

MEMORIAS
del
INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO
de
ESPAÑA

El Sinclinal Carbonífero
de Río Tinto (Huelva) y sus
mineralizaciones asociadas

Por
FERNANDO RAMBAUD PEREZ

Depósito Legal: M - 15.742 - 1969

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléfono 259 57 55 - Madrid-16

M A D R I D
1 9 6 9

I N D I C E

Esta Tesis ha sido realizada bajo la dirección del Catedrático de Petrología Doctor D. José María Fuster Casas y presentada en la Facultad de Ciencias de la Universidad de Madrid, para colación del grado de Doctor en Ciencias, Sección de Geológicas.

	<u>Páginas</u>
Prólogo	9
Introducción	11
Localización y área de trabajo	11
Objeto de la investigación	11
Método de la investigación	12
I. GEOGRAFIA	
1.1 Relieve	15
1.2 Hidrografía	16
1.3 Clima y vegetación	19
1.4 Geomorfometría	20
1.5 Geomorfología	31
II. GEOLOGIA GENERAL	
2.1 Características generales de la Meseta	37
2.2 Materiales y estratigrafía general	40
2.3 Entorno geotectónico	42
2.4 Evolución y desarrollo tectónico. Cronología	43
2.5 Esquema geológico	46
2.6 Fotogeología	49

	<u>Fáginas</u>
III. PETROLOGIA	
3.1 Introducción	51
3.2 Rocas intrusivas	52
3.2.1 Granitos	52
3.2.2 Dioritas	53
3.3 Rocas sedimentarias	54
3.3.1 Pizarras-arcillitas	55
3.3.2 Grauwackas	61
3.3.3 Areniscas y cuarcitas	63
3.3.4 Conglomerados	64
3.3.5 Calizas	65
3.3.6 Jaspes	66
3.3.7 Silex	67
3.4 Rocas básicas	68
3.4.1 Introducción	68
3.4.2 Facies faneríticas	70
3.4.2.1 Gabrodiorita	70
3.4.2.2 Doleritas espilíticas	70
3.4.3 Facies afaníticas	72
3.4.3.1 Andesitas	72
3.4.3.2 Espilitas y queratófidos (S. S.)	73
3.4.3.3 Piroclásticas básicas	75
3.4.4 Estudio petroquímico de las rocas básicas	76
3.4.5 Conclusiones	83
3.5 Rocas ácidas	83
3.5.1 Introducción	83
3.5.2 Lavas	86
3.5.2.1 Riolitas	86
3.5.2.2 Cuarzolatitas	88
3.5.2.3 Riodacitas	89
3.5.2.4 Dacitas	90
3.5.3 Ignimbritas	91
3.5.4 Piroclásticas	93
3.5.4.1 Aglomerados y brechas	94
3.5.4.2 Tobas líticas	95
3.5.4.3 Tobas cristalinas	95
3.5.4.4 Tobas diversas	96
3.5.4.5 Cenizas y polvos	96
3.5.5 Pórfidos mineralizados	97

	<u>Páginas</u>
3.5.6 Estudio petroquímico de las rocas ácidas	102
3.5.7 Volcanismo	109
IV. ESTRATIGRAFIA	
4.1 Introducción	113
4.2 Devónico	114
4.3 Niveles volcánicos Devónico-carboníferos	117
4.4 Carbonífero	119
4.5 Columnas estratigráficas	120
4.6 Terciario y Cuaternario	124
V. TECTONICA	
5.1 Introducción	127
5.2 Estilo de plegamiento	128
5.2.1 Pizarrosidad y plegamiento	130
5.2.2 Pliegues mayores	133
5.2.3 Pliegues menores	134
5.3 Fallas	136
5.4 Diagramas de frecuencia de S ₂ y S ₃	138
VI. MINERIA	
6.1 Introducción	141
6.2 Minas de Riotinto	141
6.2.1 Masa San Dionisio	142
6.2.2 Filón Sur	144
6.2.3 Filón Norte	144
6.2.4 Nuevo Planes	145
6.2.5 Cerro Colorado	146
6.3 Minas del flanco norte del sinclinal	147
6.3.1 Peña de hierro	147
6.3.2 La Chaparrita	147
6.3.3 Poderosa	148
6.3.4 San Miguel	148
6.3.5 Aguas Teñidas	149

	Páginas
6.4 Zona norte del sinclinal	149
6.4.1 Concepción	150
6.4.2 Grupo minero Esperanza-Angostura	150
6.4.3 Mina San Platón	151
6.4.4 Mina de Cueva de la Mora	151
6.5 La Zarza-Perrunal	153
6.6 Yacimientos de manganeso	154

VII. METALOGENIA

7.1 Introducción	157
7.2 Características ambientales	162
7.3 Datos morfológicos y contactos	163
7.4 Mineralogía	166
7.5 Datos microscópicos	169
7.5.1 Estructuras microscópicas	173
7.5.2 Descripción de muestras típicas	177
7.6 Composición química e isotópica	179
7.7 Alteraciones y metamorfismo	187
7.8 Enriquecimiento secundario y monteras	191
7.9 Otros yacimientos tipo Ríotinto	195
7.10 Esquema genético	197
Resumen y conclusiones	209
Summary	211
Reconocimiento de ayudas recibidas	213
Bibliografía	215
Fotografías, Microfotografías, Secciones y Planos.	

P R O L O G O

De la lectura de la obra de F. Rambaud sobre el Sinclinal Carbonífero de Río Tinto y sus Mineralizaciones Asociadas, el lector obtendrá varias conclusiones: La primera, que la investigación geológica eficaz no es posible sin un planteamiento global de los problemas, abordándolos por las múltiples vías de ataque que las técnicas geológicas actuales ponen a nuestra disposición. Otra, no menos importante, la de que al bucear en los problemas geológicos, por mucho que en ellos se haya hurgado previamente, siempre se logran nuevos resultados. Quizá sea ésta la esencia de la Geología, la más atractiva al menos para los que dedicamos nuestros esfuerzos a esta faceta de la Ciencia; la que demuestra que la investigación geológica progresa gracias a la eliminación de soluciones que aun siendo probables no son reales, aplicando un verdadero rigor matemático a la solución de problemas que tienen más incógnitas que datos.

Aplicando estos conceptos a un problema de excepcional importancia minera, como es el de la provincia metalogénica del SW. de España, las conclusiones no pueden ser más aleccionadoras, pues en este sector, como en cualquier otro de importancia económica, los trabajos genéricos, como el realizado por el Dr. Rambaud, son la verdadera base sobre la que pueden orientarse las investigaciones actuales y futuras para poder localizar nuevas masas de mineral.

Hemos de desear que los trabajos en los que sinteticen y coordinen los resultados obtenidos por la aplicación equilibrada de los métodos petrológicos, estratigráficos, tectónicos, metalogénicos, así como los de otras ciencias auxiliares se multipliquen en nuestro país, pues éste es el único camino que puede darnos un conocimiento real de las posibilidades tangibles de España en yacimientos minerales.

INTRODUCCION

Ver. Se diría que todo en la vida consiste en eso.

Theilhard de Chardin.

LOCALIZACION Y AREA DE TRABAJO

En las provincias de Huelva y Sevilla y en las hojas del Mapa Nacional 1:50.000, números 937, El Cerro de Andévalo; 938, Navarra, y 939, Castillo de las Guardas.

La superficie total estudiada es de 487 Km², con una longitud de 44 kilómetros y anchura máxima de 14 kilómetros.

OBJETO DE LA INVESTIGACION

Estudio geológico de la región del carbonífero en las cercanías de Río Tinto.

Determinación de la litología, estructura y cronología de las rocas de aquella región.

Estudio geológico-minero de los yacimientos de piritas de Río Tinto, La Zarza-Perrunal, Cueva de la Mora, San Miguel, Angostura, Concepción, San Platón, Poderosa, Chaparrita, Peña de Hierro y otras menores. Situación estratigráfica de las mismas, génesis, deformaciones, estructuras, etc.

Historia geológica de la región y sus mineralizaciones.

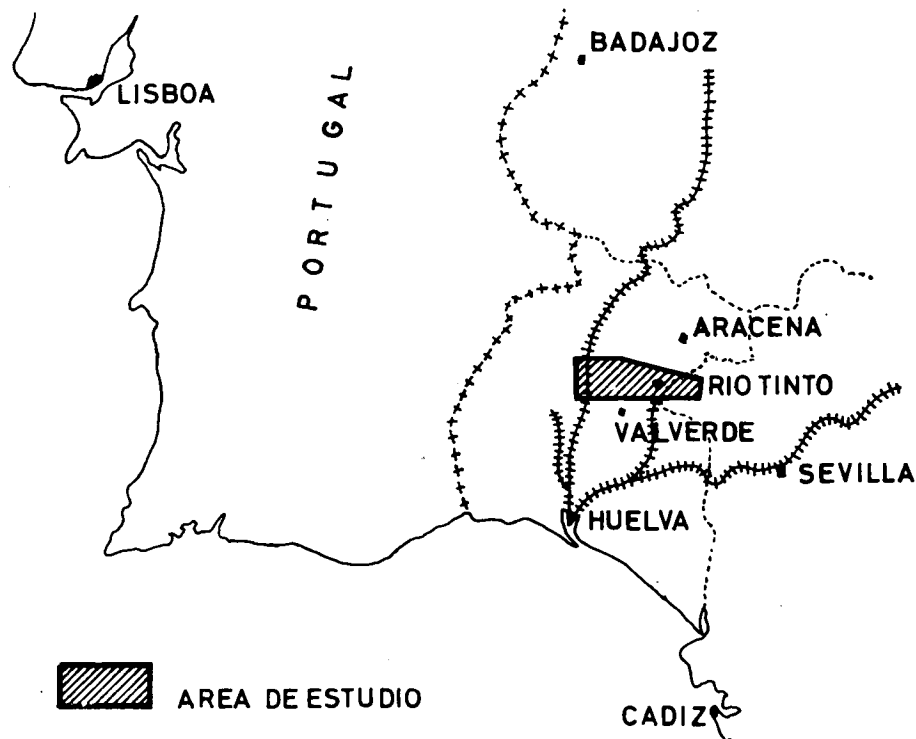
Levantamiento geológico de la región a escala 1:25.000 con ayuda de un plano fotogeológico realizado sobre fotogramas del Servicio de Cartografía del Ministerio del Ejército (vuelo 1956). Se acompaña un plano geológico de la región estudiada a escala 1:50.000.

Estudio geográfico y geomorfológico de la región con aplicación directa de los métodos geomorfométrico-estadísticos de primera aplicación en Es-

paña a grandes áreas para determinación de unidades morfológicas amplias.

Análisis exhaustivo y sistemático de la bibliografía de la región, con comparación y evaluación de los trabajos anteriores.

Aplicación de los resultados geológicos obtenidos a la prospección minera.



METODO DE LA INVESTIGACION

Varios años de trabajo en la región facilitaban la delimitación del área elegida para este trabajo. El sinclinal carbonífero de Río Tinto fue determinado en los primeros meses de trabajo de campo en la región.

En conjunto, la investigación debía llevarse a cabo reuniendo observaciones de campo, laboratorio, mina y una completa revisión de la abundante bibliografía.

En el trabajo de campo se ha utilizado el plano director del Ministerio del Ejército a escala 1:25.000 y fotografía aérea. En general se ha realizado una serie de cortes con un espacio de aproximadamente un kilómetro, y en

muchos casos con mayor densidad. Con idea de cortar las alineaciones, se ha tratado de dar a los itinerarios dirección Norte-Sur. Por complicaciones de la litología nos hemos visto obligados a agrupar rocas lávicas diferentes en complejos generales. Igualmente, paquetes de rocas sedimentarias interestratíficas con volcánicas han sido agrupados en complejos generales. Estudio fotogeológico sin apoyo topográfico.

El estudio geomorfológico ha sido realizado en el campo, fotografía aérea y plano 1:25.000, con especial mención del estudio geomorfométrico, para el que se ha utilizado un ordenador electrónico IBM - 1440 para el proceso de los datos de altitudes.

El estudio petrográfico se ha realizado sobre 320 secciones delgadas, parte preparadas por nosotros mismos, en cuyo caso han sido teñidas con cobaltinitrito sódico, y parte preparadas en diversos laboratorios. En estudio especial, fue utilizado el contador de puntos y la platina universal de Federof. Parte de las rocas estudiadas petrográficamente se han analizado químicamente en la totalidad de sus componentes mayores en forma de óxidos para su estudio petroquímico y petrogenético. Determinación mineralógica de veinte muestras de testigo de sondeos para conocer la composición de las mismas utilizando un difractor de rayos X Philips PW 1060/00.

El estudio tectónico se ha realizado básicamente en el campo, utilizándose el procedimiento de microtectónica para su relación con estructuras amplias. Se ha utilizado una brújula Brunton standard.

El estudio geológico minero se ha realizado haciendo levantamientos geológicos del interior de las minas, cuando éstas eran accesibles y observando todos los posibles datos de tipo petrológico, mineralógico y estructural.

El estudio metalogénico se ha realizado a partir de la totalidad de datos geotectónicos, petrológicos, geoquímicos, estructurales y bibliográficos, teniendo muy en cuenta las actuales tendencias de la metalogenia en cuanto al problema epigénesis-singénesis. También se han realizado 50 secciones pulidas de las menas tipo para su estudio por luz reflejada. En casos se ha aplicado el procedimiento de ataque electroquímico para poner de manifiesto las estructuras de crecimiento y desarrollo de las mineralizaciones.

Siendo Río Tinto una muy famosa mina en todo el ámbito geológico minero mundial y coincidiendo que en los últimos años se ha aplicado a estas minas las teorías singenéticas más recientes, en los últimos cinco años han pasado por allí varias decenas de geólogos mineros de todo el mundo, con los cuales hemos tenido ocasión de comentar nuestras observaciones e interpretaciones.

1. GEOGRAFIA

Sólo dominamos una pequeña parte del disco terrestre, en el cual nos hemos instalado como ranas al borde de un pantano.

Platón.

1.1. RELIEVE

La zona en estudio está constituida por un valle alargado en dirección EW y más exactamente con rumbo N-70-0, limitado por dos alineaciones montañosas que jalonan el seno del mismo.

La influencia de la litología condiciona totalmente la morfología, como veremos más detalladamente en el capítulo correspondiente. El fondo del valle está formado por pizarras carboníferas, las sierras están constituidas por rocas volcánicas. La estructura también ha condicionado totalmente el relieve. El sinclinal en estudio es causante del valle principal. La fracturación transversal rompe las alineaciones volcánicas y por tales soluciones de continuidad desaguan cierto número de ríos en su camino hacia el Sur. En muchos otros casos el cruce de los cursos fluviales con las alineaciones montañosas se realiza por un fenómeno de epigenia, como expusimos en un trabajo anterior sobre la región.

La sierra de San Cristóbal (697 m.) es el punto más alto de la región, formado por una potente alineación de rocas riolíticas en un anticlinal abierto de ramas (foto 1).

Tres alineaciones limitan geológica y geográficamente el sinclinal en estudio. La separación de la alineación intermedia, Cerros de Río Tinto y Cabezos Colorados, podría no considerarse separada, sino como una alineación única, sobre todo en su parte más occidental, que geológicamente pertenece a la misma corrida meridional. No así los tres cerros de Ríotinto, que constituyen estructural y petrográficamente una unidad discreta e independiente.

El sinclinal y valle en estudio queda mal limitado por el Oeste, ya que las elevaciones en aquel área son poco definidas.

1.2. HIDROGRAFIA

Dos ríos principales, Odiel y Tinto, avenan el área en estudio. El primero recoge las aguas del 70 por 100 del total del área y el segundo sólo el 29 por 100. Un 1 por 100 corresponde al extremo Sur-Levante del área que desagua en la cuenca del Guadalimar y éste en el Guadalquivir, ya cerca de la desembocadura. La cuenca del Odiel ocupa la mitad occidental y el Tinto la oriental.

El principal rasgo observable al estudiar la distribución del avenamiento es la característica, notada en otras partes de la meseta, de su independencia respecto de la litología y alineaciones tectónicas. Esto es, el rompimiento de las cordilleras Hercínicas (aproximadamente Este-Oeste) por los ríos que suelen correr Norte-Sur. Este hecho es claramente observable en los afluentes de la margen derecha del Guadalquivir.

Ante este fenómeno, el perfil de los ríos de Sierra Morena y, por tanto, de nuestra zona, tendrán ciertas características especiales, siendo el más remarcable el salto o saltos que se producen al cruzar los cursos fluviales la alineación resistente. Volcánicas en nuestra zona, cuarcitas en Sierra Morena. Se presenta, por tanto, una tendencia a una serie de perfiles de equilibrio parciales en los tramos de rocas blandas interrumpido por las corridas resistentes que dan lugar en muchos casos a gargantas y rápidos (en un sentido muy amplio).

El río Odiel nace en Aracena, si consideramos el punto de máximo recorrido desde cada confluencia, *Gonzalo y Tarín* (77), p. 136, fuera del área de estudio. Penetra en la misma a la altura de la confluencia con el río de Santa Eulalia, que baja directamente desde el Norte (figura 1).

Hasta su unión con el arroyo de desagüe de la mina Concepción, el Odiel es un río de aguas buenas y casi continuas, aunque con fuertes estiajes paliados por el avenamiento en cabecera de áreas calizas que producen una escorrentía más constante. Por atravesar más adelante rocas silíceas y pizarras metamórficas, su composición no cambia notablemente, pero a partir del Arroyo de la Concepción, el Odiel se contamina con aguas ácidas ferruginosas, cuya inutilidad aumenta con los desagües de las minas de San Platón, Esperanza, Poderosa y, algo más abajo, el río Agrio, que viene de las minas de Riotinto, y que ya, totalmente, contamina las aguas de este río haciéndolas inservibles para riego, ganado o todo tipo de uso práctico.

El río Tinto nace, en rigor, tras la aldea de La Granaña, en un tramo del río que recibe el nombre de ribera Jaramar. Como tal río Tinto, es denomi-

nado el afluente que nace en las actuales explotaciones de Filón Norte y Peña de Hierro, puntos ambos de los que ya sale con una alta acidez.

El nombre de Tinto proviene de esta contaminación de sus aguas, de las que nos da idea un análisis de muestra tomada en el dique Marismilla:

Fecha: 16 de abril de 1963.

pH	2,6
Cobre	70 gr/m ³
Ferroso	703 gr/m ³
Férrico	1.054 gr/m ³
Acido sulfúrico	120 gr/m ³

Con tal composición puede suponerse que las aguas de este río son totalmente inservibles, como no sea para el riego de minerales piríticos pobres, utilización que se le está dando desde hace años.

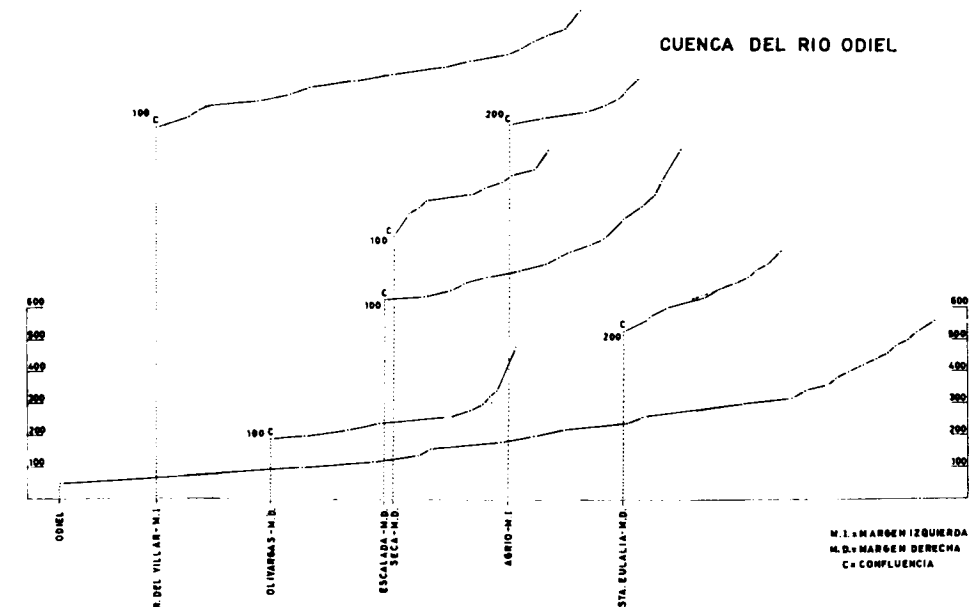


Figura 1

A lo largo de sus orillas, totalmente quemadas por el ácido, no nace ningún tipo de vida animal o vegetal, precipitándose en los meses más cálidos costras de sulfatos que sueldan los cantos y tiñen espectacularmente las márgenes.

El perfil del Tinto en el área en estudio presenta pocas particularidades

remarcables. Acusa la disminución de pendiente observada en los otros ríos, al cruzar las formaciones resistentes y la tendencia a aproximarse al perfil de equilibrio en los tramos de rocas blandas (figura 2).

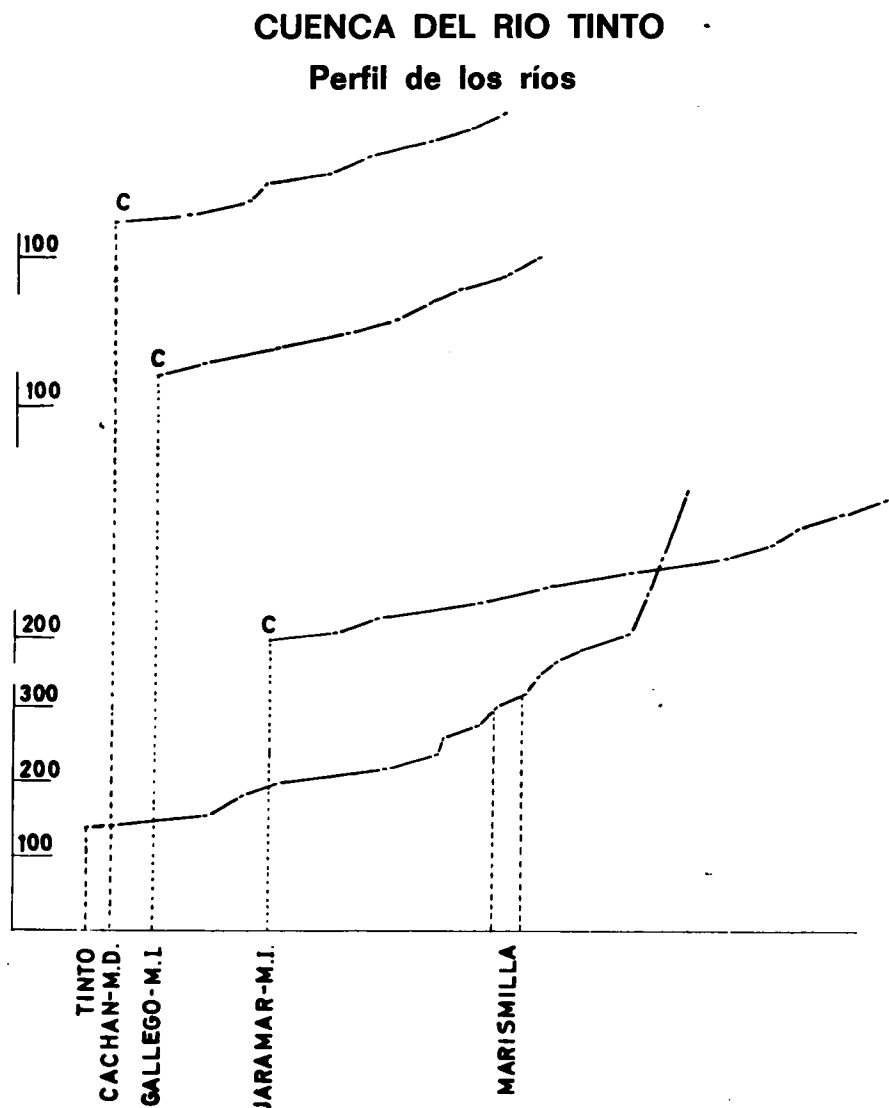


Figura 2

Las cuencas de ambos sistemas, Tinto y Odiel, son similares en cuanto a características morfológicas, controladas más por las diferentes litologías que por elementos estructurales.

1.3. CLIMA Y VEGETACION

Las características climáticas de la totalidad del área en estudio son muy similares, aunque con las lógicas variaciones debidas al microclima. El clima regional es de tipo templado subtropical, con ciertas características mediterráneas, en cuanto a que los veranos suelen ser notablemente secos. Las variaciones de temperatura suelen ser fuertes, pero sin poder llegar a decir que sea extremado. Rara vez se alcanzan temperaturas inferiores a los 0° y las precipitaciones de nieve son muy escasas, pasando decenios sin que aparezca tal meteoro. Respecto del verano, suele ser largo y seco, los meses de julio y agosto altamente calurosos.

Poseemos numerosos datos del laboratorio de Riotinto y los gráficos que incluimos son los resultados de las observaciones realizadas durante años por dicho laboratorio.

1.3.1. PLUVIOSIDAD

El gráfico (figura 3) representa el agua recogida en el período 1887-1963 en minas de Riotinto. La media de los primeros cincuenta años es de 720 litros por metro cuadrado.

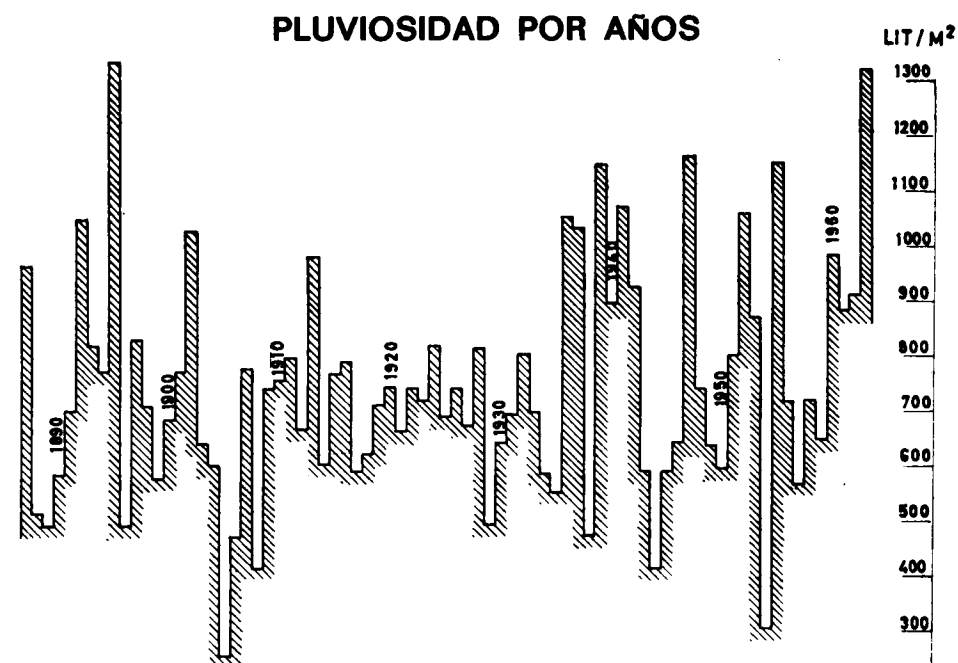


Figura 3

1.3.2. VEGETACION Y SUELOS

Los suelos son, en general, muy pobres, degenerados y, en casos, envenenados por las emanaciones resultado de los gases del tratamiento que durante años se dio a las piritas, quemándolas para su posterior lixiviación (teleras).

Suelos de mejores características se dan en los terrenos de rocas básicas, si las pendientes son suaves, por la abundancia de ferromagnesianos y profunda desagregación de la roca. En las pizarras, los suelos son, en general, pobres, y debido a que la erosión es más rápida, no se forman terrenos cultivables más que en algunos aluviones arcillosos en el fondo de los barrancos. En las rocas ácidas los suelos son muy pobres o inexistentes, apareciendo la roca viva en la gran mayoría de la superficie.

En conjunto, los suelos de la región se pueden clasificar como «tierras pardas mediterráneas», con variación según la litología. Suelos poco profundos de perfil (ABC), pardos, textura limoarcillosa o arenolimoso y pH neutro o ligeramente ácido desprovisto de carbonatos, pobres en bases cambiables y poco calcio asimilable.

Las tierras pardas meridionales sobre rocas básicas y granitos son de profundidad media y perfil A (B) C, de colores pardo y pardorajizo textura arenosa, pH 6 a 7, mayor contenido orgánico y más desarrollado el horizonte B (hasta 40 cm.). También son pobres en carbonatos y calcio. Cent. Edf. Biol. Apl. del Cuarto (37), 1962.

En las rocas ácidas los suelos son muy pobres y de tipo esquelético. La potencia para los tres horizontes A (B) C no suele pasar de 50 centímetros para el mejor de los casos sobre rocas básicas.

Los afloramientos en las tres rocas se distribuyen así:

Rocas básicas: 20 por 100. Afloramientos de la superficie.

Pizarras: 30 por 100. Afloramientos de la superficie.

Rocas ácidas: 50 por 100. Afloramientos de la superficie.

1.4. GEOMORFOMETRIA

La observación e interpretación de los hechos geológicos, morfológicos y en general de cualquier suceso natural tiene mucho de subjetivo. Como señala Amstutz, G. C. (9), 1961, p. 20, «El científico, como cualquier hombre, está a veces seleccionando teorías y métodos según sus preferencias subconscientes en vez de seguir principios lógicos. Todos tenemos ideas preconcebidas, y estas ideas generalmente están controladas por rasgos subconscientes, como lo han demostrado Jung, Pauli y Ortega y Gasset».

Para evitar este subjetivismo y dar a la ciencia natural un mayor rigorismo lógico, debemos introducir en nuestro arsenal científico la matemática y dentro de ella la estadística.

Con este objeto, en las páginas que siguen intentamos aplicar al estudio geomorfológico de nuestra área las fórmulas y procesos descritas por Roso de Luna, I. (172), 1965. Aunque no lo hemos consultado, cita dicho autor que existe abundante bibliografía sobre el tema en Valdeavellano, C., «El método geomorfométrico en Geología Física», R. Soc. Geol., Madrid, 1958, y «Geología Física y Estadística», Bol. R. Soc. E. H. N., T. LVIII, 1960.

1.4.1. CONCEPTOS GENERALES

«El relieve de ámbito geográfico puede considerarse como resultante del valor absoluto y de la distribución que adoptan en él las altitudes de los diferentes puntos que lo integran.» «En toda topografía se coordinan dos factores: uno numérico (valor absoluto de las altitudes) y otro geométrico o topológico (modo de distribución).» Es imposible obtener una expresión matemática pura de la topografía, una ecuación que representase el lugar geométrico de los puntos que describe el extremo superior de un segmento vertical igual a la altitud del lugar y que se moviese por todo el entorno considerado. Por ello trataremos de realizar un estudio numérico-analítico utilizando los conceptos, cálculos y sistemas de representación propios de la matemática estadística. Ver Roso de Luna, I., (172), 1965, pp. 267 y sigts.

Siguiendo este autor, hemos dividido el plano director militar 1:25.000 de la totalidad del área en estudio en ámbitos elementales cuadrados de 250 metros de lado, asignándoles a cada uno una numeración cartesiana de tres dígitos para las abscisas y dos para las ordenadas, estando el origen en el ángulo Noroeste del área.

En cada uno de los ámbitos elementales se ha leído la altitud máxima y mínima con objeto de obtener los números básicos para el cálculo morfométrico, que vienen dados por los conceptos de:

$$\text{Valor absoluto} = \text{altitud media} = 1/2 (\text{cota máx.} + \text{cot. mín.})$$

$$\text{Manera de distribución} = \text{intensidad de relieve} = (\text{cota máx.} - \text{cota mín.})$$

El problema estadístico consiste en llegar a «obtener una idea global, sintética, de la distribución o modo de dispersión en un mapa topográfico general, de un número determinado de altitudes medias repartidas por el mapa según una pauta geométrica regular (red de malla cuadrada) y cada una de las cuales lleva implícito un valor expresivo del contraste de relieve del ámbito elemental correspondiente», Roso de Luna (172), 1965, pág. 273.

Una vez leídas las altitudes máxima y mínima y llevadas a una tabla, se obtiene un número de once cifras, en el que las tres primeras son indicativas de las abcisas, las dos segundas de las ordenadas y las tres siguientes de altitud máxima. Finalmente, las tres últimas indican el mínimo de cota dentro de cada ámbito elemental.

Estos datos se llevaron a tarjetas perforadas tipo IBM SAE 8035 con capacidad para siete datos completos.

La representación estadística del colectivo altitudes medias (H), contraste de relieve (R), lleva al primer proceso del cálculo expresado anteriormente como semisuma y diferencia de altitudes.

Obtenidos tales datos, la representación se realiza por medio de un histograma de distribución de frecuencias, en donde para cada altitud se obtiene la media aritmética de los contrastes de relieve correspondientes. $\bar{R}_n = 1/n (R_1 + R_2 \dots R_n)$, quedando relacionadas, por tanto, las diferentes altitudes con sus contrastes de relieve.

«Ahora bien, la simple cuantía del valor promedio $R_x = \bar{x}$ no dice nada acerca de si los valores estadísticos se desvían mucho o poco del mismo, es decir, si se dispersan o concentran en torno de él», por tanto, es necesario calcular el dato estadístico de desviación típica o standar, la cual tiene por expresión:

$$S_{RH} = \frac{S_{RH}}{\sqrt{n_H}}$$

en la que $R_H, R'_H, R''_H, \dots, R^n_H$ son los contrastes de relieve individuales, cuya media aritmética es:

$$S_{RH} = \sqrt{\frac{[(R_H)^2 - (\bar{R}_H)^2] + [(R'_H)^2 - (\bar{R}_H)^2] + \dots + [(R^n_H)^2 - (\bar{R}_H)^2]}{n_H}}$$

$$S_{RH} = \sqrt{\frac{\sum (R_H)^2 - n_H (\bar{R}_H)^2}{n_H}}$$

El proceso de los datos siguientes a obtener es la expresión matemática del cambio de gradiente en los sucesivos vértices del polígono de frecuencias, esto es, las variaciones del ángulo que se forma en cada vértice entre cada dos puntos consecutivos, e indicativo de las variaciones de la inclinación que los lados del polígono adquiere en cada vértice.

