZARRA (antes arenisca)	45	26	L	2.49	267					
470	694888	4224644	896	PI ZARRA EN ALTERNANCIA DE CUMBRES	45	26		2.44	37					
484	698491	4220338	896	PIZARRA EN ALTERNANCIA DE CUMBRES	45	26		2.73	22					
487	700576	4222727	896	PIZARRA (antes arenisca)	45	26	P	2.42	1180	0.25				
258	708686	4224463	896	PIZARRA_ARENISCA??	45	27		2.50	416	4.60				
380	690267	4229192	875	PIZARRAS	45	27		2.53	26					
431	690450	4248214	853	Filita con mgt escasa y martitizada	45	27	P	2.67	126					
447	687458	4244597	874	PIZARRA EN ESQUISTOS DE JEREZ	45	27		2.34	30					
135	733583	4242960	876	SERPENTINITA	46	40	P	2.49	4007	10.68				
136	732597	4243664	876	SERPENTINITA	46	40	P	2.61	5239	2.77				
137	731502	4244553	876	SERPENTINITA	46	40	P	2.64	3425	1.28				
138	732778	4244345	876	SERPENTINITA	46	40	P	2.51	5531	1.15				
140	734716	4243576	876	SERPENTINITA	46	40		2.61	123	1.05				
143	733775	4245168	876	SERPENTINITA	46	40	P	2.61	3754					
144	732985	4245150	876	SERPENTINITA	46	40	P	2.59	2328					
145	737242	4241937	876	SERPENTINITA	46	40	P	2.56	5984					
146	736945	4242142	876	SERPENTINITA	46	40	P	2.52	5269					
460	747245	4228597	877	Serpentinita con 1-1.5% mt. Monteagudo.dr=2.71	46	40	P	2.70	3394	0.48				
27	733792	4220839	897	CALIZA	47	4	L	2.59	20					
28	733130	4221094	897	CALIZA. drepe= 2.56	47	4	P	2.58	29					
29	734039	4220221	897	MARMOLES. drepe= 2.86	47	4	L	2.82	14					
489	241954	4210994	898	CALIZAS INTERCALADAS EN PIZARRAS	47	20		2.66	20					
198	733767	4238579	876	CALIZA	47	21		2.69	61					
199	732705	4240378	876	CALIZA	47	21		2.69	8					
200	730943	4241185	876	CALIZA	47	21		2.71	26					
201	728502	4243102	876	CALIZA	47	21		2.82	23					
2034	721900	4245700	876	CALIZA-ROCA CALCOSILICATADA	47	21	L	2.70	76					
325	705289	4236229	875	MARMOL (MINA SOLDADO)	48	94		2.82	1336	0.57				
398	705652	4242855	875	ROCA_CALCOSILICATADA (CORNEANA)	48	94	P	2.89	799		0.40	1.40	8.85	9.10

708	718800	4250400	854	CORNEANA DE BURGUILLOS	48	94		2.80	2976					

ROCAS METAMÓRFICAS

Nº	X	Y	Hoja	Litología-Observaciones	CL	CF	L	Pap	k	Q	K	U	Th	Rt
743	241350	4211585	898	CORNEANA DEL PINTADO	48	94		2.79	7734	0.15	8.30	1.75	10.85	44.10
744	241060	4212450	898	CORNEANA DEL PINTADO	48	94		2.77	9576		0.30	2.60	9.50	11.75
745	751477	4204113	919	CORNEANA EN FmB	48	94		2.78	3727		3.35	1.90	13.15	24.20

MISCELÁNEA

153	745983	4242213	876	BASALTO	51	95	P	2.73	3850					
154	745685	4243833	876	BASALTO	51	95		2.65	1360					
249	712922	4224277	896	OLIGISTO_LA_VALERA	52	96		3.20	222					
253	712355	4225207	896	MINERALIZACION_MINA_VALERA	52	96	P	4.05	127948					
262	707969	4224077	896	HIERRO_EN_MINA_LOS_ELOYS	52	96	P	3.56	151936					
326	705294	4236229	875	ROCA_CAJA_MINERALIZADA_SOLDADO	52	96	P	3.16	9549	0.98				
327	705299	4236229	875	MAGNETITA_MASIVA_SOLDADO	52	96	P	3.87	4870	0.67				
392	702890	4242173	875	SKARN-MINERALIZADO(SAN_GUILLERMO)	52	96	P	3.41	99840					
396	705045	4242681	875	NIVEL_GUIA_CALIZAS (skarn_mineralizado)	52	96	P	4.24	158700					
400	707991	4239785	875	MINERALIZACION_MAGNETICA(BERRONA)	52	96	P	4.16	162500					
401	708103	4239969	875	MINERALIZACION_MAGNETICA(BERRONA)	52	96	P	3.04	52651					
413	699024	4244338	875	ROCA_MINER_EN_ESCOMBRERA(BILBAINA)	52	96	P	3.94	16003	0.09				
418	705108	4239117	875	MINERALIZACION_(MINA_BISMARK)	52	96		3.45	15096	0.49				
420	705158	4238967	875	MINERALIZ_POZO_PRINCIPAL(BISMARK)	52	96		3.83	91232					
429	690186	4248526	853	MINERALIZACION MINA LA BOVEDA	52	96		4.15	18400	0.30				
448	684592	4243569	875	MINERALI. DE HEMATITES EN E. DE JEREZ	52	96		2.96	303					
567	702900	4242225	875	SKARN-MINERALIZADO(SAN_GUILLERMO)	52	96	P	3.42	170067					
719	747310	4205200	919	Aguablanca	52	96		3.47	12403	6.28				
720	747310	4205225	919	Aguablanca	52	96		3.64	13135	2.20				
3006	747600	4205550	919	Gabro piroxénico con anf y biot (cp, plt, po). Kr	52	96	P	3.17	729	164.27				
3007	747550	4205550	919	Gabro. kroca	52	96	P	3.14	6468	5.35				
3068	712600	4225250	896	Roca hematítica (>30%. Valera)	52	96		3.62	276					
718	725325	4246725	854	Skarn (M. Torres)	53	90		2.92	756		1.98	4.53	10.82	21.10
3062	725425	4246750	854	Skarn (M. Torres)	53	90	P	2.93	71		1.77	2.64	7.12	15.40
3063	725375	4246750	854	Skarn (M. Torres)	53	90	P	3.08	1004		1.42	3.69	14.15	17.70
3064	725300	4246675	854	Skarn (M. Torres)	53	90	P	2.94	955		1.81	2.20	7.54	16.20

ANEXO 7. CARACTERIZACIÓN MEDIANTE RADIACIÓN GAMMA NATURAL DE UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Se describen en este anexo las características cualitativas del mapa radiométrico ternario (**figuras 35** ó **40**) en las unidades metasedimentarias y metamórficas precámbricas y cámbricas del Antiforme de Monesterio, en donde no se han efectuado mediciones con el espectrómetro de mano (las medidas en tierra y las características radiométricas de las principales rocas ígneas del Antiforme se indican en el capítulo 3.6).

SÍNTESIS GEOLÓGICA

En la descripción que sigue se va a trabajar con la síntesis geológica de unidades litoestratigráficas y cuerpos intrusivos que aparecen etiquetadas y en color de la **figura 1**, en la que se representa la cartografía Magna de la faja de sucesiones proterozoicas (Serie Negra) y flancos cámbricos (litosomas terrígenos y carbonatado) que constituyen la estuctura del Antiforme. Esta síntesis se basa en la correlación de las unidades litoestratigráficas definidas en las hojas Magna involucradas en este trabajo, correlación para la que se ha tenido en cuenta las firmas magnéticas y radiométricas de las unidades estudiadas, y las referencias geológicas básicas que se citan a continuación. Se va a trabajar con ella por considerarla adecuada tanto para agrupar los resultados de petrofísica obtenidos hasta la fecha, como para describir el magnetismo y la radiometría del área de estudio, si bien para el estudio radiométrico serán necesarias subdivisiones adicionales. Las fuentes principales para la geología del sector de la Zona de Ossa-Morena (ZOM) que estamos estudiando son:

*En primer lugar, las hojas Magna nºs 853 (Muelas Peña *et al*, 1975), 875 (Coullault *et al*, 1981), 876 (Garrote Ruiz *et al*, 1983), 896 (Apalategui *et al*, 1983), 897 (Eguiluz *et al*, 1983), 898 (Apalategui *et al*, 1990b), 918 (Apalategui *et al*, 1980), y 919 (García Monzón *et al*, 1974). Las 4 hojas centrales (875, 876, 896, 897) se realizaron alrededor de 1980, por un equipo de trabajo relativamente homogéneo. Se han consultado algunas síntesis geológicas previas que incluyen estas hojas, como el "Mapa Geológico-Minero de Extremadura" (Quesada *et al*, 1987), la cartografía de la "Base de Datos Geológico Mineros de la zona de Ossa-Morena" (Ministerio de Industria y Energía, Junta de Andalucía, Junta de Extremadura, 1995), y la "Síntesis Geológica del Vulcanismo en el Suroeste del Macizo Ibérico (ZOM)" (Enresa, 1998).

*Una visión global moderna de la geología de la Zona de Ossa-Morena (ZOM) se suministra en *Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Part V Ossa Morena Zone*, 1990. Introduction (Quesada, 1990), Stratigraphy (Quesada *et al*, 1990), Structure (Apalategui *et al*, 1990a), Igneous rocks (Sánchez Carretero *et al*, 1990), Metamorphism (Quesada y Munha, 1990), and Metallogeny (Locutura *et al*, 1990). Dallmeyer, R. D., y Martínez García, E. (eds). Springer-Verlag, páginas 248-330.

El trabajo de Sánchez Carretero *et al* proporciona la ubicación tectoestratigráfica general del magmatismo de la región estudiada; además de esta ubicación general suministra una descripción sufientemente detallada, aspectos que son dificíles de consultar fuera de esta presentación.

* Trabajos más recientes se indican en la bibliografía de esta Tesis, en especial, los incluídos en el libro homenaje a F. Francisco Goncalves *Estudos sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Macico Ibérico. 1996. U. de Évora. 291 p*.), la publicación de Eguiluz *et al*, 2000 (de aquí se han tomado las edades radiométricas de la **figura 1**, provenientes de diversos autores), y las referencias respectivas de los correspondientes artículos.
Precisamente, a continuación reproducimos parte de dos contribuciones del libro homenaje a F. F. Goncalves que sirven para ilustrar la síntesis de la **figura 1**.

La primera, "Unidades Tectonoestratigráficas en el zócalo de la ZOM", corresponde a las páginas 210-211 de Quesada, 1996. Evolución geodinámica de la zona de Ossa-Morena durante el ciclo cadomiense. La segunda, "Litoestratigrafía y ambientes del Cámbrico", a las páginas 10-13 de Liñan, E.; Goncalves, F.; Gámez Vintaned, J. A. y Gozalo, R. 1996. Evolución paleogeográfica del Cámbrico de la zona de Ossa-Morena basada en el registro fósil.

Unidades Tectonoestratigráficas en el zócalo de la ZOM

"Si se exceptúan los afloramientos correspondientes a la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba que se comentarán más adelante, el Precámbrico de la ZOM contiene principalmente dos conjuntos litológicos bien diferenciados. Un conjunto inferior predominantemente metasedimentario, conocido como Serie Negra (Alia, 1963; Carvalhosa, 1965) y un

conjunto superior vulcanosedimentario, que recibe varios nombres, entre los cuales el de Fm. Malcocinado (Fricke, 1941) es el más extendido. Ambos conjuntos aparecen representados en los afloramientos más septentrionales de la ZOM, estando ausente el superior en los escasos asomos del zócalo de los sectores más meridionales de la misma (Macizos de Evora, Aracena, Almadén de la Plata).

Serie Negra

En el antiforme de Monesterio, que constituye el mayor afloramiento de Serie Negra en la totalidad de la ZOM, Eguiluz (1988) ha distinguido dos sucesiones metasedimentarias, separadas por un tramo potente de anfibolitas con características primarias de toleitas de tendencia oceánica (Anfibolitas de Montemolín). La sucesión inferior (Fm. Montemolín; Eguiluz, 1988) presenta rasgos semejantes a los del resto de afloramientos de la Serie Negra en otros sectores de la ZOM, y consiste en una alternancia de metagrauvacas cuarzosas y metapelitas grafitosas, con características turbidíticas, en la que localmente se intercalan carbonatos, anfibolitas y sobre todo las típicas cuarcitas negras (liditas). La preservación local de estructuras sedimentarias de aguas relativamente someras (estratificación cruzada de tipo "hummocky"), tanto en areniscas como en carbonatos, junto con la naturaleza cuarzosa (madura) de las primeras, sugieren ambientes de plataforma externa conectados con áreas fuente continentales, si bien en ningún punto de la zona aflora con certeza el posible zócalo sobre el cual se apoyan. Por su parte, la sucesión superior de la Serie Negra en el antiforme de Monesterio (Fm. Tentudía; Eguiluz, 1988), a cuyo entorno se restringe, constituye una secuencia turbidítica estrato y granocreciente en la que progresivamente aumenta una componente volcánica en la composición de las metagrauvacas, al tiempo que desaparecen las características típicas de la Fm. Montemolín; principalmente, la proporción de grafito y las cuarcitas negras. Entre los clastos volcánicos predominan composiciones intermedias y ácidas similares a las que afloran en el conjunto vulcanosedimentario superior (Fm. Malcocinado y equivalentes). Esta evolución registrada en la Fm. Tentudía implica un cambio progresivo en los aportes detríticos a la cuenca, que pasaron de una fuente continental madura a una fuente volcánica (tal vez un arco magmático), al tiempo que desaparecerían las escasas evidencias de aguas someras.

Complejo Vulcanosedimentario

El conjunto vulcanosedimentario superior se superpone en discordancia angular y erosiva sobre la Serie Negra previamente deformada. Se trata de una sucesión heterogénea en la que alternan lavas, piroclastos, epiclastos y sedimentos terrígenos y carbonatados, dentro de la cual las rocas volcánicas varían en composición desde basaltos a riolitas, si bien predominan los términos intermedios (andesitas y dacitas). Geoquímicamente, caracterizan una asociación calcoalcalina de tipo orogénico, y han sido atribuidas a un arco magmático ligado a subducción (Sánchez Carretero *et al*, 1989, 1990). Además del vulcanismo, este evento magmático orogénico está representado por numerosos plutones de composiciones comparables que intruyen en la Serie Negra previamente deformada e incluso en partes del propio conjunto vulcanosedimentario.

Además de Serie Negra y Complejo Vulcanosedimentario, dentro de la ZOM aparecen expuestas localmente unas escamas tectónicas, superpuestas a la primera y recubiertas por el segundo, constituidas por peridotitas serpentinizadas y anfibolitas (Serpentinitas de Calzadilla de Barros) que presentan composiciones y características comparables a las de algunas ofiolitas (Arriola *et al*, 1984a, Aguayo, 1985). A pesar de sus reducidas dimensiones en el afloramiento actual, estas rocas representan por su naturaleza, ubicación y relaciones con los otros dos conjuntos un elemento fundamental para la definición del modelo evolutivo de la ZOM durante la orogenia Cadomiense, tal como se desarrolla más adelante".

Nota: obsérvese que en la **figura 1**, donde todas estas formaciones llevan los códigos 1 a 11 (40 las serpentinitas), buena parte de la Serie Negra es indiferenciada (5), es decir, de correlación dudosa con las unidades tipo Fm. Montemolín (2) y Fm. Tentudía (4); y que el Complejo Vulcanosedimentario calcoalcalino del flanco SO del antiforme recibe el nombre de Fm. Bodonal (11), y tiene un carácter dacito-riolítico frente al andesítico de la Fm. Malcocinado (10). Trabajos más recientes del mismo autor modifican la caracterización geotectónica del Complejo Vulcanosedimentario del flanco SO del antiforme (Quesada, 2003, en prep.; Sánchez García *et al*, 2003, en prep.).

Litoestratigrafía y ambientes del Cámbrico

"La zona de Ossa-Morena se diferencia estratigráficamente de las otras zonas del Macizo Ibérico definidas por Lotze (1945) en que no hay una homogeneidad de unidades

litoestratigráficas para el Cámbrico; en su lugar, los frecuentes cambios de facies y de espesor han propiciado la definición de diferentes unidades litoestratigráficas para cada región. Esta nomenclatura se ha tratado de homogeneizar al máximo mediante la agrupación de afloramientos en cubetas tectoestratigráficas.

Desde Lotze (1961), la estratigrafía del Cámbrico de la Península Ibérica (y por lo tanto de la Zona de Ossa-Morena) suele sintetizarse como una sucesión de tres grandes litosomas: Terrígeno Inferior, Carbonatado Medio y Terrígeno Superior, cuyos límites son diacrónicos.

El Litosoma Terrígeno Inferior en Ossa-Morena se dispone en discordancia cartográfica y erosiva (disconformidad) sobre materiales siliciclásticos y volcánicos infrayacentes, que al no contener fósiles diagnósticos son asignados al Proterozoico Superior, pero sin que pueda descartarse que algunas cubetas incluyan materiales de la base del Cámbrico. Esta disconformidad supone el registro estratigráfico de la regresión Córdoba que deja emergida la Zona de Ossa-Morena, produciéndose a la vez una fase erosiva y depósitos continentales. El Litosoma Terrígeno Inferior está representado en toda la Zona de Ossa-Morena por una única unidad litoestratigráfica, la Formación Torreárboles, también llamada en Portugal el "Conglomerado de base do Cámbrico" (Gonçalves, 1971). Esta formación (de 0 a 450 m de espesor) comprende en la base conglomerados y/o areniscas que, a veces, pasan a alternancias de lutitas y areniscas intensamente bioturbadas. Estos materiales rellenan el paleorrelieve residual que se formó durante el levantamiento y erosión producidos durante la última fase de la orogenia Cadomiense. Los análisis icnológicos y paleoecológicos sugieren que estos depósitos se produjeron inicialmente en medios transicionales (supralitorales y litorales) con influencia fluvial, y, posteriormente, con el avance de la transgresión cámbrica de dirección SE-NO, lo harían en un medio sublitoral somero (infralitoral). Ocasionalmente, rocas volcánicas ácidas se intercalan tempranamente (Cordubiense) en el Sur de la Zona de Ossa-Morena, tanto en Portugal (Estremoz; Oliveira *et al*, 1991) como en España (Arroyomolinos; Liñán y Gamez-Vintaned, 1993), representando la primera expresión del rifting Cámbrico, que continuará al menos hasta el Cámbrico Superior. La Formación Torreárboles, al ser originada por materiales transgresivos que rellenan un paleorrelieve, tiene un límite inferior diacrónico pero dentro del Cordubiense Inferior, como sugieren las pistas fósiles que contiene. El límite superior

también es diacrónico y puede alcanzar la base del Ovetiense, como sucede en el sector nororiental (ej. Cubeta de Alconera).