Este dato viene dado, según *Roso de Luna* (172), 1965, p. 282, por:

$$g = 2\bar{R}_H + (-\bar{R}_H - \Delta_H) + (-\bar{R}_H + \Delta_H)$$

Ahora bien, como estos datos son medias aritméticas referentes a colectivos de datos individuales y, por tanto, la desviación típica correspondiente al cambio de gradiente «gH» en cada vértice significará una desviación típica de las desviaciones típicas correspondientes a los términos del segundo miembro de la fórmula anterior, y que vendrá dado por:

$$S_{gH} = \sqrt{4(S_{RH})^2 + (S_{\bar{R}_H - \Delta_H})^2 + (S_{\bar{R}_H + \Delta_H})^2}$$

Hemos visto hasta ahora las operaciones que necesitamos realizar para tener una visión de conjunto del proceso estadístico a que vamos a someter los datos obtenidos.

1.4.2. PROGRAMACION

El cálculo de las fórmulas anteriores es muy laborioso y las posibilidades de error muy grandes si el número de datos a manejar es amplio. Tal es nuestro el caso en que debíamos operar sobre 7.915 datos de once cifras. Únicamente la utilización de un ordenador electrónico permite efectuar rápida y seguramente dichos cálculos.

La oportunidad de poseer en Río Tinto un ordenador IBM-1440 de disco magnético con 8.000 posiciones de memoria nos permitiría llevar a cabo este trabajo y es por esto que nos decidimos a emprender esta labor geomorfológica.

La operación más difícil, aparte de la tediosa de obtención de datos, consistía en la programación. Esta fue realizada en lenguaje «Autocoder» por el programador de la Compañía Española de Minas de Río Tinto, don *Rafael de Jesús Naharro*, con nuestra colaboración para la correcta interpretación del proceso de datos.

Como el tipo de ordenador que poseíamos era diferente que el utilizado por el profesor *Rosso de Luna*, tuvimos que realizar una programación totalmente diferente, introduciendo nuevos métodos y procesos como la labor de ajuste necesaria para el cálculo. Esta operación consiste en sustituir las altitudes medias y contrastes de relieve por escalas previamente fijadas que permitan operar al ordenador con cifras constantes.

Para los datos de contraste de relieve se adoptó la escala de diez en diez metros, esto es, la misma que se obtiene directamente del plano, pudiéndose adoptar ésta debido a que nuestra variación de altitudes sólo oscilaba entre 0 y 100, por tanto, 10 valores diferentes o números R.

Para las altitudes medias se adoptó la escala de decenas pares, sustituyendo los números de cada altitud por los superiores en más 5 metros o

menos 5 metros, menos 10 metros. Obteniéndose la escala 680, 660, 640 ...
..... 100, 80, 60; que en realidad sólo quedaba, al pasar a altitudes
medias, en la siguiente: 620, 600 120, 100, siendo en total 27 altitu-
des medias o número H.

1.4.3. RESULTADOS DE OPERACION

En la totalidad de la operación propuesta, el ordenador invirtió una hora veinte minutos. Naturalmente, la perforación de fichas fue una larga labor previa al proceso de los datos. Los resultados obtenidos para la media cuadrática de la desviación y la desviación típica del cambio de gradiente correspondían a los cuadrados de las cifras buscadas. Estas fueron calculadas directamente, ya que el ordenador 1440 no tiene capacidad de cálculo de raíces cuadradas, si no se realiza un programa específico para esta operación:

Los resultados fueron los siguientes:

Núms. H	Cantidad	Media de R.	Raíz cuad. media desv.	Desv. típica	Cambio gradiente	Desv. típica cambio gradiente
100	12	19,17	2,7	0,79	—	—
120	63	34,60	13,1	1,66	14,80	3,68
140	109	35,23	14,2	1,37	— 1,87	3,41
160	207	37,73	16,8	1,17	1,51	3,02
180	294	38,72	22,8	1,33	8,28	3,12
200	366	31,43	21,6	1,13	— 9,41	2,84
220	475	33,55	23,9	1,10	2,05	2,67
240	527	33,62	23,1	1,00	— 1,26	2,48
260	598	34,95	22,9	0,93	— 2,12	2,41
280	554	38,40	26,7	1,13	4,90	2,68
300	566	36,95	25,4	1,07	0,18	2,62
320	629	35,32	25,1	1,00	— 0,44	2,47
340	630	34,13	24,5	0,97	— 6,03	2,44
360	509	38,97	24,2	1,07	4,90	2,66
380	471	38,91	26,7	1,23	— 2,56	2,92
400	473	41,41	25,1	1,15	1,71	2,97
420	387	42,20	27,6	1,40	— 2,51	3,53
440	258	45,50	28,7	1,79	— 5,64	4,22
460	216	54,44	25,5	1,73	9,73	4,55
480	159	53,65	29,3	2,33	2,56	5,32
500	166	50,30	27,6	2,14	— 12,19	6,14
520	81	59,14	33,4	3,71	0,01	8,77
540	64	67,97	33,1	4,14	16,13	10,05
560	45	60,67	29,5	4,40	— 5,86	11,00
580	26	59,23	26,4	5,18	— 13,64	12,00
600	21	71,43	19,5	4,27	12,52	13,00
620	9	71,11	25,1	8,38	—	—

Como la litología, y algo menos, la estructura, condicionan el relieve, hemos realizado el mismo proceso en cuatro áreas menores comprendidas en las coordenadas siguientes:

Area 1	09101 a 01214	Valdelamusa	Rocas básicas
Area 2	05618 a 07230	Rivera Seca	Pizarras
Area 3	09729 a 11336	N. de Riotinto	Pizarras y ácidas
Area 4	04649 a 07257	El Villar	Rocas básicas

Núms. H	Cantidad	Media de R.	Raíz cuad. media desv.	Desv. tipo	Cambio gradiente	Desv. típica cambio gradiente
Area 1						
300	8	6,25	8,7	9,18	—	—
320	63	4,44	7,6	0,95	— 6,89	3,6
340	84	9,52	7,5	0,68	6,60	2,6
360	10	8,00	6,1	3,60	—	—
Area 2						
180	5	30,00	6,3	8,00	—	—
200	6	35,00	11,2	20,83	—	10,1
220	15	40,00	14,1	3,6	6,58	8,9
240	19	38,42	10,8	2,5	15,84	6,4
260	60	21,00	13,9	1,8	— 19,17	5,6
280	69	22,75	29,1	3,4	10,31	7,5
300	31	14,19	12,8	2,3	— 30,62	9,1
320	8	36,25	19,9	7,0	15,45	16,0
340	7	42,86	19,0	7,1	—	—
Area 3						
280	7	67,14	8,8	3,3	—	—
300	10	52,00	13,3	4,1	— 0,10	9,6
320	23	36,96	15,7	3,2	— 5,14	8,1
340	34	27,06	14,0	2,4	— 8,15	6,0
360	32	25,31	9,0	1,5	— 2,32	4,9
380	17	25,88	11,8	2,8	— 17,30	6,9
400	8	43,75	9,8	3,5	—	—
Area 4						
200	5	20,00	10,9	4,9	—	—
220	22	34,55	18,5	3,9	9,71	9,6
240	33	39,39	18,0	3,1	7,98	8,0
260	32	36,25	17,1	3,0	6,57	7,0
280	52	26,54	13,5	1,8	— 2,13	5,1
300	48	18,96	11,5	1,6	— 10,84	4,4
320	27	22,22	11,3	2,1	— 0,67	5,3
340	13	26,15	9,2	2,5	2,58	5,9
360	4	27,50	4,3	2,1	—	—

1.4.4. OBSERVACIONES

a) De la observación del resultado de la distribución de altitudes medias, tomando la totalidad de los 7.965 datos, se deduce que el 75 por 100 de las mismas oscilan entre 220 y 240, por lo que puede considerarse altitud media del área en estudio la cota 310 metros sobre el nivel del mar (figura 4a).

a-2) El polígono de altitud media intensidad de relieve pone de manifiesto una escasa variación de esta última entre 120 metros y 420 comprendida entre 40 y 40 metros de diferencias de cotas, lo que supone una pendiente media en cada ámbito elemental del orden del 10 al 100 por 100; considerando que sea 35 metros de diferencia de cota en 250 metros o $250 \sqrt{2}$ metros (diagonal del cuadrado) (figura 4b).

a-3) A partir de altitudes superiores a 440 metros, las intensidades de relieve aumentan notablemente, con pendientes normales del orden de 17 al 28 por 100, aunque la escasez de elementos hace poco representativo el resultado. Este conjunto de intensidades de relieve mayor y cotas superiores es el formado por rocas volcánicas ácidas que da más fuertes pendientes.

a-4) El extremo inferior del polígono en altitudes de 100 metros es poco representativo por escasez de datos.

a-5) La observación de las desviaciones típicas pone de manifiesto dispersiones cercanas a 1,5 en las altitudes hasta 400 metros. A partir de este valor las dispersiones van en aumento.

a-6) El cambio de gradiente y su desviación indican fuertes cambios de tónica en 200, 340, 460, 500 y 540, con variaciones cada vez más acusadas en las altitudes mayores, una vez más función de la litología.

b-1) Area 1. Valdelamusa, Rocas básicas (figura 5a).

Altitud media, 325.

Intensidad de relieve, muy baja (5), pendientes muy pequeñas.

b-2) Area 2. Rivera seca, pizarras (figura 5b).

Altitud media, 275.

Intensidades de relieve, normales (30-40), para cotas inferiores a 240 metros. Intensidades de relieve, bajas en cotas 260 a 300. Intensidades de relieve, normales en cotas superiores a 300.

Las desviaciones típicas son mínimas en 260 metros y máximas en las cotas altas.

REPRESENTACION GRAFICA DE INTENSIDADES DE RELIEVE

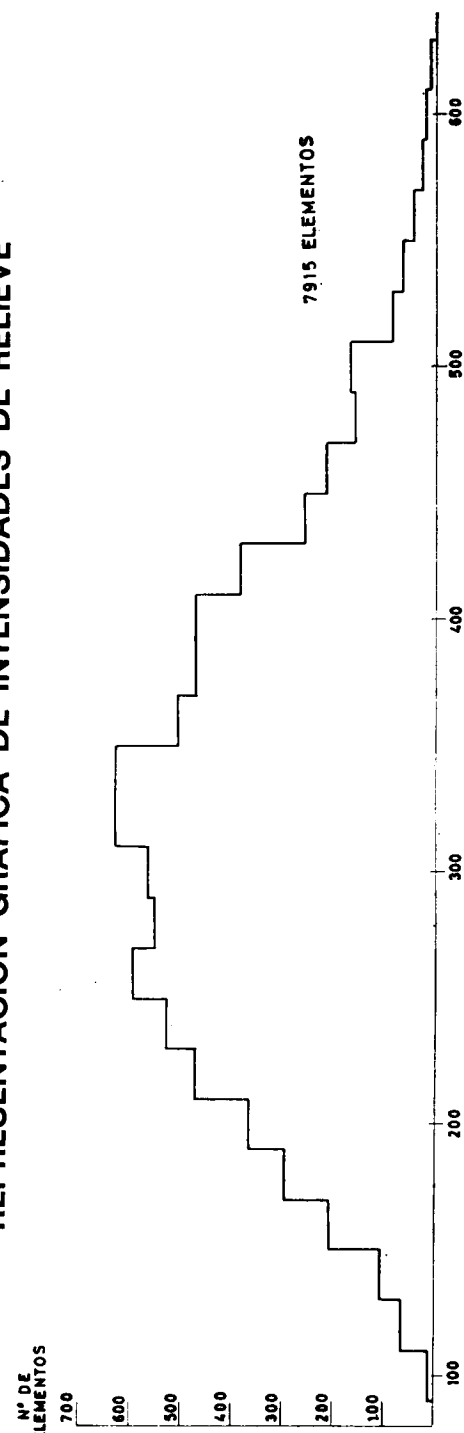


Figura 4a

FRECUENCIA DE ELEMENTOS SEGUN ALTITUDES

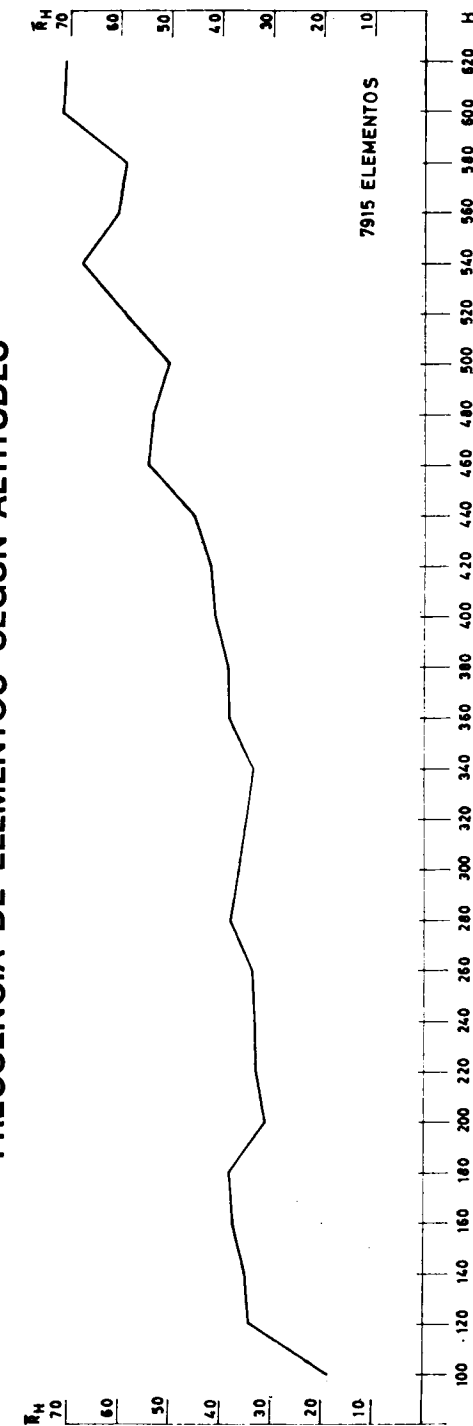
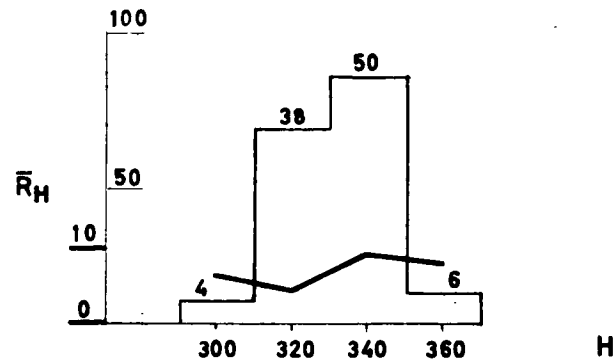


Figura 4b

AREA DE VALDELAMUSA

Rocas básicas

H. MEDIA 325 M.



165 ELEMENTOS

Figura 5a

AREA DE RIVERA SECA

Pizarras

220 ELEMENTOS

H. MEDIA 275 M.

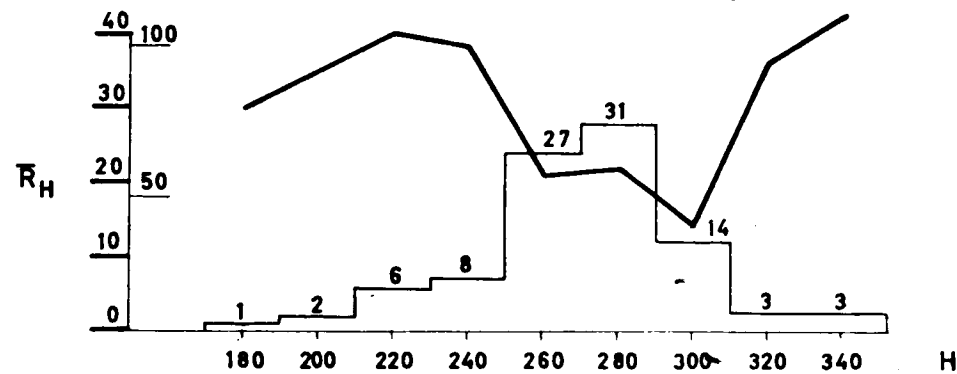


Figura 5b

Fuertes cambios de gradiente en 260 metros, con escasa desviación típica del mismo.

Las cotas superiores corresponden a rocas volcánicas ácidas, por lo que se obtienen intensidades de relieve fuertes.

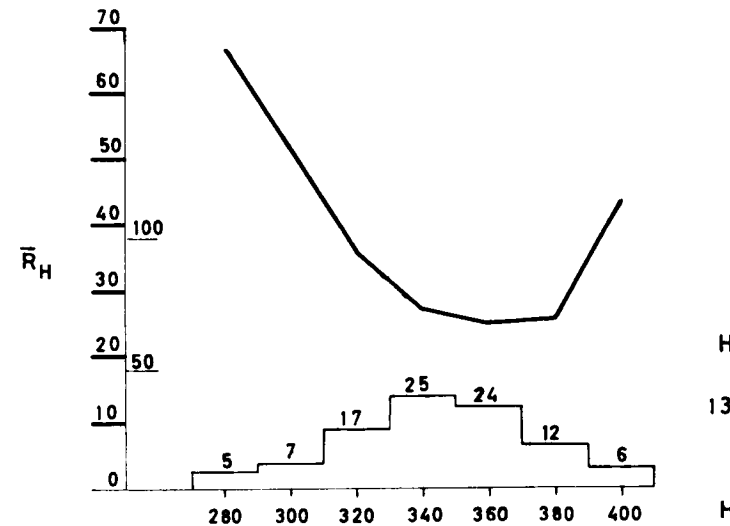
Las cotas inferiores tienen intensidades de relieve relativamente altas, correspondiendo a encajamiento de la red fluvial.

b-3) Area 3. N. de Ríotinto, pizarras y volcánicas (figura 5c).

Altitud media, 345.

AREA NORTE DE RIO TINTO

Pizarras



H. MEDIA 345 M.

131 ELEMENTOS

Figura 5c

Intensidades de relieve muy altas en cotas inferiores a 280 y 300. Relativamente bajas en cotas medias de 340 a 380. Nueva subida en las cotas altas (volcánicas ácidas).

Fuertes desviaciones típicas en las cotas inferiores y superiores. Mínimas en las cotas medias.

Cambio de gradiente siempre negativo, con una inflexión muy fuerte en 380. Desviaciones típicas del cambio de gradiente con escasas variaciones.

b-4) Area 4. El Villar, diabasas (figura 5d).

Altitud media, 290.

Intensidades de relieve, relativamente altas en 240 metros y bajas en 300 metros, sin grandes variaciones en el resto.

AREA SUR DE EL VILLAR

Rocas básicas

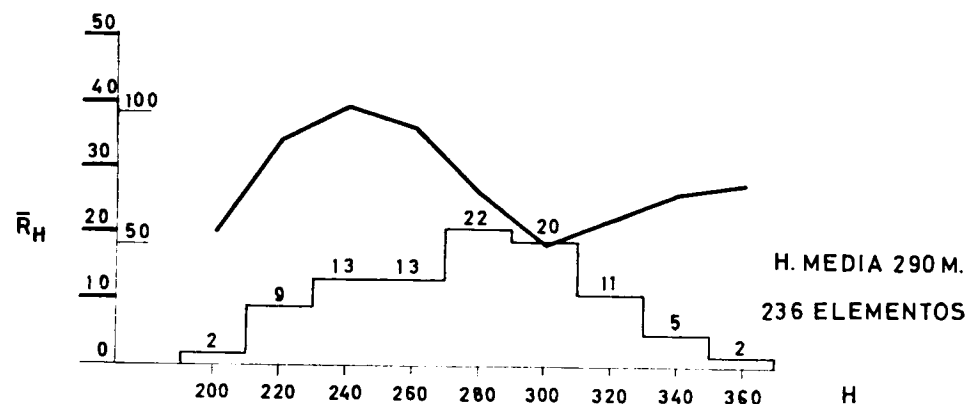


Figura 5d

Desviaciones típicas muy fuertes en las cotas inferiores. Normales entre 260 y 360 metros.

Muy fuerte cambio de gradiente en 300 metros, pero con una desviación típica baja respecto de los demás puntos.

1.4.5. INTERPRETACION

Aunque el fruto del trabajo geomorfométrico se obtendrá en la interpretación geomorfológica de la región, adelantaremos aquí, a la luz del apartado anterior, algunas ideas.

1) Que las intensidades de relieve entre 220 y 420 metros sean del mismo orden de cifras indica claramente una penillanura que se extiende por las cotas señaladas.

2) Las rocas ácidas dan fuertes intensidades de relieve y las máximas alturas de la región.

3) El estudio de las cuatro áreas de litologías diferentes, pero particularidades especiales, lleva a los resultados siguientes:

a) El área 1 es una llanura fósil, a la que todavía no le ha atacado la erosión cuaternaria.

b) La penillanura en este área tiene cotas del orden de 280 metros. También es una llanura fósil, pero en este caso hemos incluido dentro del área en estudio morfométrico zonas con encajamiento cuaternario y zonas elevadas de volcánicas ácidas, por lo que las pendientes en tales áreas son mayores.

c) Caso similar al anterior, pero en el que el encajamiento cuaternario es muy profundo (zona del arroyo Rejondillo) con las máximas pendientes. Penillanura a cotas del orden de 340.

d) Área más heterogénea en cuanto a la litología, pero señalando claramente una penillanura en cotas cercanas a los 300 metros.

4) Se puede deducir claramente una penillanura que se extiende desde una divisoria en la zona de Ríotinto (340), la cual desciente hacia el Oeste hasta (275), junto al Odiel, en una llanura fósil que atraviesa la rivera seca y se eleva más hacia el Oeste hasta (325), en la llanura de Valdelamusa (foto 1).

Esto indica que las divisorias de aguas y los cursos fluviales precuaternarios estaban en lugares no muy distantes de los actuales.

Hacia el Sur del eje Río Tinto-Rivera Seca-Valdelamusa la penillanura se encuentra en niveles inferiores (290), lo que indica que el avenamiento hacia el mar era hacia el sur y similar al actual.

De todo lo expuesto se deduce: que pueden esperarse fenómenos de epigenia que condicionan la actual red fluvial.

1.5. GEOMORFOLOGIA

La evolución geomórfica de la zona es compleja, correspondiendo un tipo de desarrollo del paisaje en por lo menos dos ciclos. Penillanura Mio-Pliocena y encajonamiento cuaternario de la red fluvial. En ciertas zonas fuera del área en estudio puede reconocerse una fase intermedia de formación de terraza de nivel inferior al actual. Estas se encuentran en nuestra zona totalmente desaparecidas.

Las variaciones climáticas habidas en el Pleistoceno han condicionado el desarrollo del actual paisaje. En líneas muy generales, puede hablarse de

un clima cálido en el fin del Terciario que se va enfriando hasta las glaciaciones Cuaternarias, con una vuelta a climas más templados. Los estudios palinológicos de *Menéndez Amor, J.* (131), 1963 y 64, aclaran perfectamente las variaciones climáticas para el Pleistoceno. Señalaremos, según tal autora, el concepto de clima estepario frío para esta región con algunas variaciones a lapsos más templados.

1.5.1. DISEÑOS DE AVENAMIENTO

Según la litología varían los tipos de avenamiento. Así, en las pizarras es claramente de diseño dendrítico. En ciertos casos está condicionado por las fracturas, pero en la mayor parte de los casos sin control estructural. En las rocas volcánicas, la malla dendrítica es más grande y la densidad de afluentes y arroyos es escasa. Puede suponerse una ordenación estadística de los arroyos según rumbos N20E N70O, *Rambaud*, 1963 (154), p. 76.

En conjunto se puede observar cierta tendencia a un desarrollo del avenamiento de tipo rectangular con diseño dendrítico, es denso en las rocas sedimentarias y menos denso en las volcánicas. Esta densidad de avenamiento, según el concepto de *Horton* (1945), *Thornbory, W. D.* (201), 1960, página 133, diferencia claramente la litología en fotografía aérea, por lo que se puede tomar como criterio definidor de ambos complejos, sedimentario y volcánico.

1.5.2. REJUVENECIMIENTO

Acabamos de señalar que el paisaje de nuestra área de estudio es al menos bicíclico. Efectivamente, puede reconocerse un encajamiento cuaternario de la red fluvial bajo la penillanura miocénica, que más adelante estudiaremos. Los resaltes de los perfiles de equilibrio descritos en 1.2. y los resultados morfométricos, señalan sin lugar a dudas el desarrollo en dos ciclos del proceso geomórfico en la región.

Un tercer hecho observable al Sur del área abunda en la idea expuesta. En la región al Sur de Valverde del Camino aparecen las arenas y canturales cuaternarios, en niveles notablemente elevados sobre el actual nivel del mar. Tales arenales indican claramente que la costa ha estado en niveles mucho más altos que el actual. Por comparación de altitudes puede reconocerse en el Sur de Huelva las playas cuaternarias correspondientes al Siciliense (*Pre-Gunz*), Tirreniense (*Mindes-Riss*) y Monartiriense (*Riss-Würm*). El estudio detallado de tales formaciones costeras levantadas a bastantes decenas de metros de los actuales sería en extremo interesante.

1.5.3. DESPLAZAMIENTO DE DIVISORIAS

La acción remontante del Odiel es más acusada que la del Tinto, por lo que se aprecian algunos fenómenos de captura de afluentes del primero sobre arroyos del segundo. El ancajamiento del Odiel es más profundo que el del Tinto, debido a atravesar rocas más blandas y un gradiente más elevado.

1.6.4. TOPOGRAFIA, LITOLOGIA Y ESTRUCTURA

Ya hemos señalado la importancia de la litología en el desarrollo del avenamiento. En nuestra región podemos decir que la morfología queda completamente condicionada por la resistencia a la erosión de las rocas. El efecto estructural es en comparación menor, pero también juega un papel importante.

Ambos factores conjuntados dan como resultante sierras de rocas riolíticas extendidas E-O según las ramas del sinclinal en estudio. Las formaciones blandas (pizarras) dan como resultado el fondo de los valles; coinciden, por tanto, en este caso valle y sinclinal. Hemos señalado el efecto que ciertas fracturas reconocibles en foto aérea han producido en el diseño de avenamiento descrito en 1.5.1.

1.5.5. LA PENILLANURA MIOCENICA

Dentro del estudio geomórfico que estamos desarrollando, el elemento básico, que inevitablemente hemos tenido que exponer varias veces hasta ahora, es la presencia de la penillanura, fácilmente reconocible en cualquier zona de la región en estudio y puesta de manifiesto en el capítulo de geomorfometría (foto 1).

La penillanura fue reconocida por *Bateman, A. M.* (23), 1927, p. 576; *Heim, A.* (84), 1933; *Apps, J. A.* (15), 1962, y *Rambaud, F.* (154), 1963, entre otros. Los criterios fundamentales que nos permiten afirmar sin duda la existencia de la penillanura son los siguientes:

Concordancia de niveles interfluviales y de áreas de cumbres. Tal concordancia de cumbres indica la penillanura, pero como señala *Thornbory, W. D.* (201), 1960, p. 193, no es criterio suficiente y debe comprobarse de una forma cuantitativa como hemos intentado en el capítulo de geomorfometría.

El segundo criterio es la presencia de características seniles en áreas interfluviales (área 1 y 2 del estudio geomorfométrico).

Algunos ríos presentan un perfil de equilibrio en dos tramos, la Rivera Seca, según hemos señalado en 1.2., comienza con una sección inicial, casi torrencial, continuándose en una segunda parte cercana al perfil de equilibrio.

La tercera prueba para admitir una penillanura en una región dada es, según *Thornbury, W. D.* (201), p. 193, «que la superficie de relieve bajo, trunque estratos de variada resistencia a la meteorización y a la erosión». Efectivamente, este es nuestro caso y constituye una prueba más. Faltan, o al menos no los hemos visto, los suelos profundos en las mesetas posibles todavía no erosionados. La litología impide la formación de suelos profundos, como hemos visto en 1.3.

Admitiremos, por tanto, una penillanura, según hemos descrito en 1.4.5; sobre ella destacaremos las altitudes de las sierras riolíticas, que en el plano geomorfológico hemos denominado relieves precámbricos (Monadnocks).

El problema más difícil se presenta al tratar de encontrar su edad. La formación de hierro de pantano del alto de la mesa de Ríotinto puede ser resultado de una laguna de dicha llanura. Efectivamente, el origen de esta formación pantanosa ha sido interpretada como producto de solubilización de las masas vecinas (masa S. Dionisio y Filón Sur), cuyas aguas ferruginosas dieron lugar a la formación de las falsas monteras, *Williams, D. C.* (211), 1934, p. 633; *Bateman, A. M.* (23), 1927, y *Collins, H. F.* (46), 1922 (foto 3).

En estas formaciones se han encontrado impresiones de plantas, *Phillips, S. A.* (150), 1881, p. 4, *Quercus ilex*, *Pinus pinea*, *Equisetum cruense* y *Erica*, que indican que la formación del hierro sedimentario del Alto de la Mesa es como máximo terciario superior.

Por otra parte, recientemente, *Gutiérrez, M.* y *Hernández, J. L.* (81), 1965, página 293, han encontrado en las cercanías de Zufre calizas trabertínicas que indican el terciario lacustre. Uniendo el Pontense del Sur, en los alrededores de Niebla, con el área de Zufre, podemos suponer que la penillanura que estudiaremos es miocénica tardía o posterior, sin poder precisar más.

Como señalábamos en un trabajo anterior, *Rambaud, F.* (154), 1963, página 77, la importancia que desde el punto de vista geoeconómico puede tener la determinación exacta de la superficie de arrasamiento es grande, debido a que pueden esperarse altos enriquecimientos secundarios en las masas piriticas, truncadas por dicha penillanura, debido a que la penetración de las aguas freáticas es más lenta y profunda que en las zonas en

las que la erosión cuaternaria es más rápida y, o bien hace desaparecer a las masas o éstas están poco enriquecidas en minerales secundarios. En niveles superiores generalmente las masas han desaparecido por erosión y sólo se encuentran las raíces de las mismas.

1.5.6. RED EPIGENICA

La observación de las intersecciones de la red fluvial con las alineaciones que señalábamos en 1.2, sólo es comprensible si admitimos que la red fluvial de la penillanura era similar a la actual. Conclusión (4 de la interpretación geomorfométrica 1.4.5).

Tales intersecciones pensamos en principio que eran producto de grandes fracturas relativamente cercanas a la orientación N-S. No hemos encontrado dichas fracturas más que en algunos casos, por lo que se imponía otra interpretación. La solución de la red fluvial superpuesta o epigénica ya fue indicada en un trabajo anterior, *Rambaud, F.* (154), 1963, pp. 69 y 75, pero sólo ahora con el estudio geomorfométrico queda suficientemente demostrada.

2. GEOLOGIA GENERAL

Cuán grande es el objeto de nuestras investigaciones y que mezquino el criterio con que solemos abordarlo.

Suess.

La región en estudio se encuentra situada en el extremo suroccidental del macizo hespérico, de *Hernández Pacheco, E.* (87), 1932, similar al concepto de Meseta Ibérica de *Solé, L.* (189), 1952; *Lotze, F.* (111), 1945; *Termier, H.* (199), 1957; *Aubouin, J.* (16), 1965.

Para enmarcar nuestro problema geológico analizaremos los elementos geológico-estructurales del conjunto meseteño, fijándonos particularmente en la región sudoccidental.

2.1. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA MESETA

La mitad occidental de la Meseta Ibérica está formada por un complejo antiguo de rocas de edad paleozoica plegadas en el Herciniano.

La cronología de los diferentes afloramientos alcanza hasta el Precámbrico; éste, relativamente menos claro que el resto de los diferentes pisos. Están ampliamente desarrollados el Cámbrico, Ordovícico, Silúrico, algo menos el Devónico y en las márgenes meridional y septentrional el Carbonífero. Respecto del Secundario y Terciario, aunque este último, sobre todo, cubre zonas extensas, sólo representan una cobertura del paleozoico con papel fundamentalmente morfológico.

La estructura como conjunto ha sido estudiada principalmente por *Lotze, F.* y *Schneider*, ambos profundos conocedores del herciniano español.

Lotze, F. (111), 1945, analiza los límites morfológicos y estructura de la meseta como unidad tectónico-estructural, macizo de basamento, unidad epirogénica con movimiento ascendente. Concluye este autor, «nos hallamos en presencia de un geoanticlinal». Niega, por otra parte, la interpreta-

ción de *Staub*, 1926, de reconocer en la meseta tres unidades diferentes: bloque arcaico, cadenas de dislocación caledónicas y hercínidas españolas. La idea del bloque arcaico, unida a las rocas cristalinas, proveniente de *Mac Pherson* (127), 1879, p. 141, ha tenido una importancia capital durante decenas de años en la interpretación del problema del Precámbrico español.

Respecto del papel del Caledoniano en la región, señala *Lotze* las repercusiones de la fase sárdica, observadas en la carretera Galaroza-Fregenal, en el norte de Huelva, y posteriormente confirmadas por *Alia*, M., 1962 y 1963 (2) y (3), y más recientemente por *Gutiérrez*, M. y *Hernández*, 1965 (81); ahora bien, tales movimientos no tuvieron como efecto verdadero plegamiento, sino solamente componente vertical.

Coincidiendo con la mayoría de los autores, consideran como fase principal orogénica la Astúrica.

Este autor, en otro trabajo, *Lotze*, F., 1945 (110), divide el macizo de la meseta en las siguientes zonas:

1. Zona Cantábrica.
2. Zonas Astur occidental-Leonesa.
3. Zonas Galaico-Castellana.
4. Zonas Luso oriental-Alcudiana.
5. Zona de Ossa-Morena.
6. Zona Sur Portuguesa.

Más adelante nos fijaremos sin detalle en las dos últimas y con el máximo rigor posible en la última.

Respecto de las ideas de *Schneider*, A., 1947 (178), considera el geosinclinal hercínico de la meseta con un desarrollo de tipo alpino, correspondiendo la zona en estudio a la zona de los plesiocapas o metamórfidas, con amplios desplazamientos y cobijaduras hacia el antepaís, no puestas de manifiesto por los recientes estudios, principalmente de *Alia Medina*, 1963 (2), p. 260, en el Norte, ni las conclusiones del presente trabajo.

Recientemente se ha realizado una síntesis más completa del Hercínico español por *Aubouin*, 1965 (16), pp. 262 y sigts., en la que se aportan ya los datos de *MacGillavry*, M. J., 1961 (124), aunque la base de la división siga siendo las ideas propuestas por *Lotze* en 1945. *Aubouin*, 1965 (16), señala que la Meseta Ibérica está constituida por una cadena centrifuga (bi-couple) u orogeno con simetría bilateral, *Lotze*, 1945 (111), p. 164 (figura 6).

Para *MacGillavry*, 1961 (124), tal tipo de simetría es dudosa, apoyándose sólo en los datos obtenidos en la región meridional de Portugal. Por otra parte, indica la posibilidad de que esta región está separada del resto del geosinclinal meseteño por accidentes tectónicos de primer orden. Esta idea ha sido recogida por *Fabries*, J., 1963 (63), p. 21, para la clasificación de los

conjuntos geotectónicos regionales. En nuestra experiencia del área, tal accidente no existe o no lo hemos encontrado o localizado. La cartografía de la región no está realizada con suficiente detalle al norte de nuestra área de trabajo, por lo que no podemos decir nada a favor o en contra. En la actualidad, los trabajos de *Gutiérrez Elorza*, M., y *Hernández Enrile*, J. L., al Sur de Aracena, podrán esclarecer este extremo. Nuestro punto de vista particular se acerca más a la teoría expuesta por *Alia Medina*, J., 1962 y 1963, de la existencia de un geoanticlinal en Aracena que separese el resto de la cuenca hercínica castellana del surco meridional.

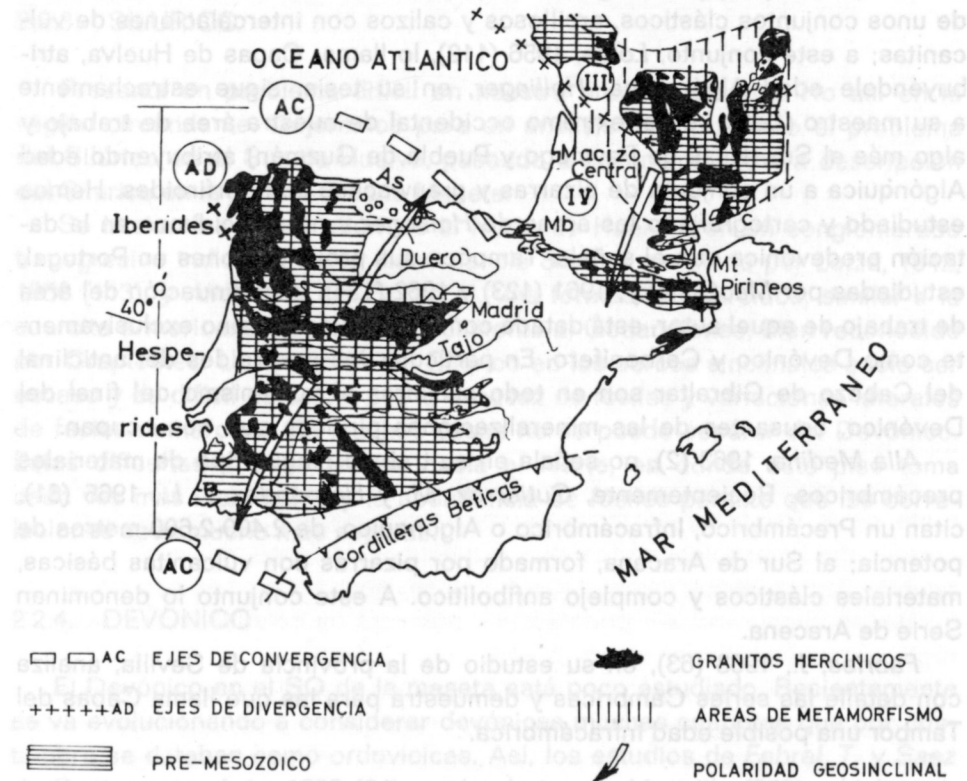


Figura 6

En un trabajo anterior, *Rambaud*, F., 1963 (154), señalábamos la divergencia de opinión entre *Alia Medina*, 1962 (2) y *MacGillavry*, 1962 (124), en el sentido de que el primero postulaba la existencia de un miogeosinclinal al Sur de Aracena y, por el contrario, *MacGillavry* interpretaba tal región como eugeosinclinal. Finalmente, compaginábamos ambas tendencias, admitiendo que ambas hipótesis eran ciertas, por una evolución en el tiempo de uno a otro tipo de geosinclinal.

Analizaremos ahora más profundamente tales posibilidades.

2.2. MATERIALES Y ESTRATIGRAFIA GENERAL

2.2.1. PRECAMBRICO

El problema del Precámbrico en la mitad meridional de la Península Ibérica no está resuelto. La publicación más reciente del Mapa Geológico Nacional 1965 no describe ninguna área como Precámbrica.

Lotze, 1956 (112) y *Hollinger*, 1958 (90), señalan claramente la existencia de unos conjuntos clásticos, arcillosos y calizos con intercalaciones de vulcanitas; a este conjunto, *Lotze*, 1956 (112), lo llama: Capas de Huelva, atribuyéndole edad Algónquica. *Hollinger*, en su tesis, sigue estrechamente a su maestro (*Lotze*) en el extremo occidental de nuestra área de trabajo y algo más al Sur (Hijas de Paymogo y Puebla de Guzmán) atribuyendo edad Algónquica a un conjunto de pizarras y grauwackas con porfiroides. Hemos estudiado y cartografiado las áreas de *Hollinger* y no coincidimos en la datación predevónica que él señala. Tampoco sus prolongaciones en Portugal, estudiadas por *MacGillavry*, 1961 (123) y 1962 (124), y continuación del área de trabajo de aquel autor, está datada como predevónica, sino exclusivamente como Devónico y Carbonífero. En particular los porfiroides del anticlinal del Cabezo de Gibraltar son en todo similares al vulcanismo del final del Devónico, causantes de las mineralizaciones piríticas que nos ocupan.

Alia Medina, 1963 (2), no señala en su trabajo ningún tipo de materiales precámbricos. Recientemente, *Gutiérrez, M. y Hernández, J. L.*, 1965 (81), citan un Precámbrico, Infracámbrico o Algónquico, de 2.400-2.600 metros de potencia; al Sur de Aracena, formado por pizarras con vulcanitas básicas, materiales clásticos y complejo anfibolítico. A este conjunto lo denominan Serie de Aracena.

Fabries, J., 1963 (63), en su estudio de la provincia de Sevilla, analiza con detalle las series Cámbricas y demuestra para las que llama Capas del Tambor una posible edad Infracámbrica.

2.2.2. CAMBRICO

El Cámbrico está perfectamente reconocido y datado por todos los autores que han estudiado el SO. de la Meseta. Se inicia con una serie de conglomerados (conglomerados de Sotillo y Tambor) al N. y E. de la Sierra de Aracena, aunque no sea así en ella misma, ya que la serie Cámbrica solamente está representada por un conjunto detrítico que pasa a un flysch pizarreño, y más arriba a la serie de pizarras y cuarcitas negras; sobre ella aparece el conjunto calizo (250 metros de potencia, según *Alia*, 1963

(2), p. 248), recubierto por otra serie pizarreña areniscosa con intercalaciones de vulcanitas.

Es señalable la diferencia del Cámbrico entre las series al N. y S. de la Sierra de Aracena, *Gutiérrez, M. y Hernández, J. L.*, 1965 (81), p. 291, por el tipo de sedimentos y vulcanismo, lo que confirmaría la hipótesis de *Alia*, 1962 (1), de la existencia del geoanticlinal de Aracena, ya indicado por este mismo autor al observar la disminución de espesores en las series paleozoicas hacia el Sur, *Alia*, 1963 (2).

2.2.3. SILURICO

Presenta un problema difícil en nuestra área de estudio. No así en la región circundante. Dejaremos para un análisis más profundo el problema del Silúrico en el Sur de Huelva, pasando a hacer una somera descripción del Silúrico en la parte SO de la Meseta.

Se inician las series silúricas al Norte de Huelva con un conglomerado transgresivo indicador de la discordancia Sárdica señalada por *Lotze*, 1942, 1956 (113), y *Alia*, 1963 (2). Sobre él, una formación cuarcítica, similar a la cuarcita armoricana, pasando bruscamente al Gotlandiense, bien reconocido por Graptolites. La aparición del Silúrico en los surcos sinclinales suele ser escaso y de difícil datación, por la escasez de fósiles y variaciones laterales de facies numerosas. En muchos casos no se puede separar del Devónico. Estas dificultades desaparecen hacia el Norte, en donde este piso toma cada vez más incremento y la abundancia de fósiles permite que las correlaciones sean mucho más seguras.

2.2.4. DEVONICO

El Devónico en el SO de la meseta está poco estudiado. Recientemente se va evolucionando a considerar devónicas muchas cuarcitas que por costumbre se databan como ordovícicas. Así, los estudios de *Febrel, T. y Saez de Santamarca, J. L.*, 1965 (64), en las hojas de Maguilla (856) y Valsequillo (857), señalan claramente la importancia del Devónico de esta parte de la meseta y que por presentar facies algo distintas a las clásicas devónicas de más al Norte no fueron encuadradas en este piso.

2.2.5. CARBONIFERO

El Carbonífero aparece solamente en pequeñas cuencas, aisladas en general, sobre todo los tramos superiores y productivos, alojados en cube-

tas independientes, como ha puesto de manifiesto *Mingarro, F.*, 1962 (136), en contra de la idea inicial de *Mallada*, 1898 (121), de una gran cuenca carbonífera desmantelada por la erosión.

2.3. ENTORNO GEOTECTONICO

Consideramos cuatro regiones fundamentalmente diferentes en el Herciánico del SO. de la meseta.

a) Suponemos un basamento, aflorante o no, que actúa de antepaís al Sur de Huelva, quizá emergido hasta el Carbonífero. Tal antepaís es el mismo que limita por el Norte la cuenca hercínica de la meseta marroquí, *Aubouin*, 1965 (16), representa un eje de convergencia similar al postulado por el mismo autor al Norte de la zona Asturiana (véase 2.1).

No tenemos evidencia de tal antepaís por afloramiento de rocas antiguas, ya que únicamente el Carbonífero de inferior a medio aparece recubriendo un posible substratum más antiguo.

b) Por la edad de las series paleozoicas, a partir del cinturón pirítico hacia el Norte, suponemos una migración del surco geosinclinal hacia el Sur, al tiempo que las pulsaciones caledónicas y prehercínicas se van sucediendo. Por tanto, el antepaís que postulamos se habrá ido hundiendo a lo largo del Paleozoico, con todos los lógicos movimientos de retroceso en el proceso.

Este desplazamiento del surco antefosa hacia el Sur da lugar a que durante en el Devónico se forme el volcanismo espilítico-queratofídico más potente del Paleozoico ibérico, que estudiamos. Volcanismo espilítico se da también en las series cámbricas y silúricas, pero su importancia es menor y siempre submarino, sin piroclastos y potencia de coladas, presente en la región central onubense y portuguesa.

c) Este cinturón volcánico puede estar relacionado con el levantamiento de un umbral, geoanticlinal de *Alia*, 1963 (2), p. 260, que metamorfiza las series paleozoicas inferiores y en casos hace aflorar el basamento infracámbrico, *Gutiérrez y Hernández*, 1965 (81), p. 295, en algunas escamas, incluidas granitizaciones sintectónicas.

El llamado por *Alia*, 1963 (2), p. 253, frente de Aracena, suponemos, como vamos indicando, que se desplaza hacia el Sur en el Paleozoico, acompañando a la migración del surco geosinclinal.

d) Al Norte de la Sierra de Aracena se presenta un desarrollo completo de todo el Paleozoico inferior y más escasez de afloramientos devónicos y carboníferos. Ya hemos señalado la posibilidad de que muchas áreas datadas como silúricas sean devónicas, y en cuanto al Carbonífero, sólo se

presenta en cuencas aisladas en surcos sinclinales, unas veces cubiertas y otras erosionados.

Más al Norte, las zonas Luso Oriental-Alcudiana y Galaico-Castellana de *Lotze* (ver 2.1), las características de la meseta no tienen relación, o muy lejana, con la zona que nos ocupa.

Al pretender identificar un par mio-eugeosinclinal en el sentido de *Aubouin*, 1965 (16), en esta región, se nos presentan serias dificultades. El volcanismo ofiolítico está presente en todo el ámbito Sud-occidental y aparece desde el Cámbrico inferior al Carbonífero inferior, por tanto, tendríamos un eugeosinclinal típico. *MacGillavry*, 1961 (124), p. 141, discute esta posibilidad y se decide, con dudas, por este tipo de geosinclinal (con dudas, ya que señala la posibilidad de un tipo intermedio de mio-eugeosinclinal). *Alia*, 1962 (1), proponía una clasificación tipo miogeosinclinal. En 1963, *Ram-baud, F.* (154), adoptábamos una solución intermedia, con variación en el tiempo, primero eugeosinclinal que evoluciona a miogeosinclinal al elevarse el umbral de Aracena. Recientemente, *Aubouin*, 1965 (16), p. 263, en nota de pie de página, señala que para identificar el «bicouple» es necesario considerar toda la región y no solamente la zona estudiada por *MacGillavry* y sus alumnos en 1961. Efectivamente, el «bicouple» de *Aubouin* puede reconocerse en la totalidad de la meseta como cadena con simetría bilateral (vergencias opuestas al N. y S. de la región Galaico-Castellana de *Lotze*, 1945 (110)).

Ahora bien, concretando al tercio SO. de la meseta la idea de *MacGillavry*, 1961 (124), es más elaborada e interpreta mejor todas las observaciones, con la salvedad de considerar un geosinclinal híbrido eumio.

En el capítulo de metalogenia veremos la importancia de la correcta interpretación del geosinclinal sobre la formación de arcos insulares y yacimientos de piritas.

2.4. EVOLUCION Y DESARROLLO TECTONICO. CRONOLOGIA

Al estudiar un mapa geológico de la región SO. de la meseta se aprecia, a primera vista, las alineaciones generales al NO.-SE. de los diferentes afloramientos paleozoicos y graníticos. Efectivamente, una serie de anticlinorios y sinclinorios forman la estructura, con algunas cabalgaduras pequeñas y vergencia general de los pliegues hacia el SO., en régimen fuertemente isoclinal en el Norte y pliegues más amplios, con menos cabalgaduras, en el extremo Sur, Carbonífero.

Descendiendo hacia la Sierra de Aracena, los rumbos de las alineaciones se inflexionan hacia E.-O. en la región Rosal-Aracena (frente de Aracena

de *Alia*, 1962 (1), pero conservándose muy cerca del rumbo NW-SE. al N. de Sevilla y volviendo a tal rumbo en Portugal, en la región de Serpa-Beja.

Tal inflexión hacia la dirección de los paralelos se pone claramente de manifiesto en la región que estudiamos, pues el eje del sinclinal de Riotinto sufre también tal inflexión en su mitad occidental.

Del estudio de la bibliografía hemos obtenido la siguiente evolución tectónica de la región.

2.4.1. CAMBRICO

Suponemos un antepaís emergido hasta inmediatamente al Sur de Aracena, sobre el que más al Norte se depositan gradualmente las series cámbricas que se inician con la transgresión en forma de conglomerados (base de la Serie del Tambor de *Fabries*, 1963 (63)). Se sigue con la serie esquisto-sa y calizoarcillosa de la base del Cámbrico. Termina el Cámbrico superior con las series arcillosas ligeramente arenosas.

Según *Fabries*, 1963 (63), p. 36, existe una laguna en el Cámbrico medio y superior. *Alia*, 1963 (2), p. 248, no separa tramos del Cámbrico, pero es señalable la importancia que presentan las vulcanitas básicas. Para *Gutiérrez y Hernández*, 1965 (81), no está claro el tránsito al Silúrico, por lo que adoptaremos la idea propuesta por *Fabries*, 1963 (63), *Simon W.* (102), 1953, y *Schneider, A.*, 1947 (178), de laguna en el Potsdamiense.

2.4.2. SILURICO

Las repercusiones de la fase sárdica sobre la sedimentación en los principios del Silúrico son aceptados prácticamente por todos los autores, *Schneider*, 1947; *Lotze*, 1942, 1945, 1952; *Carrington da Costa*, 1952, 1948 (36), *Simon, W.*, 1953 (102); *Alia*, 1962, 1963 (2); *Gutiérrez y Hernández*, 1965 (81). Señalados por la presencia de conglomerados intraformacionales o las areniscas (cuarcitas armoricanas) de tan importante desarrollo en toda la meseta.

El Llandeilo, Caradoc y Asguilliense están representados por una serie esquistosa, con una pequeña y discontinua serie en calizas de pelmatozoarios, en casos con intercalaciones piroclásticas.

Las series superiores Taranon y Llandovery están formadas, según *Fabries*, 1963 (163), por pizarras con graptolitos similares a las encontradas por *Acha y Rebollo, J. L.*, *Alia*, 1963 (2), p. 293, más al Norte. Todo este conjunto sólo indica pequeños movimientos, por lo que no aparecen repercusiones de las fases eocaledónicas, tal como señala *Carrington da Costa*, 1952 (35), p. 159.

2.4.3. DEVONICO

Los movimientos postcaledónicos influyen de manera indudable en todo el SO. meseteño. En Barrancos, *Carrington da Costa*, 1952 (35), p. 160, señala que había emersión antes del Cobleciense.

Schneider, 1947 (178), clasifica, sin lugar a dudas, como devónicas unas series de grauwackas y pizarras (esquistos del Verdugo) al S. de Cañaveral de León, prolongación de las de Barrancos, en el mismo surco sinclinal. Serie que, análoga a la que estudiaremos en nuestra área de estudio, está formada, según *Gutiérrez y Hernández*, 1965 (81), por un potente espesor de pizarras con intercalaciones cuarcíticas. Relacionar los paquetes riolíticos del S. de Jabugillo, como pretenden estos autores, con el potente vulcanismo ácido que estudiamos, parece un poco arriesgado.

A lo largo del Devónico podemos admitir, por tanto, movimiento de ascenso y descenso de los diferentes bloques, sin un efecto claro de plegamiento, quizá condicionando ya los ejes anticlinales y sinclinales que luego se han de formar.

El Devónico superior se presenta claramente en el Sur con estas características de inestabilidad y con desarrollo al final, del vulcanismo básico inicial y ácido subsiguiente más escaso y de menor importancia en general, aunque en ciertas áreas, como en los alrededores de Riotinto y Paymogo, alcance fuertes espesores con emisiones subáreas potentes. El Fameniense se ha reconocido claramente en Pomarao, Cabezos del Pasto, Calañas y Nerva, por *Pruvost*, 1912 (152); *Quiring*, 1936; *Carrington da Costa*, 1943 y 52; *Texeira*, 1954; *Meseguer*, 1944 y 1945 (132) y (134).

2.4.4. CARBONIFERO

La importancia de este periodo, tanto desde el punto de vista sedimentario como tectónico, es muy grande. El principal rasgo notable es la falta total de rocas volcánicas que las limitamos coincidiendo con la mayoría de los autores, a los tramos superiores del Devónico.

Su litología es sencilla, pizarras y grauwackas de grano más o menos fino, en forma de flysch con variaciones continuas de los lechos detríticos y arcillosos que pueden indicar deposición por corrientes de turbidez.

Por los restos encontrados de *Posidonomya becheri* y goniatítidos, es fácilmente identificable como Viseano Tourneisiense, llegando a Westfaliense en algunas zonas del SO. de Portugal. Estos tramos han sido plegados y apizarrados fuertemente en la zona central, pero hacia el Sur de Huelva los pliegues se hacen más amplios y sólo presentan suaves combaduras de los planos de estratificación a lo largo de la esquistosidad.

En el NE., región N. de Sevilla, fue realizado por *Mingarro, F.*, 1962 (136), un interesante estudio sobre el Carbonífero de la región, con la conclusión que el Westfaliense D y Estefaniense A y B están sin plegar y en discordancia erosivo-angular sobre el Cámbrico, e incluso sobre granitos. El mismo autor señala que las cuencas carboníferas extremeñas están plegadas y suelen ser de edad Namuriense.

En el Sur de Sevilla los estudios de *Simon, W.*, 1953 (182), indican que en la cuenca de Villanueva de las Minas la fase astúrica se produjo en, por lo menos, cinco fases parciales, en el Westfaliense B, o al menos, según *Jongmans y Guthörl*, en el wesafaliense medio, y en cualquier caso ni A, ni D, *Simon W.*, 1953 (182), p. 56.

2.5. ESQUEMA GEOLOGICO

Entrando ya en el estudio de la región que hemos elegido como tema de este trabajo, describiremos someramente el esquema geológico de la zona central de la provincia de Huelva que adjuntamos.

El plano esquemático que presentamos (figura 7) sólo representa una aproximación e interpretación de los afloramientos de rocas volcánicas como nivel separador del Carbonífero y Devónico. Este plano se ha realizado con nuestras propias observaciones en toda esta región onubense, principalmente en cortes geológicos muy generales a lo largo de las vías de comunicación. El plano de *Gonzalo y Tarin, J.* (77), 1886, ha sido de la máxima utilidad.

El tercio occidental lo tenemos cartografiado en detalle, en los levantamientos a escala 1:10.000 realizados por los geólogos de la Royal School of Mines de Londres, *C. J. Dixon, J. Apps* y *G. Kingston*, con los que colaboramos en la cartografía de los trabajos de prospección, que realizamos por cuenta de la Compañía Española de Minas de Riotinto y llevados a cabo en 1961. Coinciden, con pequeñas variaciones, en los contactos litológicos y notables en la interpretación con el plano realizado por *R. Hollinger* en 1958 (105) en las Hojas de Puebla de Guzmán, Paimogo y Villanueva de las Cruces. En la región central contamos con los datos publicados recientemente por *Febrel, T.*, 1965 (65). Hemos podido ver los planos que de las Hojas de Calañas y Valverde del Camino que están realizando *Febrel, T.*, y *Armengot, J.*, pero por ser datos todavía no publicados no hemos podido hacer uso de ellos.

El ángulo Norte oriental del esquema corresponde a la región en estudio propiamente dicha.

El resto de la totalidad del mismo ha sido delineado siguiendo en foto-

ESQUEMA GEOLOGICO DE LA ZONA CENTRAL DE LA PROVINCIA DE HUELVA

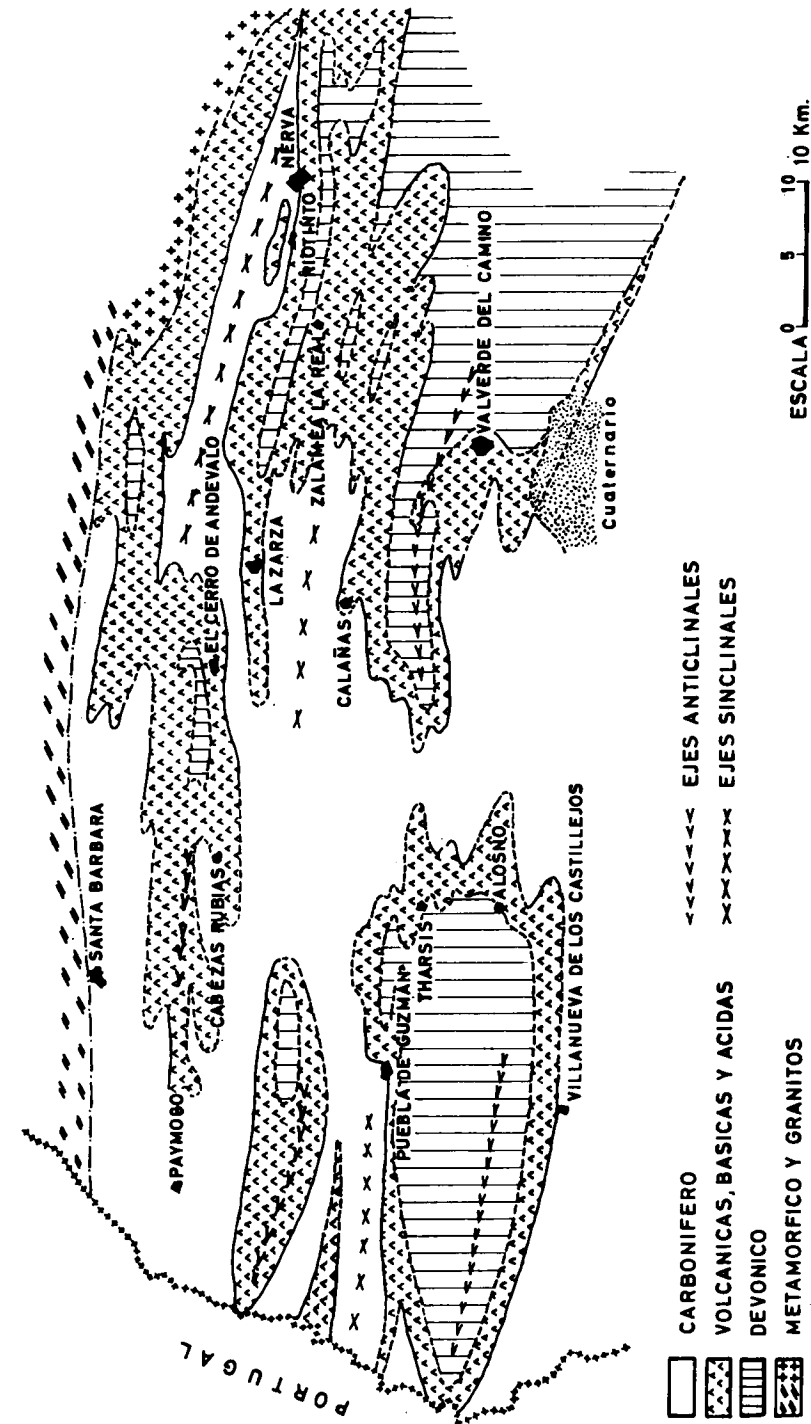


Figura 7

grafía aérea los contactos principales localizados en las transversales realizadas a lo largo de las carreteras.

Como puede suponerse, tal esquema pretende ser un intento de síntesis geológica de esta importante región minera, de la que sólo se tiene el plano levantado por *Gonzalo y Tarin, J.*, 1886 (77), magnífico exponente de la ingente labor realizada por aquel ingeniero, pero que necesitaba ser actualizada para tratar de comprender el conjunto de la región minera onubense, máxime si se tiene en cuenta el enorme progreso realizado en la interpretación de las rocas eruptivas, de ser considerados como pórfidos y diabasas intrusivos, a la actual interpretación de un nivel volcánico geosinclinal típico con todas las características de las series espilita-queratófico, en el sentido propuesto por *Turner, F.*, y *Verhoogen, J.*, 1963 (204) (Ed. española), capítulo 10.

En 2.3 hemos estudiado el enmarcamiento geotectónico del área. Hemos supuesto un surco antifosa, miogeosinclinal o eugeosinclinal, limitado al Norte por el levantamiento de un umbral geotectónico y al Sur por un antepaís o macizo origen de los materiales que en la primera fase rellenan la cubeta. *Van den Boogaard*, 1967 (30), pp. 264 y 53, demuestra en su tesis que la dirección de aporte en su área es NE., en las cuarcitas de la serie del Toril (devónicas), cambiándose a O. en las series clásticas superiores.

Hemos representado en dicho esquema únicamente cuatro conjuntos litológicos diferentes, Carbonífero, complejo volcánico, Devónico y totalmente esquematizado las regiones metamórficas y graníticas. Asimismo, hemos delineado los ejes anticlinales y sinclinales más principales.

Como resultado de una primera observación del plano adjunto, se puede deducir una variación muy notable en el espesor de las series volcánicas. El Devónico aparece en la parte central de los anticlinales, los cuales, en general, no están constituidos por un pliegue único, sino que están complicados por varias ondulaciones del nivel volcánico guía y en muchos casos con fracturas inversas, cabalgamientos y pliegues volcados.

Puede observarse también una inflexión de los ejes anticlinales sinclinales en la parte central, entre Valverde del Camino y El Alonso. Esta inflexión puede seguirse en regiones más septentrionales en el Paleozoico inferior. Los rumbos generales de pizarrosidad y ejes de pliegues en el tercio oriental se aproxima a N. 75° O., pasa a casi E-O. en el tercio central y vuelve al rumbo anterior en el occidental, norteándose aún más en las mismas corridas que se prolongan por Portugal hacia el NO.

Como regla general, puede decirse que los pliegues en la mitad N. son mucho más acusados que en la mitad S., en donde, aunque la pizarrosidad sigue presente, las formas de los planos de estratificación suelen ser suaves y en amplias combaduras.

No hemos representado en este esquema fracturas debido a que éstas

suelen ser de no muy gran desarrollo. Al menos no hemos cartografiado en el campo ninguna falla que sobrepase los 10 o 12 kilómetros en longitud. Este es el caso de la falla Eduardo, que divide los dos principales yacimientos piríticos de Ríotinto. A la escala de este esquema tales tipos de fracturas son de imposible representación.

2.6. FOTOGEOLOGIA

Como auxiliar muy importante para la delimitación de contactos e incluso como instrumento definidor de diferentes litologías, aparte del uso que hemos hecho de los fotogramas como plano de base, en la totalidad del área estudiada, hemos utilizado la fotografía aérea del vuelo americano del año 1956 a escala aproximada 1:33.000. No se ha realizado un «strip» como es usual en fotogeología, sino que los contactos y fracturas observables han sido dibujados directamente sobre una colección no estereoscópica de las tres pasadas que cubren la zona, aunque para el estudio correcto de las características del terreno hemos empleado una colección estereoscópica.

En total han sido estudiados 62 fotogramas sobre los que hemos representado:

a) Fracturas o alineaciones fotogeológicas, de las que en muchos casos no corresponden a verdaderas fracturas, o al menos no han podido ser reconocidas en el campo.

b) El tipo de erosión en las rocas arcillosas presenta un contraste bastante claro respecto de las rocas volcánicas ácidas y menos conspicuo respecto de las rocas básicas. En conjunto, las rocas sedimentarias se diferencian con bastante claridad, aunque en ciertos casos, respecto de rocas piroclásticas, el contraste no es definidor. En particular los afloramientos de pizarras carboníferas pueden seguirse con cierta facilidad en grandes conjuntos de la misma litología, debido a la densa red de avenamiento.

c) Las rocas volcánicas ácidas, cuando se presentan con potencias medias y grandes, se pueden seguir también con cierta facilidad por presentar mucha mayor resistencia a la erosión, que impide una red de avenamiento tan densa como en las pizarras. Del contraste morfológico del modelado de ambas litologías se sigue que hayamos podido diferenciar ambos conjuntos en sus rasgos generales.

d) Las rocas básicas, por ser de suelos más profundos y mucho mejores tierras de cultivo, presentan también características apreciables para su definición con el esteroscopo. Relativamente menos claras que las pizarras, el principal rasgo definidor de los afloramientos básicos es la presencia casi constante de cultivos de olivo y en muchos casos de encinares y al-

cornocales. Respecto de los olivares, podemos asegurar que siempre que hemos supuesto un afloramiento diabásico o espilitico por aparecer el reticulado del olivar, siempre ha coincidido con la realidad. La inversa no es cierta, pues hay numerosos afloramientos de rocas básicas desprovistos de cultivos. En cualquier caso las tonalidades de grises en estos tipos rocosos son notablemente más oscuros que en las rocas ácidas.

e) Los afloramientos de jaspes manganesíferos son claramente visibles, bien sea por su resistencia a la erosión, o bien sea por presentar más o menos grandes excavaciones de los buscadores de manganeso, que tanta actividad han tenido en la provincia.

La separación entre rocas volcánicas y pizarras y cuarcitas se hace muy difícil y casi imposible. Asimismo, en las zonas de tránsito de piroclásticas a pizarras es totalmente indiferenciable.

Respecto de planos de estratificación, en el estudio fotogeológico no se obtienen datos utilizables y únicamente en escasos lugares las pequeñas alineaciones observables corresponden a pizarrosidad. En muy pocos casos se han podido observar estructuras menores.

La mayor utilidad de la fotografía aérea en este estudio ha sido para definir los contactos pizarras-piroclásticas respecto de los potentes bancos riolíticos del sinclinal principal. En muchos casos tales contactos son mecánicos, apreciándose claramente la discontinuidad y no siendo necesario un especialista para poder definir tales discontinuidades y contactos.

3. PETROLOGIA

Al encontrar que el mundo no se acomodaba a la teoría, decidió sabiamente acomodar la teoría al mundo.

Washington Irving.

3.1. INTRODUCCION

Durante cuatro años de trabajo en el área hemos formado una colección de muestras de las que hemos realizado 320 secciones delgadas, que han sido estudiadas al microscopio con mayor o menor detalle. De ellas, 60 han sido teñidas con cobaltinitrito sódico, para el fácil reconocimiento del feldespato potásico.

Una colección de 38 muestras típicas fueron enviadas al laboratorio de Petrografía del Instituto Lucas Mallada, de Madrid, en donde fueron estudiadas por los señores *Agostini* y *Sánchez Cela* bajo la dirección del catedrático doctor *Fuster*. En diez casos fueron realizados contajes en la platina integradora para la determinación cuantitativa de los diferentes minerales y en doce preparaciones fueron realizadas determinaciones del contenido en anortita de las plagioclasas por la técnica de la platina universal de Federov.

En los Laboratorios Generales de la Compañía Española de Minas de Riotinto han sido analizadas 86 muestras de rocas, de las cuales, en ciertos casos, se ha realizado también preparación microscópica, contaje y determinación de plagioclasas. Para el análisis de dichas rocas se ha seguido el método publicado en 1964 por el B. R. G. M. francés y firmado por *H. Gril-lot*. Como comprobación de los resultados obtenidos, ha sido analizada una muestra homogeneizada de granito facilitada por el doctor *Fuster* y proveniente del B. R. G. M. Los resultados han sido los siguientes:

	Muestra standard	Resultados Lab. R. T.
SiO ₂	65,60	65,25
Al ₂ O ₃	15,00	16,18
Fe total	4,00	4,76
CaO	2,50	2,41
MgO	2,40	2,67

El resto, hasta cien, no pudo ser calculado por falta de muestra suficiente.