El Litosoma Carbonatado Medio normalmente es concordante con el anterior, aunque ocasionalmente puede disponerse sobre el Complejo Vulcano-sedimentario inferior atribuido al Proterozoico (ej. Cubeta de Córdoba). Su espesor varía desde 50 m al Norte (cubeta de Alange) hasta 1.000 m al Sur (cubeta de Alconera) o 2000 m al Oeste (cubeta de Estremoz) debido al desarrollo del rifting y a la formación de cubetas con subsidencia diferencial. Las facies presentes son calizas estromatolíticas, oncolíticas, biohermales, biostromales, con *chert*, nodulosas, dolomíticas y mixtas donde alternan calizas y dolomías con lutitas y areniscas. Localmente se presentan rocas volcánicas y niveles de *slump*..... El Litosoma Carbonatado Medio tiene límites fuertemente diacrónicos e incluye normalmente un tiempo que va desde el Ovetiense al Marianiense, si bien en algunas áreas más septentrionales este litosoma sólo se desarrolló en el Ovetiense (cubeta de Alange) mientras que en otras posiblemente habría llegado a alcanzar también el Bilbiliense (cubeta de Córdoba y Zafra).

El Litosoma Terrígeno Superior (parte media y alta del Cámbrico Inferior-Cámbrico Superior) comienza normalmente en el Marianiense e incluye pizarras, areniscas y rocas volcánicas; escasos niveles de calizas pueden aparecer hacia la base del Cámbrico Superior. Su espesor es variable pero esta variación es difícil de conocer ya que en la mayoría de las cubetas el Litosoma Terrígeno Superior se encuentra erosionado por materiales devónicos y carboníferos. Su máximo espesor conocido se alcanza en la cubeta de Alconera con más de 1500 m.

La máxima expresión de la regresión Daroca originó un extenso depósito de areniscas y algunos conglomerados en casi toda la región, salvo en el Suroeste donde se encuentran las facies más distales. Este paquete de areniscas es conocido como la Formación Castellar. El vulcanismo bimodal alcanza su máximo desarrollo dentro del Litosoma Terrígeno Superior, aunque su presencia es local. Es abundante sobre todo en la parte centro-occidental de Ossa-Morena (cubetas de Alconera y Vila Boim).”

Nota: en el flanco SO de la zona de estudio se encuentran ampliamente representados los litosomas Carbonatado Medio y Terrígeno Superior, en una serie de unidades (cubetas) que

no son citadas por Liñán muy probablemente debido a su pobre control estratigráfico. En la **figura A7-1** aparecen una serie de columnas Magna correspondientes de este flanco SO, en las que se trata de resaltar por un lado las dificultades de correlación del litosoma terrígeno superior entre cubetas, y por otro la abundancia de manifestaciones volcánicas bimodales (par espilta/queratófido del rifting Cámbrico), en muchos casos no separadas en la cartografía, sobre todo en la Formación Detrítica de Jerez (27 en la **figura 1**), pero también en las Unidades de Cumbres (26) y de Arroyomolinos (25). La existencia de estas volcanitas es una cuestión que la geofísica aeropotada (unas veces el magnetismo, otras la radiometría, otras ambas a la vez) pone de manifiesto inmediatamente.

MAPA RADIOMÉTRICO TERNARIO: SERIES CADOMIENSES DEL ANTIFORME DE MONESTERIO

- *Serie Negra Inferior (2)* (Sucesión de Montemolín de Eguíluz *et al*, 1983): la banda de los esquistos biotíticos de la serie presenta a techo firmas de K de intensidad intermedia, con respuestas dispersas de U (facies metamórfica de anfibolitas de baja temperatura, según Eguiluz *et al*, 1996. Se trata de esquistos con el K ubicado en la biotita, y en las cantidades variables de moscovita, y el poco feldespato potásico que contienen). Las fallas no producen contrastes radiométricos, salvo algunas ligeras tendencias de Th. Hacia el extremo SE (plutón de Pallares) se vuelven dominantes las firmas de U, mientras que las de U+Th lo son hacia el extremo NO de la banda, en las proximidades de las cuarcitas negras adyacentes a la Tablada (54) y el Complejo de Valencia del Ventoso (90) (menos micas y más silicatos albergantes de tierras raras: circones, epidotas). Al Sur de la Tablada, donde las cuarcitas abundan menos, la radiación es débil (probablemente menor grado metamórfico y fuente más arenosa: cuarzovacas). En esta zona, al Sur del cabalgamiento de Monesterio las respuestas son parecidas a las de los esquistos con predominancia de cuarcitas, por lo que esta sucesión podría seguir siendo Montemolín (o su equivalente lateral), y no Tentudía, como la hoja Magna 897 indica. Estas respuestas se prolongarían en la esquina SE de la hoja 875.

Los indicios Mineros en esta banda de esquistos y cuarcitas (8, según el mapa de la hoja 897) no se asocian con anomalías radiométricas, salvo las respuestas tenues en el caso de las minas de la Albuera (K+Th) y del Buho (Th).

En el núcleo anatéctico de Monesterio, las migmatitas (1) tienen respuestas radiométricas más elevadas que los esquistos existiendo en ellas sectores donde el elemento dominante es ya el U, o ya la combinación K+U, que es la típica de los leucogranitos (30) adyacentes.

En las migmatitas existen algunos indicios de U, (de explotación efímera), cuya ubicación directa es difícil en las imágenes del vuelo, pues ocurren en entornos elevados de K+U.

- *Anfibolitas (3)*: presentan amplias zonas de baja radiación, lo que denota la basicidad del protolito original. Existen fajas con respuestas dispersas de K (débiles) y U (más intensas) en los esquistos biotíticos incluídos en ellas, algunas relacionadas con indicios (Valdelazarra, Veleta; ambos en la hoja 876).

- *Serie Negra Superior (4)* (Sucesión de Tentudia de Eguiluz *et al*, 1983); y *Serie Negra indiferenciada (5)*: en el extremo NO de la hoja 897 la Serie Negra presenta un carácter intermedio de U a U+Th, con áreas intercaladas de baja radiación; por tanto podría tratarse de un equivalente lateral de la sucesión de Montemolín como se ha indicado más arriba. Estas mismas tonalidades radiométricas aparecen en la Serie Negra del sector SE de la hoja 875. En la parte central de la hoja 897 son frecuentes las anomalías de K, junto con algunas de Th, con un núcleo radiactivo de una textura susceptible de ser interpretada como la típica de la Fm. Tentudía (grauvacas arcósicas volcano derivadas, con frecuentes niveles de volcanitas ácidas de escasa entidad cartográfica), aunque también existen anomalías de U y U+Th (pliegues de cuarcitas negras rodeando el núcleo radiactivo anterior). En todo este sector abundan los indicios de Cu y Cu-Fe, sin características radiométricas definidas, salvo Dehesa y Cabezas (firmas potásicas según fallas SO-NE). Al Sur y SE del granito del Castillo (52) las respuestas vuelven a ser de baja intensidad, de U y K.

En la hoja 876 la Serie Negra superior presenta el rasgo diferenciador de contener tendencias aisladas de Th (v.g. en mina del Risco). Esta serie es considerada por diversos autores (Garrote Ruiz *et al*, 1983; Arriola *et al*, 1984a; Eguiluz *et al,* 1990) como Sucesión de Tentudía; desde el punto de vista radiométrico faltan las firmas potásicas características del núcleo de la hoja 897 antes citado (ausencia de volcanitas). Esta serie superior aparece al NO del Macizo de Valencia del Ventoso (90), ya en la hoja 875, faltando en la

cartografía Magna de esta hoja (Coullault *et al*, 1981) el contacto con la probable sucesión de Montemolín (o su correlato) existente más al Sur como se ha expuesto más arriba. En esta misma hoja 875, el núcleo migmatítico de Valuengo presenta la nota distintiva de los mayores contenidos en Th, frente a sus posibles protolitos, ya sea la Serie Negra como en el caso de la migmatita de Monesterio, o la formación Bodonal (Apraiz, A. y Eguiluz, L. 1996).

En la hoja 853 se insinúan tonos de la Serie Negra Superior, que pasan a ser más intensos de K en la zona SO de la hoja (Fm. Bodonal probable).

En la hoja 898, la Serie Negra Superior es correlacionable con la de la hoja 876, si bien aquí las anomalías de U son de intensidad creciente en dirección SE, en sentido de grado metamórfico creciente (Eguiluz *et al*, 1996), hasta recordar las de las facies de anfibolitas-migmatitas del macizo metamórfico de Monesterio.

En resumen, toda la Serie Negra presenta bastantes contrastes radiométricos, con zonas: 1) De radiación intermedia-alta, con el K como elemento característico de la Fm. Tentudía y la faja de esquistos biotíticos de la Fm. Montemolín, 2) De baja radiación, con firmas de U y U+Th al NO de la hoja 897 (Sucesión Montemolín o su equivalente, probable). Estas últimas firmas se extenderían hacia el NO en la hoja 875 y 853, y también ocurrirían hacia el SE en la 898, con el U tomando protagonismo a medida que aumenta el grado metamórfico, y 3) El último tramo a distinguir sería uno con áreas de radiactividad intermedia entre las zonas 1) y 2) que ocurren en las partes centrales de la hoja 876 (Serie Negra superior) y sectores de las hojas 875 y 898, y que se caracterizan por tener más Th y menos U que los equivalentes de baja radiación de la Fm. Montemolín.

MAPA TERNARIO: SUCESIONES VOLCANOSEDIMENTARIAS FINICADOMIENSES

- *Formación Malcocinado (10)* (lavas y tobas andesíticas minoritarios, epiclastitas mayoritarias en general): aparece como una zona de radiación intermedia en el perímetro del sinclinal de Zafra (21) con firmas de U y K (el afloramiento de lavas del límite Sur del sinclinal está bien caracterizado por un "punto" de U). El material piroclástico andesítico no es tan minoritario en el afloramiento mayor, al Este de la hoja 876 (en la Unidad de Cabeza Gorda de Garrote Ruiz *et al*, 1983, y Arriola *et al*, 1984b), donde la radiación es

bastante menor. En los datos obtenidos con el espectrómetro terrestre, **figura 33**, las andesitas son poco radiactivas, ubicándose en el espacio de mayor emisión de la zona de las rocas de baja radiactividad (K < 1%, Th < 7 ppm, U < 1 ppm). Más radiactivas son las tobas retrabajadas, de la que se dispone de una muestra (1.54% K, 1.53 ppm de U y 8.99 ppm de Th).

- *Formación Bodonal (11)*: en el flanco SO del antiforme Olivenza-Monesterio (hojas 853?, 896, 897, 898, 918, y 919) presenta tres tipos de respuestas, las dos primeras de alta, y la tercera de baja radiación:

*Las tobas cristalinas (porfiroides) y riolitas presentan firmas de K y K+U en toda la mitad Norte de la faja de Bodonal (hojas 897, 896 y 875).

En este sector Norte se dispone de 6 datos in-situ (**figura 35**). Los contenidos de potasio son elevados, con una media del 5.62%; la media de torio es de 14.21 ppm, y la de U de 3.70 ppm. Se trata por tanto de máximos radiométricos (K > 3.5%, U > 3 ppm), especialmente potásicos. Aparentemente, existen dos tendencias en estas muestras desde las dos menos radiactivas que se ubican en la zona de firmas K+U (**figura 33**): una de fuerte aumento del contenido en K y moderado del de Th, y otra de disminución de Th con el aumento de K (aunque sólo existe una muestra que determina esta segunda tendencia). En realidad, en ambos casos, se trata de tendencias fuertemente potásicas, relativamente bajas en Th y en U; todo ello por comparación con los granitos más radiactivos.

*Los tonos potásicos pasan a ser de K+Th en la mitad Sur de la rama de Bodonal de la hoja 897, que no ha sido muestreada en tierra.

*En las metacineritas y pizarras grises de los extremos NO (esquinas NE de la hoja 896 y esquina SE de la 875) y SE (hoja 919) aparecen áreas de U y U+Th que indica un material menos radiactivo.

La separación radiométrica con los datos aéreos de los porfiroides y cineritas no coincide siempre con los criterios cartográficos, especialmente en el tramo SE de la hoja 897.

Adicionalmente respuestas características de la Fm. Bodonal aparecen bordeando el límite Norte del complejo de Sta. Olalla (93) (porfiroides y cineritas), y en las esquinas NO de la hoja 919 (con 2 medidas al suelo, **figura 35**, algo menos radiactivas que las 6 citadas más arriba, con una media del 4% de K; la media de torio es de 17.28 ppm, y la de U de 3.33 ppm), y SO de la hoja 898. En estos dos últimos sectores existe una notable discrepancia de la radiometría (y el magnetismo) con la cartografía Magna, pues existen zonas consideradas

Fm. Bodonal donde la radiación es similar a la de la Serie Negra, y al revés, lo que en definitiva aumentaría la extensión de la Fm. Bodonal en estas áreas. Algo parecido ocurriría en la parte SO de la hoja 853, donde en la culminación de la Serie Negra parecen darse tonos radiométricos característicos de la Fm. Bodonal (o bien se trata de una zona más volcano-sedimentaria, ya en la Serie Negra, o en la transición a la formación Torreárboles que es el tramo cartográfico adyacente).

MAPA RADIOMÉTRICO TERNARIO: SERIES CÁMBRICAS

Flanco NE del Antiforme de Monesterio

- *Formación Torreárboles (15)*: se presenta en el perímetro del sinclinal de Zafra (21) con respuestas de U y K de intensidad intermedia (similares a las de la Formación Malcocinado, pero más intensas) en el miembro arcósico inferior. En el miembro superior, más pizarroso, la radiación pasa a ser de K+Th. En el afloramiento de la Unidad de Cabeza Gorda, de nuevo las respuestas de U y K se vuelven dominantes. En la hoja 898 ocurren varias zonaciones radiométricas en esta formación: existen tres afloramientos en la cartografía que ofrecen tonos del tipo del miembro arcósico (tonos azulados), mientras que otros tres lo hacen del tipo pizarroso más intenso (tonos rojos o neutros, con subzonas más arenosas con respuestas de U+Th).
- Entre estos afloramientos de Torreárboles de esta hoja 898 existen dos de *Fm. Carbonatada (16)*, que se diferencian mal de los anteriores (contaminación detrítica probable. En el flanco SO los carbonatos son más limpios, y por tanto radiométricamente menos activos).
-*Litosoma Terrígeno Superior (Capas de Benalija 20)*: se presenta como una zona de alta radiación predominantemente de K+Th, con tonos minoritarios de K+U. Hacia NO y el SE, y a través de fallas y/o contactos cartográficos, ocurren firmas saturadas y de U+Th.

Flanco SO del Antiforme de Monesterio

- *Formación carbonatada (16)*: presenta un carácter radiométrico variable en un contexto general de baja emisión. En la hoja 897 (Unidad de Arroyomolinos de Arriola *et al*, 1984b) tiende a dar respuestas dispersas de U, con algunas de K+Th, que podrían representar bandas pizarrosas y volcanoclásticas finas. Esta contaminación pasa a ser de U+Th en la hoja 896, lo que podría indicar presencia de leucotonalitas sódicas no cartografiadas. En la

hoja 875 se mantienen las anomalías de U, que ocurren junto con las firmas citadas de U+Th; en cambio, los carbonatos de la orla del núcleo de Valuengo son limpios. Igual ocurre, volviendo a la hoja 897, en el afloramiento Sur (Unidad de Herrerías, de Arriola *et al*, 1984b) donde los carbonatos son bastante puros y la radiación menor. En cambio, a medida que se sigue este afloramiento hacia el Oeste, en la hoja 896 las respuestas son más intensas, con zonaciones posiblemente controladas por fallas NO-SE, en un área cuyo carácter radiométrico se diferencia poco del de las espilitas que sobreyacen las capas de Arroyomolinos.

* *Litosoma Terrígeno Superior de pizarras, areniscas y tobas (Unidad de Arroyomolinos 25).*

En la esquina SO de la hoja 897, radiométricamente no se distinguen las pizarras grises de base, de las areniscas, pizarras y tobas suprayacentes: ambas dan respuestas elevadas de K+Th y K+U. La serie continua con unas pizarras versicolores ferruginosas que ofrecen una firma de K+Th, a la que se añaden tonos neutros y de U+Th al Oeste de la falla supuesta NO-SE de la cartografía Magna 1/50.000. Estas pizarras se distinguen poco de las pizarras con bioturbaciones suprayacentes. La serie detrítica culmina con un paquete de areniscas y tobas que dan tonos variables, pero que tienden de U+Th a medida que nos acercamos al límite de la hoja 896, donde los tres tramos diferenciados en estas capas sólo dan respuestas de U+Th.

Sobreyaciendo a las capas de Arroyomolinos, las espilitas muestran baja radiactividad con tonos de U y K, más intensos al Norte de la falla casi E-O que la cartografía interrumpe al penetrar las espilitas. También existen respuestas de U+Th, más frecuentes en la estrecha prolongación SE del afloramiento (¿intercalaciones dispersas de tobas queratofídicas?).

En la esquina SE de la hoja 896 existen dos afloramientos de Litosoma Terrígeno Superior que la cartografía Magna (Apalategui *et al*, 1983) ubica en la Unidad de Cumbres, pero cuyas características radiométricas permitirían integrarlos en la Unidad de Arroyomolinos. En efecto, un corte Norte-Sur al Sur de la falla de Cumbres en la cabeza buzante de Peña Vaquera, ofrecería la misma sucesión que la columna de Cumbres Mayores de la **figura A7-1** (que corresponde al Norte de la falla de Cumbres), pero el tramo basal ofrece una respuesta diferente de la típica de la alternancia de cumbres, y parecida en cambio al tramo

basal de las capas de Arroyomolinos. Esta correlación es admisible desde el punto de vista radiométrico, incluso ampliable a los materiales del sinclinal de Herrerías, que radiométricamente se ubicarían entre los de la Unidad de Arroyomolinos y los de la zona Sur de la falla de Cumbres citada. Las pizarras de Herrerías presentan una amalgamación de respuestas similar a la de las capas de Arroyomolinos (con algo menos de Th, y más de U).

* *Litosoma Terrígeno Superior de pizarras y areniscas (Unidad de Cumbres 26)*: columna de Cumbres Mayores de la **figura A7-1**.