La clasificación de los tipos rocosos se ha basado en el caso de rocas volcánicas, y de poseer análisis químico completo en el método propuesto por Rittman, A., 1954 (159) y 1963 (160). Generalmente comparamos nuestros resultados con análisis típicos de las series en estudio.

Para el resto de las rocas hemos seguido la clasificación de Williams, H.; Turner, F.; Gilbert, Ch., 1954 (216); Heinrich, 1960 (85); Johansen, 1957 (94); Ronner, 1963 (164), y Novo Chicharro, 1957 (141), como consulta.

3.2. ROCAS INTRUSIVAS

3.2.1. GRANITOS

Al Norte del área en estudio, y en una larga banda de varias decenas de kilómetros de larga por unos 4 ó 5 metros de ancha, se presenta un granito algo neísico, encajado entre pizarras por el Sur y por las series metamórficas de Aracena por el Norte. Gutiérrez, M., y Hernández, J. L., 1965 (81), página 294, pretenden que es postectónico, así como las dioritas de Campofrío, de las que más adelante hablaremos.

Aunque este granito se encuentra ya completamente fuera del área en estudio, daremos una somera descripción del mismo.

Puede clasificarse como adamellítico, con cierta textura aplítica, panalotrimorfa y tendencia porfídica. Los minerales esenciales son cuarzo, ortosa, plagioclasa del tipo de la oligoclasa, biotita y hornblenda. Como accesorios, epidota, circón, apatito piritita y magnetita. Como productos de alteración señalaremos la epidota y abundante clorita.

El cuarzo es abundante, alotriomorfo y con entrecrécimientos mirmequíticos con el feldespato. La ortosa forma pertitas y se presenta en cristales subideomorfos. Así se presenta también la plagioclasa, en casos alterada a epidota.

Un análisis de este granito es el siguiente:

Muestra número 20	
SiO ₂	70,84
Al ₂ O ₃	14,26
Fe ₂ O ₃	1,12
FeO	1,44
MnO	0,07
MgO	0,39
CaO	1,12
Na ₂ O	3,87
K ₂ O	4,90
TiO ₂	0,17
P ₂ O ₅	0,05
P. F.	0,30
Total	98,53

Número 20. Granito. Campofrío. Carretera R. T. Aracena, kilómetro 29.

3.2.2. DIORITAS

La intrusión de rocas granudas del Norte del área no ha sido estudiada con detalle debido a constituir una zona marginal al tema principal de este trabajo. Por ello sólo hemos realizado algunas secciones delgadas de estas rocas y únicamente dos análisis más o menos representativos.

Esta intrusión se presenta en forma de una banda alargada por más de 20 kilómetros y una anchura media de 2-3 kilómetros. Los contactos con las pizarras en que suele encajar son agruptos, sin metamorfismo de contacto y en ciertas zonas, sobre todo al Sur, de tipo mecánico con cabalgamiento de las intrusivas sobre las pizarras y vulcanitas devónicas.

Existen varios tipos y numerosas variantes, desde ácidas tipo granodiorita hasta claramente básicas tipo gabrodiorita.

Las más típicas y extendidas son las dioritas de los alrededores de Campofrío, con variaciones en el tamaño de grano, desde fino a pegmatoides.

Petrográficamente podemos describir uno de nuestros ejemplares como sigue: Rocas de grano medio, 2-4 mm., color gris verdoso, en las que se aprecia, con ayuda de la lente, plagioclasas, anfíboles, piroxenos y biotita. Al microscopio la plagioclasa es de tipo intermedio. Hornblenda con halos pleocroicos y cantidades accesorias de augita, biotita, ortosa y apatito. Textura ipidiomórfica con cierta tendencia porfídica. Como minerales de alteración es abundante la epidota, sericita proveniente de las plagioclasas y clorita. Como opacos se reconocen piritita, magnetita e ilmenita.

Dos análisis de muestras de rocas cercanas a Campofrío han dado:

	Núm. 42	Núm. 47
SiO ₂	47,03	47,59
Al ₂ O ₃	21,77	21,57
Fe ₂ O ₃	1,99	1,89
FeO	6,46	6,75
MnO	0,11	0,10
MgO	7,39	7,51
CaO	8,15	8,81
Na ₂ O	3,33	3,42
K ₂ O	0,82	1,02
TiO ₂	0,70	0,76
P ₂ O ₅	0,13	0,30
P. F.	1,15	1,05
Total	100,03	100,82

Núm. 42. Gabro. Campofrío. Carretera R. T. Aracena, kilómetro 22.

Núm. 47. Gabro. Campofrío. Carretera R. T. Aracena, kilómetro 22.

Ambas han sido tomadas de afloramientos cercanos y son muy similares, con la diferencia del tamaño de grano, muy fino en la número 42, menor de un milímetro, y de tamaño medio en la número 47.

El principal rasgo observable es el bajo contenido de sílice y alto de alúmina. Al tratar de calcular la norma, ha sido muy difícil encontrar una asociación mineralógica que satisficiera el defecto de sílice. La plagioclasa, según la norma, es de tipo labradorita-andesina (48% An.), por lo que la diorita es de un tipo de transición a gabro. El mismo tránsito se aprecia en los fenocristales por cierta abundancia de augita. De aquí que clasifiquemos esta roca como una diorita máfica o meladiorita.

3.3. ROCAS SEDIMENTARIAS

En el campo y laboratorio hemos podido identificar las siguientes rocas sedimentarias y por orden de abundancia:

Pizarras/arcillitas } Ritmitas.
 Grauwackas }
 Areniscas.
 Cuarcitas.
 Calizas impuras.
 Sílex.
 Jaspes.

3.3.1. PIZARRAS-ARCILLITAS

La gran mayoría de las rocas sedimentarias del área están formadas por rocas pelíticas con muy marcada foliación, producto de un predominante metamorfismo dinámico.

En muestra de mano son rocas que cuando frescas tienen un color gris oscuro debido al alto contenido de materia orgánica, llegando en ciertos casos a pizarras negras carbonosas, con abundancia de cubos de piritita más o menos limonitizada. En el terreno dan afloramientos algo más escasos que el resto de las rocas de la región, aunque por la escasez de vegetación son numerosos. Dan topografía en forma de colinas redondeadas y muy numerosas, por lo que en fotografía aérea dan un relieve muy particular.

La pizarrosidad es muy manifiesta, pudiéndose decir que en general presentan de dos a cuatro planos por milímetro. Cuando alterada adquieren tintes más claros pasando a grises, con cierto viraje a verde, según el contenido de clorita. Su densidad, determinada a partir de 50 muestras tomadas para el cálculo de las correcciones de terreno de la prospección gravimétrica llevada a cabo en 1962, fue de 2,73.

Pizarras negras

Al microscopio se puede observar su textura finamente foliada y constituidas, en cuanto minerales primarios, por cuarzo de tamaño muy fino (menor de 0,01 mm.) y arcillas, sin poder determinar de qué tipo. Respecto de secundarios, son abundantes los minerales micáceos claros del tipo de la sericita y cloritas (microfoto 1). Existe abundancia de materia orgánica oscura, en casos parecida a restos vegetales estratificados. Son abundantes los opacos, como piritita y algo de limonita.

Es muy frecuente la presencia de filoncillos de cuarzo y calcita, que en casos llegan a alcanzar hasta un metro de potencia, siendo lo más frecuente de algunos milímetros. En muchas muestras puede diferenciarse claramente los planos de estratificación de los planos secundarios de esquistosidad, que a su vez, en ciertos casos, presenta una ondulación posterior debida a una segunda deformación posterior a la recristalización de las micas. Respecto de estas estructuras, hablaremos más detalladamente en el capítulo de tectónica.

Dos análisis de las pizarras del área son los siguientes:

	Núm. 6	Núm. 8	W	Pr
SiO ₂	52,88	58,16	58,24	60,64
Al ₂ O ₃	20,16	21,49	20,45	17,32
Fe ₂ O ₃	5,18	1,57	—	2,25
FeO	3,96	4,84	5,38	3,66
MnO	0,09	0,31	0,06	—
MgO	1,85	1,59	1,84	2,60
CaO	3,64	1,21	0,55	1,54
Na ₂ O	0,83	1,71	1,74	1,19
K ₂ O	4,03	3,85	3,09	3,69
TiO ₂	0,53	0,72	0,90	0,73
P ₂ O ₅	0,24	0,72	—	—
P. F.	6,90	4,40	6,13	5,98
Total	100,29	99,97	98,32	

Núm. 6. Pizarra negra, Riotinto, planes sondeo RT-10, 187 metros.

Núm. 8. Pizarra negra, Riotinto, planes sondeo RT-21, 120 metros.

W. Pizarra, *D. Williams*, 1934 (211), p. 599.

P. Promedio de 36 pizarras, *Pettijohn, F. J.* (149), p. 347.

El rasgo químico más notable es el defecto de sílice y exceso de alúmina, observación que en general tendremos que hacer en la mayoría de las rocas analizadas en este trabajo. Debe notarse que los resultados obtenidos para el granito standard difieren poco del resultado tipificado. La segunda observación, que más adelante desarrollaremos, se refiere al hierro. El resto de los resultados es muy similar al promedio dado por *Pettijohn* y que incluimos como comparación.

Pizarras de hematites

Incluir estas rocas dentro del grupo de rocas sedimentarias o volcánicas es cuestión discutible. En el campo se presentan como rocas con fuerte pizarrosidad y coloraciones rojo-vinosas características. Generalmente, pero no siempre, jalonan el contacto superior entre lavas ácidas y pizarras carboníferas. Esta observación es perfectamente clara y válida para la casi

totalidad del sinclinal que estudiamos, pero no puede hacerse extensiva a otras áreas ni debe considerarse capa guía, ya que estas pizarras rojas pueden aparecer incluidas dentro de niveles volcánicos con lavas a techo y muro. Sí puede hacerse la generalización de que los yacimientos de manganeso suelen ocurrir en los niveles de pizarras de hematites.

Los yacimientos de piritas del techo del nivel ácido (siempre) tienen en sus cercanías este tipo de pizarras, pero tampoco puede considerarse regla. En Riotinto, Masas San Dionisio, Filón Sur, Planes y Valle son yacimientos todos relacionados con pizarras de hematites. Peña de Hierro, Chapparita, Poderosa, San Miguel, La Zarza y Aguas Teñidas también se presentan en, o inmediatamente sobre, los criaderos. En las masas incluidas dentro del paquete volcánico esta relación es menos definida.

Su clasificación como sedimentos químicos *Apps, J.*, 1961 (15), p. 113, o como polvos volcánicos, *Rambaud, F.*, 1963 (154), p. 79, es dudosa. Por su fuerte apizarramiento han sido consideradas siempre por los autores anteriores como simples pizarras y, por tanto, como rocas sedimentarias con más o menos metamorfismo superimpuesto. En casos se intercalan con niveles claramente volcánicos, principalmente piroclásticos, presentando en ciertos casos estructuras de deslizamiento por gravedad (slumping) entremezclados con polvos gris verdosos y tobas.

Su origen volcánico es dudoso también en cuanto que al analizar el contenido de hierro no es mayor que en los otros tipos de pizarras. En un principio (trabajos anteriores, *Rambaud, F.*, 1963), pensamos que el contenido de Fe₂O₃ sería mucho mayor que en el resto, cosa que como veremos no es exacta.

Al microscopio son rocas difíciles por su sencillez, cuya descripción es la siguiente: textura fuertemente pizarreña, a veces porfídica; grano muy fino de cuarzo clástico, clorita y algunos carbonatos, todo cementado por una matriz opaca de hematites, muy probablemente singenética.

La posibilidad de que esta hematites sea de origen deutérico, *Apps, J.*, 1962 (15), p. 13, es poco atractiva, debido a que los efectos de hematización se habrían producido en otros lugares estratigráficos además del nivel a que arriba hemos hecho referencia. Únicamente algunas tobas con fuerte hematización y riolitas asociadas a jaspes presentan coloraciones similares, pero remarcando de nuevo su no alto contenido de Fe₂O₃. Esta observación también es extensible a las riolitas rojo vinosas, como más adelante veremos.

Tres análisis son los siguientes:

	Núm. 3	Núm. 30	Núm. 53
SiO ₂	57,20	62,73	69,92
Al ₂ O ₃	18,42	19,41	14,80
Fe ₂ O ₃	6,49	4,70	7,08
FeO	1,17	0,34	0,30
MnO	0,78	0,14	0,35
MgO	1,93	1,50	1,44
CaO	2,73	0,22	0,10
Na ₂ O	1,25	0,49	1,74
K ₂ O	4,54	4,96	2,50
TiO ₂	0,30	0,71	0,48
P ₂ O ₅	0,12	0,06	0,08
P. F.	4,80	3,65	2,85
Total	99,73	98,91	99,96

- Núm. 3. Pizarra de hematites RT-12 Planes, 111 metros.
 Núm. 30. Pizarra de hematites Castillo, Carretera Sevilla.
 Núm. 53. Pizarra de hematites Riotinto, Venta Chaparrita.

La muestra número 3 es una pizarra de hematites mezclada con piroclásticas, de donde su contenido más alto de Na₂O CaO y P₂O₅. El contenido en SiO₂ es menor y el predominio de Fe₂O₃ sobre FeO es todavía bien patente.

Las muestras números 30 y 53 son típicas en el área y están tomadas en dos lugares distantes más de 10 kilómetros, aunque estratigráficamente pertenecen al mismo horizonte. Quizá el rasgo químico más notable sea el bajo contenido de MnO en rocas generalmente asociadas con yacimientos de manganeso. En ambos casos la distancia a tales criaderos es grande, pero esperábamos un nivel más alto de este metal. Se aprecia claramente el predominio de Fe₂O₃ sobre FeO del orden de 14 veces, P₂O₅ bajo y TiO₂ variable.

Pizarras verdes

De nuevo se nos presenta aquí el problema de la clasificación de estas rocas apizarradas, bien sea dentro de las rocas volcánicas o de las sedimentarias. Generalmente se encuentran asociadas a las pizarras de hematites, jalonando claramente el contacto con las pizarras carboníferas. En algún caso hemos encontrado en ellas fragmentos volcánicos indudables,

como lapillis y bombas. En nuestro trabajo de 1963, p. 80, describimos un perfecto lapilli fusiforme de unos dos centímetros de longitud y capas concéntricas, encontrado en las pizarras verdes de las cercanías de la mina Chaparrita. Su indudable origen indica que estos polvos gris-verdosos apizarrados, cuya diferenciación de las pizarras es muy difícil, y solamente con cierta práctica puede hacerse, aun con reservas; son volcánicas en cuanto a sus elementos.

En casos puede suponerse que son materiales finos que fácilmente pueden mantenerse en suspensión en las aguas, precipitándose en forma similar a los fangos arcillosos que dan lugar a pizarras típicas.

En muestra de mano son rocas apizarradas color gris-verdoso claro, algo más duras que las pizarras, entremezcladas en muchos casos con las de hematites, y cuya característica esencial de diferenciación en su forma de fractura con el martillo, debido a una menor foliación (1-2 planos de esquistosidad por milímetro). Esta característica se pierde muchas veces en aquellos lugares en que los esfuerzos tectónicos han foliado más la roca.

Al microscopio son rocas de grano muy fino, de cuarzo en una matriz de cuarzo limático, arcillas y algún carbonato (microfoto 2). En algunos casos aparecen vestigios carbonosos. Pueden quedar algunos residuos alterados de fragmentos feldespáticos.

Químicamente la sílice es más alta que en el resto de las pizarras y la alúmina es notablemente más baja, aunque dentro de un orden de valores normal para pizarras.

Dos análisis, uno de testigo de sondeo y otro de un afloramiento cercano a la muestra número 53 de hematites, son los siguientes:

	Núm. 4	Núm. 40
SiO ₂	65,72	68,53
Al ₂ O ₃	14,32	17,15
Fe ₂ O ₃	6,01	2,72
FeO	4,26	2,20
MnO	0,44	0,31
MgO	2,22	1,97
CaO	0,81	0,30
Na ₂ O	1,16	0,99
K ₂ O	2,38	2,56
TiO ₂	0,27	0,45
P ₂ O ₅	0,11	0,05
P. F.	2,65	3,15
Total	100,35	100,23

- Núm. 4. Riotinto. Planes sondeo, RT-15, 250 metros.
 Núm. 40. Campofrío, Venta Chaparrita.

Su carácter fundamental es el menor contenido de ión férrico que se aproxima a la proporción 1/1 respecto del ferroso. En estas rocas o su correspondiente alterada ha sido señalado por *Williams, D* (comunicación personal) un contenido alto de bario. Asimismo, *Van de Boogaard, 1967* (30), página 38, en análisis de espectroscopía de fluorescencia de rayos X, señala este mismo rasgo.

El diagrama siguiente relaciona la proporción de Fe_2O_3/FeO en las distintas pizarras y ha sido tomado de *Pettijohn, F. J., 1949* (149), p. 351, y proveniente de *Tomlison, 1916* (figura 8).

DIAGRAMA DE TOMLISON (1916)

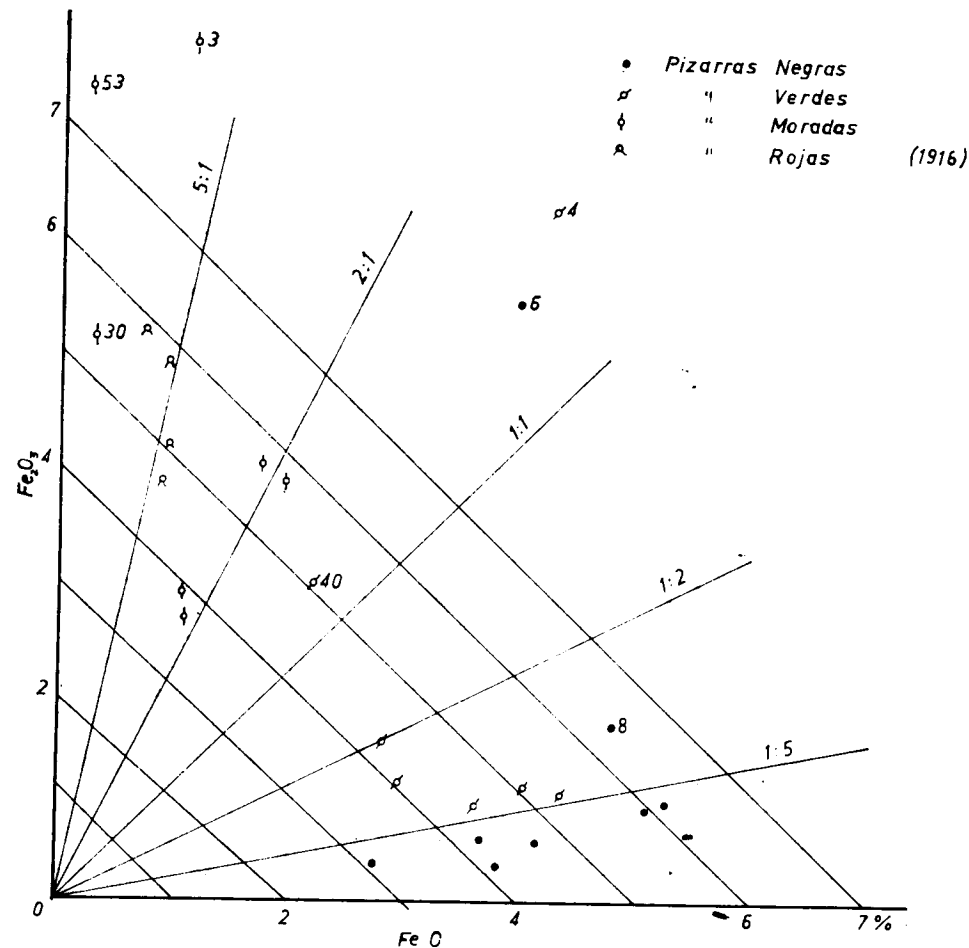


Figura 8

En este diagrama puede observarse que las pizarras de hematites no contienen más hierro total que las pizarras negras o las gris verdosas, dependiendo las coloraciones únicamente del estado de oxidación del hierro. La muestra número 6, posiblemente debido a contener pirita en vetillas junto con cuarzo tensional, se sale del campo promedio para pizarras negras. Las muestras números 4 y 40 no coinciden exactamente con el campo de las pizarras verdes, debido a no ser verdaderas pizarras sino polvos volcánicos apizarrados.

Las muestras que mejor encajan dentro del diagrama de *Tomlison* son las pizarras rojas y la número 8 negra.

Pizarras no carboníferas

Todas las rocas apizarradas que hemos descrito hasta ahora corresponden a sedimentos más o menos híbridos de volcánicas, pero de edad carbonífera. Bajo el nivel volcánico aparece otra serie de pizarras y grauwackas más antiguas y, como veremos más adelante, atribuibles al Devónico.

Son rocas apizarradas cuarzo-sericíticas, con metamorfismo algo más alto, pero sin sobrepasar el grado de epizona. Según *Gonzalo y Tarin, J., 1886* (77), pp. 392 y sigts., estas pizarras corresponden al Silúrico, distinguiéndolas de las clásicas carboníferas por un tinte rojizo más acusado. Discutiremos en el capítulo de estratigrafía esta clasificación, pero en rigor la mejor manera de diferenciar ambos conjuntos es por la asociación en cuarcitas y calizas presentes en el complejo antiguo.

En muestra de mano y sección delgada es prácticamente imposible diferenciarlas, únicamente si presentan cierto desarrollo de lechos areniscos o, mejor aún, grauwáckicos, puede suponerse sean rocas carboníferas. Debemos señalar la presencia de grauwackas precarboníferas y, por tanto, la escasa validez del criterio anterior, aunque quede la duda de una incorrecta clasificación como grauwackas de lo que solamente fueran areniscas.

3.3.2 GRAUWACKAS

Una parte muy importante de las rocas sedimentarias del carbonífero de la región son grauwackas. Se presentan en estrecha asociación con las pizarras, formando un flysch en el que se intercalan niveles clásticos y arcillosos. Las variaciones de los lechos de una y otra roca son continuas, oscilando desde capas de algunos decímetros hasta lechos de menos de un centímetro (microfoto 3).

Las variaciones laterales son muy acusadas, como corresponde a este

tipo de formaciones, no existiendo niveles-guía dentro del conjunto, por lo que la estratigrafía fina se hace imposible.

Son rocas de color pardo grisáceo, fractura subconcoide, meteorización en formas redondeadas, de grano generalmente fino y en las que se aprecian a veces fragmentos de pizarra y rocas volcánicas. En algunos casos presentan granoselección grosera, pero con mezcla de elementos finos en todo el lecho. Esta observación puede servir como criterio para determinar techo y muro. También presentan estructuras de laminación poco corrientes, rizaduras y formas de flujo.

Al microscopio pueden observarse las características siguientes:

Textura microbréichica de clastos de cuarzo (plagioclasa y ortosa alterados, angulares. Fragmentos de rocas principalmente pizarras, y en algunos pocos casos riolíticos. Circón, esfena y andalucita. Opacos, principalmente piritita. Son abundantes los carbonatos, clorita y sericita, que a veces se orientan según una pizarrosidad incipiente. La matriz, muy fina por lo general, está constituida también por cuarzo, arcillas y micas secundarias, los feldespatos están caolinizados (microfoto 4).

Alternan capas de material arcilloso muy fino con otras de grano mayor. En este caso se presenta crucero de fractura en las capas más incompetentes (microfoto 3).

Químicamente las grauwackas del área encajan bastante bien dentro de las típicas. Tres análisis son los siguientes:

	Núm. 14	Núm. 19	Núm. 45	T
SiO ₂	65,40	70,56	70,42	68,10
Al ₂ O ₃	14,72	16,21	17,82	15,40
Fe ₂ O ₃	1,55	1,60	3,21	1,40
FeO	3,80	1,23	1,33	3,40
MnO	0,15	0,09	0,09	0,20
MgO	3,69	0,88	0,92	1,80
CaO	0,81	0,20	0,30	2,30
Na ₂ O	7,69	2,07	2,55	2,60
K ₂ O	0,14	2,38	1,39	2,20
TiO ₂	0,38	0,58	0,40	0,70
P ₂ O ₅	0,17	0,11	0,10	0,20
P. F.	2,15	2,40	1,95	2,10
Total	100,65	98,31	100,39	100,40

Núm. 14. Grauwackas. Nerva, camino del Alamo, kilómetro 7,250.

Núm. 19. Grauwackas. Nerva, carretera del Medroño, kilómetro 29.

Núm. 45. Grauwackas. Riotinto, carretera de Aracena, kilómetro 11 (falla inv.).

T. Promedio de 30 grauwackas, según Tyrrell, tomado de Pettijohn, F. J., 1949 (149), p. 314.

El alto contenido en sosa de la muestra número 14 proviene de ser una grauwacka altamente feldespática relacionada con lavas espilísticas, por lo que la mayor parte del feldespato es albita. No es este el caso de la muestra número 19, debido a ser una grauwacka mucho más silícea que feldespática en una proporción de 4/1.

Se diferencian estas rocas de sus próximas las arcosas por el contenido relativamente alto de magnesia y forma reducida del hierro. El predominio del sodio sobre el potasio es sintomático.

La importancia paleogeográfica de las grauwackas será comentada en el capítulo de estratigrafía, como asociación típica geosinclinal formadas en ambiente marino relativamente poco profundo, por corrientes de turbidez en áreas tectónicamente inestables.

La muestra número 14 corresponde a una adinola más que a una grauwacka, según se deduce de su análisis químico y situación entre lavas espilísticas.

3.3.3. ARENISCAS Y CUARCITAS

En ciertas zonas del área, y principalmente al Sudeste, se presentan rocas detríticas cuya composición se aproxima más a areniscas que a grauwackas, aunque los tránsitos de uno a otro tipo de roca sean en la región bastante insensibles y la clasificación a simple vista, o con ayuda de la lente, sea difícil debido a que, en general, suelen tener un tamaño de grano fino.

Como norma puede admitirse que las verdaderas grauwackas se presentan con más profusión en los niveles superiores del Carbonífero, algo menos dentro de algunos tramos de volcánicas. Las areniscas, por el contrario, se suelen dar en los niveles inferiores, intarcaladas con las pizarras devónicas. Nunca son areniscas típicas, por su alto contenido en materia arcillosa y rara vez forman episodios importantes. Fuera del área estudiada, y también hacia el Sudeste, las areniscas llegan a constituir una parte importante de las rocas de aquel área (Cart. Berrocal a Paterna).

Las cuarcitas se suelen presentar de forma discontinua, poco potentes, en lentejones aislados, fracturadas y recementadas por cuarzo secundario. Son un nivel-guía del Devónico, aunque en ciertos casos pueda sospecharse la presencia de vulcanitas que separen ambos periodos (Armengot, J., 1966, comunicación personal).

Los mejores afloramientos de cuarcitas dentro del área estudiada se presentan al Norte de Zalamea la Real, lugares en los que han sido explotadas para fundente de la fundición de Riotinto. Se presentan en forma de lentejones no muy potentes, que oscilan desde algunos centímetros hasta dos

metros. Suelen ser discontinuas en dirección y su apariencia, en muchos casos, es más de bloques erráticos que de niveles definidos.

En muestra de mano son rocas duras, fractura subconcoide, coloraciones grises, pardas y verdosas, a veces blanquecinas, y generalmente con vetillas de cuarzo posterior. Su tamaño de grano oscila entre 0,2 y 0,6 milímetros, presentando en algunos lugares textura brechoidea.

Al microscopio se aprecia su constitución de cuarzo clástico, poco rodado y con baja selección. Abundancia, dentro de la escasez para una cuarcita, de material arcilloso intergranular y presencia de sílice secundaria que cemente los granos.

En el sentido propuesto por *Krynine*, 1948, y citado por *Pettijohn, F. J.*, 1949 (149), p. 301, nuestras cuarcitas no serían ortocuarcitas, sino proto-cuarcitas; provenientes del relevado local de arenas y subgrauwackas, cosa que efectivamente apreciamos en su redondeamiento escaso de los granos silíceos originales, así como por su discontinuidad acusada que se opone al concepto de ortocuarcitas típicas en mantos. *Pettijohn, F. J.*, 1949 (149), página 306.

En estas cuarcitas, y principalmente en las areniscas, son frecuentes las estructuras de corrientes (láminas 2 y 3 de *Pettijohn*, 1957), interpretadas por *Doetsch, J.*, 1953 y 1955 (53 y 54), como pistas de seres animales (Ignotum X) y observadas en las areniscas y cuarcitas de Puebla Guzmán. Fuera del área hemos encontrado en las areniscas indudables pistas de animales reptadores.

3.3.4. CONGLOMERADOS

No hemos encontrado conglomerados típicos en nuestra área de estudio. Fuera de la misma, y en las regiones cercanas a Portugal, sí hemos podido observarlos y han sido descritos por *Hollinger, R.*, 1959 (90).

En los bancos de Corta Atalaya y en su cara Norte, al muro de la masa piritica, se presenta una formación sumamente interesante llamada por *Williams, D.*, 1934 (211), «slate conglomerate»; formada por una serie de nódulos elipsoidales constituidos por nódulos cuarcíticos que oscilan, en el primer caso, entre los 2-3 centímetros hasta 30-40 centímetros, siendo lo más corriente tamaños comprendidos entre los 5 y 10 centímetros para el eje mayor. Los tamaños normales de los nódulos cuarcíticos son menores, llegando en algunos a inferiores a 10 milímetros.

Esta formación se extiende en dirección a lo largo de casi un kilómetro, interdigitándose con las volcánicas del techo y del muro. Estratigráficamente bajo ella, se presenta un conjunto rocoso también muy particular, formado por bandas discontinuas de pizarras mezcladas con una roca verdosa alta-

mente clorítica y con abundante pirita llamada por *Williams, D.*, 1932, «chloritic rock». Se extiende a lo largo de más de dos kilómetros, con una potencia máxima de unos 400 metros. Según la descripción del autor que comentamos, esta roca está formada por clorita y cuarzo alotriomorfo, pirita diseminada y abundante rutilo. En ciertos casos aparecen carbonatos de cal y hierro.

Las pizarras incluidas en el paquete clorítico varían en sus coloraciones de negras a rojas y verdosas, presentando en algunos casos también cierta cloritización.

La totalidad de la formación tiene un marcado desarrollo de pizarrosidad que se inflexiona alrededor de los nódulos que no son afectados por ella.

Este conjunto «slate conglomerate» y roca clorítica lo interpretamos como un deslizamiento submarino en el talud de una isla seguramente volcánica, de tal forma que se mezclan diversos elementos en una matriz arcillosa, que posteriormente soporta el apizarramiento.

La interpretación para este conjunto como originada con relación al volcanismo proviene de *Barringer, A. R.*, 1954 (21), p. 24, el cual señala que en algunas de sus secciones delgadas de nódulos se presentan tobas y que en las rocas cloríticas pueden observarse ciertas texturas traquíticas, así como la composición de algunos nódulos básicos similares a las espilitas.

3.3.5. CALIZAS

Aunque muy escasos los afloramientos de calizas del área, tienen un marcado interés estratigráfico. Suelen presentarse en forma de lentejones de algunas decenas de metros en longitud y con potencias de escasos metros, cuando llegan a ella, siendo lo corriente espesores del orden de decímetros. Encajan en pizarras y es frecuente la presencia de nódulos calcáreos.

El contenido arcilloso es alto, aun dentro del mismo lecho calizo, por lo que estas calizas son generalmente impuras. Están relacionadas con los niveles cuarcíticos y se aprecia cierta tendencia a presentarse al final de aquéllos, aunque hayamos visto cuarcitas estratigráficamente más altas que las calizas.

En muestra de mano tienen coloraciones grises, que meteorizadas pasan a pardas. Cuando los afloramientos calizos son más potentes, estas rocas suelen ser mucho más puras, granudas, a veces cristalinas. En estos casos han sido empleadas para hacer cal en hornos, que en muchos casos están señalados en los planos topográficos, por lo que puede seguirse el Devónico cuando existen tales hornos.

En algunos casos, no muy frecuentes, pueden encontrarse en estas calizas artejos de crinoides y faunas que describiremos como famenienses.

Desde el punto de vista petrográfico tienen poco interés, por lo que no nos detendremos en más detalles.

Señalaremos finalmente su origen alóctono, entremezcladas con pizarras, remarcando su carácter discontinuo.

3.3.6. JASPES

La dureza de estas rocas, junto con sus llamativas coloraciones rojizas, hacen muy conspicuos los afloramientos de jaspes, por otra parte bastante abundantes y relacionados con las minas de manganeso.

Suelen presentarse en los altozanos, por su resistencia a la erosión, en forma de masas rotas, alargadas en dirección, de 2 a 10 metros de potencia y centenares de metros de longitud, aunque en casos alcanzan mayor desarrollo, como son el largo afloramiento de Soloviejo, que puede seguirse en más de 2 kilómetros, y el importante núcleo de jaspes al N. de La Zarza.

Son más frecuentes en las cercanías del contacto, entre las volcánicas ácidas y las pizarras carboníferas, y precisamente en el nivel de las pizarras o polvos de hematites. También pueden presentarse entre pizarras y grauwackas devónicas o carboníferas.

Pueden distinguirse dos variedades de jaspes claramente diferenciables, aunque *Barringer, A. R.* (21), 1954, señala hasta cuatro. El primer tipo se presenta en forma de relleno de fracturas y juntas, dentro de las volcánicas, teniendo un origen secundario. Según *Edge, B.*, 1926 (61), p. 1.229, el jaspe cortaba la masa mineralizada de pirita, en la mina de Angostura, llegando a la conclusión que estos eran posteriores a la mineralización. Señalaremos aquí que estas silificaciones, acompañadas de óxidos de hierro, pueden ser producto de removilizaciones en el plegamiento, de donde su carácter no concordante y posterior.

La segunda variedad es la más frecuente, y forma los amplios afloramientos de los yacimientos de manganeso con ellos relacionados. Están formados por masas de jaspe rojo púrpura entrecruzado por vetas de sílice blanca o transparente y geodas de cuarzo cristalino, a veces rellenas por pirolusitas secundarias.