En la base de esta unidad se dispone la Alternancia de Cumbres (pizarras y areniscas, Apalategui *et al*, 1983) de la mitad centro-Norte de la hoja 896, que se muestra como una zona de radiación intermedia-baja, típica de grauvacas con poca matriz, con respuestas dominantes ya de U o K, y subordinadas de U+Th: cada tipo de anomalía domina en cada uno de los compartimentos (subzonas) que pueden establecerse según las fallas NO-SE de la cartografía Magna. Así en la región más oriental, predominan las firmas de U y U+Th, las de U y K lo hacen en la zona central-Sur, y las de K en la parte Oeste, al Oeste de la falla N-NO a la que se asocian varios indicios de Fe y Fe-Cu ubicados en un contexto radiométrico poco definido (no potásico). Así pues, la señal radiométrica aumenta, haciéndose más potásica (mayor pizarrosidad) a medida que nos desplazamos hacia el Oeste. Precisamente, algunas fallas son prolongables en virtud de la característica de romper estas tendencias potásicas. Sobre las areniscas de Cumbres, las pizarras verdes y violáceas (equivalentes a las versicolores de la Unidad de Arroyomolinos, **figura A7-1**) muestran tonos de U+Th y K+Th que se van difuminando a techo (areniscas bioturbadas y areniscas blanquecinas). La serie culmina con Espilitas que dan firma de U de baja intensidad (con algún tono de U+Th), siendo menos radiactivas que las de Unidad de Arroyomolinos (¿más masivas, menos retrabajadas?).

* *Litosoma Terrígeno Superior de esquistos y areniscas. Formación detrítica de Jerez (27)*:

En el sector SE de esta formación, a caballo entre las hojas 875 y 896, las respuestas son bastantes similares a las de la alternancia de Cumbres (26), si bien la dirección de las directrices anómalas (NO-SE aquí) son diferentes. En la zona Este de este sector predominan firmas de U+Th y U, y en el Oeste de K, con una discontinuidad central de

baja radiación y dos indicios de hierro próximos a ella. En el sector NO la Fm. de esquistos de Jerez presenta dos claras zonaciones concéntricas alrededor del granito de la Bazana (85) y de los afloramientos de espilitas de la mitad Oeste de la hoja 875, la más externa muestra respuestas similares a las de la zona Oeste de la alternancia de Cumbres (K dominante, U subordinado), con la añadidura de algún tono intenso de K+Th. La corona interna se caracteriza por firmas de U+Th (y K+Th en menor medida), que coinciden sólo parcialmente con afloramientos de grauvacas, que deben, por tanto, ser más extensas que lo representado en la cartografía, y con proporciones diversas de matriz. En el segmento NO de la corona externa existen 3 indicios de Fe-Cu próximos a anomalías de U.

En las espilitas (66) de todo este sector NO pueden diferenciarse 3 zonas:
1) En la esquina SO de la hoja 875, están poco desarrolladas a nivel de afloramiento, pero son más extensas (hacia el SE) de lo que la cartografía indica;

2) En el sector central-este (hojas 874 y 875) se da también la sobre-extensión de la espilitas respecto a la cartografía, existiendo bandas menos radiactivas que las de las Unidades de Arroyomolinos (25) y Cumbres (26). En esta área se han tomado las medidas in-situ más consistentes en espilitas, que definen la directriz indicada en la **figura 33**.

Según los datos representados en esta figura, las espilitas dan una respuesta radiactiva variable (datos desagrupados), aunque en general de intensidad baja. Con valores de K entre 0.21 y 1.69 %, y media de 0.87%, Th entre 1.44 y 8.80 ppm, y media de 4.78 ppm, y U entre 0.14 y 2.01 ppm, y media de 1.26 ppm. Dentro de las espilitas hay que ditinguir entre las volcanitas masivas y las tobas y brechas más metasedimentarias. Entre las segundas se encuentran 4 datos de mayor radiactividad (v.g., K>1.2%), quizás más abundantes en el extremo SE de la hoja 896 (espilitas de la U. de Arroyomolinos 25, más radiactivas en el mapa ternario de la **figura 35** que las de la hoja 875). Por tanto se trata de un conjunto bastante heterogéneo: si se excluyeran estos 4 casos, así como dos "fuera de tendencia" indicados con una interrogación, la directriz ya mencionada de estas espilitas sería muy similar a la de los gabros de Jerez (76, próximos al afloramiento de estas espilitas).

3) En la esquina NO de la zona de estudio (hojas 875 y 852), aparecen dos fajas de espilitas en la cartografía, pero las firmas típicas de estas sólo ocurren en la banda occidental, mientras que en la banda oriental las grauvacas de la Fm. de Jerez podrían ser mayoritarias. Estas dos fajas están separadas por un cuerpo granítico (granito de Zahínos, 60), sin firma radiométrica clara (con tendencia a la de los granitos sódicos, es decir, sin K); en cambio, sí aparece, justo al NO del mismo, una firma potásica similar a la de la Bazana (85), o la de la Fm. Bodonal (11).
Existen, por tanto, una serie de discrepancias entre la cartografía y la radiometría en relación con las espilitas de todo esta área NO de la zona de estudio.

En resumen para todo el flanco SO, si se admite que el sector SE entre las hojas 875 y 896 de la Fm. detrítica de Jerez (27) es un bloque basal de la misma cabalgante sobre Unidad de Cumbres, ocurriría la misma tendencia de aumento de K en dirección O-SO en las unidades de Cumbres (26) y en toda la Fm. de Jerez (27), culminando la de Cumbres con pizarras versicolores y un tramo de areniscas blanquecinas y espilitas, y la segunda con grauvacas que dan tonos de U+Th (y K+Th) bastante similares a los de las pizarras de Cumbres cuando las grauvacas tienen un porcentaje elevado de matriz, y unas espilitas con mayor desarrollo superficial, menos metasedimentarias que en afloramientos más al SE, por lo que se expresan con un nivel radiactivo menor.

Como síntesis de las unidades metasedimentarias del Cámbrico se puede señalar:

-Son rocas de alta radiación en el flanco NE (Formación Torreárboles y Litosoma Terrígeno Superior; incluso la Fm. Carbonatada en este flanco), mientras que en el flanco SO alcanzan más bien valores intermedios debido al componente volcánico de baja radiación (salvo en la U. de Arroyomolinos y la Fm. Fatuquedo). La diferencia entre las amplias zonas de baja radiación de la Serie Negra precámbrica y las de la Alternancia de Cumbres y Fm. detrítica de Jerez cámbricas es el enriquecimiento en U de las primeras respecto al de K en las segundas.
-El paralelismo de los esquemas radiactivos de la U. de Cumbres y de Jerez. La radiometría permite establecer en ambas subzonaciones de los tramos cartografiados.
-La heterogeneidad de las espilitas, su afinidad radiométrica con algunos gabros, y los problemas cartográficos que presentan.

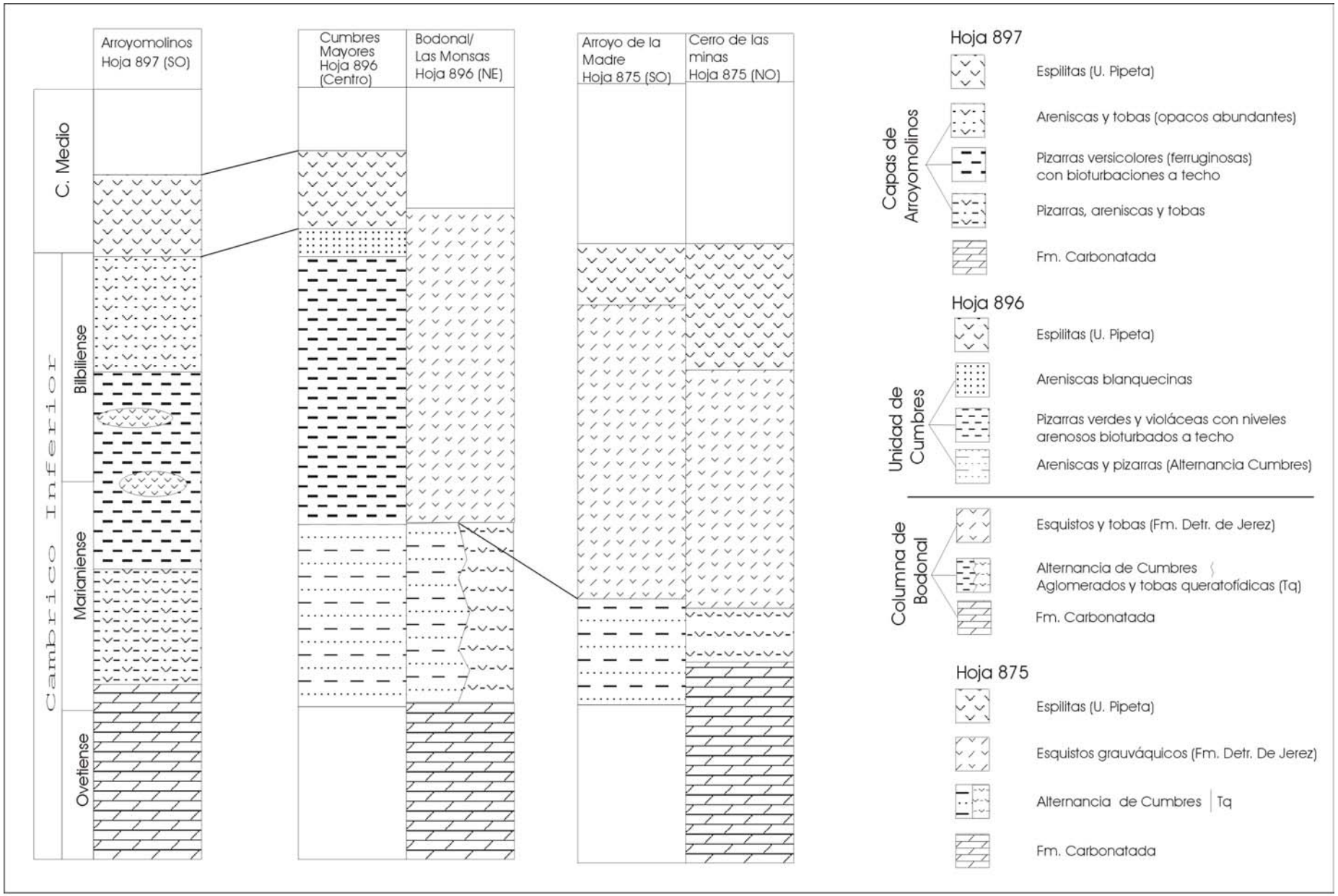


Figura A7-1: Columnas Magna de Unidades metasedimentarias del flanco SO del Antiforme de Monesterio

ANEXO 8. DECONVOLUCIÓN DE EULER

Como se indicó en el apartado 4.2.3 la estimación de profundidades a partir de datos aeromagnéticos puede realizarse:

-Por métodos gráficos basados en gradientes estimados sobre perfil (Bean 1966, Naudy 1970, 1971, Am 1972, Spector *et al*, 1985, Spector y Lawler, 1995) ó sobre mapa de contornos (Vacquier *et al*, 1951). La ventaja de estas técnicas son su rapidez, el inconveniente su imprecisión, aunque con experiencia en la aplicación de reglas y métodos, se pueden obtener estimaciones de dentro de un 10-30% de exactitud según el método.
-Por modelado/inversión numérico de perfiles 2D ó 2,5 D, o modelados tridimensionales. El uso del ordenador no conlleva necesariamente mejora de exactitud y sí un incremento exponencial de tiempo consumido por el intérprete.
-Por inversión 3D (con definición de límites y profundidades) del conjunto de la malla de datos, ya sea vía la Deconvolución de Euler (Reid *et al*, 1990) ó señal analítica (Roest y Pilkington, 1992, Hsu *et al*, 1996). La segunda presenta ventajas conceptuales innegables, pero comparte con la primera el inconveniente de tener que calcular derivadas, con lo que se pueden distorsionar los datos, siendo a este respecto especialmente problemático el gradiente horizontal normal a la dirección de vuelo.

La Deconvolución de Euler es un método caracterizado por su rapidez de cálculo, y por no requerir un modelo geológico a priori (sólo precisa un ligero conocimiento de la geometría de la fuente magnética de que se trate), pero acusa el doble problema de manejar tanto un índice estructural a establecer previamente, como unos criterios de aceptación de soluciones difíciles de definir (más abajo se describen estos aspectos). Es por todo ello que, en general, los resultados son ambiguos, v.g., los límites obtenidos pueden ser menos claros que en el mapa magnético original y las soluciones de profundidad pueden presentar agrupaciones inconsistentes con cambios exagerados, que es mejor interpretar en términos relativos agrupándolas en amplios rangos de variación. Aún así, el uso exclusivo de profundidades de Euler es arriesgado, por lo que conviene manejar referencias ya gráficas, ya procedentes de modelos cuantitativos.

En este sentido, Gunn (1997), tras recomendar los procedimientos gráficos (v.g., Vacquier *et al*, 1951, Naudy 1970), señala: "Los métodos gráficos parecen haber caído en desuso....No es cierto, sin embargo, que muchas, incluso alguna, de las interpretaciones

automáticas recientes de profundidad se hayan realizado con la exactitud y detalle que los métodos gráficos pemiten". Y añade (Gunn *et al*, 1997): "Nuestra experiencia con el método de Euler es que mientras que suministra una idea general de la profundidad , no proporciona estimaciones fiables en todos los casos…. En la mayoría de las situaciones se pueden usar estimaciones visuales sobre mapas de isoanómalas para determinar qué fuentes se encuentran a unos pocos centenares de metros de la superficie, y cuáles son profundas…. Cuando se precise resolver problemas estructurales específicos se debe recurrir a modelizaciones bi y tridimensionales".

Un breve recordatorio sobre el método de Euler sigue a continuación.

1. Deconvolución de Euler

Una función f (x, y, z) se dice homogénea de grado N si:

$f(\lambda x,\lambda y,\lambda z) = \lambda^N * f(x,y,z)$,

en cuyo caso se cumple la ecuación de Euler:

$x\,\partial f/\partial x + y\,\partial f/\partial y + z\,\partial f/\partial z = N * f$

Es sabido que la anomalía de campo potencial (magnética o gravimétrica) en un punto (x,y,z) producida por un objeto situado en (x_0, y_0, z_0) es de la forma: $\Delta T(x-x_0,y-y_0,z-z_0) = G / r^N$ en donde $r=[(x-x_0)^2+(y-y_0)^2+(z-z_0)^2]^{1/2}$ y G no es función de (x, y, z). Es evidente que T es homogénea de grado –N y por tanto verifica:

$(x - x_0)\,\partial\Delta T/\partial x + (y - y_0)\,\partial\Delta T/\partial y + (z - z_0)\,\partial\Delta T/\partial z = -N\,\Delta T$

Considerando que usualmente lo que se mide es el campo total T(x,y,z) que engloba la anomalía ΔT más una componente regional B, reordenando la expresión anterior se obtiene:

$x_0\,\partial T/\partial x + y_0\,\partial T/\partial y + z_0\,\partial T/\partial z + N\,B = x\,\partial T/\partial x + y\,\partial T/\partial y + z\,\partial T/\partial z + N\,T$ (1)

Ecuación que puede utilizarse para determinar el conjunto (x_0, y_0, z_0) de posiciones de las fuentes a partir del campo observado T(x,y,z) y de sus gradientes (observados o calculados), si se supone conocido el índice estructural N, que representa la tasa de atenuación de la anomalía con la distancia. Algunos valores teóricos del índice N son:

	Contacto	Falla	Placa	Dique	Cilindro horizontal	Chimenea	Esfera
N	0.0 a 1.0	0.0 a 1.0	1	1	2	2	3

Es obvio el valor del índice de formas geométricas sencillas como el dipolo magnético (esfera) o la línea de dipolos (chimenea, cilindro horizontal); no ocurre así en cambio con cuerpos más extendidos en tres dimensiones (conjuntos irregulares de polos y dipolos representativos de fallas, contactos, intrusiones, etc.) cuyo índice se sitúa entre cero (contacto ó lámina infinita) y uno (placa, dique o falla de pequeño salto. Ver las discusiones al respecto en Thompson 1982, Reid *et al*, 1990, y Stavrev 1997).

En forma matricial (disponemos de los valores de T(x,y,z) en malla) la ecuación (1) se escribe:

$A * i = A * u$; o bien llamando $v = A * u$ quedaría: $A * i = v$ (2)

donde A es la matriz de gradientes, i es el vector de m incógnitas (x_0 y_0 z_0 B) y u es el vector de posición y campo (x y z T). En la práctica, el sistema se aplica a cada punto de la malla, y se sobredetermina (**figura nº A8-1**, abajo). Por ejemplo, sobre una ventana de 10 x 10 celdas se obtendría un número de ecuaciones n=100. En este caso la dimensión de la matriz A es n * m =100 x 4; la fila 1 sería la de gradientes y campo en el primer nodo de la ventana y la n-sima la de estos valores en el nodo 100. El tamaño de la ventana de deconvolución n suele estar comprendido entre 5 y 20 celdas. La solución de mínimos cuadrados de (2) es:

$i = (A^t * A)^{-1} * A^t * v$ (3)

y su varianza residual: $\sigma^2 = v^t * v / (n - m)$. La incertidumbre de cualquier elemento del vector de soluciones (x_0 y_0 z_0 B) viene dada por la desviación: $\sigma_j = (\sigma^2 a_{jj})^{1/2}$ con $a_{jj} = (A^T A)_{jj}^{-1}$, e indica la bondad del ajuste del modelo de Euler, representado por el vector de soluciones del índice seleccionado, a la anomalía de que se trate.