Al microscopio pueden observarse texturas esferulíticas, formadas por partículas de óxidos de hierro hidratados, en una matriz silícea de grano fino. En otros casos son observables bandeados de origen coloidal que señalan su formación a partir de geles, como describe *Barringer*. Es frecuente la magnetita, pirita y, en algunos casos raros, baritina.

Otros tipos de jaspes, como cuarcitas ferruginosas, son difíciles de di-

ferenciar de los verdaderos. Por otra parte, no los hemos encontrado en nuestra zona estudiada, aunque han sido citados por el autor arriba comentado. Coincidimos con él en la interpretación que da de estos jaspes, relacionándolos con procesos de jasperización concomitantes con las espilitas y las mineralizaciones de sulfuros, similares a las típicas jaspilitas de todas las series geosinclinales.

Para análisis hemos tomado una muestra de jaspe en la carretera de Aracena, kilómetro 12,900, en un pequeño afloramiento de un metro escaso de potencia, encajado entre riolitas al Norte y piroclásticas al Sur con granoselección, que indica el final de la deposición de la toba, posterior precipitación del jaspe, el cual es recubierto por una colada o manto igninbrítico ácido.

Jaspe número 41

SiO ₂	74,79
Al ₂ O ₃	3,18
Fe ₂ O ₃	18,81
FeO	0,87
MnO	0,15
MgO	0,25
CaO	0,30
Na ₂ O	0,10
K ₂ O	0,85
TiO ₂	T
P ₂ O ₅	0,05
P. F.	0,85
Total	99,40

3.3.7. SILEX

Generalmente aparecen asociados a los niveles espilíticos y muy frecuentemente rodeando parte de las estructuras almohadilladas. Se presentan en pequeñas vetas, según la estratificación, de pocos centímetros de grueso y alrededor de un metro de longitud, aunque en algún caso puedan alcanzar más desarrollo. Suelen tener coloraciones variables, siendo frecuentes las tonalidades claras, blanquecinas y crema. En otros casos pueden ser negros o muy oscuros.

Están formados por calcedonia de grano muy fino y cuarzo criptocristalino. Como elementos accesorios, pueden observarse algunos fragmentos feldespáticos, sericita y clorita. Es frecuente la presencia de material carbonoso y algún zircón. El cuarzo, en algunos casos, se removiliza, rellenando fracturillas. La sericita se orienta según los planos de pizarrosidad.

En algunos casos se aprecian posibles estructuras de radiolarios y espículas de esponjas.

Un análisis de una muestra típica, proveniente de las espilitas cercanas a Campillo, dio el siguiente resultado:

SILEX	Núm. 38	Núm. 33
SiO ₂	87,49	89,74
Al ₂ O ₃	6,75	6,75
Fe ₂ O ₃	0,74	0,98
FeO	1,90	0,34
MnO	0,15	0,11
MgO	0,85	0,33
CaO	1,11	0,22
Na ₂ O	0,48	0,20
K ₂ O	0,58	1,00
TiO ₂	0,08	0,08
P ₂ O ₅	0,02	0,02
P. F.	0,25	1,00
Total	100,40	100,77

Muestra núm. 33. Riotinto. Alfredo. Piso 23, Levante.

Muestra núm. 38. El Campillo. Carretera Zalamea, a 2 kilómetros de Bella Vista.

3.4. ROCAS BASICAS

3.4.1. INTRODUCCION

La mitad aproximadamente de las rocas ígneas del área en estudio son rocas verdes básicas de la serie espilita-queratófido de *Turner y Verhoo-gen*, 1963 (204). Dentro de esta serie genérica incluimos todas aquellas rocas de grano fino, medio y grueso, a veces porfídicas, cuyas características son las siguientes:

a) Mineralogía. Asociación de plagioclasa ácida, clorita muy abundante, epidota, zeolitas y carbonatos.

b) Químicamente el carácter fundamental viene dado por el predominio de Na₂O sobre K₂O (Na₂O > 4, K₂O < 1), relativamente bajo de Al₂O₃, Ca O y Mg O. Relativamente alto de Ti O₂. La sílice también suele ser baja (50 por 100).

Esta familia es típica de la «actividad ígnea sincrónica con la sedimentación geosinclinal». Ha sido descrita en el Devónico de *Devon y Cornua-*

lles en Inglaterra, *Glarus* en Suiza y *Lahn-Dill* en Alemania. En el Eoceno de Olympic, Washington; Jurásico y Cretácico de Oregón, Nevada y California. También en el Norte de Nueva Zelanda. Estas regiones como más típicas, pero la presencia de series espiliticas está señalada más o menos claramente en la mayoría de los geosinclinales desde el Precámbrico al Terciario reciente. En España ha sido estudiada y descrita en el Cámbrico y Silúrico del Norte de Huelva y Sevilla, así como en el cinturón pirítico onubense. *Mac Gillavry*, 1960-1962; *Rambaud*, 1963; *Bard*, 1965; *Fabries*, 1965; *Straus*, 1965.

En nuestra región se presentan en forma de lavas, «sills», e intrusiones, generalmente alterados en suelos pardo rojizos, útiles para la agricultura, con meteorización en formas esferoidales y a menudo sin pizarrosidad muy marcada cuando masivas, claramente foliadas en caso de ser piroclásticas. Dan afloramientos pobres y suave topografía.

Suelen presentarse interestratificadas con pizarras y asociadas con sílex, jaspes y yacimientos de manganeso. Al muro de la serie en nuestra área se presenta un potente paquete de pizarras, areniscas, cuarcitas y en algunos casos calizas datados como devónicos. Al techo y en tránsito gradual se pasa a lavas, ignimbritas y piroclásticas más ácidas, de tipo queratófidos, cuarcíferos, dacitas, riolacitas, cuarzolatitas y riolitas.

3.4.1.1. Nomenclatura

Para definir los términos empleados nos hemos fundados en los siguientes autores: *Williams, Turner y Gilbert*, 1954 (216); *Heinrich*, 1960 (85); *Johansen*, 1957 (94), y *Jung*, 1958 (96), para las clasificaciones petrográficas, *Rittman*, 1954 (160) y *Ronner*, 1963 (164) para las rocas analizadas. También hemos tenido en cuenta la clasificación de *Fabries*, 1963 (63), en su estudio de las rocas básicas del Norte de Sevilla.

En los numerosos trabajos sobre la geología de Huelva, el término diabasa se ha utilizado indiscriminadamente para todo tipo de roca básica. Para los autores ingleses, una diabasa es una dolerita alterada con feldespatos sausericitados y albitizados, estando los piroxenos más o menos reemplazados por anfíbol y cloritas. *Williams, Turner y Gilbert*, 1954 (216), página 37.

Según la Comisión de Petrografía del Congreso Internacional de 1900 y siguiendo el criterio de los autores franceses, el término dolerita representa una roca holocristalina con textura ofítica y formada por feldespatos calcosódicos y piroxeno, con o sin anfíbol y olivino.

Llamaremos textura ofítica a la disposición de los bastoncillos de plagioclasa automórficos según (100), englobados en cristales grandes de piro-

xeno. Subofítica, si las plagioclasas son mayores que los piroxenos. Intersertal, cuando los huecos entre las plagioclasas están rellenos por una masa criptocristalina de clorita, calcita, ceolitas, etc. (caso más frecuente en nuestras rocas). *Fabries*, 1963 (63), p. 63. Llamaremos textura traquítica cuando existe cierta orientación de las plagioclasas debida a estructuras de flujo. Pilotáctica cuando la orientación es menos acusada (característica de las andesitas).

3.4.1.2. Tipos rocosos

Según el tamaño de grano, consideramos cuatro tipos.

Facies faneríticas	Gabro-diorita. Doleritas espiliticas.
Facies afaníticas	Queratófidos. Espilitas. Andesitas. Aglomerados básicos. Tobas básicas.

3.4.2. FACIES FANERITICAS

Son rocas en que todos sus componentes esenciales son visibles a simple vista.

3.4.2.1. Gabrodiorita

Unicamente en la parte central de la colada básica, al SE. de El Cerro, hemos encontrado un nivel (7 metros de potencia) holocristalino, de grano grueso (4-5 mm.), color verde oscuro, con la siguiente composición mineralógica: plagioclasas cálcicas, augita, hornblenda, magnetita y calcita. Puede constituir el núcleo de colada según propone *Aubouin*, 1965 (16), p. 153.

3.4.2.2. Doleritas espiliticas

Se presentan en forma de filones y masas, en niveles subvolcánicos, aunque también constituyen a veces el núcleo de las coladas. Su tamaño de grano oscila entre los 1 y 3 milímetros. A veces presentan estructuras colum-

nares, encontrándose el mejor afloramiento al Sur de Riotinto, en el camino del Zumajo, y excelentes columnas al Sur del dique del mismo nombre. Sus coloraciones suelen ser verde sucio, marrones, a menudo son vesiculares con cavidades rellenas de epidota, clorita y calcita.

En sección delgada pueden apreciarse texturas traquíticas e intersertales, siendo frecuente la presencia de fenocristales de plagioclasa y piroxenos, estos últimos mucho menos comunes. La composición mineralógica puede resumirse en plagioclasa sódica, piroxenos, anfíbol, epidota, clorita, carbonatos, cuarzo escaso intersticial, ilmenita y leucoxeno, pirita, hematites y magnetita. La plagioclasa es del orden de la andesina y la augita suele ser titanífera. Suele estar transformado en clorita, actinolita y epidota (microfoto 5).

Respecto de los anfíboles, hemos observado algunas variedades que no han sido estudiadas detalladamente. Transcribiremos que en rocas análogas *Van den Boogard*, M., 1965 (36), p. 68, señala hasta cinco clases de anfíboles:

- Anfíbol marrón-violeta (similar a katoforita).
- Anfíbol marrón masivo recrecido de piroxenos.
- Anfíbol verde fibroso.
- Anfíbol claro fibroso recrecido de piroxenos.
- Anfíbol azul-violeta tipo crossita.

La plagioclasa se presenta tubular, subidiomorfa, de diferentes tamaños y a menudo curvadas. (Disentimos de la interpretación dada por *Smith*, R. L., 1960 (186), p. 21, a esta curvatura, como originada por efecto de presiones al tiempo de la intrusión.) Estas deformaciones de los bastoncillos de plagioclasa son muy comunes en las doleritas espiliticas, como señalan *Williams*, *Turner* y *Gilbert*, 1954 (216), p. 58, e interpreta *Batthey*, M., 1956 (25), página 90.

Medidas en la plantina teodolítica por el señor *Agostini*, obtuvo los siguientes resultados:

Prep. 617		Prep. 635	
Macla	% An.	Macla	% An.
Albita-Ala ...	4 % Alta temperat.	Karlsbad.....	2 % Alta temperat.
Albita-Ala ...	2 % Alta temperat.	Albita-Ala ...	4 % Alta temperat.
Albita-Ala ...	34 % Baja temper.	Karlsbad.....	2 % Alta temperat.

La ley Albita-Ala es suficientemente clara en general, aunque en ciertos casos, según el eje de hemiotropía y plano de asociación, pueda adoptarse ley de Karlsbad. Debe notarse que los fenocristales medidas suelen ser de alta temperatura coincidente con el estudio de las espilitas de *Batthey*, M. H., 1956 (25), p. 90.

La epidota es muy abundante, verde-amarillenta si poco alternada y casi opaca en caso contrario.

La clorita proveniente de la plagioclasa es típica y abundante.

Con el contador de puntos se obtuvo el siguiente resultado:

Prep. 635	
Plagioclasa	43 %
Epidota	37 %
Clorita	18 %
Cuarzo	1 %
Opacos	1 %

3.4.3. FACIES AFANITICAS

El tránsito desde las doleritas espiliticas a los queratófidos es insensible, pues la existencia de doleritas con tendencias porfídicas junto con ciertas espilitas casi faneríticas hace muy difícil decidir cuándo son unas u otras rocas, e incluso dentro del mismo afloramiento pueden presentarse estas variaciones.

Las andesitas son rocas ya claramente porfídicas, así como las espilitas «sensu stricto», aunque estas últimas llegan a perder este carácter.

3.4.3.1. Andesitas

Petrográficamente el distintivo fundamental viene dado por la presencia de un tanto por ciento elevado de matriz (mayor del 40 por 100) y cantidades menores de epidota y cloritas. Son rocas típicamente porfídicas con fenocristales de plagioclasa, epidota, algún cuarzo muy escaso y opacos.

La pasta está formada por cristallitos de plagioclasa con cierta ordenación fluidal, por lo que se puede considerar textura pilotáxica.

La plagioclasa en forma de fenocristales subideomorfos es mucho más cálcica según los resultados obtenidos en la plantina de *Federov*.

Prep. 13		Prep. 22	
Macla	% An.	Macla	% An.
Manebach ...	45 % Alta temperat.	Albita-Ala ...	26 % Alta temperat.
Albita	29 % Alta temperat.	Baveno lz. ...	49 % Alta temperat.
Ala	40 % Alta temperat.	Albita	26 % Alta temperat.
Ala	37 % Alta temperat.		

Tomando valores de alta temperatura, vemos que las leyes de macla son menos variables. Si tomamos valores de baja temperatura, las variacio-

nes de los tantos por ciento de anortita son mayores y la media más alta. Adoptando finalmente los valores de alta obtenemos una media de 36 por 100 en claro contraste con el de las doleritas, en que los fenocristales eran, según hemos visto también, de alta temperatura pero albita típica.

No han podido realizarse mediciones de los cristallitos de plagioclasa de la pasta debido a su pequeñez. El resto de aquella está formada por abundante clorita y epidota, productos de alteración de la plagioclasa. Se ha observado algo de cuarzo intersticial y es frecuente la hematites, común la ilmenita, en tránsito a leucóxeno y menos frecuente la pirita.

Muy frecuentemente hemos observado en estas rocas esferulitos rellenos de cuarzo y cloritas (microfoto 6).

Con el contador de puntos se han obtenido los siguientes resultados:

	Preparaciones		
	613	616	622
Matriz	43 %	56 %	41 %
Plagioclasa	45 %	32 %	40 %
Epidota	5 %	10 %	14 %
Opacos	5 %	2 %	2 %

En la pasta fueron incluidos los microlitos de plagioclasa cristales de epidota y accesorios. Según los resultados y aplicando la clasificación de *Rittman, A.*, 1954 y 1963 (179) y (180), clave II, el modo de estas rocas se encuentra en el campo IV, y como los máficos son menores de 20, llegamos a clasificar este grupo con el nombre de andesitas, según hemos rotulado el apartado. Veremos más adelante que también químicamente llegamos a la misma clasificación.

3.4.3.2. Espilitas y queratófidos (S. S.)

Corresponden a este grupo aquellas rocas básicas similares a las denominadas albitofiros de *Coquand*, 1856. Aunque todas estas rocas descritas hasta ahora las consideramos dentro de la serie espilita-queratófido, distinguimos las anteriores de las verdaderas espilitas queratófidos, que describimos de la forma siguiente:

Espilitas S. S. son rocas básicas que en el campo suelen presentarse en masas de color verdoso, pardas, con estructuras almohadilladas y asociadas a pizarras y sílex.

Las estructuras almohadilladas observadas no corresponden con exactitud a los dos tipos descritos por *Bard, J. P.*, 1965 (18), en Cumbres Mayores. En nuestros mejores afloramientos (carretera Huelva-Zafra, kilóme-

tro 58, camino del Monago) puede suponerse una transición al tipo II de Bard. Sin variación centrípeta del tamaño de grano, aunque con amígdalas radiales, nuestras lavas almohadilladas son diferentes a las descritas por el comentado autor. La fotografía explica mejor que cualquier descripción nuestras pillow-lavas (foto 2).

Los contactos con las pizarras, en algunos casos, pueden presentar un débil aporcelanamiento de pocos centímetros, sin que exista algún tipo de más profundo metamorfismo de contacto. En los sills, la transformación es más acusada (Chilled borders), por lo que pueden diferenciarse éstos de las lavas verdaderas.

Bajo el microscopio estas rocas son de grano fino, textura intersertal, en una malla de plagioclasas ácidas subautomórficas y huecos rellenos de epidota, clorita verde, a veces pleocroica, calcita, ilmenita y leucoxeno, esfena, piritita y hematitas abundante, final del proceso de descomposición. También se han observado algunos relictos de piroxeno titaníferos transformados en clorita y actinolita fibrosa (microfoto 7).

En algún caso debemos señalar la presencia de cuarzo de desvitrificación, cuando existe algo de vidrio, y en tránsito desde ópalo a cuarzo, pasando por calcedonia (observación del doctor Agostini). Las epidotas suelen ser zoisita clara o incolora, amarillenta. Clásica pistacita asociada a la anterior y con pleocroismo verde. Una tercera epidota del tipo de la allanita de color marrón oscuro y posiblemente originada en la zoisita.

Las plagioclasas suelen ser del tipo de la albita. Medidas en la platina de Federov se obtuvieron los siguientes resultados:

Ley Albita-Ala	2 % An. Alta temperatura
Ley Albita-Ala	6 % An. Alta temperatura

Muy frecuente es la presencia de amígdalas rellenas de epidota y cloritas, menos frecuentes de cuarzo secundario. En ciertos lugares pueden observarse fenómenos de silicificación y removilizaciones de vetillas de calcita y epidota. Suele presentarse cierta pizarrosidad incipiente en caso de no ser masiva, debida a cierta orientación de los minerales micáceos.

Queratófidos S. S.

Suelen presentar coloraciones más claras y siempre en formas porfidicas, como tránsito de las moleritas espiliticas. Muy similares a las andesitas que hemos descrito previamente, se diferencian básicamente de ellas en que la plagioclasa es en este caso de tipo albitico, siendo allí mucho más

básica, del tipo de la andesina. La presencia de fenocristales de cuarzo es mucho más frecuente, pasándose, al aumentar la acidez, a los cuarzoqueratófidos, dacitas, riocacitas, cuarzolitas y riolitas. Más adelante discutiremos la utilización de los términos queratófido y cuarzoqueratófido.

La asociación mineral de los queratófidos es muy similar a la de las espilitas. Señalaremos la presencia del apatito observado claramente en algunos casos. El leucoxeno puede presentarse en los extremos más ácidos en forma de listoncillos en una textura similar a la ofítica. Barringer, 1954 (21). En la pasta las cloritas son muy abundantes, constituyendo la mayor parte de la misma.

Propilitas

Este tipo de rocas, espilitas y queratófidos, presentan un grado de alteración tal que pueden considerarse verdaderas propilitas. La plagioclasa está alterada a calcita, clorita, epidota, pumpeleyta y zoisita. La pasta ha perdido su textura microlítica. Los piroxenos se transforman en clorita calcita y serpentina. Es muy abundante la piritita y el leucoxeno (microfoto 8).

3.4.3.3. Piroclásticas básicas

La diferenciación entre lavas, sills o piroclásticas ha de hacerse casi siempre en el campo y en cualquier caso no es tarea fácil. Como criterio de primera aproximación, las piroclásticas básicas, así como las ácidas, suelen presentar un cierto apizarramiento y alteración más profunda.

Las tobas básicas no son muy frecuentes, pero hemos podido observar aglomerados andesíticos y tobas líticas con fragmentos de la misma composición. Los aglomerados están formados por bloques y bombas, generalmente algo más ácidos que la matriz y con dimensiones que alcanzan hasta los 30-40 centímetros de eje mayor, redondeados y fusiformes, menos frecuentes angulosos. En algunos casos las bombas estaban reemplazadas, o formadas (?), por abundantes agregados de óxidos de hierro en oquedades, con semejanzas a los descritos por Middleton, G. V., 1960 (137), p. 198, en las espilitas de Devonshire.

Más frecuentes que los aglomerados son las tobas andesíticas y queratófídicas, generalmente líticas o litocristalinas. La composición mineralógica es completamente similar a sus correspondientes lavas, por lo que no entraremos en descripciones más detalladas.

3.4.4. ESTUDIO PETROQUIMICO DE LAS ROCAS BASICAS

No tenemos análisis de las gabrodioritas. De las doleritas, espilitas y andesitas han sido realizados diez análisis de las muestras más típicas, de las cuales también se realizó preparación microscópica.

	DOLERITAS		
	Número de roca		
	15	17	35
SiO ₂	53,00	57,61	55,66
Al ₂ O ₃	16,76	15,61	17,20
Fe ₂ O ₃	1,73	2,53	3,96
FeO	6,90	6,54	3,40
MnO	0,20	0,18	0,17
MgO	4,08	4,38	3,76
CaO	6,81	3,02	7,60
Na ₂ O	4,91	5,35	3,57
K ₂ O	0,79	0,79	0,76
TiO ₂	1,12	0,89	1,20
P ₂ O ₅	0,17	0,12	0,19
P. F.	2,55	3,85	1,80
Total	99,02	100,87	99,27

Núm. 15. Dolerita, Riotinto, camino del Zumajo, antes del cruce.

Núm. 17. Espilita, El Madroño, camino del Alamo.

Núm. 35. Espilita epidóctica, Zalamea, carretera Huelva-Zafra, kilómetro 56.

Puede observarse que los tenores en sílice y alúmina son relativamente altos para las espilitas normales. La proporción entre los álcalis es correcta. El hierro es relativamente bajo para este tipo de rocas y excepto la número 35, de alto contenido en epidota. La proporción del hierro dibivalente es triple. El titanio es alto, como corresponde a espilitas, aunque sin alcanzar valores demasiado notables. Rocas frescas, como las números 15 y 35, tienen un contenido del orden del 2 por 100 de volátiles.

La muestra número 15 es quizá la muestra de roca básica más típica.

De coloraciones verdosas y grano relativamente grueso, ha sido tomada de un afloramiento importante de coladas diabásicas al Sur de Riotinto.

ANDESITAS

	Núm. 13	Núm. 16	Núm. 18	Núm. 22	Mat.
SiO ₂	56,09	55,80	52,70	52,79	51,3
Al ₂ O ₃	16,12	17,81	19,47	17,38	13,5
Fe ₂ O ₃	1,90	1,84	3,77	2,69	—
FeO	5,49	5,67	3,90	6,39	15,0
MnO	0,22	0,20	0,09	0,10	0,2
MgO	6,24	5,37	4,87	5,73	6,0
CaO	4,17	5,28	7,21	5,89	8,2
Na ₂ O	0,67	0,85	0,50	0,26	0,1
TiO ₂	0,73	0,88	0,84	0,68	2,1
P ₂ O ₅	0,14	0,14	0,17	0,12	—
P. F.	2,60	2,75	4,05	2,90	—
Total	99,45	100,76	100,05	99,68	99,8

Núm. 13. Pórfido feldespático. Inclusión. Madroño, camino del Alamo.

Núm. 16. Pórfido feldespático. Inclusión. Madroño, camino del Alamo.

Núm. 18. Pórfido feldespático. Alterado. Nerva, carretera del Castillo.

Núm. 22. Pórfido feldespático. Gris. Madroño, camino del Alamo.

Mat. Basalto. Matagami (Canadá), tomado de Roscoe, J. M., 1965 (165), p. 966.

En general puede observarse el contenido alto de alúmina ya comentado en la mayoría de nuestras rocas, quizá debido a alteración. En la muestra analizada con el número 18 se señaló ya en el campo su carácter alterado que se demuestra en el análisis por su mayor contenido de alúmina y pérdida al fuego. El depósito de Matagami, cercano al de Noranda, tiene características bastante semejantes a los de Huelva, en una serie de espilitica geosinclinal precámbrica.

Puede observarse en nuestras andesitas un déficit de hierro y titanio generalmente menor que en las espilitas típicas. Señalaremos finalmente que estas andesitas pertenecen a la serie espilitica, debido al alto contenido de sosa, cinco a diez veces mayor que el de potasa, y el valor también relativamente alto de titanio.

ESPILITAS

	24	27	29	St-13	St-12	Fab.	T.V.	54
SiO ₂	46,12	49,61	44,67	45,60	39,30	47,39	51,22	47,49
Al ₂ O ₃	17,37	20,55	18,98	17,74	16,06	17,11	13,66	22,15
Fe ₂ O ₃	3,07	3,56	3,25	12,17	9,18	5,45	2,84	2,56
FeO	5,25	6,02	5,11			7,78	9,28	5,13
MnO	0,18	0,19	0,21	0,16	0,32	0,21	0,25	0,18
MgO	3,99	5,50	5,76	7,86	3,88	5,72	4,55	7,25
CaO	9,26	7,05	8,82	5,76	10,88	3,22	6,89	6,11
Na ₂ O	5,31	2,55	3,69	3,73	3,21	4,06	4,93	5,83
K ₂ O	1,21	0,27	1,84	0,60	1,58	0,73	0,75	0,70
TiO ₂	1,30	1,36	1,56	1,74	2,19	2,33	3,32	0,80
P ₂ O ₅	0,21	0,18	0,20	0,29	0,75	0,61	0,29	0,18
P. F.	5,57	3,35	5,35	5,13	12,79	5,27	2,82	2,67
Total	99,20	100,19	99,44	100,78	100,14	99,88	100,72	100,98

Núm. 24. Pillow Hematites. Zalamea. Carretera Huelva-Zafra, kilómetro 56.

Núm. 27. Espilita alterada. Campillo. Carretera a Riotinto, a 2 kilómetros de Bella Vista.

Núm. 29. Espilita. El Villar. Camino al Villar. Cruce de la Rivera.

St-12 y 13. Lousal. Tesis C. Straus, 1965 (194), taf. 2.

Fab. Media de diez análisis. N. de Sevilla. Tesis de Fabries, 1963 (63), p. 78.

T.V. Media de diecinueve análisis. Turner-Verhoogen, 1963 (204), p. 281.

Núm. 54. Toba verde básica. Riotinto. Carretera Aracena, kilómetro 12,600.

Si calculamos la media de las tres espilitas analizadas observamos un exceso de alúmina del orden del 4 por 100 y un déficit de hierro ferroso casi del mismo rango. El titanio también viene a ser la mitad del típico.

Los álcalis calcio y magnesio coinciden bastante bien con los dados por Turner-Verhoogen. Los volátiles, posiblemente en forma de agua, son más altos que los típicos debido a alteración.

Si se calcula una media con las andesitas y doleritas recién descritas, se obtiene un valor de sílice ligeramente más alto que el del autor citado.

Las muestras de Straus provienen del mismo cinturón pirítico que estudiamos, pero en su extremo más occidental. Son rocas alteradas, sobre todo la St-12, por su muy alto contenido de volátiles.

Los diez análisis de Fabries en las series espiliticas cámbricas del Norte de Sevilla dan una idea bastante buena de la petroquímica de aquellas rocas.

Diagramas de diferenciación

Hemos tomado de Barth, T. F. W., 1952 (22), p. 166, el diagrama de Murata, 1960, que relaciona el magnesio con la proporción Al₂O₃/SiO₂ y el cual es muy útil para separar las diferentes rocas basálticas (figura 9).

DIAGRAMA DE DIFERENCIACION DE MURATA

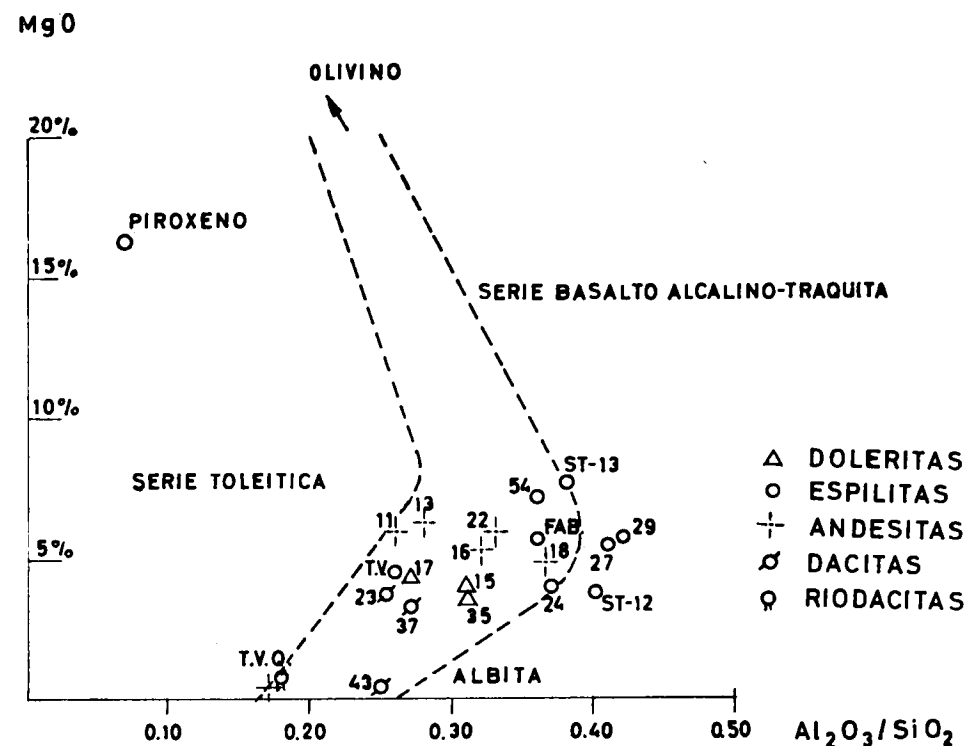


Figura 9

Nuestras rocas pertenecen a la serie alcalina, basalto olivínico-traquita. No se aprecia de una manera clara en este diagrama ningún tipo de evolución similar al descrito por Fabries, J., 1963 (63), p. 80.

Pueden agruparse los resultados de análisis en tres campos: espilitas, andesitas y doleritas. Estas últimas no coinciden con las de Fabries, más magnesianas, lo que le permite definir una evolución —dolerita-espilita-que-

ratófico— a la que llama serie II. En nuestro caso, la serie podría ser espilita-dolerita-queratófido, debido a su mayor contenido en sílice y menor (del orden de la mitad) de magnesia. Ahora bien, lo que pudiéramos llamar queratófidos s. s., o no han sido analizados, o han evolucionado hacia términos más ácidos, tipo dacita-riolita, complicado con un aporte de potasio que enmascara a los verdaderos queratófidos.

DIAGRAMA RELACION Fe^{++} a Fe^{+++}

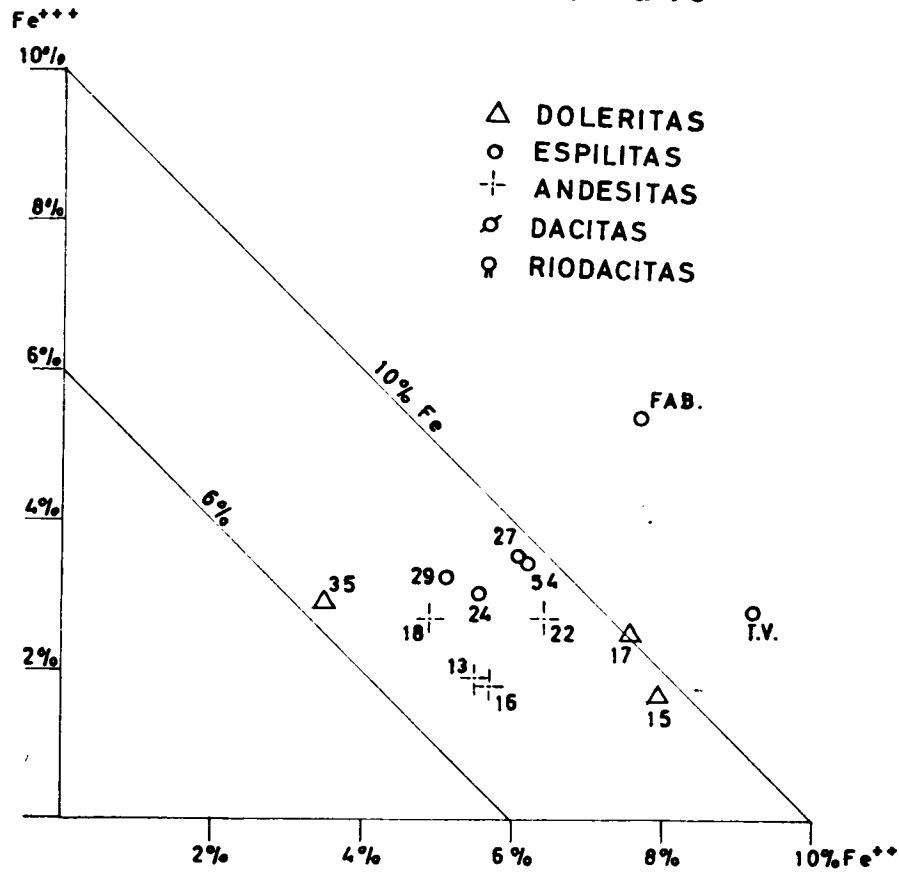


Figura 10

Las andesitas oscilan desde la muestra número 18, que cae dentro del campo de las espilitas, a la número 13, que se acerca a la serie toleítica.

Si representamos en este diagrama los análisis de rocas ácidas, observaremos que las dacitas números 23 y 37 siguen la evolución normal de espilitas y doleritas hacia cuarzoqueratófidos, pero el resto de las rocas

analizadas caen todas en la parte inferior del diagrama (magnesia baja), sin nexo aparente con las anteriores, de donde deducimos una independencia de ambos tipos de rocas, ácidas y básicas, posiblemente originadas en focos magmáticos diferentes, anterior y más profundo en éstas y posterior y más silícico en aquéllas.

El segundo diagrama compara los contenidos de hierro en sus dos estados de oxidación. Como primera observación puede decirse que nuestras rocas contienen un 25-30 por 100 menos de hierro que las tomadas como tipo de Turner-Verhooogen y Fabries. La totalidad de las mismas caen dentro del área de mayor abundancia de ferroso sobre férrico. Las espilitas parece se encuentran algo más oxidadas, menos las andesitas, y aún menos las doleritas, excepto el caso de la número 35, en la que el ferroso es anómalamente bajo (figura 10).