Teóricamente, podemos obtener tantas soluciones como puntos de la malla T(x,y,z) donde exista anomalía manifestada por un gradiente más o menos intenso, por lo que una representación de todas ellas produciría una imagen difícil de interpretar: se ha de disponer de criterios para limpiar el mapa de soluciones inexactas. En primer lugar, la deconvolución es más fiable si la solución está dentro de la ventana de cálculo del sistema (2): soluciones (x_0 y_0) apartadas del centro (x y) de la deconvolución deben rechazarse. Las soluciones

también deben rechazarse a un cierto nivel de σ_z respecto de z (normalmente entre el 5 y el 20%). Los niveles de aceptación son empíricos; normalmente decrecientes con el aumento del índice. Thompson, introductor de la deconvolución 2D en 1982, utiliza la expresión: $\sigma_z/z < 1/20N$ (5% para N=1). Según Reid *et al*, 1990, que fueron los primeros en presentar la deconvolución 3D, un índice inadecuado por alto da estimaciones demasiado profundas (al revés, si es por bajo), todo ello además de producir desagrupamiento de las soluciones. Dado que en cualquier trabajo de campo es probable que se registren respuestas provenientes de fuentes con varios índices estructurales, estos autores recomiendan el uso de varios índices (v.g. 0, 0.5 y 1, con criterios de aceptación σ_z/z (%) decrecientes, v.g., entre el 20 y el 5%): se deben examinar los mapas de soluciones de cada índice para cada anomalía (o grupo similar de ellas), y elegir aquél que proporcione mejor agrupamiento de resultados (**figura nº A8-1**, arriba). Este procedimiento proporciona además pistas sobre el carácter de la fuente anómala: un dique (placa) o una falla de tamaño (o salto) limitados se modelizarán mejor con un índice próximo a 1; si el salto es grande, uno próximo a 0 será más correcto, mientras que el índice 0.5 resultará apropiado para casos intermedios.

Entre los desarrollos más recientes del método cabe citar:

A) Respecto del problema de la dispersión de soluciones, Fairhead *et al* (1994) sugieren la aplicación de un filtro Laplaciano para obtener porciones de la malla de mayor radio de curvatura, restringiendo la deconvolución a estas áreas. En este mismo sentido se podría usar la señal analítica: las zonas de curvatura positiva de ésta son un útil discriminador contra los "sprays" de soluciones deslocalizadas (Kuttikul, 1995, citado por Reid, 1997). Igualmente, Hsu *et al* (1996) trabaja con derivadas de orden superior (señal analítica de orden n). Por último, Keating (1998) aplica una matriz de pesos representativa de una función de error al sistema (3) para rechazar las soluciones menos fiables.

B) La selección del índice estructural sigue siendo un aspecto debatido que permite diversos enfoques (Stratev, 1997). Smith *et al*, (1998) utilizan las propiedades de la señal analítica del campo y de su segunda derivada para determinar dos parámetros intermedios que permiten cartografiar el índice y la profundidad de la fuente para

ciertas geometrías de ésta. Una contribución reciente es la de Barbosa *et al* (2000): estiman como mejor índice aquel que produce el mínimo coeficiente de correlación entre T y B. Una alternativa para evitar el problema de la elección del índice sería un tratamiento multifuente en el que todos los cuerpos vendrían representados por combinaciones del contacto infinito (N=0), lo que además permitiría trabajar con índices fraccionarios y variables, frecuentes en la práctica (Ravat y Taylor, 1998), así como el tratamiento de modelos con regionales B de orden superior a 1. Entre las aportaciones más actuales se encuentra la de Hsu, S. K. (2002), que sugiere la inversión combinada del índice estructural junto con la localización de la fuente, usando sólo las derivadas de las anomalías magnéticas.

C) Reid (1997) menciona las líneas de trabajo futuras del método: 1) desarrollo de procedimientos fiables para la estimación del índice estructural (como en Smith *et al*, 1998), o bien del modo de evitar la selección; 2) utilización del valor del campo regional B (como la señalada por Barbosa *et al,* 2000); 3) desarrollo de la deconvolución gravimétrica. Obsérvese que todo lo indicado hasta ahora es directamente aplicable al gradiente gravimétrico vertical (p.e., Marson y Klingele, 1993); 4) investigación de la deconvolución multifuente; y, finalmente, 5) desarrollo de la visualización e interpretación gráfica 3D, así como el uso de la deconvolución con otros campos geofísicos homogéneos.

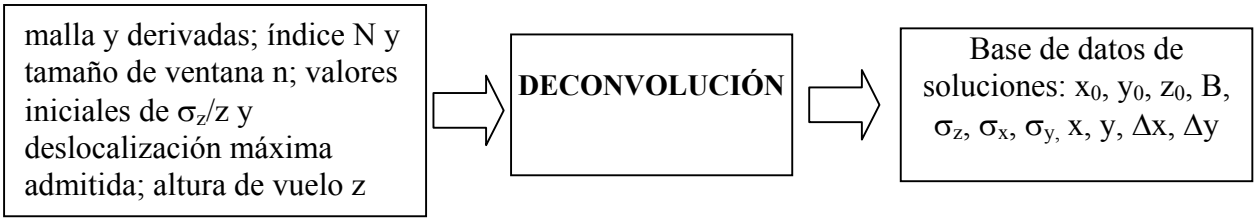
En definitiva, la deconvolución de Euler tiene la ventaja de no requerir un modelo geológico a priori (sólo precisa un ligero conocimiento de la geometría de la fuente), ni, lo que es tan importante, de información acerca del vector de magnetización (inclinación, remanencia, susceptibilidad); además de ser un método rápido para el análisis de un gran volumen de datos. Presenta los inconvenientes de la elección del índice estructural (*una elección errónea introduce sesgos en las profundidades y desagrupa las soluciones, lo que supone un grave problema en el caso usual de interferencia de anomalías*), y de la adopción de criterios de selección de soluciones. Idealmente, el tamaño de la deconvolución (n * dimensión celda) debe ser el de las anomalías a analizar, así el método operaría de forma óptima (ni se estudiarían anomalías parciales, ni se integrarían varias anomalías). Todos estos ajustes requieren diversos análisis con distintos índices y tamaños: *la aplicación práctica del método viene pues rodeada de un alto grado de empirismo*. La

experiencia indica que el tamaño de la ventana dicta el rango de profundidades obtenido: las profundidades mínimas son del orden del tamaño de la celda; las máximas, del orden del doble del tamaño de la ventana (Reid *et al*, 1990). La relajación de los criterios de aceptación de soluciones (v. g., admitir soluciones más deslocalizadas) suele implicar soluciones más profundas.

2. Ejecución del análisis de Euler en OASIS (GEOSOFT, 1996)

A) Preproceso: se calculan los gradientes $\partial T/\partial x$, $\partial T/\partial y$ y $\partial T/\partial z$ de la malla magnética de entrada T(x,y,z); los dos primeros mediante esquemas de diferencias y el tercero vía FFT. Previamente puede ser necesario un ligero filtrado pasa baja de los datos.

B) Proceso



C) Visualización: la representación de las soluciones puede hacerse mediante círculos de diferente tamaño o color. OASIS también proporciona estadísticas de las mismas. Se pueden realizar diversos filtrados para eliminación de soluciones restringiendo los valores iniciales de σ_z/z y de las deslocalizaciones $\Delta x=x-x_o$ e $\Delta y=y-y_0$

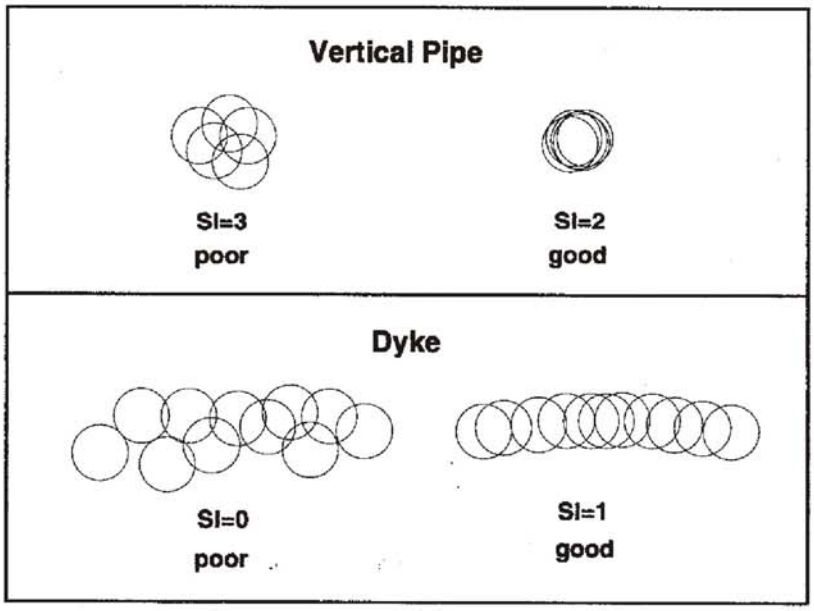
3. Ejemplo con dos índices y pasos de malla diferentes

En la **figura A8-2** aparecen las soluciones de Euler para N=0 (σ_z/z=10%; $\Delta x=\Delta y$=250 m) y N=1 (σ_z/z=7.5%; $\Delta x=\Delta y$=50 m). Se trata de dos índices habituales con unas condiciones de aceptación de soluciones de carácter más bien restrictivo (el número de éstas es 13.258 y 787.294, para cada uno de ellos, figuras citadas; se trata de ejemplificar dos situaciones extremas de interpretación con el método de Euler). El índice 0, por el bajo número de soluciones (obsérvese que el tamaño de celda es 5 veces el del caso N=1), es más sencillo de interpretar: las soluciones se presentan bien agrupadas según las tendencias lineales de las zonas de gradiente de las principales anomalías magnéticas. Por la continuidad y dirección de las líneaciones de Euler, podemos distinguir las grandes tendencias magnéticas NO-SE de la zona de estudio, que ya fueron descritas en el capítulo 4.2. El índice 1 es de

interpretación más compleja: el agrupamiento de soluciones es peor, así como la continuidad de las lineaciones. Las grandes tendencias magnéticas citadas no se distinguen con la claridad anterior, especialmente las del NO. En cambio, las soluciones aparecen más centradas sobre los máximos (o mínimos) de las anomalías magnéticas, por lo que su interpretación en términos geológicos es a veces más obvia que en el caso del índice anterior. En realidad, los resultados con estos dos índices ofrecen visiones complementarias del análisis de profundidades a escalas diferentes, por lo que las discrepancias (v.g. histogramas de profundidad de la figura **figura A8-2**) provienen en buena medida de que se estan interpretando diversos aspectos de una misma anomalía que integra figuras de interferencia más o menos complejas.

Cuando existe un gran número de soluciones (como es el caso del índice N=1), sería preciso proceder a una interpretación de ejes magnéticos de detalle, por ejemplo, con ayuda del gradiente vertical con sombras. Normalmente los ejes se sitúan ligeramente desviados hacia el flanco Norte de las anomalías, aunque también existen situaciones de flanco Sur en anomalías tipo placa extendidas Norte-Sur. Una vez realizada la digitalización de los ejes anómalos, habría que catalogarlos en función tanto de su intensidad como de su longitud de onda, para proceder por último a un estudio detallado de sus profundidades según los distintos índices usados, evaluando la calidad (agrupamiento, desviaciones, consistencia de profundidades a lo largo de cada eje, etc.) de las soluciones con cada índice (García Lobón, 1998a, b).

Cuando la interpretación se considere de baja calidad, o bien se descarta el método y se ensayan otros como la interpretación gráfica de perfiles o el modelado bidimensional, o bien se pueden intentar utilizar los índices con mejores agrupamientos de soluciones y menores desviaciones de profundidad; este análisis debería realizarse anomalía por anomalía más que en zonas amplias, como las contempladas en este trabajo, y con precaución respecto al posible sesgo de las profundidades interpretadas. Obviamente esta tarea está fuera del alcance de esta Tesis.



The solutions on the right represent the correct SI for a magnetic pipe-like body (top) and a dyke (bottom). It can be shown that, an index that is too low gives depths that are too shallow; one that is too high gives estimates that are too deep. But even if the index is correct, it is clear that depth estimates are more precise for high-index sources than for low. (Reid et al. 1990).

Understanding the Computational Procedure

The *Analyze (Euler Decon)...* menu option applies Euler depth Deconvolution as a tool for potential field interpretation. The system reads in the four data grids (the total field magnetics or gravity grid and its three orthogonal derivatives) and applies Euler Deconvolution by using the data extracted from a square window (typically 10 by 10 cells in size). The window is then shifted one grid cell and a new solution is calculated. This procedure continues until the window has moved across the entire grid, as illustrated in the following figure:

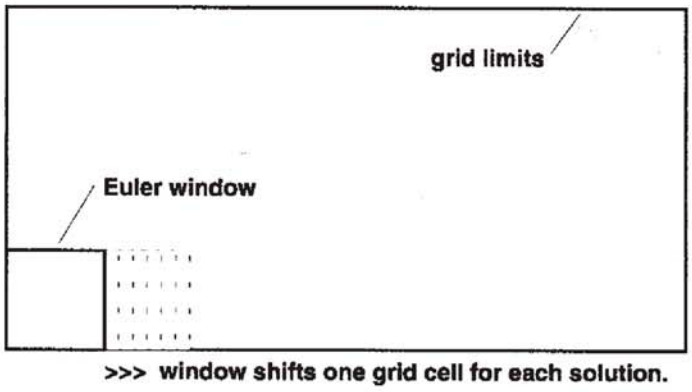


Figura A8-1. *Deconvolución de Euler: ventana de cálculo (abajo); efecto de la modificación del índice estructural SI (arriba). GEOSOFT, 1996.*

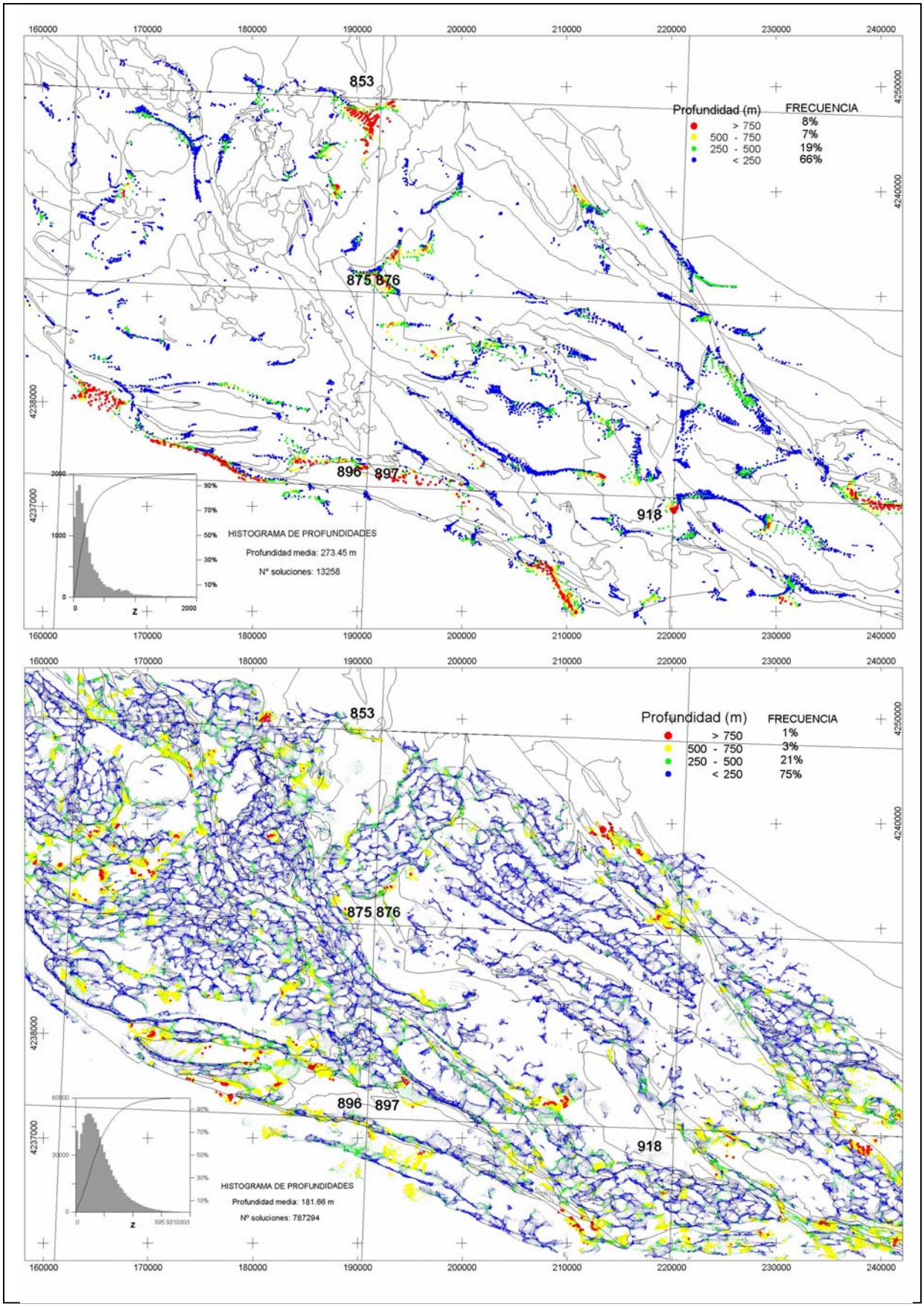


Figura A8_2. *Deconvolución de Euler. Índice estructural igual a 0 (arriba) e índice estructural igual a 1 (abajo). Sector central del Antiforme de Monesterio*

ANEXO 9. FICHERO "PETROFÍSICA_TOTAL": COMPLEJOS ÍGNEOS ZONADOS

Nº : nº muestra

X : coordenada X UTM huso 30

Y : coordenada Y UTM huso 30

Hoja : nº de hoja geológica, según el M.T.N. 1/50.000

Litología : clasificación de campo o mediante lámina

CL : código litológico según tabla V

CF : código de Formación/Intrusión según tabla VI y Figura 1

L : P indica lámina y probeta, L sólo lámina

Pap : densidad aparente

k : susceptibilidad aparente

Q : parámetro de Koenigsberger

%K : potasio

U : ppm uranio

Th : ppm torio

Rt : radiación total (ppm eU)

COMPLEJO PLUTÓNICO DE VALENCIA DEL VENTOSO

Nº	X	Y	Hoja	Litología-Observaciones	CL	CF	L	Pap	k	Q	K	U	Th	Rt
105	717329	4230960	876	Monzogranito. Km 35 carr Bodonal junto vía tren. drp=2.70	31	90	P	2.68	728	0.54				
117	720784	4239266	876	PORFIDO_ACIDO	31	90		2.57	130					
122	722772	4241577	876	DIQUE_ACIDO (en UC: sitio 123 y ton 124)	31	90		2.61	176					
123	722775	4241612	876	PORFIDO	31	90		2.59	177					
125	722956	4242850	876	Monzogranito. Mismo sitio que 531 y 2031	31	90	P	2.64	1358	0.35				
126	723797	4244516	876	Monzogranito. Sitio 2035	31	90	L	2.66	156	0.13				
181	737095	4233871	876	Granito (dique)	31	90		2.46	26					
300	716521	4230230	875	Monzogranito. drp=2.69	31	90	P	2.66	1245	0.09	3.80	8.20	27.25	44.40
306	715386	4234648	875	Monzogranito. drp=2.66	31	90	P	2.67	1604	0.23	3.86	5.40	19.83	37.90
524	710069	4230851	875	GRANITO (junto a FmB)	31	90		2.59	51					
531	722917	4242885	876	MZGRANITO BIOTITICO CON ANFÍBOL ala de mosca grueso	31	90		2.55	1294					
546	720944	4235743	876	Granito (dique rosa atravesando diorita)	31	90	P	2.56	3435		4.57	5.05	28.48	42.20
670	720825	4234425	876	Sitio tonalita 2036	31	90		2.57	4		5.55	2.90	13.90	35.25
676	721475	4240675	876	Bolos. Granito-Felsita. Superficie plana. Próx. a 529	31	90		2.55	5		4.30	1.93	8.32	25.70
2027	722525	4240675	876	Dique morado ligero	31	90		2.58	87					
2029	722750	4241150	876	GRANITO BIOTITICO MEDIO-FINO (SINPLUTÓNICO)	31	90	L	2.59	43		4.20	2.50	16.35	39.05
2030	722775	4241575	876	FELSITA ROJIZA AFANITOIDE (DIQUE)	31	90	L	2.59	32		6.30	8.60	30.35	53.60
2031	722900	4242850	876	Monzogranito BIOTÍTICA ALA DE MOSCA (Sitio 125 y 531). Aq	31	90	L	2.67	1079		3.90	9.20	29.25	44.40
2032	723350	4243700	876	CUARZOmonzosienita GRUESA CON PLACAS DE BIOTITA	31	90	L	2.64	216		4.35	8.30	31.75	47.80
2035	723850	4244500	876	Monzogranito anfib-biotítica grano grueso a medio. Aq. Sitio 126	31	90	L	2.68	1073		4.02	9.15	30.70	45.55
2042	720125	4234025	876	GRANITOIDE MUY FINO similar a 670	31	90	L	2.59	14		5.50	8.50	54.30	66.00
2058	719325	4234775	876	MZGRTO biotítico ala de mosca GRUESO-MEDIO (Próx. min K)	31	90	L	2.61	23					
106	717642	4231973	876	GRANODIORITA (drepe=2.75). Sitio cantera 510	32	90		2.73	135					
111	721337	4235068	876	GRANODIORITA. 3 km S Vv, antes Ardila	32	90		2.75	126	0.09				
120	719575	4241184	876	GRANODIORITA (drepe=2.77). Junto a ton 2024	32	90		2.74	144	0.22				
121	722499	4240634	876	GRANODIORITA. 200 m S de camino donde está 2026 (UC)	32	90		2.69	370	12.27				
131	718815	4240893	876	GRANODIORITA	32	90		2.72	69					
172	733963	4233048	876	Granodiorita	32	90		2.67	56					
298	715491	4229882	875	Granodiorita con 0.2 % ilm (por formas esqueléticas)	32	90	L	2.71	244	0.42				
299	716065	4229898	875	Granodiorita borde SO. drp=2.65	32	90		2.67	57	3.08	3.02	7.88	21.05	34.25
302	717170	4230651	875	GRANODIORITA	32	90	P	2.70	886	0.72	2.99	5.55	17.84	29.90
307	713882	4234133	875	Granito-Granodiorita. Ilm escasa (formas esqueléticas). drp=2.55	32	90	L	2.58	48					
308	715571	4231945	875	Granodiorita anfibólica borde SE Cvv	32	90	P	2.77	2454	0.23				
310	714872	4231985	875	GRANODIORITA	32	90		2.71	349	0.16				
311	714266	4232241	875	GRANODIORITA	32	90	P	2.64	732					
312	713411	4232500	875	GRANODIORITA	32	90		2.68	46	0.33				
313	713038	4234128	875	GRANODIORITA	32	90		2.74	78	3.33				
315	711872	4232993	875	GRANODIORITA	32	90		2.70	111	1.57				
509	717615	4232210	876	Granodiorita biot-anfib (mucho fk para ser tonalita). (drp=2.79)	32	90	L	2.77	79	0.19	3.30	5.20	17.00	30.15
673	716000	4235100	875	Cortijo Maravés	32	90		2.66	27		4.16	3.80	13.03	32.60
674	724750	4245100	876	Granodiorita C. Atalaya	32	90		2.60	148		3.25	4.55	15.45	28.25
689	712025	4231850	875	Roca híbrida sin mezcla arriba. CANTERA	32	90		2.64	167					
691	724575	4245825	876	Pared vertical, junto a gb M. Torres	32	90		2.65	1235		2.89	4.18	15.88	26.30
711	723375	4243725	876	Granodiorita (próxima a 2032)	32	90		2.70	1466					

COMPLEJO PLUTÓNICO DE VALENCIA DEL VENTOSO

Nº	X	Y	Hoja	Litología-Observaciones	CL	CF	L	Pap	k	Q	K	U	Th	Rt
714	721500	4236800	876	Losa bajo árbol, próxima a 545, 1l	32	90		2.59	32		3.71	3.44	13.75	26.90
2039	716600	4230250	875	Granodiorita BLANQUECINA CON BIOTITAS ALA MOSCA. Aq	32	90	L	2.67	1508	0.14	3.65	7.65	22.75	38.20
2045	713500	4234050	875	GRANODIORITA	32	90		2.74	42		2.90	5.75	22.20	32.05
119	719948	4240812	876	Tonalita anfibólica. Carretera a N 534	33	90	P	2.76	2672					
304	717611	4236490	876	Tonalita anfibólica. 300 m N de 527	33	90	P	2.76	2044	1.02				
305	716819	4235520	875	Tonalita anfibólica. Al SO 304	33	90	P	2.77	3074					
309	715576	4231945	875	Tonalita anfibólica borde SE Cvv	33	90	P	2.81	2347	0.06	2.61	4.02	13.83	21.70
317	710760	4231502	875	TONALITA borde SO Cvv	33	90		2.75	167	0.34				
525	716831	4235521	876	Tonalita ANFIBÓLICA-biotítica. Muy próxima a tonalita 305	33	90	P	2.63	2323	0.05				
526	717213	4234948	876	Tonalita anfibólica (Félix: 2154, TON BIOT-ANF). Mínimo de K	33	90		2.71	3969	9.68				
527	717338	4235912	876	Tonalita foliada gris oscura. Félix: estación 876-35. Arroyo	33	90	P	2.73	2346	0.21				
538	723894	4237526	876	Tonalita anfibólica. Km 8 carretera de entrada Vv	33	90		2.79	3582	0.22				
542	718342	4234615	876	Tonalita ANFIBÓLICA-biotítica. Alterada	33	90	L	2.62	2234	0.77				
543	717592	4234494	876	Tonalita anfibólica meteorizada. Min K	33	90	L	2.72	2659	0.14				
544	721733	4236574	876	Tonalita anfibólica. 1 Km S Vv	33	90	L	2.79	3018	2.74				
545	721574	4236774	876	Tonalita anfibólica. 1 Km S Vv	33	90	L	2.67	2293	0.17	1.95	1.84	9.69	16.30
547	720736	4234294	876	Sitio 2036. Tonalita oscura	33	90	L	2.80	2813	0.18				
548	720673	4234158	876	Tonalita anfibólica. Al S de 2036	33	90	L	2.69	3889	0.25				
709	719400	4241250	876	Tonalita	33	90		2.75	59					
712	720725	4234225	876	Tonalita (próxima a 2037)	33	90		2.86	4924					
715	720750	4235600	876	Tonalita. Losa 4 m2 entre granitos, 1l, k=11.9	33	90		2.61	1190		3.06	4.16	13.61	24.90
2024	719400	4241275	876	TONALITA ANFIBOLICO BIOTÍTICA DE GRANO FINO	33	90	L	2.66	139		2.85	3.70	15.30	25.65
2037	720700	4234200	876	TONALITA PORFÍDICA BIOTÍTICA-ANFIBÓLICA	33	90	L	2.73	147		2.05	3.65	7.55	18.80
2040	717450	4232100	876	Tonalita ANFIBOLICA BIOTITICA, GRIS OSCURO FINO-MEDIO	33	90	L	2.67	124		2.36	3.00	10.80	21.26
2151	717700	4232250	876	Tonalita. Misma cantera que 507-508. ¿Sitio exacto? Aq	33	90	L	2.74	109					
2152	717730	4232275	876	Tonalita.Misma cantera que 507-508¿Sitio exacto?Aq	33	90	L	2.77	1626	1.05	2.80	3.85	13.75	24.75
2153	711756	4232764	875	Tonalita ANFIBÓLICA BIOTÍTICA grano MEDIO (Pozuelo)	33	90	L	2.76	84		2.06	3.86	14.20	22.60
115	722724	4237607	876	DIORITA (GABRO CON ILMENITA). 2 km SE Vv en UC	34	90	P	2.91	163		1.63	2.06	6.88	14.35
116	722353	4237960	876	DIORITA. 300 m NO de la 115 ¿Monzodiorita?	34	90	P	2.83	1263		1.68	2.08	8.18	14.30
118	720720	4239664	876	DIORITA. Sitio 2025. drepe=2.94	34	90		2.94	110	0.16				
124	722781	4241611	876	Monzodiorita anfibólica. Sitio diques 122, 123, 2030 en UC	34	90	P	2.76	2605	0.12				
301	717165	4230651	875	DIORITA (ENCLAVE_BASICO)	34	90		2.80	364	0.98				
303	720712	4238013	876	DIORITA	34	90	L	2.86	85	0.17				
507	717688	4232251	876	DIORITA (ENCLAVE_BASICO: cuarzodiorita, sin fk)	34	90	L	2.87	83	0.26				
508	717653	4232175	876	Microdiorita (ENCLAVE_BASICO, sin fk)	34	90	L	2.80	75	0.33				
510	717738	4232210	876	Monzodiorita (enclave básico). CANTERA. Drepe=2.92	34	90	P	2.89	4710	8.56	2.91	3.75	13.85	24.87
528	718829	4237193	876	Cuarzodiorita Anf-Biotítica FINA (¿Enclave grueso?). N de Ardila	34	90		2.84	4395	0.09				
529	721506	4240725	876	Monzodiorita. En U. Central	34	90	L	2.74	1792	1.31	1.85	1.40	15.05	18.50
530	721777	4238265	876	Monzodiorita-CUARZODIORITA GRIS OSCURA. En U. Central	34	90	L	2.79	3587	5.02	2.43	3.10	11.60	21.80
539	723662	4237411	876	Monzodiorita anfibólica alterada, 200 m O de 538	34	90	P	2.76	5047	0.63	1.67	2.91	8.24	16.15
540	723523	4237538	876	Monzodiorita anfibólica oscura en UC, 300 m O de 539	34	90	P	2.81	4014	0.14	2.25	1.97	8.87	18.05
541	718582	4234460	876	Monzodiorita-Tonalita anfibólica	34	90	P	2.85	3889	0.88				
671	713200	4231100	875	Muestra Cortijo Pozuelo (Arroyo)	34	90		2.76	224		2.05	3.60	11.35	20.65
672	711650	4232550	875	Monzodiorita (zona del Pozuelo)	34	90		2.82	246		2.60	6.00	16.80	28.10
675	723425	4245725	876	QDIO ANFIBOLICA CON BIOTITA FINO-MEDIA (M. Torres)	34	90		2.83	197		2.40	3.75	15.55	24.05

COMPLEJO PLUTÓNICO DE VALENCIA DEL VENTOSO

Nº	X	Y	Hoja	Litología-Observaciones	CL	CF	L	Pap	k	Q	K	U	Th	Rt
690	724600	4245870	876	Contacto pared vertical límite S	34	90		2.85	185		1.77	4.06	12.51	20.40
710	722525	4240675	876	QDIO ANFIBOLICA BIOTITICA FINO-MEDIO	34	90	L	2.89	114					
713	713525	4234100	875	Monzodiorita ANFIBOLICA BIOTITICA MEDIA. Prox a 2045	34	90	L	2.83	223					
2025	720700	4239800	876	QDIO OJO DE CULEBRA, MATRIZ GRANO MEDIO	34	90	L	2.94	45		1.32	0.80	6.50	11.75
2026	722500	4240650	876	Cuarzodiorita	34	90		2.87	54		1.27	1.60	8.70	12.95
2028	722700	4241150	876	QDIO ANFIBÓLICA FINO-MEDIO	34	90	L	2.90	147		1.15	1.65	9.30	13.30
2033	723025	4245750	876	QDIO ANFIBOLICA CON BIOTITA FINO-MEDIA (M. Torres)	34	90	L	2.86	240		2.35	3.90	12.90	22.45
2036	720800	4234400	876	Monzodiorita BIOTÍTICA ANFIBÓLICA GRANO MEDIO. Aq	34	90	L	2.79	3192	1.74	2.35	3.40	9.20	20.67
2143	717000	4230500	876	Diorita (724100, 4228550)	34	90	L	2.90	310					
2146	714900	4235400	875	Diorita (+3 Km)	34	90	L	2.91	35					
2154	717240	4234975	876	Monzodiorita biotítica anfibólica grano medio, foliada. Aq. Sitio 526	34	90	L	2.75	2970					
3066	713700	4230900	875	Monzodiorita con hp e ilm (Cortijo Pozuelo)	34	90	P	2.80	89		2.45	2.30	10.70	19.90
3065	725600	4246900	854	Gabro (M. Torres)	35	90	P	2.96	289					

COMPLEJO PLUTÓNICO DE BROVALES

Nº	X	Y	Hoja	Litología-Observaciones	CL	CF	L	Pap	k	Q	K	U	Th	Rt
412	700961	4245435	875	Granito. Junto a 2012	31	91		2.60	243	0.07				
553	704154	4246876	853	GRANITO BROVALES (=647)	31	91	P	2.63	2395	0.15	3.45	3.40	22.70	32.20
644	704523	4248518	853	k=0.8-3.2. drep=2.64	31	91		2.57	210		3.70	6.25	27.94	37.89
647	704158	4246885	853	GRANITO. k=14-19	31	91	P	2.64	1839	0.34				
649	704535	4246549	853	k=1.0-2.0	31	91		2.54	158		3.80	6.20	22.20	36.70
652	703529	4248800	853	k=3.0-4.0. Drepe: 2.48	31	91		2.51	455		3.60	2.90	21.60	30.00
653	703731	4249438	853	k=8.0-19. Kmano. drepe=2.53	31	91	L	2.53	2154	3.68	3.45	3.40	33.75	37.35
663	703745	4243792	875	Granito-adamellita	31	91	P	2.57	2036	3.39	3.10	2.80	8.80	21.50
736	702270	4234455	875	Granito extremo sur	31	91		2.56	18		3.45	3.15	11.35	27.30
2008	701350	4238975	875	Granito: banda máfica	31	91		2.58	10					
2012	700900	4245400	875	Granito biotítico foliado con megaenclaves. Aq	31	91	L	2.63	363	0.16	3.41	5.01	17.87	31.53
2016	705300	4248300	853	Pórfido	31	91	L	2.61	7					
403	700576	4239791	875	GRANODIORITA	32	91		2.65	770	0.11				
411	700796	4243810	875	Granodiorita	32	91		2.66	62	0.44				
520	700576	4245310	875	GRANODIORITA	32	91		2.69	832	0.06				
521	700500	4245350	875	GRANODIORITA	32	91		2.65	695	0.20				
643	704620	4248058	853	GRANODIORITA. k=1.2-2.3	32	91	L	2.64	107		2.99	4.69	23.55	32.43
645	704315	4247804	853	GRANODIORITA	32	91	L	2.54	181		2.90	3.83	21.45	29.63
646	704344	4247048	853	GRANODIORITA. drepe: 2.82	32	91	L	2.73	42					
648	704032	4246641	853	Granodiorita cantera	32	91		2.65	28		3.27	6.20	17.30	31.67
650	702662	4247761	853	Granodiorita-adamellita (k=2-3)	32	91	L	2.52	473		2.95	3.65	25.20	31.75
651	703069	4248300	853	GRANODIORITA	32	91		2.66	63					
657	700888	4246400	853	Granodiorita cantera	32	91	L	2.70	57		3.20	6.65	14.60	30.80
658	700330	4247035	853	GRANODIORITA	32	91		2.65	42					
662	700954	4242110	875	GRANODIORITA	32	91		2.63	68		2.81	8.66	22.56	36.55
664	704797	4244360	875	GRANODIORITA	32	91		2.64	37					
668	701375	4239025	875	GRANODIORITA. Sitio 2007, placa inclinada	32	91		2.61	14		2.91	8.98	24.57	35.20
2006	700500	4239850	875	Granodiorita anfibólica deformada.Grano medio lineas.Aq	32	91	L	2.67	591	0.09	3.20	3.96	11.19	25.70
2010	702050	4242300	875	Granodiorita bitotítica anfibólica gmedio deformada. Aq.	32	91	L	2.68	837	0.21	3.55	6.59	19.04	32.50
2011	700600	4245250	875	Ton-granodiorita media orientada.kroca. Junto a 520-21	32	91	L	2.70	1025	0.15				
2014	704100	4247650	853	GRANODIORITA BIOTITICA GNEISICA. Próxima a 645	32	91	L	2.69	478	0.17	3.24	6.86	21.42	36.65
2077	701100	4247000	853	Granodiorita biotítica anfibólica planolinear	32	91	L	2.70	30		3.32	3.32	15.81	30.97
2088	703500	4243200	875	Gneises anfibólicos encajantes	32	91	L	2.73	89					
390	700199	4242129	875	TONALITA. Drepe: 2.56	33	91	P	2.58	1187	0.10	2.50	3.67	12.25	22.15
391	702052	4242314	875	Tonalita. Junto a 2010	33	91		2.67	1028	0.59	2.54	4.38	17.14	26.25
397	705207	4242845	875	Tonalita. Zona de Sta. Justa	33	91	P	2.71	3540	0.12	2.10	2.35	11.25	18.30
654	702573	4249551	853	Tonalita grano fino (k=6-8)	33	91	L	2.68	541		2.20	3.30	8.40	19.40
655	702035	4249396	853	Tonalita grano fino (k=5-8). Junto a 2017	33	91		2.63	210		2.50	4.20	12.80	22.40
656	702154	4249083	853	Tonalita grano fino (k=7-14). Próxima a 2018	33	91		2.63	1165		2.70	3.20	11.20	22.90
659	700711	4247567	853	Dique (k=7-12)	33	91	L	2.67	1260					
660	701040	4239360	875	Tonalita	33	91	L	2.70	1882	0.41				
661	700576	4239811	875	Granodio-tonalita. Zona de mezcla (k=7-43)	33	91	L	2.67	6138	0.59				
666	704025	4247575	853	Granodiorita-tonalita.Placa a ras y bolos arbolito,	33	91		2.67	352		2.62	3.37	14.90	24.70
667	700925	4245425	853	Tonalita. Megaenclave 2012, 1l	33	91		2.65	98		2.28	3.16	13.77	22.90