DIAGRAMA Espilitas y Doleritas, Hierro, Magnesio, Alcalis

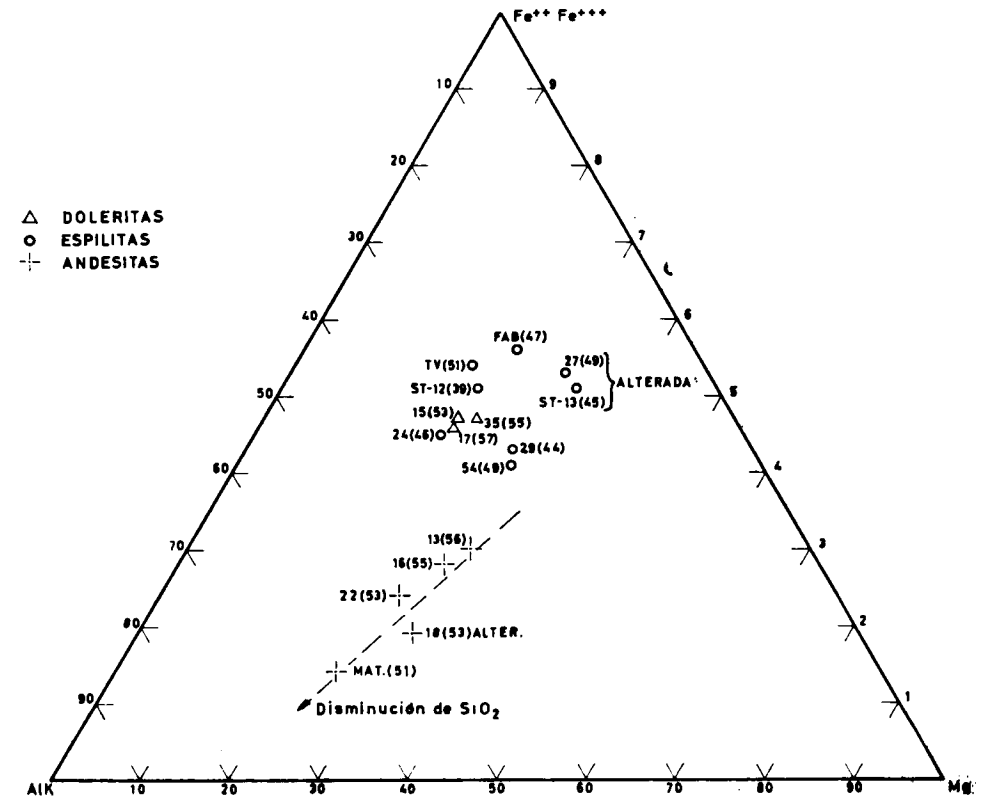
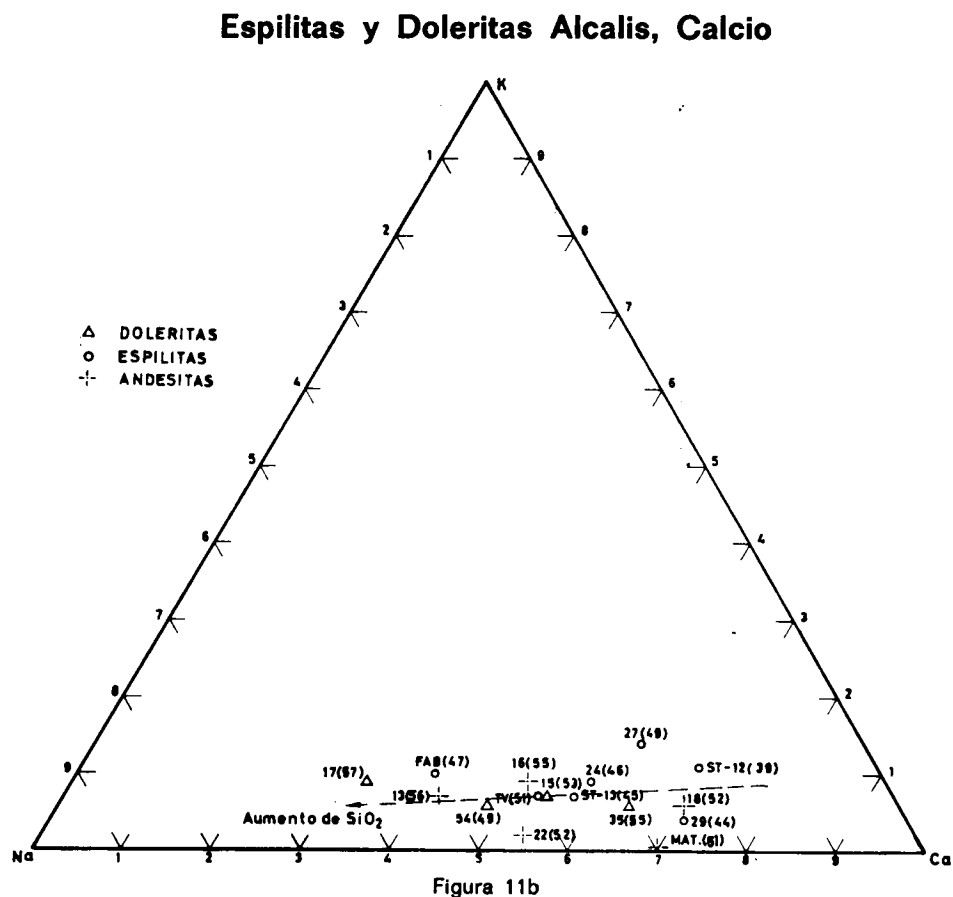


Figura 11a

Batthey, M. H., 1956 (25), p. 99, relaciona el hierro total con álcalis y magnesio representando dos series de basalto alcalino-traquita, de Escocia y de Polinesia. En nuestro caso, para espilitas y doleritas, no se aprecia ningún tipo de tendencia, pero para las andesitas puede observarse una alineación de valores, según la disminución de sílice paralelo a un aumento del contenido de álcalis (figura 11a).

Relacionando los álcalis entre sí con el calcio, hemos representado en el diagrama siguiente nuestros resultados, comparándolos con los análisis



tipo que venimos comentando. En primer lugar, puede observarse el contenido casi constante de potasa, en el que quizá puede intuirse una disminución del mismo con el aumento de sílice. Cosa que se ve claramente para la pérdida de calcio y sosa (figura 11b).

En las series toleíticas representadas por Batthey, M. H., 1956, p. 100, el aumento notable de sílice al pasar a queratófidos cuarcíferos mantiene más constante la proporción de sosa y aumenta la de potasa. En cualquier caso el punto de partida es similar (media del mundo de Nockolds, 1954), en nuestro caso menos calcio y más sodio.

3.4.5. CONCLUSIONES

Los estudios químico y petrográfico de las rocas básicas estudiadas ponen de manifiesto tres tipos diferentes de las mismas, aunque todas dentro de la serie espilitica. El grupo, que según la clasificación de Rittman y según el cálculo modal hemos llamado andesitas, difiere del conjunto espilitico propiamente dicho, que, según características, hemos separado en gabrodioritas, doleritas y espilitas.

No se sacan conclusiones de tipo genético, ni se aportan interpretaciones sobre el discutido problema de los magnas espiliticos, pero aceptamos la idea petrogenética más generalmente extendida, en el sentido de que las espilitas y queratófidos son de naturaleza esencialmente primaria sin aportes especiales de algunos elementos (tipo VII de Amstutz, G. C., 1958 (7), p. 3).

Señalaremos como resultado discordante con lo generalmente aceptado en la bibliografía sobre espilitas, que las plagioclasas de este tipo de rocas de nuestra área en estudio suelen ser de alta temperatura y maclas variables, aunque es más frecuente la de Albita-Ala.

Aunque no muy abundantes, pueden reconocerse en el campo piroclásticas básicas, que van desde aglomerados a tobas líticas y litocristalinas.

No se aprecia un tránsito gradual hacia los términos más ácidos tipo dacita-riolita, sino un cambio notable en las características de los focos magmáticos productores de los dos tipos de volcanismo.

3.5. ROCAS ACIDAS

3.5.1. INTRODUCCION

En la región que estudiamos las rocas ácidas tienen un desarrollo muy importante. Generalmente se encuentran estratigráficamente encima de los niveles espiliticos, llegando a alcanzar potencias del orden de 600 metros al NE. de Ríotinto, aunque en otras zonas, extremo Oeste del sinclinal en estudio, lleguen a desaparecer totalmente. En general, en toda la provincia

de Huelva existen bastantes áreas en las que el tránsito de Devónico a Carbonífero no existen dichas lavas y piroclásticas ácidas.

Por sus características químicas y mineralógicas son rocas altamente resistentes a la erosión, dando lugar a las alineaciones de cumbres más elevadas de la región. Suelen dar afloramientos masivos, abundantes y a suelos pobres esqueléticos, en los que con dificultad se desarrolla escasa vegetación.

Sus coloraciones suelen ser claras, cremas, grises, verdes, blanquecinas, rojizas cuando el hierro está en forma de hematites y verdosas cuando abunda la clorita. En casos, estas rocas tan altamente silíceas presentan coloraciones chocolate, rojo y verde muy oscuras, debido al alto grado de vitrificación, que llegan en casos a ser obsidianas.

Se presentan en formas alternadas de lavas, ignimbritas y piroclásticas, quizá con mayor abundancia de estas últimas, que pasan en tránsito gradual a grauwackas y pizarras. También es frecuente la interestratificación de lavas y piroclásticas básicas en el paquete ácido y viceversa.

3.5.1.1. Nomenclatura

El problema presentado en las rocas básicas se hace también presente en las ácidas, aunque menos complejo. Hemos seguido también en las rocas analizadas químicamente la clasificación de *Rittman*. Respecto de las clasificaciones petrográficas, hemos consultado los mismos autores citados en el capítulo anterior, aunque las diferenciaciones al microscopio sean bastante menos claras que los tipos obtenidos a partir del análisis.

Los términos queratófido y cuarzoqueratófido serían aplicables a numerosas rocas de las que describiremos en este capítulo. Según *Heinrich, E. W. M.*, 1960 (85), p. 66, estas denominaciones para rocas traquíticas sódicas han quedado anticuadas. Por el contrario, numerosos manuales de petrología insisten en dichos términos, como la muy reciente clasificación de *Ronner, F.*, 1963 (164), p. 59, que incluye los cuarzoqueratófidos con la característica fundamental de que la plagioclasa sea albita y la falta total de feldespatos potásico, caso muy corriente en nuestras rocas.

Williams, Turner y Gilbert, 1954 (216), p. 101, en su didáctico libro, relacionan los queratófidos a las andesitas y dacitas, de la misma manera que las espilitas se relacionan con los basaltos. Por otra parte, *Rittman, A.*, 1963 (160), p. 167, señala que las fonolitas son equivalentes de los queratófidos, aunque en la clasificación sistemática no los incluya, cosa lógica supuesto que ésta se refiera a rocas antiguas (preterciarias), de acuerdo con la mayoría de los autores y específicamente señalado por *Johansen, A. J.*, 1957 (94), p. 63, T. II, y p. 46, T. III.

No es admisible, por tanto, el abandono de estos términos como propone *Heinrich*. Los queratófidos y cuarzoqueratófidos son rocas muy caracterizadas, extrusivas y subvolcánicas muy típicas en todos los geosinclinales y relacionados con las espilitas.

Turner y Verhoogen, 1963 (204), dedican todo un capítulo (10.º) al estudio de la serie espilita-queratófido, la cual define a la perfección todo un ambiente petrogenético dentro de la secuencia geotectónica. Este es el caso de los pórfidos y diabasas de la literatura geológica clásica de Huelva.

Ahora bien, al utilizar el análisis químico como definidor de nuestras especies petrográficas y aplicar la clasificación de *Rittman*, polarizada hacia la volcanología actual y reciente, encontramos para nuestras rocas los términos dacita, riodacita, cuarzolita y riolita, aunque no deba olvidarse que estas rocas corresponden en muchos casos a cuarzoqueratófidos.

Abundando en esta terminología, *Ronner* señala claramente, como acabamos de indicar, para los cuarzoqueratófidos, la ausencia de feldespatos potásico. Efectivamente, muchas de nuestras secciones delgadas presentan relictos de ortosa, independientes de la abundante sericita, que eleva el tenor de potasa en nuestros análisis por un proceso posterior y muy frecuente en los pórfidos del área y más señaladamente en las cercanías de los yacimientos de piritita.

Por todo ello decidimos utilizar la clasificación de *Rittman*, con la salvedad señalada referente a los cuarzoqueratófidos.

La clasificación petrográfica a partir de los fenocristales tiene un valor mucho más restringido, por lo que sólo la utilizaremos como guía y comprobación cuando sea necesario.

Según *Williams, Turner y Gilbert*, 1954 (216), p. 121, la diferencia entre riolitas, riodacitas y dacitas viene controlada por la proporción del feldespatos potásico, respecto del feldespatos total.

Dacita	Ortosa > 1/8 < 1/3 Total
Riodacita	Ortosa > 1/3 < 2/3 Total
Riolita	Ortosa > 2/3 Total

Estos autores consideran a las cuarzolitas como sinónimos de riodacitas, pero *Heinrich*, por el contrario, propone como nombre más común el de cuarzolitas, siendo el sinónimo la riodacita.

De Novo, P., 1957 (141), en su «Diccionario de Geología», considera más ácida la cuarzolita separada por pequeñas diferencias de la riodacita.

La moderna clasificación de *Ronner, F.*, 1963 (164), pp. 63 y 65, propone para la cuarzolita una proporción semejante de plagioclasa y feldespatos potásico y en la riodacita mayor contenido de plagioclasa, siendo ésta en aquéllas mayor de 30 por 100 An. y en las segundas no se puede superar el 50 por 100 An.

Según la clasificación adoptada en nuestra área, encontramos las siguientes rocas ácidas:

<i>Lavas</i>	Riolitas sódicas. Riolitas normales. Cuarzolatitas. Riodacitas. Dacitas.	
<i>Ignimbritas</i>	Riolíticas. Cuarzolatíticas. Riodacíticas.	
<i>Piroclásticas</i> ...	Riolíticas. Cuarzolatíticas Riodacíticas. Alteradas.	} Cristalinas. Liticocristalinas. Líticas.
	Aglomerados. Polvos y cenizas.	

3.5.2. LAVAS

En el campo son rocas de coloraciones claras en general, pero con variaciones blancas, crema, grises, verdosas y rojizas, a veces muy oscuras cuando vítreas. Afloramientos masivos abundantes, poco alteradas, muy duras y fractura concoidea. Estructuras eutaxíticas de flujo, autobrechadas y columnares (foto 3). En muestra de mano son rocas de fondo afanítico, típicamente porfídicas, desde pocos fenocristales a hiperporfídicas. Los tamaños de grano varían desde 0,1 a 5 milímetros.

Separar lavas de ignimbritas en el campo es tarea prácticamente imposible sin ayuda de la sección delgada. Diferenciar las diferentes lavas entre sí únicamente fue factible con ayuda del análisis químico. En muy contados casos, debido al tamaño de los fenocristales, pueden hacerse aproximaciones de clasificación con ayuda de la lente, teniendo en cuenta la proporción de granos de cuarzo y feldespatos.

3.5.2.1. Riolitas

Al microscopio el carácter distintivo entre riolitas sódicas y normales es la ausencia o presencia del feldespato potásico. La plagioclasa no es defi-

nidora, puesto que encontramos oligoclasa alta (26-27 por 100 An.) en riolitas sódicas. La textura es típicamente porfídica con fenocristales de cuarzo, plagioclasa, relictos de ortosa alterados, en ciertos casos presentan cierta foliación y son frecuentes las texturas de flujo observables sin cruzar nicoles. Muy frecuentemente son masivas. En algunos casos hemos observado perlititas. La matriz es microcristalina de cuarzo irregular, feldespatos y micas de alteración de los mismos, carbonatos, algún circón, esfena, escaso apatito, y opacos, principalmente pirita y magnetita muy rara. Cierta ordenación de las micas.

Las vesículas son escasas, pero numerosas preparaciones las contienen. Suelen estar rellenas de cuarzo, albita y epidota. *Apps, J.*, 1963 (19), p. 92.

El cuarzo en forma de fenocristales es de alta temperatura (mayor de 575° C), típicamente bipiramidal corroído, con fenómenos de resorción, *Niggli, P.*, 1954 (139), p. 257 (embayed), por el magma, microestructuras de importante papel en las ignimbritas, fracturado, con recrecimientos de cuarzo beta secundario, que también se presenta en forma de flecos según la esquistosidad, si existe, a los lados de los granos de cuarzo primario o pirita. *Demay, A.*, 1926 (49), pretende temperatura de formación para el cuarzo fibroso (flecos, quartz lamelleux, quartz pressure shadows), que oscilan entre 800-900° C. El cuarzo de la matriz también parece ser de alta temperatura y en ciertas preparaciones es producto de desvitrificación. El doctor *Agostini* ha observado dos procesos de desvitrificación. En la primera la matriz silíceea empieza a cristalizar alrededor de los fenocristales de una forma radial y después, en una segunda fase, se reagrupa en forma de anillo alotriomorfo quelífitico.

La ortosa en fenocristales es rara, aun en lo que llamamos riolitas normales, estando muy alterada y maclada según *Karlsbad*.

La plagioclasa en fenocristales de 0,2-3 milímetros es abundante y del rango de la oligoclasa. Medidas en la platina de *Federov*, en la preparación 602:

Ley Albita-Ala, 26 por 100 An. Alta temperatura.

Ley Albita, 30 por 100 An. Baja temperatura (dudosa).

En otras preparaciones de riolitas sódicas la plagioclasa es claramente albita.

Notable es la escasez de máficos en estas rocas, aunque en algunos casos puede observarse biotita. La clorita se presenta en la mayoría de las secciones, así como la sericita; esta última, producto de un metasomatismo posterior. La epidota, muy corriente en forma de agregados en rosetas, suele ser secundaria según describe *Smith, A. W.*, 1959 (184), p. 43, producida por una introducción de sílice posterior que hace liberar calcio de las plagioclasas más básicas, dando albita y clinzoisita aquella cristaliza

alrededor de los fenocristales y ésta se presenta en vetillas o rosetas, relacionándose con el cuarzo de baja temperatura (microfoto 9).

En algunas preparaciones los carbonatos son muy abundantes en forma de vetas y/o en la matriz.

Un análisis cuantitativo de la muestra número 602 da como resultado el siguiente:

Pasta	67 %
Cuarzo	16 %
Carbonatos	7 %
Feldespatos	8 %
Opacos	2 %

Este es el caso de una riolita normal, en la que aparece claramente la ortosa.

En un caso hemos observado claras estructuras perlíticas (microfoto 10). En la parte superior de una colada que pudiera ser ignimbrítica. Las fracturas cruzan cristales y mesostasis, lo que indica un enfriamiento posterior a la desmezcla de las dos fases.

3.5.2.2. Cuarzolatitas

Aunque las características macroscópicas de estas rocas sean similares a las anteriores, añadiremos que en la muestra 625 se observa una estructura parecida a las riolitas autobrechadas de Apps, J., 1961 (15), p. 96, presentan en casos foliación incipiente y algo nodular, rodeando a éstos una matriz verdosa, clorítica, que le da aspecto cordado y globular.

Microscópicamente el carácter definidor viene dado por una mayor abundancia de la plagioclasa sódica sobre el feldespato potásico, llegando a ser inexistente en las cuarzolatitas que pudiéramos llamar sódicas, por comparación con las riolitas. Asimismo, el tenor en sílice es más alto, junto a la plagioclasa sódica.

Comparando las preparaciones 625 y 611, se obtienen los siguientes resultados:

	Prep. 625	Prep. 611
Pasta	43 %	61 %
Plagioclasa	32 %	29 %
Ortosa	1 %	-
Cuarzo	17 %	7 %
Epidota	6 %	2 %
Micas	0,9 %	0,6 %

En la platina universal se obtuvieron los siguientes resultados para las plagioclasas:

Prep. 625	Prep. 611
Ley Albita-Ala, 1% An. Alta temp.	Albita, 27% An. Alta temperatura.
Ley Albita-Ala, 31% An. Alta temp.	Albita-Ala, 26% An. Alta temperat.
Ley Albita-Ala, 2-6% An. Alta tem.	Albita-Ala, 26% An. Alta temperat.

Hemos elegido maclas complejas y alta temperatura, de acuerdo con Heinrich, E. W. M., 1960 (85), p. 58, en su descripción de cuarzolatitas. Por tanto, consideremos la roca 625, como una cuarzolatita sódica y la 611 como normal. Anotaremos la coincidencia de estos resultados petrográficos con el análisis químico y su interpretación.

El resto de las características petrográficas es muy similar al de las riolitas. Similares fenocristales de cuarzo corroído, plagioclasas subidiomórficas alteradas en epidota, sericita y clorita.

3.5.2.3. Riodacitas

El tránsito desde cuarzolatitas a riodacitas es insensible, de tal forma que la preparación 611 que acabamos de comentar es muy similar a la 626 con la única diferencia que ésta no tiene ortosa, por lo que puede considerarse la misma dualidad en las riodacitas, sódicas y normales. Verdaderas lavas riodacíticas normales no existen y en cambio sí hay abundancia de ignimbritas y piroclásticas.

Intercalados con los extremos más ácidos, las riodacitas son indiferenciables de sus parientes cercanos, a ojo desnudo o con lente. Aun al microscopio se hace difícil la separación si no se determina la proporción de feldespato.

No describiremos petrográficamente estas rocas, muy similares en casi todas sus características a las anteriores. El análisis cuantitativo de la muestra 626 da el siguiente resultado:

Pasta	56 %
Plagioclasa	30 %
Cuarzo	9 %
Epidota	3 %
Micas	0,7 %

En la platina universal se han obtenido los siguientes resultados en la misma sección típica.

Ley Albita-Ala	1 % An. Alta temperatura
Ley Albita	30 % An. Alta temperatura
Ley Baveno izq.	32 % An. Alta temperatura

Anotaremos la disminución de los fenocristales, ortosa muy escasa y en la pasta. Menor contenido de cuarzo y pequeño incremento de calcio en algunas de las plagioclasas, aunque en otras sigue apareciendo la albita.

3.5.2.4. Dacitas

Las características de campo ya las hemos descrito en las rocas anteriores, puesto que son muy similares. El carácter definidor con la lente es la escasez o ausencia de cuarzo en forma de fenocristales. La ortosa es prácticamente inexistente, proviniendo el potasio que se encuentra en los análisis de la sericita.

A veces presentan texturas microtraquíticas con cierto bandeo de flujo, correspondiendo estas rocas a las traquiriolitas de *Apps, J., 1961 (15)*, página 92, el cual señala la presencia de rutilo en forma de agujitas.

La plagioclasa suele estar alterada según la siguiente serie:

Plagioclasa → Epidota + Clorita + Carbonatos

La clorita rodea a la epidota, la cual a su vez se altera en minerales pardos casi opacos.

En la sección 623 se han obtenido con el contador de puntos el resultado siguiente:

Pasta	44 %
Plagioclasa	37 %
Epidota	8 %
Cuarzo	0,5 %

Las plagioclasas han sido determinadas del siguiente tipo:

1. Ley Albita-Ala, 3 % An. Alta temperatura
2. Ley Albita-Ala, 7 % An. Alta temperatura

En tránsito hacia las andesitas, aunque puede considerarse aún claramente una dacita, la preparación 630 presenta una roca con textura porfídica hipocristalina con fenocristales de plagioclasas, clorita y opacos, algo de cuarzo secundario, en una matriz microcristalina de plagioclasa, cuarzo, clorita y epidota. El cuarzo se presenta como producto de desvitrificación de ópalo.

Su análisis cuantitativo dio al doctor *Agostini*:

Pasta	43 %
Plagioclasa	45 %
Clorita	7 %
Cuarzo	2 %
Opacos	1,7 %
Epidota	0,5 %

estando incluidos en la pasta vidrio y microcristales de plagioclasa y micas.

3.5.3. IGNIMBRITAS

En el sentido propuesto por *Marshall* en 1935, el término ignimbrita significaba un proceso especial volcánico con el mismo carácter que lava o intrusión. «Tought to have been deposited from immense cloud of showers of intensely heated but generally minute fragments of volcanic magma.» *Marshall, 1935*. Consideremos a las ignimbritas como rocas intermedias entre verdaderas lavas y tobas. No son piroclásticas en sentido estricto, pero tampoco son lavas.

En *Martín, 1959 (129)*; *Beavon, Fitch, Rast, 1960 (26)*; *Ross y Smith, 1961 (167)*, y *Rast, 1962 (158)*, encontramos excelentes discusiones de la clasificación y nomenclatura de los términos: ignimbrita, toba soldada, nuée ardente, sillar, tufolava.

Steiner, A., 1960, p. 11, analiza detalladamente las diferencias entre los conceptos de «nuée ardente» e ignimbrita, siendo el carácter vitroclástico alineado, de fragmentos de vidrio englobados en una mesostasis inmiscible, enorme volumen y extensión, coherencia y granoselección según la vertical y horizontal, lo que define las verdaderas ignimbritas. Asimismo las diferencias del aparejo volcánico de tipo central, el productor de «nuée ardente», y siguiendo a *Fenner*, el carácter fisural de la mayoría de los aparatos productores de ignimbritas separan dichos productos.

El autor citado describe en la página 24 las características típicas de ignimbritas con los términos siguientes:

1.º Composición de riolítica a dacítica, en amplios horizontes del orden de kilómetros cúbicos de volumen.

2.º Generalmente están desvitrificados o criptocristalinas, llegando a microcristalinas. En la base de los mantos pueden encontrarse rocas inalteradas.

3.º Al microscopio, el fondo de las ignimbritas frescas está formado por dos vidrios de diferente índice de refracción, lo que puede indicar in-

miscibilidad de líquidos en vez de violenta fragmentación del magma, para dar esquirlas de vidrio. Esto constituiría,

4.º Falsa textura vitroclástica.

5.º Presencia de fenocristales corroidos y reabsorbidos por el magma, el cual penetra en forma de abanicos en las cavidades de resorción, deformándose las esquirlas adyacentes para penetrar en el hueco.

6.º La escasa movilidad de las viscosas lavas ácidas no afecta las ignimbritas, que se extienden por kilómetros, debido a su alto contenido en volátiles que las fluidifica.

7.º En las páginas 30 y 31 *Steiner* describe el proceso eruptivo de las ignimbritas explicando estructuras y texturas.

Beavon, Fitch y Rast, 1960 (26), refiriéndose a este tipo de rocas del país de Gales, señalan las características que deben tener para diferenciarlas de las riolitas. Describen el modo de localizar muestras con buenas estructuras en esquirlas (Shards), en el fondo de los pretendidos mantos ignimbríticos, así como su correcta observación al microscopio con luz natural, cerrando el diafragma, o con luz superior. La dificultad de encontrar buenas esquirlas no existe en ignimbritas recientes, pero su desvitrificación y recristalización hace muy ardua esta tarea en rocas paleozóicas.

En nuestras numerosas secciones delgadas de rocas ácidas no hemos encontrado tales estructuras microscópicas, al menos de una forma clara. Estructuras en piperno soldadas fueron descritas en trabajos anteriores y localizadas en testigos de sondeos y en el campo. *Rambaud, F.*, 1963 (154).

Los autores citados anteriormente señalan que las rocas de Snowdonia no sólo están desvitrificadas, sino invariablemente recristalizadas y cloritizadas. Este es nuestro caso, pero agudizando con una sericitización intensa posterior, perdiéndose en la mayoría de los casos las estructuras clásicas.

Ciertos autores, *Strauss, C.*, 1965, presentan microfotografías excelentes de esquirlas en rocas similares de Portugal, en el extremo occidental del cinturón pirítico onubense. *Febrel, T.*, 1967, nos ha comunicado que ha visto dichas estructuras en algunas de sus secciones delgadas, de las hojas de Valverde y Calañas, inmediatamente al Sur de nuestra área estudiada. Pensamos, por tanto, que éste tipo de estructuras existirán seguramente en las rocas estudiadas en este trabajo y que hemos clasificado como riolitas, cuarzolatitas, riodacitas y dacitas. Las características ignimbríticas por nosotros observadas son las siguientes:

1.º Extensión. Puede reconocerse un mismo manto petrográfica y químicamente semejante que se extiende en ambos flancos del sinclinal en estudio (5 kilómetros según horizontal y digamos 7-8 kilómetros siguiendo los pliegues) y 15 kilómetros longitudinalmente desde las proximidades del puente de los Cinco Ojos, en la carretera de Huelva a Zafra, hasta las cer-

canías del puente sobre el río Jaramar, en la carretera de Riotinto a Sevilla, lo que da una extensión mínima de 120 kilómetros cuadrados.

Las potencias van desde 20 a más de 100 metros (carretera de Aracena, kilómetro 13). Por tanto, podemos estimar un volumen del orden de 10 kilómetros cúbicos, similar a una de las más recientes emisiones ignimbríticas del valle de los Diez Mil Humos de Alaska, *Rittmann, A.*, 1963 (160), p. 93.

2.º Son frecuentes las estructuras columnares en prismas pentagonales, exagonales y cuadrangulares, de 6 a 8 centímetros de diámetro y alcanzando hasta 1 metro de desarrollo. Suelen estar normales al manto ignimbrítico, aunque por las numerosas diaclasas este carácter puede perderse (foto 3).

3.º También es muy frecuente que puedan observarse bandeados de flujo en pliegues apretados que indican una viscosidad poco elevada, llegando a poder considerarse como rehoignimbritas.

4.º En la mayoría de las secciones delgadas pueden observarse cuarzos y plagioclasas corroidos y reabsorbidos por el magma (embeyed).

5.º Aparte de las citadas por *Straus* en Louzal y por *Febrel*, las ignimbritas más cercanas, que han sido señaladas de una forma clara en el mismo nivel estratigráfico, se encuentran en la base del carbonífero de Córcega, *Bodenhausen, J. W. A.*, 1955, citado por *Ross, C. S.*, y *Smith, R. L.*, 1961 (167), página 49.

3.5.4. PIROCLASTICAS

Seguiremos la clasificación de *Heinrich*, 1960 (85), p. 110, con pequeñas modificaciones.

	<u>No consolidadas.</u>	<u>Consolidadas.</u>
≥ 32 mm.	Bombas. Bloques (angulosos). Bloques más cenizas.	Aglomerados. Brechas.
4-32 mm.	Lapilli. Cenizas (vesiculares).	Tobas (de lapilli). Tobas cineríticas.
1/4-4 mm.	Cenizas gruesas.	Cenizas.
≤ 1/4 mm.	Cenizas o polvos.	Cenizas y polvos.

Según la composición, las clasificamos en vítreas, líticas o cristalinas y sus intermedias.

No hemos adoptado la reciente clasificación de *Fisher, R. V.*, 1961 (69), debido a que alguno de los términos empleados por este autor los consi-

deramos innecesarios. Comprendemos la necesidad de separar los conceptos de rocas piroclásticas y epiclásticas, pero en rocas paleozoicas como las nuestras el tránsito a grauwackas es tan imperceptible que añadir este término genético solamente hace aumentar las dificultades terminológicas, ya de por sí sobrecargadas.

3.5.4.1. Aglomerados y brechas

En numerosos afloramientos de nuestra zona hemos encontrado aglomerados de diferentes composiciones, formas y tamaños. Generalmente se encuentran cementados por una matriz tobacea lítica y litocristalina, que engloban fragmentos diversos. Suelen encontrarse con más frecuencia en los niveles más ácidos y en algunos casos por el enorme tamaño de los bloques puede suponerse la proximidad del aparato o fisura generador. La composición de los fragmentos es que sea intermedia entre estos dos extremos ácidos. La forma de los fragmentos oscila desde angulosa subredondeada a bien redondeada (foto 4).

Los tamaños mayores observados exceden a los 50 centímetros en una matriz caótica de fragmentos menores, tobas y polvos. Puede decirse que en general los fragmentos son más ácidos que la matriz, lo que indicaría un volcanismo explosivo en el que se formasen tapones viscosos ácidos que se fragmentarían al aumentar la presión de una emisión más fluida.

Apps, J., 1961 (15), describe en su estudio de San Miguel tres tipos de aglomerados según las composiciones:

1. Granofídicos.
2. Traquiriolíticos.
3. Cineríticos.

En el primero suelen presentarse agrupaciones gráficas de sílice y ortosa sin poder decidir si estos crecimientos son anteriores a la eyección o formados por una granofidización posterior. La matriz es de cuarzo microcristalino y micas secundarias. Aparecen fenocristales corroidos de cuarzo y plagioclasas.

Podemos añadir aglomerados típicamente riolíticos por encontrarse fragmentos claramente clasificables como riolitas vítreas. También, en algunos lugares del extremo SE. del área cartografiada, presentan aglomerados de tipo dacítico.

No describimos petrográficamente este tipo de rocas debido a que nos podemos referir a los cuatro tipos de lavas anteriormente descritos y aquí se presentarían en forma de fragmentos.

3.5.4.2. Tobas líticas

Cuando la proporción de fragmentos de rocas anteriores es mayor que el resto de los elementos en rocas tobáceas, las adjetivaremos como líticas.

En el campo se presentan como rocas con pizarrosidad bien manifiesta, coloraciones variables, crema, verde, moradas, achocolatadas. Los tamaños de grano nunca son mayores de 4 milímetros. En muchos casos la pizarrosidad atraviesa los fragmentos rocosos, los cuales suelen ser angulosos, pero también existen redondeados y reabsorbidos por la matriz.

Según su composición, hemos podido observar clastos de riolita a dacita, pizarra y alguna vez rocas básicas. Sólo en una sección lo que podría ser un fragmento de cuarcita.

También se presentan distribuidos en la matriz fenocristales de cuarzo bipiramidal, corroido, plagioclasas del orden de la albita-oligoclasa y agregados de clorita (pénninga) (microfoto 11).

La matriz suele ser de cuarzo microcristalino, muy abundante sericita, clorita, escasa epidota y carbonatos.

3.5.4.3. Tobas cristalinas

Se diferencian de las anteriores en la presencia de cristales en mayor proporción que fragmentos de rocas. Aquellas tobas en que la proporción de fragmentos es similar al contenido de cristales las llamamos lítico-cristalinas.

El tamaño de grano suele ser menor de 4 milímetros, aunque en algún caso hemos observado cristales de cuarzo y plagioclasa de hasta 8 milímetros. Presentan foliación típica, producto de la orientación mecánica de las micas en proceso posterior.

Su composición es similar a las de lavas, aunque existe una tendencia de más abundancia en los de tipo intermedio, riodacíticas. Cambian dentro de un mismo horizonte, que no suele tener demasiado desarrollo (hemos podido seguir en el campo un mismo tipo de lava a lo largo de un máximo de 4 kilómetros) a otros tipos de tobas o ignimbritas o lavas.