COMPLEJO PLUTÓNICO DE BROVALES

Nº	X	Y	Hoja	Litología-Observaciones	CL	CF	L	Pap	k	Q	K	U	Th	Rt
669	701250	4239150	875	Tonalita. A 200 m N de 2007, 1l	33	91		2.63	37		2.90	5.86	13.44	27.10
737	702185	4235629	875	Tonalita extremo sur	33	91		2.71	1227		2.60	4.30	22.10	29.40
2007	701400	4239000	875	tonalita biotítica anfibólica bien foliada	33	91	L	2.66	17		2.60	6.25	15.39	27.63
2017	702000	4249500	853	Tonalita - cuarzodiorita fina. Próxima a 655	33	91	L	2.74	579					
2018	702300	4249000	853	Tonalita crema con puntitos negros media fina.	33	91	L	2.69	1442					
733	705076	4243933	875	Gabro-diorita	35	91		2.77	40		0.50	4.40	7.20	12.20
734	704926	4243813	875	Gabro-diorita	35	91		2.83	77		0.70	5.40	6.20	12.70
735	702400	4235046	875	Gabro-diorita	35	91		2.79	109		0.90	5.30	8.00	13.80
3048	703350	4243400	875	Gabro (BROVALES)	35	91	P	3.16	71					

COMPLEJO PLUTÓNICO DE BURGUILLOS DEL CERRO

Nº	X	Y	Hoja	Litología-Observaciones	CL	CF	L	Pap	k	Q	K	U	Th	Rt
517	713204	4249586	853	Granito (BURGUILLOS). Misma CANTERA que 2073	31	92		2.62	682	3.10				
577	714561	4251098	853	Granito grano fino. Centro E	31	92	L	2.49	34		3.80	3.45	6.50	25.90
580	715084	4249920	853	Granito. Centro E	31	92		2.60	19		3.70	4.20	17.90	30.80
584	709785	4250891	853	Granito grano fino. UP NO	31	92		2.59	23		4.63	3.34	13.98	32.60
588	711698	4251569	853	Granito porfídico. Al NE del pueblo	31	92		2.55	32		4.64	3.52	11.62	30.60
595	711598	4253187	853	GRANODIORITA. (BURGUILLOS). Zona N	31	92		2.58	57		3.60	2.30	8.05	23.90
603	710893	4249251	853	Granodiorita junto a gr grano fino	31	92		2.59	89		3.52	2.15	5.65	21.90
606	710469	4247147	853	Granito biotítico grano medio. Zona SO (¿UP?)	31	92		2.60	71					
607	711300	4248765	853	Granito grano fino a medio. Centro-O	31	92		2.59	37		4.05	1.65	5.28	22.40
608	712030	4248733	853	Granito grano fino a medio. Centro-O	31	92		2.57	63					
613	711755	4249765	853	Granito grano fino camino cortado	31	92		2.60	10		4.40	3.80	11.35	31.30
619	709933	4250094	853	Granito grano fino. SO del pueblo	31	92		2.56	26		4.26	2.80	8.22	26.75
625	708911	4248036	853	Granito grano fino. Zona SO UP	31	92		2.62	30					
628	710034	4247699	853	Granito grano fino. Zona SO ¿UP?	31	92		2.61	39					
637	713383	4249045	853	Granito grano fino. Cantera centro	31	92		2.57	53		4.05	7.10	28.27	41.65
2046	714900	4246150	853	GRANITO FÉLSICO DE GRANO FINO. Zona SE.	31	92	L	2.65	6		4.68	3.42	13.49	32.25
2048	712900	4247850	853	GRANITO (granitos de grano fino y fino-medio). Zona S. Aq	31	92	L	2.65	38	0.13				
2050	710750	4250150	853	GRANITO (granitos biotíticos fino 1-2 mm). 1 Km al S del Pueblo	31	92	L	2.61	21					
2073	713200	4249540	853	Mzg. leucogr. biotit.Gr. medio.Faci nodulitas grises.Cordierit. Aq	31	92	L	2.61	1270	0.15	4.05	4.65	17.15	33.40
2074	714700	4250550	853	Granito biotítico fino < 2 mm rosa grisáceo. Entre 577 y 580	31	92	L	2.59	50		4.45	3.75	14.70	32.60
518	709538	4252351	853	Granodiorita (BURGUILLOS). Junto a 2069	32	92		2.73	45	0.06	2.44	3.44	12.60	23.07
586	708071	4248740	853	GRANODIORITA. (BURGUILLOS). Extremo O	32	92		2.73	61					
587	707997	4249883	853	GRANODIORITA. (BURGUILLOS). Extremo O	32	92		2.64	31					
639	707782	4249641	853	Junto a 2055. Extremo O	32	92		2.64	150		2.57	4.61	14.19	25.70
640	708276	4249212	853	Extremo O	32	92	P	2.79	219		2.60	4.37	11.86	24.70
665	713939	4252947	853	GRANODIORITA	32	92		2.61	15		2.97	4.88	10.90	25.90
2055	707800	4249650	853	Granod_tonal biot-anfíbol, gneis con enclaves. F N10 45E. Ext. O	32	92	L	2.72	28					
2062	714900	4253800	853	Monzogranito_granodior. Medio-grueso con feldesp. Rosa. Aq	32	92	L	2.67	1820	0.14	3.70	2.70	11.20	25.60
2065	716100	4253525	853	Granodi. con fk. Placas de biotita hasta 4 cm. Diques félsicos. Aq	32	92	L	2.67	36		3.53	2.46	11.90	25.80
2069	709550	4252350	853	Granodi. gruesa gneísica.Heterogénea.Biotita cristalizada. J518.Aq	32	92	L	2.73	15	0.08				
585	709744	4251706	853	Tonalita carretera O	33	92		2.71	77		1.46	2.09	7.93	15.00
589	711133	4251550	853	Tonalita	33	92	P	2.69	1975		2.12	2.34	6.30	16.40
591	710737	4252480	853	Tonalita-diorita cantera. Zona NO, U. Periférica	33	92		2.73	1703					
592	710562	4252287	853	Tonalita-diorita cantera. Zona NO, U. Periférica	33	92		2.76	2620					
593	712098	4253397	853	Límite Centro-N	33	92		2.66	54		2.12	3.20	10.64	19.50
597	712818	4253098	853	Tonalita-diorita cantera. Zona N, U. Periférica	33	92		2.81	2948	0.06				
598	713200	4253422	853	Tonalita-diorita cantera. Zona N, U. Periférica	33	92		2.80	3275	0.10				
599	713612	4253500	853	Tonalita-diorita cantera. Zona N, U. Periférica	33	92		2.78	2882	0.31				
629	716150	4253475	853	Tonalita U. Zona NE. U. Periférica	33	92		2.76	230		2.15	2.60	9.10	18.50
630	716550	4253575	853	Tonalita. Zona NE. U. Periférica	33	92		2.74	128		2.60	2.45	10.30	20.66
2061	712800	4253150	853	Tonal. B-Anfib. y qdio. mas oscura.Mingling.N5570SE.Sitio 597	33	92	L	2.80	67					
2066	717200	4254450	854	Tonalita (-300)	33	92		2.68	246					
2068	710975	4252525	853	Tonalita	33	92		2.81	193					
2071	713325	4250325	853	Ton-grd biotít.foliada gruesa. Fol N60ºE 50ºN. Centro.J. gb OC638	33	92	L	2.79	4490					

COMPLEJO PLUTÓNICO DE BURGUILLOS DEL CERRO

Nº	X	Y	Hoja	Litología-Observaciones	CL	CF	L	Pap	k	Q	K	U	Th	Rt
2157	715150	4253525	853	Ton anf biot gfino (1-2).Con schlieren gd.NE-UP.Aq.Mín magnético	33	92	L	2.82	94		2.26	2.70	9.36	18.80
596	712241	4252001	853	Dio biot-anf gmedio gris(N20-85E).Lent de gr y diq lgr.F:853-54	34	92	P	2.82	3977		2.00	1.15	3.20	12.95
600	713152	4252424	853	Gabro-diorita. Vía de tren	34	92	P	2.88	2901	2.85	1.35	0.30	3.55	9.30
605	710381	4247793	853	Diorita-tonalita. Zona SO	34	92	P	2.82	3611					
616	713697	4248415	853	Diorita próx. a gb-ol 615	34	92		2.94	8797		1.55	0.10	1.31	8.40
617	712965	4249052	853	Gabro-diorita cantera. Centro (zona gbazul)	34	92		2.90	3314	0.34	1.35	0.10	1.30	8.10
618	712242	4249569	853	Gabro-diorita cantera. Centro (zona gbazul)	34	92		2.89	3996	0.36	1.40	1.25	2.70	10.45
620	709727	4249377	853	Tonalita-diorita cantera. Zona SO	34	92		2.79	2980		1.32	2.38	5.79	13.10
623	709283	4248739	853	Tonalita-diorita cantera. Zona SO	34	92		2.89	5240		0.86	0.47	3.44	7.37
624	709150	4248427	853	Diorita grano fino. Zona SO, U. Periférica	34	92	L	2.83	137		0.90	0.25	3.71	7.70
634	711800	4250812	853	Diorita (ton biot-anf medio-fino 1-4 mm gris oscura foli).F:853-79	34	92		2.93	9170	0.20	1.56	0.83	2.43	10.73
635	712215	4250659	853	Dio.cantera (al lado: mzgr biot med-grueso, N160 80E).F:853-80	34	92		2.91	5895	0.25	1.50	0.95	2.25	9.80
2047	712900	4247500	853	qDiorita anf-biot gmedio; dm-CLASIF-kroca; Rep polvo. Zona CS	34	92	L	2.85	56					
2051	711700	4248225	853	Gabro-diorita OC. Ojos de 4-6 mm y matriz fina. Junto a 609	34	92	L	2.95	6178		1.02	0.77	3.27	8.30
2052	712125	4247250	853	Dio-qDiorita anf-biot gmedio cortadas por lgr. Skarn minerali.CS	34	92	L	2.90	108		1.63	1.17	2.73	11.30
2053	712100	4247075	853	qDiorita anf-biot gmedio-fino (N105-75S).Hibrid.Cortadas por lgr.CS	34	92	L	2.86	2079		1.50	1.50	4.33	12.10
2054	709600	4249100	853	qDiorita anf-biot gmedio (N10-60E). 300 m S de dio-ton 620. SO	34	92	L	2.88	5178	0.39	1.41	0.31	2.04	8.65
2056	708875	4248025	853	qDiorita anf-biot gmedio (N127-68O). J.a granito 625.Zona SO,UP	34	92	L	2.84	133		1.35	0.82	4.13	10.25
2057	708900	4247625	853	qDiorita anfibólica gfino. Enclaves más claros. Zona SO, U. P.	34	92	L	2.84	641					
2063	715000	4253650	853	Diorita anfibólica OJO CULEBRA gmedio (anfibol 3-6 mm).NE,UP	34	92	L	2.83	42	0.74	1.17	2.30	7.38	12.85
2064	715700	4253650	853	Diorita anfibólica OC gmedio (anf 3-6 mm).L N100-65S.NE,UP.CT	34	92	L	2.90	41	0.50	1.70	2.25	7.75	15.30
2067	715750	4254600	853	qDiorita anf-biot ggrueso(4-10)(N160-50O).Encl oscuro.NE,UP,CT	34	92	L	2.87	249					
2075	715350	4249725	853	Dio anf OC. Hay qdio anf oscura y gran fino y gabro OC3052	34	92	L	2.97	73		0.95	0.35	2.20	6.70
2156	708975	4247675	853	qDiorita anfibólica gfino. Enclaves más claros. Sitio 2057.SO,UP	34	92	L	2.90	671		1.03	1.11	3.76	9.03
3049	708400	4246375	875	Microdiorita (SO; px,anf,biot,fk. Sin mgt). SO, U. P. (950,2500)	34	92	P	2.81	205					
574	715748	4251325	853	Diorita cantera	34	92		2.86	4212	0.43	1.85	0.88	1.80	11.27
575	714275	4251647	853	DIORITA. (BURGUILLOS)	34	92	L	2.78	967		2.15	0.30	2.35	12.05
576	714193	4251621	853	DIORITA. (BURGUILLOS)	34	92	P	2.83	4475	0.33	1.75	0.83	2.10	11.58
579	715146	4250530	853	Diorita-tonalita	34	92	P	2.86	2791		2.10	0.80	3.05	12.70
583	716256	4249659	853	Diorita-tonalita cantera (similar a 579)	34	92		2.84	5846	0.34	2.05	0.48	2.18	10.98
590	711447	4252104	853	Diorita-tonalita cantera. Kmano. Zona NO, U. Periférica	34	92	P	2.76	6431		1.79	0.99	10.05	15.40
611	712329	4247581	853	Tonalita-diorita cantera. Zona S-Centro	34	92		2.88	3930					
612	714267	4246339	853	Ton-dio cantera (qDiorita-tonalita gmedio,oscura).SE. F:853-30	34	92		2.87	3393		2.23	0.68	1.50	11.95
622	714919	4252258	853	Tonalita-diorita cantera. Zona NE. CANTERA	34	92		2.85	4651	0.15	1.75	0.70	1.20	9.95
631	715139	4248648	853	Tonalita-diorita cantera. Zona gb-ol	34	92		2.86	4716					
641	713362	4247038	853	Ton-dio cantera(qDiorita gmedio,oscura,cortadas por lgr).F:853-32	34	92		2.85	4782		2.01	1.13	3.36	12.40
2060	712400	4252300	853	ton-qDiorita anf bio gmedio oscura foli(N40-75E). Entre 596 y 597	34	92	L	2.85	5161		1.98	1.22	3.52	13.20
2076	716100	4249650	853	ton-qDio anf-biot (N150-160E). Hay diq. lgr. C-Este. CANTERA	34	92	L	2.87	1683					
570	716151	4251725	853	Gabro (no es Ojo de culebra)	35	92		2.89	2948	0.52	1.60	0.50	3.15	10.00
572	715961	4251959	853	Gabro-diorita	35	92	P	2.80	4585		1.65	0.50	2.10	10.05
594	711743	4253059	853	Gabros pxénicos. Zona NO	35	92	P	2.89	108		1.26	1.07	6.69	11.70
601	712812	4252172	853	Gabro-diorita. Vía de tren	35	92		2.97	5370	0.73	0.75	0.45	1.90	6.50
602	711500	4252850	853	Gabro az-anf zona NO	35	92		2.91	257		1.12	0.83	3.95	9.35
604	710490	4248034	853	Gabro az-anf zona SO	35	92		2.98	7653					

COMPLEJO PLUTÓNICO DE BURGUILLOS DEL CERRO

Nº	X	Y	Hoja	Litología-Observaciones	CL	CF	L	Pap	k	Q	K	U	Th	Rt
614	716025	4246650	853	Gabro anfibólico tendencia OC zona SE	35	92		2.97	4653	0.32	0.72	0.10	1.15	5.40
626	709725	4248796	853	Gabro az-anf zona SO	35	92		2.95	6534		0.85	0.32	1.85	6.53
627	709726	4247977	853	Diorita-Gabro? Zona SO	35	92	P	2.94	10108					
633	711364	4250658	853	Gabro. (Próximo a leucogranitos félsicos rosados). F: 853-78	35	92	P	2.92	8057		1.80	0.16	2.53	10.33
642	715874	4246198	853	Gabro. Zona SE	35	92	P	3.03	594					
578	715340	4249331	853	Gabro (olivino)	35	92		3.00	2098	0.86	0.40	0.15	0.95	3.70
581	715512	4249036	853	Gabro (olivino)	35	92	P	3.16	3809	1.69	0.60	0.10	0.25	4.05
615	712900	4251700	853	Gabro piroxénico zona gb olivino	35	92		3.02	243	20.05	0.72	0.10	1.14	5.15
632	714546	4248957	853	Gabro. Próxima a gb con olivino	35	92	L	3.02	319					
516	716554	4251681	853	Gabro (ojo de culebra)	35	92		3.15	12767	0.23	1.15	0.10	2.25	7.55
571	715837	4251727	853	Gabro (Ojo de culebra)	35	92		3.11	14430	0.58	1.30	0.30	2.20	8.00
573	716147	4252092	853	Gabro (Ojo de culebra)	35	92		3.01	16453	0.17	1.25	0.70	2.05	8.90
582	715383	4249725	853	Gabro (Ojo culebra?). Próxima a dioritas 2075 (paramag) y 2052	35	92		2.99	197					
609	711662	4248172	853	Gabro (Ojo de culebra). Zona S-Centro. Junto a 2051	35	92		2.99	8515					
610	712021	4247695	853	Gabro (Ojo de culebra). Zona S-Centro	35	92		2.97	9825		0.60	0.84	1.60	5.70
621	709504	4248934	853	Gabro (Ojo de culebra). Zona SO	35	92		2.97	7205		1.08	0.88	4.07	9.40
636	712590	4250300	853	Gabro (Ojo de culebra). Próxima a gabro OC 2072. Centro	35	92		3.01	5240					
638	713317	4250455	853	Gabro (Ojo de culebra). Próxima a tonalita 2071 k=4490	35	92		3.02	6550					
2072	712650	4250200	853	Gabro OC (6mm y matriz gruesa). Prox: melgabros y gr	35	92	L	3.04	6155		1.13	0.46	3.56	8.60
3050	712475	4252025	853	Gabro (ojo de culebra). Radio: S vía	35	92		3.02	10123	0.43	1.35	0.85	2.90	9.96
3051	712525	4252075	853	Gabro OC con hornblenda. Mgt ortomag. (imán).Radio: N vía	35	92	P	3.10	8782	0.54	0.75	0.20	1.85	5.80
3052	715550	4249750	853	Gabro (ojo de culebra)	35	92	P	3.13	1857		0.85	0.20	1.80	5.90
3053	716325	4251700	853	Gabro (ojo de culebra). Situada entre 516 y 570	35	92	P	3.13	17221		1.05	0.45	1.55	7.45

ANEXO 10. PROCESO DE DATOS

Todo el procesado utilizado en los capítulos 4 y 6, y del que se ofrecen aquí detalles adicionales, se ha realizado con el programa OASIS de Geosoft (GEOSOFT, 1997a). Se trata de un sistema integrado para el tratamiento, análisis y visualización de una gran variedad de datos geofísicos, entre los que se encuentran los usados en esta Tesis. La mayoría de figuras de la misma se han confeccionado con OASIS (los diagramas bivariantes k-d, k-Q, K-Th, etc., se han preparado en Excel). La modelización de perfiles de campo potencial se ha efectuado con GM-SYS, también de Geosoft Inc.

MALLADO Y TRANSFORMADA DE FOURIER

El procesado se ha ajustado a las características y época de los vuelos.

El mallado se ha efectuado con el algoritmo de curvatura mínima (Briggs, I.C., 1974, GEOSOFT, 1997a), con tamaño de celda de 50 m, en el caso del vuelo de 1997, o de 200 m en el de los vuelos de la JEN de 1981. A partir de las mallas magnéticas, a través de la transformada rápida de Fourier (GEOSOFT, 1997b) se generan varias mallas derivadas: las de campo magnético total reducido al polo, continuación arriba y abajo, gradiente magnético vertical y susceptibilidad magnética aparente. El proceso se sintetiza en 3 fases:

1. Cálculo de la transformada F(u,v) de la malla original f(x,y);
La transformada de Fourier F(u,v) de una función en el dominio del espacio x e y, f(x, y), puede definirse matemáticamente como (Bracewell, 1978):

$$F(u,v) = \iint f(x,y)\, e^{-i2\pi (ux+vy)}\, dx\, dy \qquad (a)$$

2. Multiplicación en el dominio de la frecuencia de los datos transformados por uno o más de los operadores P(u,v) o filtros que se citarán a continuación: $G(\mu,\nu) = P(u,v)*F(u,v)$;

3. Transformada inversa de G(u,v) obteniendo de nuevo una función espacial g(x,y);

$$g(x,y) = \iint G(\mu,\nu)\, e^{i2\pi (\mu x+\nu y)}\, d\mu\, d\nu \qquad (b)$$

Los filtros utilizados se describen a continuación.

REDUCCIÓN AL POLO

Esta transformación simula un cambio de la inclinación magnética a la vertical (Baranov, 1957, GEOSOFT, 1997b). El proceso de reducción al polo asume que las anomalías son debidas a magnetización inducida y que el campo magnético es originado por prismas de profundidad indefinida.

El operador es P(u,v)=r/(cr+i(au+bv)) donde a,b, y c son los cosenos directores del campo magnético total.

En el caso de este trabajo, para el vuelo de 1997 en el que se ha supuesto una inclinación de 54º y una declinación de -4º (mapa de isoporas del IGN de 1996), estos cosenos resultan ser a=0.0097, b=0.996 y c=0.581 (Bates y García Lobón, 1998). En el caso del vuelo de la JEN de 1981 la inclinación es 55.3º y una declinación de –5.5, con lo que los cosenos ahora son a=0.0096, b=0.995 y c=0.574 (IGME 1991; García Lobón y Granda Sanz, 1993).

Reducir al polo significa eliminar el carácter dipolar de la anomalía magnética, centrando la anomalía sobre la fuente que la produce. En la zona central del antiforme de Monesterio la imagen magnética reducida al polo (**figura 9**) ofrece unos resultados excelentes, permitiendo la cartografía directa de los principales marcadores magnéticos de la región, lo que a su vez indica que la inducción domina sobre la remanencia (ratio Q<1). No obstante adolece de problemas de interferencia en el flanco SO del Antiforme de Monesterio, por lo que es necesario recurrir al gradiente vertical para la mejor delineación de los ejes magnéticos.

CONTINUACIÓN DE CAMPOS

Consiste en calcular los valores del campo magnético en un plano situado a diferente altura que el plano de observación original (altura de vuelo).

En el caso de la continuación del campo hacia arriba (“upper continuation”) se eliminan las anomalías más superficiales y ruídos, produciendo una malla con valores más suavizados. El resultado de esta transformación nos facilita la identificación de las anomalías y estructuras regionales, como principales cuerpos magnéticos, grandes fracturas, lineamientos regionales, etc.

Por el contrario, si la continuación del campo es hacia abajo ("down continuation"), se realzan las anomalías más superficiales y de mayor frecuencia. También se puede utilizar para estudiar anomalías concretas, llevando el plano de observación a una profundidad cercana al cuerpo anómalo.

La función de transferencia del filtro es (GEOSOFT, 1997b): $P(u,v)=\exp -(2\pi rz)$;
donde z es la distancia de continuación arriba en metros, 1000 m en el caso de la imagen de la **figura 37**, en la que se combinan una continuación de la malla magnética del vuelo de 1997 con una del vuelo de la JEN de 1981 para orlar al primero con toda la corona de datos de la zona Norte de dicha figura. A la malla continuada de los vuelos de la JEN simplemente se le ha restado 150 nT, para que a lo largo de la intersección Norte la diferencia con la malla continuada del vuelo de alta resolución de 1997 no superara los 15 nT (Battacharyya *et al*, 1979, indican algoritmos de unión de mallas procedentes de vuelos con diferentes características). La imagen continuada de la **figura 37** constituye un elemento importante en la interpretación estructural, especialmente en la mitad Norte de la zona de estudio, sirviendo para confirmar las lineaciones y zonaciones magnéticas principales del apartado 4.2, así como la magnitud de las discontinuidades de dicho apartado.

También se ha efectuado una continuación hacia abajo (en nuestro caso a la altura media del sensor magnético, de 100 metros), empleada en los ensayos de cálculo de la susceptibilidad aparente, que requiere que los valores de campo magnético estén referidos a nivel de terreno.

GRADIENTE MAGNÉTICO VERTICAL

El gradiente magnético vertical suprime la variaciones regionales, exagerando las características más cercanas a la superficie respecto a las anomalías más profundas. Además presenta los límites de las anomalías de manera más acorde con los de las fuentes geológicas que las producen. Todo esto hace que contribuya a facilitar la interpretación de los aspectos geológicos más superficiales. Si bien es idóneo para zonas de estudio con fuentes magnéticas cercanas a la superficie o en ella, para cuerpos magnéticos enterrados bajo una gruesa secuencia de sedimentos pierde su utilidad.

En comparación con los mapas de susceptibilidad magnética (ver más abajo), el mapa de gradiente vertical tiene la ventaja de que su procesado no conlleva un filtrado tan complejo. Respecto al campo magnético total, el gradiente vertical marca más nítidamente los límites de los cuerpos. Por ejemplo, si se vuela con un sensor a 120 m., un dique vertical de poca anchura y susceptibilidad k = 0.001 ucgs generaría una anomalía de campo magnético total de 40 nT, con una anchura de 240 m, mientras que la de gradiente vertical sería de 0.35 nT/m, con una anchura de 120 m (Reid, 1980).

En circunstancias ideales, el gradiente vertical proporciona la mejor indicación de fuentes magnéticas próximas a la superficie. Por su carácter de filtro pasa alta resuelve problemas de interferencia, y delimita anomalías de pequeña longitud de onda que pueden tener, v.g., interés minero. El gradiente vertical suele ofrecer buenas respuestas en el caso de fallas que cortan estructuras lineales.

En cuanto la definición de límites de cuerpos magnéticos el gradiente vertical debe utilizarse en combinación con la reducción al polo y mapas de sombras. En teoría la línea de contorno cero de un mapa de gradiente vertical localiza con bastante aproximación los bordes de cuerpos tabulares (diques) subverticales. En la práctica, este concepto falla cuando los cuerpos son muy estrechos o muy anchos, o subhorizontales, puesto que entonces el gradiente es máximo cerca de los bordes y no responde en el centro del cuerpo, con lo que la parte central podría ser malinterpretada como una unidad distinta y no magnética. La anchura del gradiente vertical sugiere la profundidad de la fuente. El buzamiento viene indicado, en general, por la extensión positiva de la respuesta según el sentido del mismo.

La producción del mapa de gradiente vertical se puede sintetizar en tres pasos:

1. Reducción al polo (opcional)
2. Primera derivada vertical (Telford *et al*, 1990; IGME, 1991), cuyo operador es: $P(\mu,\nu) = 2\pi r$
3. Filtro pasa-baja (opcional; como el gradiente vertical resalta los componentes de menor longitud de onda con la probable inclusión de ruído, puede ser necesario aplicar un filtro pasa-baja para la eliminación de éste).

En el caso de este trabajo, se ha calculado el gradiente vertical del campo magnético total (no reducido al polo), sin aplicar filtrado alguno. La utilidad del gradiente vertical desde un punto de vista estructural es clara en aspectos tales como prolongación de anomalías debidas a fallas y pliegues más allá de lo que la cartografía geológica señala, detección de accidentes no indicados en los mapas geológicos, etc. Las discontinuidades magnéticas más importantes de la zona central del antiforme de Monesterio se representan en el mapa de gradiente vertical de la **figura A10-1**, significando ejes de ruptura de las anomalías magnéticas que afectan a toda la zona de estudio.

En el área de estudio el gradiente vertical muestra un rango de variación de +-20 nT/m, pero el 89% de los datos se sitúan dentro del entorno de +-0.475 nT/m y el 67% se restringe a +-0.1 nT/m. De acuerdo con esta distribución, líneas de contorno como la de 0.05 y 0.25 nT/m podrían sugerir los límites de fuentes magnéticas débiles y fuertes respectivamente.
Los granitoides paramagnéticos son zonas de menor relieve desde el punto de vista del gradiente vertical (**figura A10-1**). El borde del macizo cartografiado puede coincidir o no con anomalías de gradiente vertical, pero en general éstas indican claras diferencias de textura magnética entre intrusiones y encajantes (v.g. anomalías puntuales como en los Remedios y La Bazana, y anomalías lineales como en la Tablada o Sierra Padrona). El límite de la intrusión puede delinearse incluso donde metasedimentos poco magnéticos cubran parte de los granitos: las zonas de bajo relieve y misma textura de gradiente vertical proporcionan la probable extensión de estos granitos bajo los metasedimentos (¿caso de la Bazana?). De todas formas, esta relación debe ser confirmada por la interpretación de los datos gravimétricos disponibles. Sobre los complejos zonados (Valencia del Ventoso, Brovales, Santa Olalla) el gradiente vertical exhibe directrices lineales y circulares bastante imbricadas, lo que indica distribución heterogénea de los materiales ferromagnéticos. En volcanitas el gradiente vertical muestra áreas muy anómalas, superiores a 1 nT/m.

Como se ha señalado en el **Anexo 8** el gradiente vertical es muy útil si se desea proceder a una interpretación de ejes magnéticos de detalle, en combinación o no con resultados procedentes de la deconvolución de Euler, o de otros métodos de determinación de profundidades. Una catalogación de anomalías magnéticas en función tanto de su intensidad como de su longitud de onda y profundidad es el paso previo para zonaciones de detalle en vuelos de alta resolución.

MAPAS DE SUSCEPTIBILIDAD APARENTE

Suponiendo un modelo geológico simplificado consistente en un conjunto de prismas verticales de sección cuadrada, susceptibilidad uniforme y de gran extensión en profundidad, la susceptibilidad aparente de tales prismas puede determinarse por la aplicación de filtros sucesivos para corregir los siguientes efectos:

- Altura del sensor respecto al plano donde se localiza el origen de la señal.
- Exclusivamente inducción vertical (Ausencia de remanencia.).
- Forma de la anomalía magnética de un cuerpo de tipo prismático.

Las dos primeras correcciones se realizan al continuar el campo hacia abajo y reducir al polo, mientras que la última supone eliminar del espectro resultante, el espectro suma de una colección de prismas ideales de sección igual al paso de la malla de que se trate, verticales y de extensión infinita hacia abajo. Por tanto, la producción del mapa de susceptibilidad magnética se sintetiza en los siguientes pasos (Yunsheng *et al*, 1985; GEOSOFT, 1997b):

1. Reducción al polo
2. Continuación del campo hacia abajo
3. Filtro pasa-baja
4. Corrección por el efecto geométrico de un cuerpo prismático vertical.

La susceptibilidad magnética aparente calculada suele mostrar rangos de variación similares a los medidos en campo o en laboratorio en muestras de roca, v.g., entre cero y 5.000-20.000 * 10^{-6} unidades cgs según la zona de que se trate. Recordemos que la susceptibilidad es la propiedad física que expresa la relación entre el campo magnético inducido (anomalía de campo total) y el campo magnético terrestre ambiente o normal. La susceptibilidad magnética de una roca cualquiera depende del volumen de minerales ferromagnéticos, básicamente magnetita, que contenga. Una útil regla general es que la susceptibilidad iguala 0.0027 veces el porcentaje en volumen de magnetita (apartado 3.1.1), es decir, una roca con un 1% exhibirá una susceptibilidad de alrededor de 2700 * 10^{-6} ucgs (salvo martitización, formación de leucoxeno, u otras alteraciones). La gran variabilidad de los valores de susceptibilidad hace que casi para cualquier tipo de roca sea posible encontrar en la bibliografía valores de susceptibilidad entre cero y varios miles de unidades (**tabla I**). La característica petrofísica fundamental es la bimodalidad de susceptibilidades de un buen número de tipos de rocas, entre los que se encuentran los grupos ígneos más frecuentes como granitos-riolitas, y gabros-basaltos/espilitas. Esta heterogeneidad es mayor cuando se comparan datos de

diferentes provincias magnéticas, pero también se da a nivel de macizo o cuerpo rocoso, e incluso de afloramiento, hasta tal punto de que en muchas ocasiones destaca tanto el contraste medio de susceptibilidad entre litologías en contacto como el cambio de facies de las anomalías magnéticas que supone la diferente distribución de las susceptibilidades dentro de cada cuerpo.

Los mapas de susceptibilidad aparente son un intento de cartografiar un parámetro contrastable con medidas de muestras sobre el terreno (Urquart y Strangway, 1985). En el mejor de los casos si el intento tiene éxito, la interpretación de unidades geológicas es directa. Normalmente no se consigue tal extremo debido a que las hipótesis de cálculo (en esencia que los cuerpos magnéticos pueden ser modelados por un conjunto de prismas verticales situados a la misma altura y sin remanencia) no se cumplen en la realidad. En la mayoría de los casos el carácter de los mapas de susceptibilidad aparente es similar al de los de gradiente magnético vertical. Las fuentes magnéticas en ambos mapas suelen tener los mismos límites. Más en detalle y en general, los máximos de susceptibilidad aparente son de menor rango de variación que los correspondientes de gradiente vertical. Esto es el resultado de un filtrado más enérgico de la parte baja del espectro, debido al filtro que corrige por el factor de forma. La utilidad de los resultados se basa en la retención de tanto como sea posible de la estructura fina de los datos originales, lo que se suele conseguir tanto en los mapas de gradiente vertical como en los de susceptibilidad aparente.

En este trabajo se han obtenido mapas e histogramas de susceptibilidad aparente para la zona de los complejos hercínicos híbridos de Valencia del Ventoso, Brovales y Burguillos del Cerro (**figura A10-2**) pero estos mapas no presentan la polimodalidad magnética característica del complejo (ni en términos cualitativos ni cuantitativos, por comparación con las medidas de laboratorio), por lo que son más confusos de zonar que el mapa de campo total o el reducido al polo (lo que indica que el modelo de cálculo no es correcto).
Mencionar, por último, que también es posible obtener mapas procesados de densidad aparente (con un principio equivalente al usado en los mapas de susceptibilidad aparente, aunque el tratamiento es algo distinto, v.g, los prismas son de extensión finita), como, por ejemplo, puede verse en Gupta y Grant, 1985.

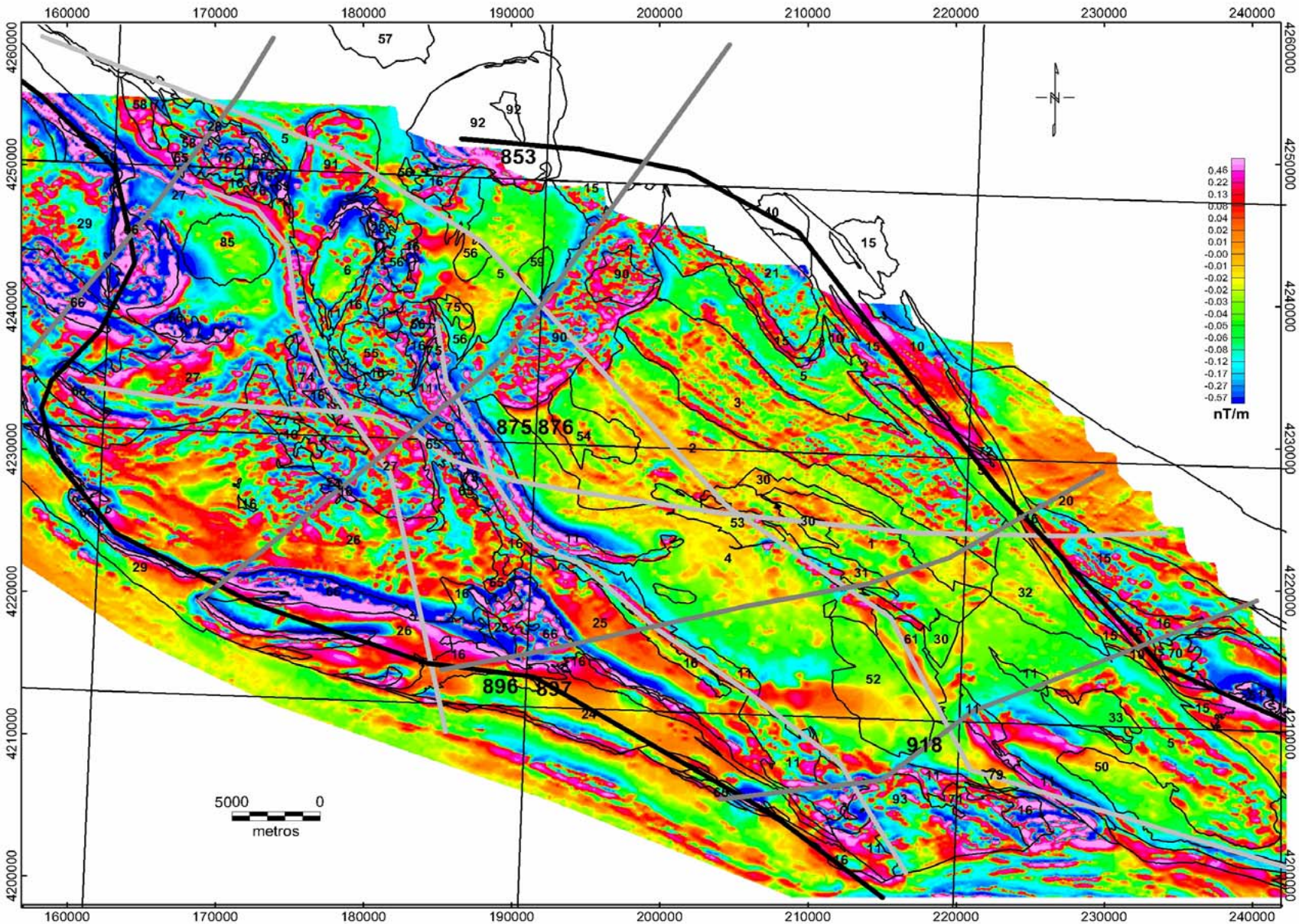


Figura A10-1. *Gradiente magnético vertical. Sector central del Antiforme de Monesterio*