Una descripción típica sería la siguiente:

Textura clástica, microbrechoide, pizarreña. Fenocristales de cuarzo bipiramidal rotos o corroidos. Plagioclasa ácida muy escasa ortosa alterada. Agregados de clorita y sericita. Todo ello en una matriz microcristalina de cuarzo y feldespatos con abundante sericita y clorita, carbonatos, opacos y algún zircón. La sericita y clorita pueden provenir de la alteración de los feldespatos y también de aporte y reacción posterior (microfoto 12).

En la muestra 605 se ha obtenido el siguiente resultado cuantitativo:

Matriz	69 %
Cuarzo	17 %
Feldespatos	7 %
Micas	10 %
Carbonatos	2 %

Nótese el gran incremento de las micas sobre el escaso porcentaje de las mismas en las lavas.

3.5.4.4. Tobas diversas

Debido a la intensa recristalización y dinamometamorfismo se hace difícil reconocer típicas tobas vítreas. En algún caso fueron citadas por *Edge y Williams, D.*, 1934 (211). El problema es similar al diagnóstico de las ignimbritas. En algunas de nuestras secciones pueden intuirse fragmentos de material desvitrificado que podrían indicar tobas vítreas.

Otro tipo de tobas silíceas de grano fino no presentan al microscopio más que sílice fragmental con algunas cloritas orientadas según la pizarrosidad. Relacionadas con éstas, en algunos lugares se encuentra un tercer tipo de tobas sericíticas intercaladas con polvos también sericíticos de coloraciones muy claras y untuosas al tacto. Presentan en esta masa sericítica escasos fenocristales de cuarzo corroído y cubos de pirita de pequeño tamaño.

Estas tobas sericitizadas o primariamente sericíticas suelen encontrarse en las cercanías de los yacimientos de pirita.

Muy frecuentemente las tobas del área son de deposición y transporte por agua, según se deduce de los frecuentes afloramientos con granoselección y perfecto bandeado, a veces en tránsito a grauwackas.

3.5.4.5. Cenizas y polvos

En el capítulo de rocas sedimentarias fueron descritas pizarras verdes y de hematites. Desde nuestro punto de vista es indudable que ambas pizarras tienen primariamente un origen volcánico. Las encontramos en muchos casos interestratificadas con indudables tobas volcánicas y como describimos en aquel capítulo, presentan en algún caso lapillas bien conservados.

Hemos incluido estos materiales finos dentro de las rocas sedimentarias pensando que el último proceso de formación de estas rocas ha sido por sedimentación en el mar. Suponemos que estos materiales más finos fue-

ron expulsados de alguna manera, sea explosiva, sea erupción de cenizas o barros, por la grieta volcánica, transportados por el aire y depositados y removidos por el agua marina después.

Otros polvos han sufrido una transformación profunda posterior por aportes y alteraciones producidos por gases y soluciones fumarólicas.

También relacionados con ellos y en varias masas de pirita, pero más claramente en Riotinto, al techo de las masas, se presenta un material blanco, blando, de composición altamente silícea (más de 90 por 100 de sílice), llamado «tiza» por los mineros de la región y que suele presentar una potencia del orden de 1-5 metros con algo de sericita y caolinita.

Puede ser interpretado como los anteriores polvos volcánicos o pizarras lixiviados por las soluciones ácidas de descomposición de la pirita, no quedando más material que la sílice más insoluble. En ciertos lugares, antigua masa Planes, pueden reconocerse estructuras de sedimentación y pliegues. En un caso, en la orilla levante del Tinto y bajo las falsas monteras transportadas que aún quedan en las cercanías del cementerio de Nerva, hemos encontrado en este tipo de materiales lixiviados los restos de una *Posidonomya*.

En la masa San Dionisio este tipo de materiales alcanza hasta el piso 25, estando aún muy desarrollado en el piso 19 (sección 5, Sur, Dedos) con potencias de más de un metro.

En la parte alta del cerro Salomón fue descrita por *Williams, D.*, 1950 (212), una brecha de sílex (Silica chert) que quizá tenga como origen los polvos silicificados que venimos comentando. Si este material sufre un proceso de silicificación y lavado por las soluciones fumarólicas primero y después por las aguas ácidas de descomposición de las piritas, cuando el nivel freático alcanza a los mismos puede obtenerse un sílex en unos casos similar a las geiseritas o en otros polvos aporcelanados tipo «silica chert» de *Williams*.

Todo este conjunto ha sufrido un proceso de fracturación que da lugar a una brecha silícea cementada por óxidos de hierro de montera. La fracturación se produce por la desaparición de las piritas infrayacentes por disolución, que también dan lugar a los óxidos de hierro. Todo el conjunto está mezclado caóticamente, aunque algunos niveles son más silíceos, de tal forma que han sido explotados como fundente para la fundición de Riotinto.

3.5.5. PORFIDOS MINERALIZADOS

La parte central del anticlinal de Riotinto está formada por una roca particularmente interesante, tanto desde el punto de vista académico como por el valor de su mineralización beneficiable.

La periferia de este anticlinal suele presentar una banda de rocas piroclásticas ácidas de escasa potencia y que llega a desaparecer en algunos lugares.

El centro de dicha estructura está constituida por una roca de tipo riolítico campo A-1 de *Rittman, A.*, 1963 (160), p. 420, según análisis de muestras no mineralizadas. Dentro de esta masa suelen presentarse inclusiones de materiales más finos, tobas finas apizarradas e incluso pizarras. Lo más frecuente son las estructuras brechicas en fragmentos que oscilan desde un centímetro hasta más de diez, siendo lo normal del orden de 2-3 centímetros. Están formados por fragmentos de porfido clorítico, irregulares, angulosos, cementados por una matriz más silícea pero del mismo tipo que el resto.

En muestra de mano son rocas porfidicas con tamaño de grano que oscila entre 0,1 y 3 milímetros, a veces muy vítreas, a veces muy granudas. Pueden presentar cierta esquistosidad incipiente, cuando menos masivas.

Presentan una abundancia variable de vetas y vetillas de pirita, cuarzo y calcopirita. Muy escasos carbonatos de cal y hierro. Pequeños nidos de minerales tipo blenda galena y tetraedrita. Las vetas de sulfuros oscilan desde décimas de milímetro hasta casi un metro, aumentando la densidad de las mismas en las proximidades de las masas de pirita. También es frecuente la presencia de granos de pirita diseminada, idiomórfica. Menos abundante la calcopirita también puede presentarse diseminada.

Las coloraciones suelen, cuando frescas, ser verdosas, aunque en algunos casos escasos tengan tintes crema por ausencia de clorita, mineral casi omnipresente en toda la formación. Debido a la oxidación de la pirita, esta roca de color verde oscuro cambia a tonos pardos y amarillentos en los bancos de las cortas. También se tiñe de rojos por lavado de las monteras de hierro que forman el cerro Colorado.

Al microscopio estas rocas están formadas por fenocristales de cuarzo, granos y vetas de pirita y una matriz microcristalina de cuarzo y cloritas. *Williams, D.*, 1934 (211), p. 603, las describía como rocas «de tan intensa cloritización que consisten casi enteramente en clorita y cuarzo con diseminaciones ocasionales de pirita» (microfotos 13 y 14).

El cuarzo en forma de fenocristales es bipiramidal de alta temperatura a veces idiomorfo y otras roto y corroido con frecuentes recrecimientos de cuarzo de baja temperatura en forma de flecos. Este recrecimiento está más desarrollado alrededor de los granos de pirita y en muchos casos deformado en flecos curvados por rotación del fenocristal (microfoto 15).

Otro tipo de pórfidos más básicos se presentan al Norte de Corta Atalaya. Fueron interpretados por *Barringer, A. R.*, 1954, como una intrusión de traquita, andesita o diabasa fuertemente clorotizada. En el capítulo de

rocas sedimentarias se interpreta esta formación como un deslizamiento de talud (slumping) y la clorotización como posterior y sincrónica con la piritización.

El corazón del anticlinal de Ríotinto, que forma el cerro Colorado, ha sido atravesado por más de 22.000 metros de sondeo que se han estudiado cuidadosamente por el señor *Sobol* y por el autor, con la asistencia del doctor *Williams*. Hasta la fecha no se ha encontrado una correlación o interpretación satisfactoria.

En el capítulo de metalogenia daremos una interpretación de esta formación y de sus rocas estrechamente relacionadas con la génesis de las masas piriticas.

Los análisis químicos que reproducimos a continuación representan los valores medios de la intersección de dos metros de sondeo una vez cortado el testigo por la mitad triturado y homogeneizado. La primera serie proviene del sondeo CR-1 en la parte superior del monte, entre los 175,90 metros y 194 metros. La segunda serie proviene del sondeo RT-37 en el extremo SO. de Corta Dehesa, a una profundidad de la superficie entre los 88 y 104 metros. Los otros cuatro análisis corresponden a muestras de dos metros también, pero de diferentes sondeos y profundidades.

PORFIDOS MINERALIZADOS

Sondeo CR-1 de 175,90 a 194 (muestra de dos metros)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	66,60	63,14	61,55	42,21	26,29	62,20	61,56	69,56	58,62
Al ₂ O ₃	8,94	7,54	7,46	7,96	7,55	8,76	8,14	6,85	11,11
FeO	5,08	6,98	9,04	20,29	29,52	8,55	8,45	4,09	4,70
FeO	10,08	10,37	9,22	10,10	10,39	9,65	9,95	9,22	13,55
MnO	0,15	0,19	0,18	0,18	0,18	0,18	0,12	0,13	0,17
MgO	4,64	4,32	3,96	4,03	3,78	4,17	3,73	3,65	4,89
CaO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,31	0,03	0,11	0,17	0,17
Na ₂ O	0,31	0,28	0,37	0,19	0,49	0,54	0,12	0,08	0,14
K ₂ O	0,07	0,06	0,30	0,49	0,24	0,48	0,35	0,57	0,18
TiO ₂	0,07	0,06	0,15	0,12	0,10	0,10	0,04	0,06	0,08
P ₂ O ₅	0,024	0,024	0,024	0,027	0,030	0,024	0,024	0,024	0,024
S	1,40	3,84	5,60	14,84	20,00	4,06	5,28	2,70	2,42
Cu	0,22	0,34	0,36	1,09	1,51	0,18	1,08	1,10	1,24

Sondeo RT-37 de 88 a 104 metros (muestra de dos metros)

	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	50,03	49,50	63,15	65,75	64,60	62,60	52,05	55,85
Al ₂ O ₃	5,98	6,25	7,93	9,98	9,31	8,82	1,06	0,14
Fe ₂ O ₃	17,34	17,57	6,94	4,05	4,89	6,28	18,62	15,67
FeO	7,64	8,34	10,34	11,49	11,35	10,63	5,03	6,90
MnO	0,14	0,16	0,07	0,14	0,14	0,13	0,08	0,10
MgO	2,70	3,19	4,06	3,62	3,91	3,72	2,32	2,61
CaO	0,08	0,06	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Na ₂ O	0,47	0,14	0,23	0,20	0,06	0,37	0,42	0,11
K ₂ O	0,34	0,05	0,53	0,34	0,21	0,21	0,10	0,45
TiO ₂	0,04	0,04	0,05	0,05	0,03	0,04	0,02	0,03
P ₂ O ₅	0,024	0,045	0,030	0,030	0,030	0,030	0,030	0,030
S	13,00	13,64	4,00	1,58	2,62	4,46	15,42	14,04
Cu	2,51	0,78	0,07	0,05	0,06	0,36	2,97	2,22

Las muestras independientes de diferentes sondeos dieron como resultados los siguientes:

- Muestra número 10, sondeo CR-1, de 55 a 57 metros.
- Muestra número 11, sondeo CR-1, de 163 a 165 metros.
- Muestra número 20, sondeo RT-27, de 89 a 91 metros.
- Muestra número 21, sondeo RT-27, de 112 a 114 metros.

	10	11	20	21
SiO ₂	66,70	50,62	70,10	71,20
Al ₂ O ₃	8,56	7,91	14,08	8,98
Fe ₂ O ₃	4,34	15,03	2,06	3,53
FeO	11,09	9,67	3,89	8,04
MnO	0,17	0,15	0,10	0,16
MgO	4,06	4,10	2,83	3,48
CaO	0,08	0,11	0,03	0,03
Na ₂ O	0,20	0,37	0,10	0,22
K ₂ O	0,48	0,64	0,30	0,37
TiO ₂	0,04	0,64	0,08	0,04
P ₂ O ₅	0,024	0,024	0,024	0,024
S	2,80	11,02	0,42	1,30
Cu	0,11	1,12	T	T

GRAFICA DE RESULTADO DE ANALISIS DE ROCA DE CERRO COLORADO

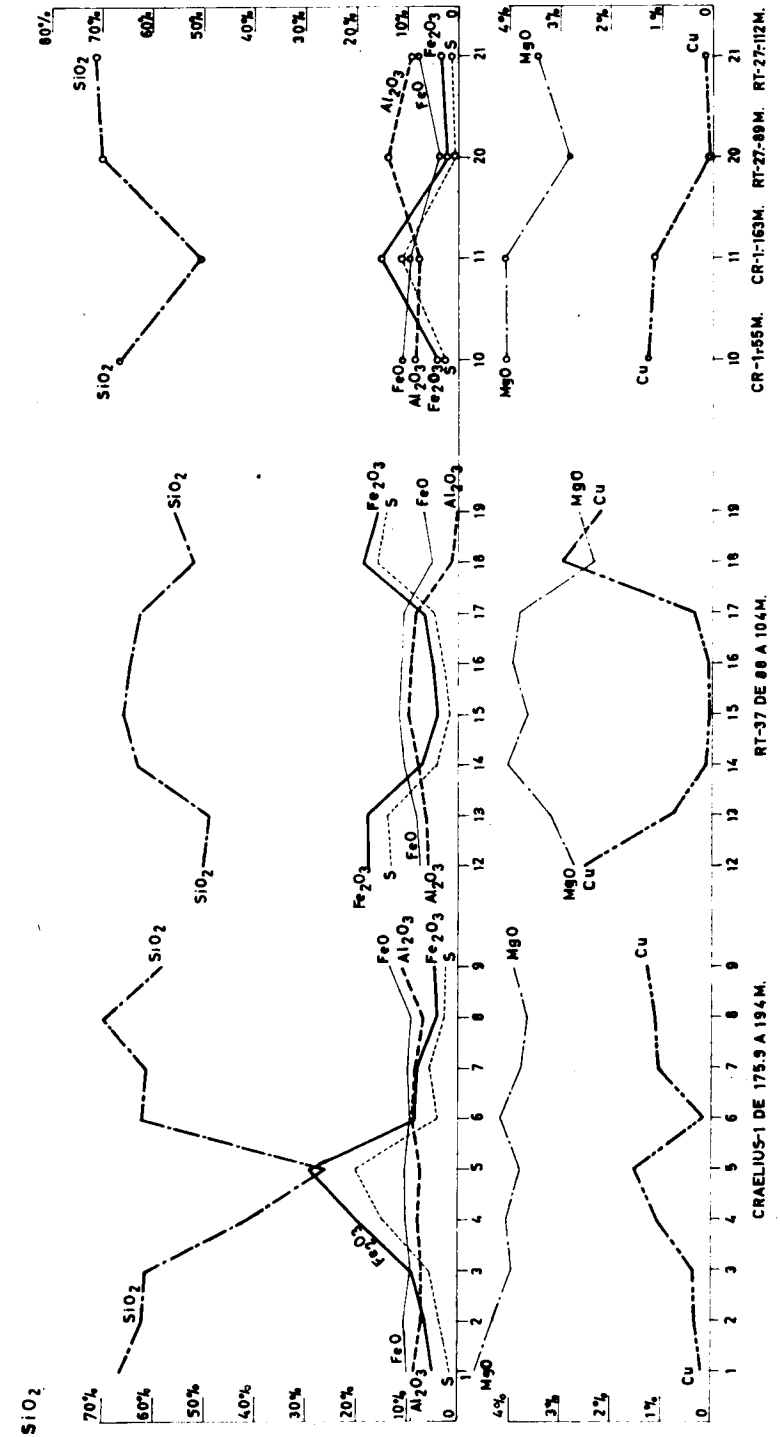


Figura 12

Todos estos análisis han sido llevados a la gráfica que adjuntamos para tratar de correlacionar los diferentes óxidos con la mineralización pirítica y a ser posible con la calcopirítica. Puede observarse una relación suficientemente clara entre aumento de azufre y, por tanto, de pirita y disminución de sílice. La alúmina no queda prácticamente afectada, pero es señalable su muy bajo contenido. Asimismo, los álcalis son también muy escasos, como se demuestra al microscopio, por ausencia total de feldespatos, observación extensible a la cal, que es sorprendentemente baja, aunque en algunos casos contadísimos hemos podido observar alguna vetilla de calcita y ankerita (figura 12).

Puede ser también sorprendente la relación contraria que puede deducirse entre la magnesia y el contenido en cobre. Pensamos que existiría algún tipo de paralelismo entre la cloritización de tipo pennina y la calcopirita. Aquí vemos que el magnesio podría ser en todo caso contrario al cobre. Esto se explicaría si nuestra clorita fuera del tipo chamosita, como luego veremos.

3.5.6. ESTUDIO PETROQUIMICO DE LAS ROCAS ACIDAS

Todas nuestras rocas ácidas caen al campo A del diagrama I de Rittmann, A., 1963 (60), p. 122, que relaciona la sílice total con los álcalis SiO_2/AlK en que AlK es $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$.

Hemos reproducido el diagrama A para representar en el mismo nuestros análisis. Puede observarse una concentración de lavas hacia el campo intermedio entre riolitas y cuarzolatitas y más piroclásticas hacia el campo entre riodacitas y cuarzolatitas. Las lavas vienen representadas por círculos y las piroclásticas por triángulos (figura 13).

El grupo de análisis de riolitas sódicas números 48, 58, 50; riolitas normales, números 46 y 55; cuarzolatitas, 25 y 49; riodacitas, 26 y 34, y la dacita, número 43, se aproximan bastante entre sí representando un conjunto difícilmente separable, aunque en el estudio posterior, en el diagrama que relaciona la cal, la sosa y potasa podrán separarse especies.

En general, aunque mucho menos agudizado que en otras rocas, se puede observar un contenido relativamente alto de alúmina. La sílice es normal para este tipo de rocas. El fosfórico es muy bajo, excepto en algún caso aislado, muestra número 10, que quizá ha coincidido con una muestra más rica en apatito. El titanio es bajo también, del orden de 15 centésimas por ciento. Se aprecia un incremento sustancial en los extremos menos ácidos, como las dacitas, aunque quedan bien definidos ambos conjuntos rocosos en este aspecto. La muestra número 23 alcanza ya tenores de 0,57

por 100 de TiO_2 , la muestra 37 acusa menos este aumento, pero se separa del conjunto ácido (0,27 en ésta contra 0,15 de media en aquéllas).

La misma observación puede hacerse en estas dos muestras respecto de la cal y la magnesia, notablemente más altas que las muestras anteriores.

DIAGRAMA DE RITTMANN

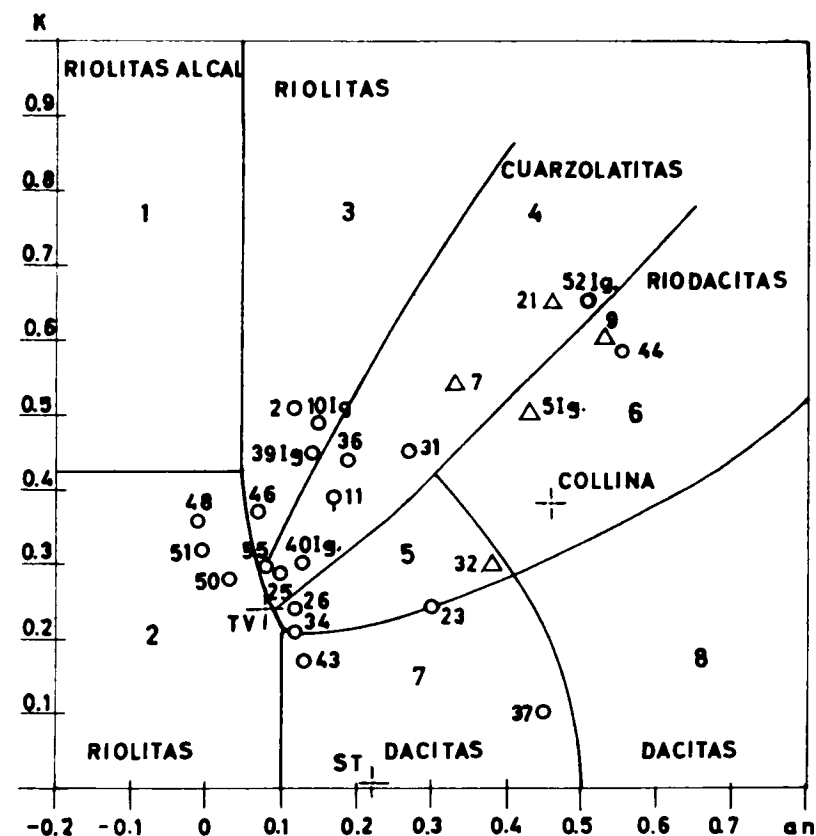


Figura 13

Las muestras números 50 y 51 provienen de una misma colada y en la misma vertical. Los resultados son muy similares si se tiene en cuenta el exceso de los totales de casi un 2 por 100 de uno al otro análisis. De todas formas el incremento de sílice y potasio es notable en la parte alta de la colada, así como su mayor alteración en la muestra número 50, base de la misma.

Riolitas sódicas				
	51	48	50	T. V.
SiO ₂	75,26	74,23	72,90	75,10
Al ₂ O ₃	11,48	11,03	12,37	12,84
Fe ₂ O ₃	2,65	3,99	3,50	0,70
FeO	1,44	1,03	0,44	1,36
MnO	0,07	0,18	0,04	0,04
MgO	0,29	0,20	0,22	0,30
CaO	0,20	0,32	0,10	0,32
Na ₂ O	4,81	4,71	4,98	5,12
K ₂ O	3,49	4,03	2,95	2,39
TiO ₂	0,20	0,16	0,18	0,22
P ₂ O ₅	0,02	0,07	0,02	0,04
P. F.	0,90	0,20	1,35	1,25
Total	100,81	100,80	99,05	99,82

Núm. 51. Riolita blanca. Campofrío. Carretera Aracena, kilómetro 13,4.

Núm. 48. Riolita roja vítrea. Riotinto. Carretera Aracena, kilómetro 12,7.

Núm. 50. Riolita base de colada. Campofrío. Carretera Aracena, kilómetro 13,4.

T. V. Queratofido cuarífero de N. Zelanda (Bartrum, 1936), citado por Turner y Verhoogen, 1963 (204), p. 282.

Comparando estos tres análisis con el queratofido cuarífero T.V. puede observarse bastante paralelismo en los porcentajes, que únicamente difieren en nuestro mayor contenido de óxido férrico. La posición intermedia de este análisis en el diagrama de *Rittmann* comentado aproxima este resultado hacia campos más básicos.

Riolitas normales				
	46	10	39	2
SiO ₂	73,99	72,50	69,22	64,00
Al ₂ O ₃	13,18	12,80	17,27	16,15
Fe ₂ O ₃	2,17	1,37	1,19	5,56
Fe O	0,87	1,59	0,73	1,76
Mn O	0,15	0,11	0,09	0,26
Mg O	0,41	2,64	0,59	0,44
Ca O	0,40	0,51	0,60	1,22
Na ₂ O	4,23	2,83	4,27	3,69
K ₂ O	3,91	4,17	5,26	5,88
TiO ₂	0,11	0,09	0,06	0,12
P ₂ O ₅	0,02	0,48	0,02	0,09
P. F.	0,60	1,00	0,75	1,50
Total	100,44	100,19	100,05	100,57

Núm. 46. Riolita roja vítrea. Riotinto. Carretera Aracena, kilómetro 12,970.

Núm. 10. Riolita verde. Riotinto. Cantera de Talleres (ignimbrita).

Núm. 39. Riolita verde, grano grueso. Zalamea. Carretera Zafra, kilómetro 60 (ignimbrita).

Núm. 2. Riolita gris vítrea. Riotinto. Planes sondeo A. D.-11, 112 metros.

La muestra número 2, correspondiente a la preparación microscópica 602, comentada en el capítulo de petrografía, proviene de las rocas volcánicas inmediatamente debajo de la nueva masa de Planes (hoy masa San Antonio), presenta dos particularidades fundamentales, un contenido mayor de pirita, que se traduce en un aumento del hierro y de volátiles y en un aumento de la cal. El contenido de sílice es inferior y aumenta el de alúmina.

Las muestras 10 y 39 pertenecen, según puede suponerse, por criterios megascópicos, a una misma colada o manto ignimbrítico, pero a una distancia de 10 kilómetros. La número 39 está bastante alterada y la número 10 cloritizada.

Puede observarse que en general el potasio sube a valores más altos que los anteriores. También puede apreciarse el aumento de la cal.

La magnesia, excepto en aquellas muestras que están cloritizadas, se mantiene en valores que oscilan alrededor del 0,45 por 100 superior al de las riolitas sódicas, cuya media era del orden de 0,25 por 100.

Cuarzolititas							
	11	49	55	25	36	52	31
Si ₂ O	76,24	73,21	76,67	70,56	69,78	69,47	65,82
Al ₂ O ₃	13,45	13,23	13,91	13,95	16,46	18,17	19,33
Fe ₂ O ₃	1,40	1,70	2,52	1,64	1,40	1,99	2,73
FeO	0,44	2,05	2,35	1,36	0,57	1,03	1,68
MnO	T	0,15	0,19	0,21	0,09	0,11	0,13
MgO	0,51	0,94	1,09	1,14	0,72	0,70	0,41
CaO	1,01	2,10	0,70	1,18	2,20	2,30	1,21
Na ₂ O	3,42	3,33	4,95	5,49	3,73	1,20	3,67
K ₂ O	3,34	2,23	3,24	3,49	4,42	3,46	4,54
TiO ₂	0,04	0,19	0,26	0,10	0,34	0,15	0,28
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,09	0,06	0,11	0,02	0,11
P. F.	0,90	0,65	0,75	0,85	0,85	0,80	0,60
Total	100,80	99,83	99,72	99,93	100,75	99,40	100,51

Núm. 11. Riolita apizarrada. Nerva. Rivera del Jaramar, a 1 kilómetro del Socavón.

Núm. 49. Ignimbrita bandeada verda. Campofrío. Carretera Aracena, kilómetro 13,010.

Núm. 55. Riolita negra vítrea. Campofrío. Carretera Aracena, kilómetro 12,990.

Núm. 25. Riolita autobrechada. Riotinto. Carretera Campillo, a 1 kilómetro de Bella Vista.

Núm. 36. Riolita verde de grano grueso. Castillo. Carretera Sevilla-Arroyo del Porzuno.

Núm. 52. Ignimbrita verde. Riotinto. Carretera Aracena, kilómetro 13,600.

Núm. 31. Pórfido feldespático morado. Castillo. Carretera Sevilla-Loma de los Chivetiles.

Las muestras 25 y 55 son cuarzolatitas sódicas debido a su mayor contenido de sosa que de potasa. Por el contrario, las muestras 11, 31 y 36 pueden considerarse cuarzolatitas normales. Las muestras 49 y 52 corres-

ponden a dos mantos ignimbríticos diferentes, pero tomadas en la misma vertical estratigráfica.

Puede observarse que la disminución de sílice lleva parejo un aumento de alúmina. Debe notarse también un incremento importante de cal sobre las rocas anteriores, cosa también apreciable en la magnesia pero menos acusado.

La muestra 55 cae completamente en el campo de transición hacia riolitas y su apariencia macroscópica es de un vidrio gris oscuro con escasos fenocristales diminutos de cuarzo y feldespato.

Las pérdidas al fuego siguen dentro de valores bajos como corresponde a rocas masivas.

Riodacitas y dacitas

	34	26	43	37	23
SiO ₂	73,10	71,75	69,21	69,72	60,93
Al ₂ O ₃	14,67	13,43	17,84	17,78	16,40
Fe ₂ O ₃	2,07	1,53	2,29	2,43	1,46
FeO	1,34	1,50	1,03	2,20	4,74
MnO	0,14	0,01	0,14	0,12	0,15
MgO	0,47	0,83	0,56	3,23	3,75
CaO	0,66	1,12	0,50	4,84	4,66
Na ₂ O	5,35	5,49	6,03	3,56	3,90
K ₂ O	2,26	2,62	1,96	0,70	1,93
TiO ₂	0,10	0,17	0,14	0,27	0,57
P ₂ O ₅	0,02	0,06	0,02	0,11	0,09
P. F.	0,40	0,85	0,45	1,80	2,05
Total	100,58	99,36	100,17	100,76	100,63

Núm. 34. Riolita roja. Zalamea. Carretera Zafra, kilómetro 60.

Núm. 26. Riolita blanca. Riotinto. Carretera Zalamea a 1 kilómetro de Bella Vista.

Núm. 43. Riolita (colada sobre jaspe). Riotinto. Carretera Aracena, kilómetro 12,900.

Núm. 37. Pórfido verde feldespático. Castillo. Loma de los Chivetiles.

Núm. 23. Pórfido feldespático. Nerva. Camino del Madroño, kilómetro 14.

En primera aproximación puede observarse que en todo este grupo de rocas, al aumentar la basicidad aumenta la sosa y disminuye la potasa, llegando a ser del orden de tres veces. En las andesitas y espilitas llega a ser del orden de cuatro a cinco veces.

Las riodacitas mantienen todavía bajos los tenores de cal y magnesia, advirtiéndose que la muestra número 43, clasificada como dacita, se encuentra en tránsito hacia riodacita. Las muestras 37 y 23 se separan de las anteriores precisamente por su mucho más alto valor de aquellos óxidos. También la P. F. es mayor, así como el titanio y hierro total.

La alúmina presenta valores normales, más bajos en las riodacitas que en las dacitas. El fosfórico se mantiene bajo, así como el manganeso, que es del mismo orden que en la mayoría de las rocas.

Piroclásticas ácidas

	Cuarzolitas		Riodacitas			Alterada	
	21	7	5	44	32	9	1
SiO ₂	63,54	58,84	74,20	69,40	64,19	61,64	37,40
Al ₂ O ₃	19,67	18,07	12,16	16,93	20,83	19,71	35,56
Fe ₂ O ₃	0,89	2,31	2,03	1,43	1,72	1,77	4,75
FeO	2,08	2,20	0,57	1,03	0,92	4,40	4,99
MnO	0,15	0,28	0,10	0,07	0,09	0,09	0,06
MgO	2,62	4,14	1,97	3,29	2,89	1,88	3,62
CaO	2,19	2,42	1,92	0,60	0,33	1,72	1,21
Na ₂ O	2,85	2,48	1,45	1,06	3,56	1,44	1,03
K ₂ O	2,23	4,45	2,17	2,38	2,32	3,28	5,68
TiO ₂	0,07	0,20	0,02	0,09	0,20	0,21	0,16
P ₂ O ₅	0,07	0,05	0,09	0,03	0,11	0,24	0,15
P. F.	3,55	4,50	2,95	2,50	2,60	3,95	5,35
Total	99,88	99,94	99,63	100,81	99,76	100,33	99,96

Núm. 21. Toba riolítica amarilla. Planes RT-16 bajo la pirita.

Núm. 7. Toba riolítica. Planes RT-21, 335 metros.

Núm. 5. Toba verde silicificada. Planes RT-16, 290 metros.

Núm. 44. Toba verde cristalina. Riotinto. Carretera Aracena, kilómetro 13,850 (bajo el jaspe).

Núm. 32. Toba lítico-cristalina morada. Nerva. Puente Ribera Jaramar.

Núm. 9. Toba verde cuarzo-feldespática. Planes RT-21, 336 metros.

Núm. 1. Toba verde sericitica. Planes RT-17, 334 metros.

El análisis químico de las rocas piroclásticas es menos definidor debido a la alteración que suelen presentar, así como a los aportes metasomáticos que en estas rocas foliadas son más frecuentes. También por causa de su inestabilidad química antes de su consolidación están expuestas a alteraciones deutéricas que enmascaran su carácter primitivo. Por este motivo tomamos más muestras de piroclásticas de testigos de sondeos para evitar las alteraciones producidas por meteorización, aunque caemos en el campo de las transformaciones producidas por las soluciones fumarólicas por encontrarse en las cercanías de un yacimiento piritico.

Puede observarse la ausencia de tobas riolíticas, aunque algunas riodacitas están altamente silicificadas (muestra 5). La alúmina es notablemente más alta que sus correspondientes lavas, así como la cal y magnesio. Esta observación se aprecia con claridad en el diagrama CaO/MgO.

El predominio de la potasa sobre la sosa es notable en las muestras de testigos de sondeos del nuevo criadero de Planes, observación interpretable como acusada por la intensa sericitización que se aprecia en las cercanías de los yacimientos piríticos.

La muestra número 1 es una toba altamente sericitica de grano fino, color amarillo-verdoso, con algún cuarzo fragmental. El contenido de silice es muy bajo, compensado por el de alúmina, que alcanza valores extraordinarios. La potasa adquiere también valores elevados.

La pérdida por calcinación es mucho mayor en estas rocas como corresponde a rocas foliadas y con alto contenido en micas con oxidrilos. También la presencia más abundante de pirita puede contribuir a dar más alto valor de volátiles.

3.5.6.1. Diagramas de diferenciación

El diagrama A, de Rittmann, 1963 (160), no necesita comentario, ya que sólo separa los diferentes campos. La determinación no muy segura de alúmina invalidaría esta clasificación y parte del estudio petroquímico desplazando hacia la derecha o izquierda las representaciones de análisis según variase dicho valor. Por tanto, y ante esta duda, que se presentaba más agudizada en las rocas ácidas, hicimos repetir varias veces los análisis de alúmina con objeto de aumentar la seguridad en los mismos (figura 13).