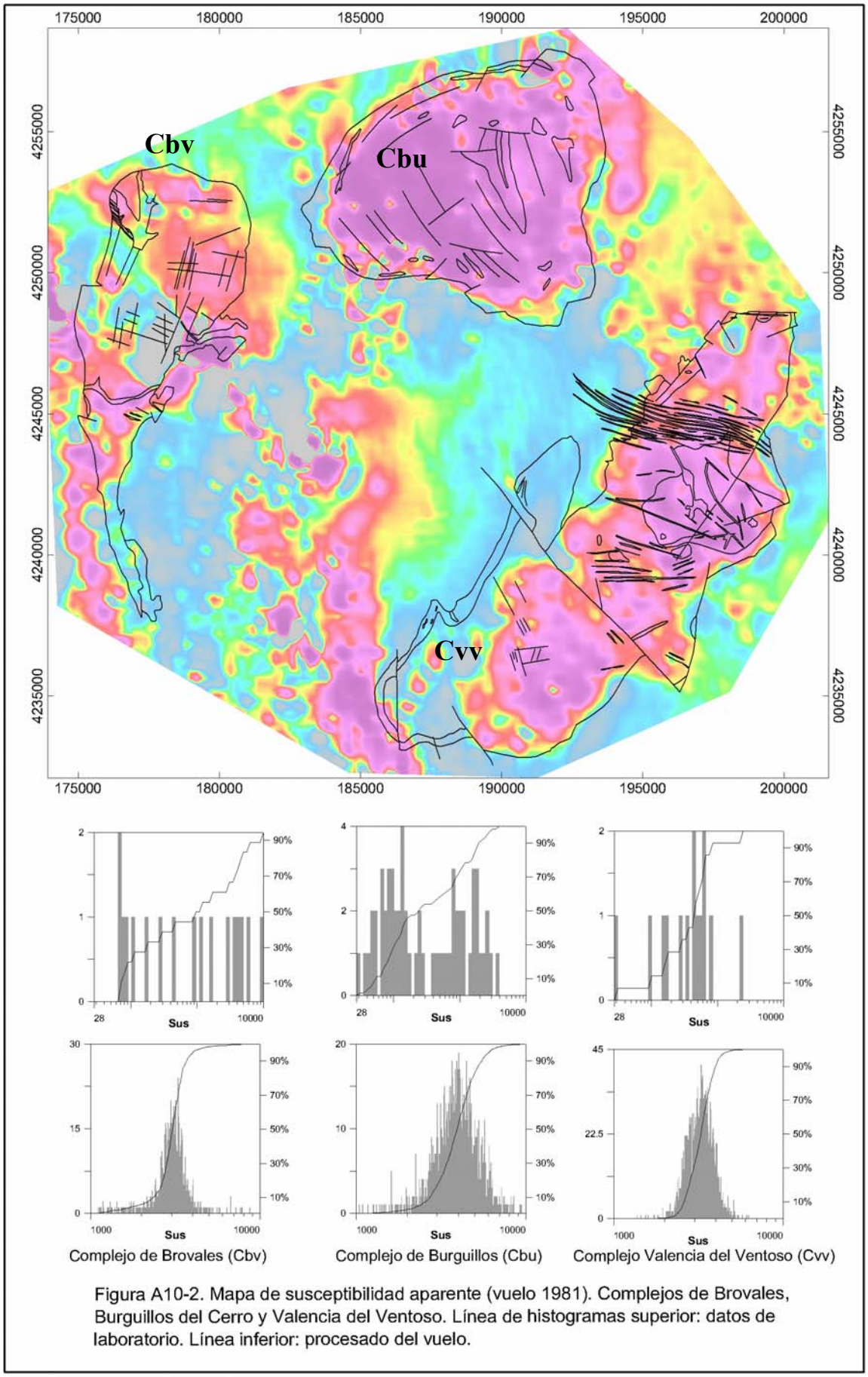


Figura A10-2. Mapa de susceptibilidad aparente (vuelo 1981). Complejos de Brovales, Burguillos del Cerro y Valencia del Ventoso. Línea de histogramas superior: datos de laboratorio. Línea inferior: procesado del vuelo.

ANEXO 11. APLICACIONES A LA PROSPECCIÓN MINERA

Se ofrecen aquí unas breves consideraciones sobre el uso de métodos aeroportados magnéticos y radiométricos en la prospección minera del sector central del Antiforme de Monesterio.

PROSPECCIÓN DIRECTA

Empezando con los datos aeromagnéticos, en el mapa reducido al polo son obvias las anomalías de las minas de hierro más conocidas (como S. Guillermo, Bóveda, Bilbaína, Bismarck, Cala, etc.).

El carácter paramagnético de la mayoría de los granitos indica un potencial minero menos importante, frente a las posibilidades de los ferromagnéticos (existe una clara relación entre el potencial metalogenético en granitos y estado de oxidación, que se puede trasladar a valores de susceptibilidad: en orden de susceptibilidad decreciente, depósitos de sulfuros de Cu-Au, Pb-Zn, y Mo en granitos oxidados, con magnetita; y óxidos de Sn-W en granitos reducidos, con ilmenita. Ver Anexo 1). En general los granitos no exhiben las típicas aureolas con respuestas magnéticas elevadas que suelen ser interesantes desde el punto de vista de prospección minera.

Respecto de los gabros, si se muestreran más a fondo, posiblemente se podría correlacionar su petrología y metalogenia conocida con sus rasgos petrofísicos y firmas geofísicas.

En los gabros olivínicos, ferromagnéticos, los opacos presentes corresponden principalmente a magnetita (primaria y secundaria de la alteración de olivinos, oscilando entre 0.5 a 2.5%), ilmenita, pirrotina y calcopirita. La asociación de pirrotina-calcopirita aparece en casi todas las muestras, sobre todo en Cortijo de la Sirgada y Fregenal, por lo cual deben tenerse en cuenta para la investigación de Cu-Ni en la zona. Los gabros piroxénicos son bimodales en susceptibilidad y no muestran la asociación anterior. Si fuera generalizable el mayor interés de las facies olivínicas, nos encontaríamos que serían difícilmente discernibles por su respuesta magnética (no destacaría por su intensidad al ser de moda de susceptibilidad moderada; podría confundirse con la de facies piroxénicas). Es notable el caso del gabro de Aguablanca, objeto del interés minero más reciente, que no produce las anomalías magnéticas aeroportadas de máximo de su entorno skarnificado, a

pesar de que las muestras del gabro llegan a alcanzar susceptibilidades del orden de unas 5.000-8.000*10^{-6} ucgs cuando se encuentra mineralizado (los porcentajes de pirrotina llegan a alcanzar proporciones del 15%, lo que puede equivaler a contenidos en magnetita del orden del 1.5-2% como se ha indicado en el Anexo 1; de donde se deduce que el skarn que circunda Aguablanca debe albergar porcentajes de magnetita bastante superiores).

En la Serie Negra la conexión indicios-anomalías magnéticas parece escasa, existiendo anomalías puntuales en la imagen magnética reducida al polo, algunas de las cuales están relacionadas con indicios. No obstante, se aprecia con facilidad en la imagen citada que los indicios son más abundantes en las zonas magnéticas más activas.

Respecto a la exploración minera por métodos radiométricos entre los indicios mineros de la Serie Negra, los que encajan en cuarcitas negras y esquistos biotíticos (8 según la memoria de la hoja 897) no se asocian con anomalías radiométricas claras, salvo las respuestas tenues en el caso de las minas de la Albuera (K+Th) y del Búho (Th). En las migmatitas existen algunos indicios de U, (de explotación efímera, mina de la Cabra Baja), cuya ubicación directa es difícil en las imágenes del vuelo, pues ocurren en entornos elevados de K+U.En todo el sector central de la hoja 897 de grauvacas volcano-derivadas más radiactivas, abundan los indicios de Cu y Cu-Fe, también sin características radiométricas definidas, salvo Dehesa y Cabezas (K).

En los indicios en gabros la espectrometría aérea no ofrece rasgos discernibles en un análisis global.

En el Litosoma Terrígeno Superior de pizarras, areniscas y esquistos (Unidades de Cumbres y Jerez) existen indicios de Fe y Fe-Cu, algunos de los cuales produce anomalías magnéticas, pero el contexto radiométrico suele ser poco definido (no potásico, a veces relacionados con anomalías de U).

Por tanto, por lo que se refiere a la prospección minera (directa) con magnetismo y radiometría aeroportados en el sector central del Antiforme de Monesterio existen limitaciones debido a la concurrencia de una serie de circunstancias, como: 1) El carácter

paramagnético de la mayoría de los granitoides y de la Serie Negra, con una escasa conexión indicios-anomalías magnéticas; 2) La polimodalidad magnética de los gabros, que además apenas producen anomalías destacables al estar situados en un entorno regional muy activo; y, 3) La ausencia de intensas zonas de alteración radiométrica relacionables con depósitos.

Estas limitaciones quedarían reflejadas en el hecho de que sólo un porcentaje muy pequeño de los indicios existentes en el área estudiada (Ministerio de Industria, 1995) sería detectable por análisis de imagen de los datos aeromagnéticos (básicamente, los depósitos de magnetita y algunos indicios de Fe-Cu).

Por tanto, el uso del magnetismo aéreo parece restringirse al apoyo indirecto en la prospección, por ejemplo, el auxilio en la cartografía geológica de detalle, en la detección de rasgos tectónicos y estructurales a las escalas más diversas, y en la determinación semicuantitativa de parámetros de estructuras prospectivas (v.g., profundidades).

En referencia a la localización de yacimientos mediante radiometría, su aplicabilidad se basa en el hecho de que muchos procesos mineralizadores, o bien directamente suponen, o indirectamente se asocian con cambios geoquímicos de las concentraciones absolutas o relativas de los radioelementos, ya sea una variación apreciable en el contenido de K, o en alguna o más de las relaciones ppmU/ppmTh, ppmU/%K ó ppmTh/%K. Ya se ha indicado que en los datos aeroportados no se han detectado en metasedimentos (cuarcitas, esquistos y pizarras de la Serie Negra, o en las grauvacas precámbricas y cámbricas) anomalías radiométricas netas o zonas de intensa alteración radiométrica susceptibles de ser relacionadas con depósitos. Aunque en los indicios en gabros la espectrometría aérea no ofrece rasgos discernibles en un análisis general, con las mediciones espectrométricas realizadas en tierra se han podido determinar una serie de relaciones radiactivas entre grupos de gabros con rasgos propios (radiactividad mínima, evolución K-Th característica), con probable incidencia en la prospección minera, pero los resultados no pueden ser concluyentes por el bajo nivel de medición alcanzado.

Por lo que se refiere a la explotación de datos radiométricos para la prospección de metales base (Cu, Pb, Zn, Ni, Cr) y preciosos (Au y platinoides), algunos de los cuales están siendo

objeto de investigación actual en el Antiforme, debe indicarse que muy a menudo sus depósitos no producen anomalías dentro del entorno en donde encajan. No obstante, existen casos donde las alteraciones (argilítica, propilítica, u otras que modifiquen las concentraciones de los radioelementos naturales) relacionadas con sus yacimientos han sido detectadas con éxito mediante prospección radiométrica (v.g., Moxham *et al*, 1965, Gnojek y Prichystal, 1985, Darnley y Ford 1989, Doyle, 1990, Shives *et al*, 1997).

Las zonas de alteración mencionadas pueden ser objeto de tratamientos de separación de anomalías radiométricas como los que se han usado en la obtención de las propuestas de cartografía geofísica de los complejos zonados estudiadas en el capítulo 6 (Abd el Nabi, 1995, Jayawardhana y Sheard, 2000). Tratamientos específicos (uso de ratios, análisis de componentes principales), e integración con datos magnéticos y de geoquímica terrestre (v.g, Smith, 1985, Ranjbar *et al*, 2001), mejoran la delineación de las zonas alteradas, aunque sean pequeñas y supongan sólo ligeras redistribuciones de las concentraciones de los radioelementos naturales (la alteración hidrotermal suele implicar aumentos de K de la roca original y removilizaciones sobre todo de U, por el material aportado por los fluídos y los cambios de T, P, pH y Eh.).

En definitiva, podemos encontrar un espectro muy variado de situaciones en la interpretación de detalle; en particular, cualquier intento de establecimiento de relación indicio-anomalía requiere de los pertinentes reconocimientos de campo con espectrómetros portátiles, y determinaciones geoquímicas "ad hoc" de K, U y Th en las correspondientes muestras con ejemplares tanto de superficie como de sondeos; en realidad, la prospección radiométrica de metales base y preciosos es un campo de investigación reciente y complejo, pero con un escenario futuro prometedor (Dickson y Scott, 1997).

El estudio de los aspectos petrofísicos de la investigación minera en el sector estudiado de Ossa Morena, supone una línea de investigación apenas esbozada en este trabajo en el que los datos provenientes de yacimientos son casi testimoniales (**tabla VII**: 24 densidades y susceptibilidades, 9 magnetizaciones remanentes, datos ambos de minas de magnetita y Aguablanca, más 4 medidas espectrométricas in-situ, éstas últimas en el skarn de Medina de las Torres, ver más abajo). No obstante, debe destacarse que la implementación metodológica para la *la optimización de la interpretación de campañas de geofísica*

aeroportada de alta resolución y gravimetría terreste realizada en esta Tesis es enteramente aplicable y recomendable para la prospección minera en general, y más concretamente, cuando la prospección es indirecta y se usan ciertos modelos de investigación.

PROSPECCIÓN INDIRECTA Y MODELOS DE INVESTIGACIÓN (ANTIFORME DE MONESTERIO)

La prospección geofísica minera indirecta, de rasgos litológico-estructurales, aflorantes y subaflorantes, asociados a mineralizaciones, es un ámbito de investigación amplísimo, para cuya delimitación es fundamental tener en cuenta modelos de ocurrencia de las sustancias que se están explorando. A modo de ejmplo, una propuesta simple de tales modelos en el sector central del Antiforme de Monesterio, podría ser la siguiente (Quesada *et al*, 2002):

a) Mineralizaciones de Ni (PGE)

-Zonas de endoskarn en la periferia de pequeños plutones gabróicos poco diferenciados, intrusivos en carbonatos (Aguablanca, Medina de las Torres) y de edad incierta (probablemente cámbricos).

-Encajante inmediato de complejos intrusivos hercínicos (Santa Olalla, Valencia del Ventoso).

b) Mineralizaciones de Fe

-Asociación espacial y genética con rocas ácidas alcalinas (volcánicas, subvolcánicas y plutónicas someras) pertenecientes a la asociación bimodal ligada al *rifting* cámbrico de la ZOM.

-Mineralización primaria como fase hidrotermal residual en tipos filonianos, brechoides por fracturación hidráulica, skarns y de sustitución, frecuentemente combinados (La Valera, San Guillermo, etc).

-Mineralizaciones secundarias en rellenos kársticos y skarns (enriquecidos) en el encajante de intrusivos hercínicos (Monchi, Cala, Santa Justa, etc).

c) Mineralizaciones de Au

-Asociación a filones de cuarzo hidrotermal rellenando grietas tensionales desarrolladas en zonas de cizalla hercínicas (cabalgamientos sinistros, como por ejemplo el de Monesterio) de baja temperatura (esquistos verdes) en la antiforma de Monesterio.

-Las pizarras grafitosas de la Serie Negra (Proterozoico superior) deben ser la fuente del Au, removilizado por los procesos de disolución por presión ligados a la formación de las esquistosidades hercínicas y migrado al sistema de grietas tensionales sintectónicas.

d) Mineralizaciones de sulfuros (Cu-BPG)

-Asociación como fase hidrotermal postmagmática al magmatismo calcoalcalino de tipo arco (ligado a subducción) del Proterozoico sup. (Fm. Malcocinado).

-Tipos masivos (exhalativos), filonianos y diseminados (¿Porphiry copper?) ligados respectivamente a contextos volcánicos, subvolcánicos y plutónicos.

e) Mineralizaciones de Cr

-Asociadas a serpentinitas (Calzadilla) que probablemente forman parte de un fragmento de litosfera oceánica proterozoica.

-Génesis por acumulación ortomagmática de cromita.

Por ejemplo, la investigación de un modelo como el a) supone el estudio de un entorno geofísico muy anómalo en la (esperada) ocurrencia del yacimiento: máximos magnéticos y gravimétricos, mínimos radiométricos con características espectrales específicas (v.g., concentraciones en radioelementos y ratios K/Th mínimos); accidentes estructurales importantes ligados al emplazamiento de los complejos ígneos con firma geofísica neta.

La investigación puede realizarse mediante exploración geoquímica, más aplicable al estudio de modelos como el c), o fundamentalmente con métodos de exploración geofísica (casos a), b) y e), donde, v. g., son esperables fuertes anomalías de campo potencial). Por sólo citar el ejemplo del caso e), el lector puede dirigirse a los trabajos desarrollados por el

IGME entre 1981 y 1985 en la zona de Calzadilla de los Barros, apenas cubierta por el vuelo de alta resolución de 1997 (IGME 1981, 1984 y 1985).

Por último, debe señalarse que el tratamiento, análisis y preparación de cartografías geofísicas (imágenes residuales de máximo y mínimo, mapas de gradientes, de ratios, etc) derivadas de un vuelo magnético y radiométrico de alta resolución como el de 1997, constituyen un input muy bien adaptado a modelizaciones multiparámetricas mediante Sistemas de Información Geográfica que integren información muy diversa para la búsqueda de yacimientos (cartografías geológicas a diversas escalas, mapas de indicios y de alteraciones, imágenes procedentes de tratamientos de datos geoquímicos, de teledetección, etc). Una referencia actual puede encontrarse en Bonham-Carter (1997) y en la veintena de contribuciones a la sesión "Integrated exploration information management" del *Exploration 97': Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration*.