La dispersión puesta de manifiesto en el análisis de control de la muestra standard del B. R. G. M. nos hizo ponernos en guardia respecto de este peligroso elemento que podría hacer menos útil la costosa serie de análisis. El margen de seguridad parece suficiente para la mayoría de las rocas analizadas, pero algunas que se encuentran en los límites de los campos de dicho diagrama A de Rittmann quedan clasificadas con dudas. Estas son las números 55, 34, 43 y 39.

En el diagrama figura 14 hemos representado los tantos por ciento en peso de K₂O, Na₂O y CaO. Es bien de manifiesto la separación entre las rocas sódicas y las de un mayor contenido de potasa. El cuarzo queratofido de Turner y Verhoogen cae dentro del campo sódico, pero en un área intermedia entre los tres tipos.

Las dacitas típicas se individualizan, pero la muestra 43 cae en el campo de las riodacitas sódicas. La número 37 se aproxima al campo que en el diagrama similar de las rocas básicas se representan las andesitas y espilitas, de tal forma que podría confundirse con ellas si no se tuviera en cuenta el resto de los criterios clasificadores.

El queratofido cuarífero de Straus, C., 1963, se separa de nuestros aná-

lisis por la ausencia casi total de potasa, por lo que coincide muy bien con la denominación de Ronner para cuarzoqueratofidos.

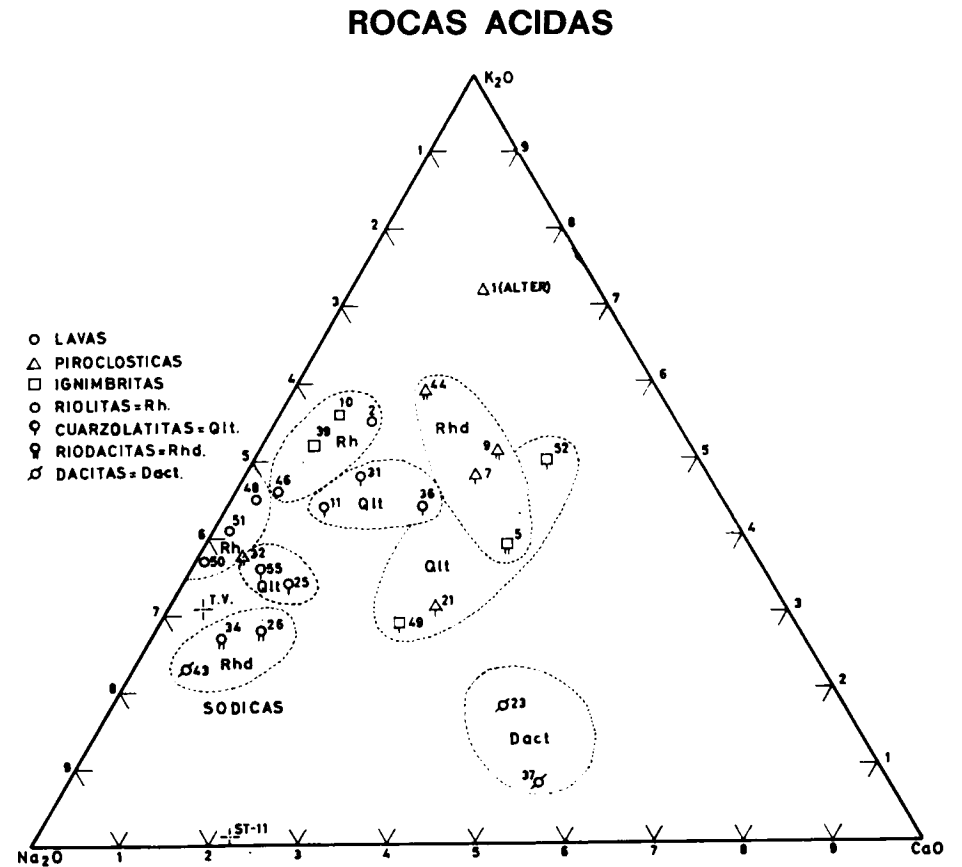


Figura 14

El diagrama figura 15 relaciona la cal y magnesia para poner de relieve el aumento de magnesia en las piroclásticas y el mayor tenor de ambas en las dacitas.

3.5.7. VOLCANISMO

Todas las rocas ígneas que hemos venido describiendo hasta ahora las hemos clasificado siempre como volcánicas, excepción hecha de las graníticas, que muy someramente hemos comentado al principio.

Dentro de nuestra área de estudio existen de hecho rocas subvolcánicas, si no intrusivas. Ahora bien, nunca hemos encontrado, al menos claramente, filones o diques transversales a las direcciones generales. En algún caso, ya descrito en trabajos anteriores, *Rambaud, F.*, 1963, pusimos de manifiesto un dique básico en la parte central de las pizarras carboníferas, al Sur

DIAGRAMA CALCIO-MAGNESIO

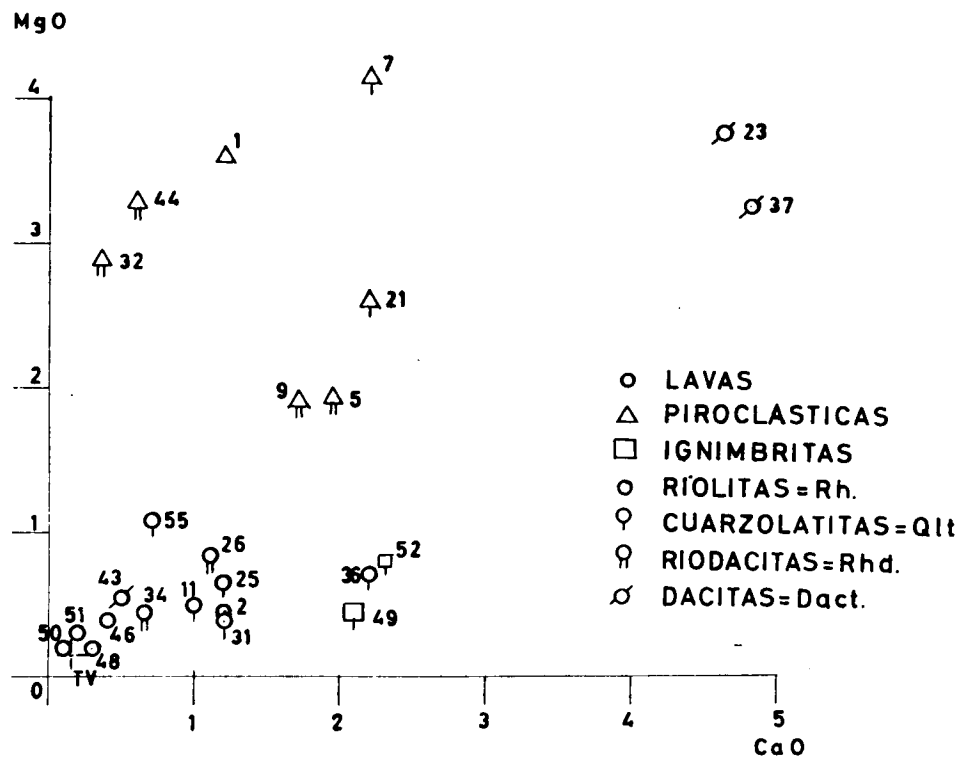


Figura 15

de Peña de Hierro, que representaba una pequeña intrusión muy posterior a las rocas ígneas típicas. En las cercanías del puente del F.C. de Peña de Hierro a Sevilla, sobre la ribera Jaramar, existe también un dique o capa de una roca porfídica de grano muy grueso con fenocristales que alcanzan varios centímetros y que podría representar una diferenciación pegmatóidea de alguna de las rocas que estudiamos.

Tampoco hemos visto restos de algún aparejo volcánico típico. La razón de esta falta puede explicarse fácilmente, ya que el volcanismo productor de nuestras rocas fue muy diferente de la idea típica de volcán. Tanto los

materiales básicos como los ácidos habrían sido producidos por un mecanismo exhalativo muy distinto del aparejo de un volcán central o estratovolcán. Por otra parte, el volcanismo piroclástico, tan acusado en las rocas ácidas del sinclinal en estudio, destruye todo tipo de aparejos.

El volcanismo espilitico inicial da lugar a coladas muy potentes en que los primeros metros (10 metros, según *Rittmann* (160), p. 128, se encuentran en forma de lavas almohadilladas e hialoclásticas. El corazón de la colada puede estar formado por rocas holocristalinas y con desarrollo columnar. Tal es el caso de nuestras doleritas y gabros del Cerro y estructuras columnares del Zumajo.

En algunos casos pueden observarse estructuras que cortan las capas anteriores similares a las descritas por *Van de Boogaard*, 1967 (30), p. 24. El mismo autor demuestra, sin lugar a dudas, la naturaleza extrusiva de los queratófidos, por deposición de radiolaritas sobre las coladas rellenando las fracturas de enfriamiento.

Rittmann, A., 1963 (160), pp. 325 y sigts., describe magistralmente el fenómeno de la espilitización y el emplazamiento de las rocas básicas geosinclinales, bien sea en el fondo marino o introduciéndose en los estratos, aun sin compactar, de fangos y sedimentos saturados de agua. Cuando las coladas son potentes (mayor de 1 kilómetro) queda el corazón de éstas más o menos inalterado, como describe *Aubouin*, J., 1965 (16), p. 153. En ciertos casos, en nuestra área al Sur de Río Tinto, las coladas del Sur del Zumajo están muy bien conservadas, presentando una zonación casi completa, aunque sin los extremos ultrabásicos de peridotitas y piroxenitas.

Todos los autores consultados propugnan un volcanismo fisural de grietas en el fondo del mar por el que escapan los materiales básicos. Parece lógico pensar que tales grietas sean paralelas a los surcos geosinclinales y éstos a su vez paralelos a las direcciones generales de plegamiento. De aquí se deduce que sea difícil encontrar diques transversales a las alineaciones tectónicas generales.

Respecto del volcanismo ácido podemos suponer una extrusión, en unos casos submarina (perlitas) y otros subárea (lapillis). La existencia de ignimbritas requiere un volcanismo fisural subaéreo.

Podemos suponer uno o varios arcos insulares que se entrelazarían desde el Guadalquivir al Portugal Occidental. La falla del Guadalquivir y las intrusiones graníticas sinorogénicas cortan por el Este las alineaciones volcánicas. En Aznalcóllar, las coladas y piroclásticas ácidas se sumergen bajo el Terciario, y nada hay en contra para suponer que las alineaciones y guirnaldas de volcanes se extendieran más hacia el SE.

Por el extremo opuesto, hacia el SO y ya en Portugal, también queda cubierto el Paleozoico por rocas modernas.

Donde el volcanismo ácido se hace más potente e importante es en la

región de Ríotinto que comprende este estudio y al Sur de Paymogo, en el límite con Portugal. Podemos, por tanto, suponer dos centros principales de fisuras, por las que escaparon los diferentes mantos ignimbéricos y el volcanismo asociado piroclástico y lávico.

En toda Huelva existen rocas ácidas interestratificadas con lavas básicas, pero en las dos áreas arriba señaladas parece que las condiciones de diferenciación magmática han alcanzado términos de una mayor acidez, llegando a dar queratófidos cuarcíferos o verdaderas riolitas, según vimos en el diagrama de diferenciación de Murata.

Admitimos, por tanto, un volcanismo fisural, productor de los mantos ignimbéricos, y al final del mismo una evolución hacia formaciones de tipo piroclástico producida por el aumento de la viscosidad de los magmas más ácidos. En todo caso este último tipo de actividad se da en toda la serie.

La actividad fumaroliana a hidrotermal aparece en toda la secuencia volcánica en períodos de tranquilidad eruptiva. En cualquier caso es al final de dicha secuencia cuando las condiciones de formación de depósitos minerales piríticos puede ser más favorable debido a una mayor continuidad de procesos sin interrupciones bruscas que pueden suponerse en fases más activas del volcanismo.

4. ESTRATIGRAFIA

Acepto el riesgo de que se me reprochen errores de detalle. ¿Podría ser de otro modo? Si yo cometo errores, otros los corregirán. Todo trabajo científico es siempre provisional.

J. Pirenne.

4.1. INTRODUCCION

Desgraciadamente este capítulo ha de ser necesariamente corto, ya que muy pocos datos nuevos podemos aportar al conocimiento estratigráfico de la región en estudio. Realizaremos, por tanto, una discusión de los datos conocidos, su validez y reinterpretaciones.

El cambio principal de cronología es el de las pretendidas series silurias de *Gonzalo y Tarin*, 1886, a devónicas, siguiendo a *Pruvost*, 1912, y más recientemente a *Meseguer, J.*, 1944 (132) y *Meseguer, J.*, 1945 (134), ya en las cercanías de Ríotinto y dentro de nuestra área.

No consideramos, por tanto, para la edad de nuestras rocas sedimentarias y volcánicas más que Devónico superior y Carbonífero, que quizá en alguna parte alcance el Muscoviense.

Únicamente las falsas monteras de Ríotinto pueden considerarse como Terciario superior o quizá ya del principio del Cuaternario.

Por ser región de erosión rápida por levantamiento reciente, no se encuentran casi formaciones aluviales.

Carbonífero	} Pizarras y grauwackas.
Niveles volcánicos	
Devónico	} Pizarras, Cuarcitas y Calizas.

4.2. DEVONICO

La litología de los estratos que consideramos como Devónico superior y cuya clasificación discutiremos más adelante, está constituida fundamentalmente por pizarras, lentejones de protocuarцитas y escasas capitas y nódulos de calizas impuras, areniscas y grauwackas.

La base de esta serie es desconocida. Hacia el norte se pasa a niveles Infracámbricos según proponen *Gutiérrez, M.* y *Hernández, J. L.*, 1965 (81), p. 291. En otros casos se apoya sobre granitos y rocas metamórficas. Hacia el Sur la serie Devónica parece hacerse más potente formada por un flysch de esquistos arcillosos, areniscas y grauwackas que se extienden al sur de Berrocal.

La primera datación de este conjunto fue realizada por *Gonzalo y Tarín, I.*, 1878, (76), y revisada en 1886 en su monumental trabajo posterior. Al norte de la sierra de Aracena descubrió graptolites y en sus cercanías pistas de anélidos nereites. Estas pistas las encontró de nuevo en la región al Sur de Aracena, principalmente al Sur de Paymogo, por lo que extendió aquella edad a las pizarras que no tenían *Posidonomya*, en donde la abundancia de grauwackas era escasa. En Portugal, por aquella misma época, *Delgado*, 1876 (46), también databa a las pizarras nereites como silúricas.

Poco después, *Delgado y Choffat*, 1901 (47), en el comentario del nuevo plano geológico de Portugal, deciden por Devónico debido a las semejanzas de las capas de nereites de Alemania con las de Barrancos. Posteriormente, *Pruvost, P.*, 1912 (152), clasificaba indudables *Phacops* y *Clymenia* encontrados en las cercanías de la mina de Santo Domingo.

En 1922 *Dupuy de Lôme, E.*, y *De Novo, P.* (60), fueron encargados de estudiar las diferencias estratigráficas que presentaban los mapas geológicos de España y Portugal en aquella región. Después de una serie de recorridos en el campo y visitas a los geólogos portugueses no encontraron suficiente evidencia de la presencia del Devónico en el lado español, por lo que mantuvieron la cronología.

Estos autores hicieron en el mismo trabajo, p. 272, observaciones tan acertadas como que a los nereites se les había dado demasiado valor estratigráfico, siendo como eran tan sólo fósiles indicadores de facies (flysch en este caso). A pesar de ello, fundándose en el mayor detalle del trabajo de *Tarín* que el de los portugueses, que no cartografiaban rocas ígneas, decidieron, como acabamos de decir, mantener el Silúrico.

La clasificación de aquellos terrenos fronterizos se extendía a la generalidad de la provincia de Huelva y, por tanto, a la mayoría de las pizarras y cuarcitas de nuestro estudio. Pensamos que posiblemente desde los tiem-

pos de *Mallada* hubo una tendencia a considerar demasiadas cuarcitas como silurianas, tal es el caso puesto de relieve en las Hojas de Valsequillo y Maguilla por *Febrel, T.*, y *Saenz de Santamaría, J.*, 1964, y en muchos otros lugares de la mitad Sur de la Península por trabajos recientes.

Meseguer, J., 1944 (132), descubre en las cercanías de La Naya, en el límite de los regaderos de piritita de Riotinto, en unos pequeños afloramientos calizos, *Glyphioceras crenistria*, *Phill. Clymenia sp.* y tallos de *Poteriocrinus*, indicadores del Devónico superior. Hemos rebuscado cuidadosamente en estos afloramientos, no encontrando más que algunos artejos de cri-noides inclasificables.

Anteriormente *Collins, J. A.*, 1885, y *Finlayson, A. M.*, 1910 (66), ya indicaban la edad Devónica de ciertos estratos.

En 1953 *Doetsch, J.* (53), en su estudio del término de Puebla de Guzmán, homologaba ciertas impresiones en las cuarcitas a las crucianas de la cuarcita armoricana. Tales impresiones se interpretan, sin duda, como calcos de flujo de corrientes *Pettijohn, F. J.*, 1963 (149), lámina 3, y *Spotts, J. H.*; *Weser, D. E.*, 1964 (188), pp. 205 y 206, plate II y III.

Por otra parte, desde el punto de vista sedimentológico ambas cuarcitas son muy diferentes. Típicas ortocuarцитas, en mantos muy extensos y homogéneos en las más antiguas, y protocuarцитas poco rodadas, en lentejones pequeños, productos de relavado de acumulaciones restringidas de areniscas impuras en las devónicas.

Hollinger, R., 1958 (90), en su tesis de la región de Puebla de Guzmán y Paymogo, realiza el primer estudio serio de la estratigrafía de la región, distinguiendo siete horizontes bien diferenciados según la serie:

- D₁ Cuarcita basal.
- D₂ Arenisca de raíces.
- D₃ Arenisca veteada, brechica, cuarcítica.
- D₄ Arenisca con lentejones de cuarcita.
- D₅ Cuarcitas de Cabezas y de La Peña.
- D₆ Pizarras con calizas.
- D₇ Areniscas y arcillitas abigarradas.

Las cuarcitas tienen mucho más desarrollo que en nuestra región. Los afloramientos calizos son más abundantes. Por el contrario, las areniscas y grauwackas del muro de nuestra serie no se presentan o corresponden a las areniscas de las subdivisiones D₁ y D₄. *Hollinger, R.*, consideraba a las rocas porfiroideas como lavas prevariscas y a las básicas como intrusivas variscas. Se funda en el primer caso en que por su quimismo las porfiritas ácidas no pueden ser preorogénicas. Para explicar su situación sobre las series devónicas antes descritas tiene que recurrir a enormes cabalgaduras y mantos transportados decenas de kilómetros de su situación original.

Respecto de las rocas básicas, parece ser que fueron interpretadas como intrusiones preorogénicas.

En la zona portuguesa, muy cercana de la anterior, el equipo de estudiantes de *Mac Gillavry, H. J.*, de la Universidad de Amsterdam dedicó largo tiempo a estudios de carácter sedimentológico y estratigráfico resumidos por el citado profesor en dos interesantes trabajos aparecidos en 1961. Posteriormente la tesis de *Van den Boogard, M.*, es un estudio detallado de la región de Pomarao. Ver (124), (125) y (30). La clasificación del Devónico en aquellas regiones viene fundamentada por la siguiente fauna:

Hollinger. Horizonte D₆. Yacimiento calizo al Oeste de Cabezas del Pasto. *Hollinger, R.*, 1958 (90).

Conodontos:

Angulodus walrathi, Hibb., 1927.

Hindsodella germana, Holm., 1928.

Lonchodina curridens, Brn., 1934.

Nothognatella, s. p.

Ozarcodina regularis, Brand. & Mehl., 1934.

Palmatolepsis grazilis, Bran. & Mehl., 1934.

Palmatolepsis perlobata, Ulrich. & Bass, 1926.

Polygnathus communis, Bran. & Mehl., 1934.

Polygnathus pennatuloides, Holm., 1928.

Priniodina smithi, Stauf., 1938.

Roundya aurita, Sanne, 1955.

Spathognathodus stabilis, Bran. & Mehl., 1934.

Tripodellus robustus, Bisch., 1957.

Fauna que indica Fameniense superior.

Van den Boogard, M., 1963, describe en «Conodonts of Upper Devonian and Lower Carboniferous age from Southern Portugal» faunas de dichas edades, pero no hemos podido consultar esta obra.

Por nuestra parte, ya hemos indicado que no aportamos datos nuevos, principalmente debido a que nuestros recorridos por el campo hemos estado polarizados más hacia la prospección minera que al trabajo puramente académico de búsqueda de fósiles.

A partir del afloramiento calizo de La Naya hemos seguido las cuarcitas y calizas hacia el Este y Oeste. La parte oriental puede reconocerse hasta la rivera Jaramar sin lugar a dudas. Por occidente la serie se sigue perfectamente hasta pasada la aldea de El Villar. Por el Norte, las cuarcitas de la dehesa de la Cueva de la Mora tienen características similares a las del Sur y pueden correlacionarse con ellas. También hemos encontrado un aflora-

miento calizo al Norte de San Miguel en las cercanías de la carretera a Ayamonte.

Donde más dudas ofrecen las series que hemos datado como devónicas son las pizarras del Sur de Campofrío, en donde carecemos de datos para decidir por una u otra edad.

Las características sedimentológicas del Devónico han sido bien discutidas por *Van den Boogard, M.* (30), p. 9, y *Mac Gillavry*, 1961. Este último sugiere que las cuarcitas fueron depositadas a escasa profundidad y este es el criterio de numerosos autores para este tipo de secuencias. Ahora bien, *Van den Boogard*, 1967 (30), en su detallada discusión de los más recientes adelantos en sedimentología, no decide por uno u otro caso. Desde nuestro punto de vista parece lógico pensar en deposiciones que varían de profundidad según las épocas a causa de la inestabilidad del surco geosinclinal. Hemos observado estratificación cruzada en algunas areniscas, granoselección y estructuras de corrientes de turbidez, pero en ningún caso hemos profundizado sobre el tema.

De un modo general insistiremos en el hecho de la discontinuidad de las diferentes capas con cambios laterales continuos de litología y posiblemente de facies.

4.3. NIVELES VOLCANICOS DEVONICO-CARBONIFEROS

Sobre el complejo anterior aparece una serie de coladas básicas interestratificadas con pizarras, rara vez areniscas y frecuentes radiolaritas, sílex y jaspes manganesíferos. De un modo general, sobre este último complejo se suele presentar una serie de volcánicas ácidas.

La discontinuidad de las coladas volcánicas, tanto básicas como ácidas es clara. En el mejor de los casos un potente manto ignimbrítico alcanza 15-20 kilómetros. Las piroclásticas finas pueden tener mucho mayor desarrollo. Respecto de las lavas básicas no hemos visto en Huelva flujos tan potentes como los descritos por *Aubouin, J.*, 1965 (16), p. 153, para ofiolitas, alcanzando en un lugar una potencia de 1.500 metros, lo que implicará en el mismo orden de cifras de las dadas por el autor citado un máximo de 20-30 kilómetros del mismo manto o flujo. En general, como *Aubouin* señala, las dimensiones son mucho menores, por lo que la discontinuidad en dirección y siguiendo los pliegues será manifiesta.

Las potencias normales observadas para bancos básicos oscila entre pocos metros hasta como acabamos de decir, 1.500 metros al SO. de Zalamea la Real. Lo más frecuente son capas o coladas, sills, o tobas, entre 20 y 100 metros, interestratificados o intruidos en pizarras y rocas detríti-

cas. Por tanto, en dirección es difícil seguir un mismo tipo rocoso por más de varios kilómetros.

Respecto de las condiciones de deposición, no ha sido demostrada su poca profundidad como pretenden varios autores. Nos inclinamos a pensar que, en general, el conjunto básico es de formación más profunda que el ácido, el cual, en muchos casos, es subaéreo. Las escasas piroclásticas básicas hablan de muy contados casos de islas volcánicas básicas o explosiones profundas, confirmado por la ausencia de brechas importantes, que indicarán calderas de hundimiento explosivo.

Los niveles de rocas ácidas en sus paquetes más típicos no están interrumpidos por sedimentos, como es normal en las básicas, al menos de una manera clara, aunque en ciertos casos puede suponerse que ciertas tobas y polvos puedan tener un origen sedimentario posterior por transporte y sedimentación de materiales volcánicos. Ya hemos hablado de la extensión de los mantos ignimbríticos y su carácter subaéreo. Las variaciones de potencias dentro de una misma capa pueden ser muy variables, según pone de manifiesto *Smith, R. L.*, 1960 (186), en parte causadas por el relieve primitivo de rocas volcánicas anteriores que quede fosilizada. De esta manera se pueden interpretar ciertas estructuras observadas en las ignimbritas, que rodean a isleos de otra petrografía, perdiendo espesor muy notablemente sobre el isleo. Esta estructura, observada al Sur del puente de los Cinco Ojos, en las cercanías del río Odiel, fue interpretada inicialmente como una intrusión o intento de intrusión del nivel infrayacente.

Los aglomerados y brechas son bastante frecuentes, pero de poco desarrollo, según la dirección, alcanzando potencias de hasta 40 metros en casos excepcionales. Pueden presentarse subredondeados y brechoides, que indicarán procesos diferentes. Las brechas del anticlinal de Riotinto pueden suponer una estructura de cuello o fisura volcánica explosiva, atravesada por innumerables vetas de diques que cortasen la formación, como es lo corriente en las estructuras de tipo caldera.

En el capítulo de petrología hemos descrito la formación del «conglomerate slate» de *D. Williams*, 1932, interpretado como un deslizamiento en el talud de una elevación volcánica submarina.

En ciertas piroclásticas hemos podido observar granoselección que en muchos casos no ha podido utilizarse como criterio definidor de techo y muro debido a fenómenos de inversión o plegamiento sinsedimentario.

Desde el punto de vista cronológico sólo podemos señalar que éstas, en general potentes, volcánicas, están al techo de las series clasificadas como devónicas y al muro de pizarras con *Posidonomya* y, por tanto, del Carbonífero. Las vulcanitas empiezan en el Fameniense y terminan en el Carbonífero viseano. No se conoce este tipo de rocas en niveles anteriores o posteriores, al menos dentro de nuestra área de estudio, y únicamente

en el Paleozoico inferior del Norte de Huelva y Sevilla han sido descritas series volcánicas geosinclinales.

4.4. CARBONIFERO

Este período está mucho mejor determinado que el Devónico por la frecuencia relativamente grande de restos animales.

Gonzalo y Tarin, J., en sus primeras investigaciones en la década de 1870 pudo demostrar, sin lugar a dudas, el Carbonífero inferior de Huelva en facies Culm. Este autor cita, según la clasificación de *Mallada*, las siguientes especies:

- Goniatites sphaericus*, Mart.
- Posidonomya Becheri*, Gold.
- Posidonomya lateralis*, Sow.
- Posidonomya constricta*, Kon.
- Posidonomya Barroisi*, Mall.
- Posidonomya Gonzaloi*, Mall.
- Posidonomya Cortazari*, Mall.
- Posidoniella vetusta*, Sow.
- Edmondia scalaris?*, Kon.
- Ermondia? Mac-Phersoni*, Mall.
- Streblopteria Egozcuei*, Mall.

La litología es bastante simple, formada por pizarras y grauwackas de grano fino que en los niveles superiores se hace más grosero. Se intercalan lechos de pizarra y detritos, desde capitas de menos de un centímetro hasta bancadas de varios metros.

Debido a la fuerte deformación de estas rocas, que en casos presentan fuertes estiramientos y en las charnelas engrosamientos, a la escasez de fósiles y a la monotonía litológica de la serie sin niveles guía, complicado con las muy frecuentes variaciones laterales, hace imposible determinar una serie estratigráfica por más de 500 metros que es el mínimo que consideramos al Este de Riotinto. Podemos establecer al Este de Nerva la siguiente sucesión:

Techo:

6. Nivel de flysch pizarras-grauwackas, 300 metros.
5. Nivel de goniatites y nódulos, 210 metros.
4. Nivel de *Posidonomya*, 60 metros.
3. Nivel de tránsito y pizarras carbonosas, 90 metros.
2. Polvos de hematites y gris verdosos, variable.
1. Piroclásticas ácidas, variable.

Muro:

Estos mismos niveles pueden encontrarse al Oeste de Corta Atalaya de Ríotinto con variaciones muy notables de los espesores. Al Sureste de la mina de manganeso Pepito hemos encontrado también *Posidonomya*, así como al Sur de Poderosa, lo que confirma la estructura sinclinal que defendemos.

Hacia el Oeste, al Sur de la cueva de la Mora y Norte y Sur de La Zarza, las características petrográficas son similares a las de la región de Ríotinto, y *Gonzalo y Tarin* describe suficientes yacimientos de fósiles para no dudar de su edad.

Alrededor de Ríotinto conocemos los siguientes yacimientos de *Posidonomya*: Cementerio de Nerva, llanos de la Dehesa, barranco Rejondillo, inmediatamente al Sur de las escombreras de Corta Atalaya, vacies del túnel número 5, bancos de Corta Atalaya, bancos de Corta Filón Sur. Por tanto, podemos concluir sin lugar a dudas la estructura anticlinal de Ríotinto, o al menos de tipo cóncavo.

Las características sedimentológicas de este conjunto no han sido estudiadas, pero en general hemos hecho las siguientes observaciones: grano-selección escasa, aunque visible, en dos casos; laminación paralela de lechos de diferente grano; marcas de ondas y corriente; plegamientos sin sedimentarios. Todo ello indica, como estudia y demuestra *Van den Boogard, M., 1967 (30), p. 38*, deposición por corrientes de turbidez, en los niveles que hemos denominado flysch pizarras-grauwackas.

En los niveles superiores del Carbonífero las grauwackas adquieren mayor desarrollo, como pusieron de manifiesto los estudios de *Tarin* y mucho más recientemente los portugueses *Pereira de Sousa, 1920*, y *Feio, 1946*, aparte de las tesis de los alumnos de *Mac Gillavry* en el Alentejo. No hemos encontrado con certeza estas series superiores en nuestra área.

4.5. COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS

En escalas que han variado entre el 1:10.000 y 1:25.000 hemos realizado doce columnas estratigráficas, de las cuales reproducimos las ocho más representativas y menos dudosas (figura 16 a, b y c).

Las dificultades de realizar columnas estratigráficas correctas son causadas por el plegamiento riguroso de las series por los cambios laterales, discontinuidad de espesores de sedimentos y mucho más acusado en rocas ígneas frecuentes fallas inversas y cabalgamientos.

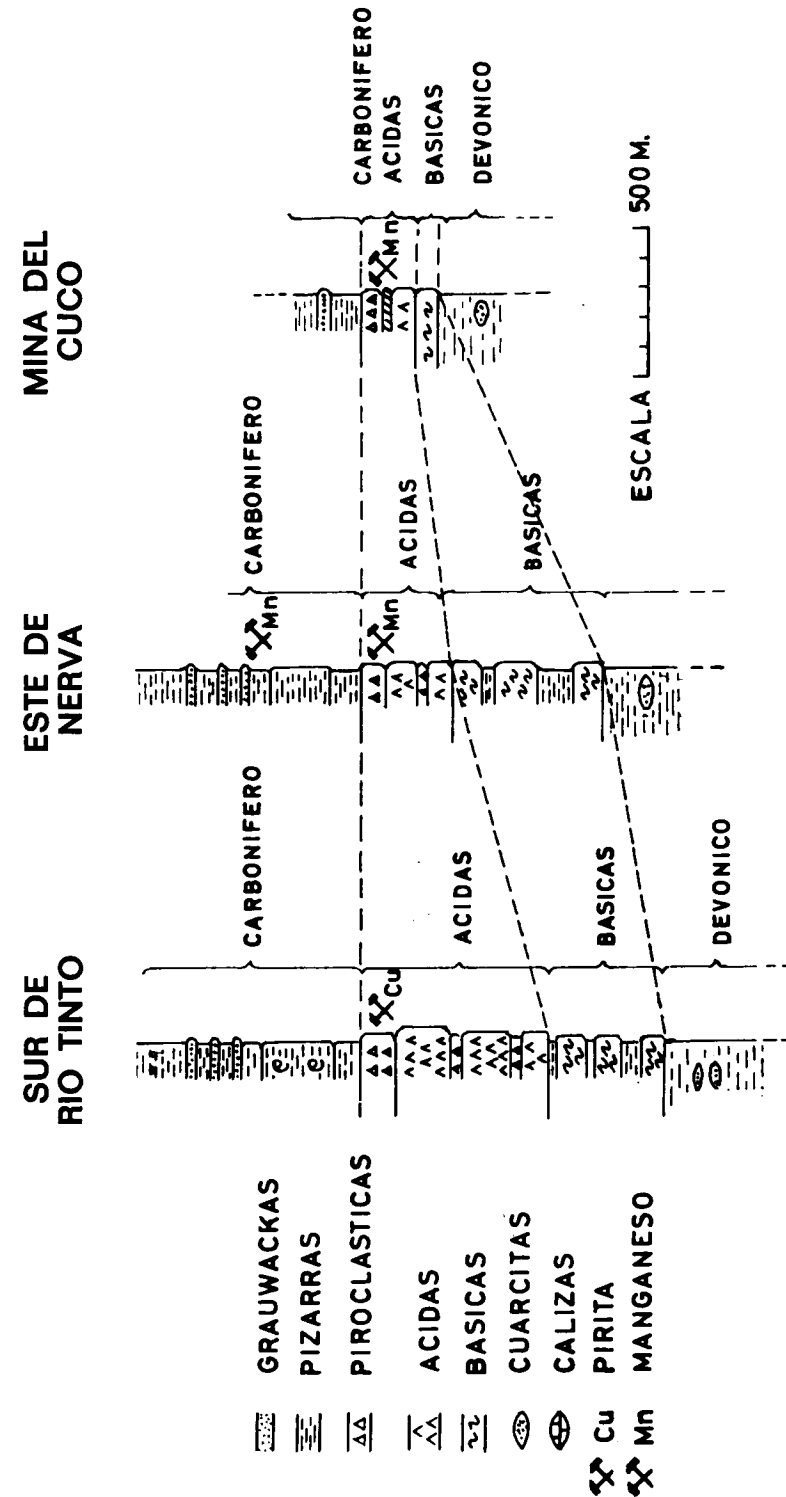


Figura 16a

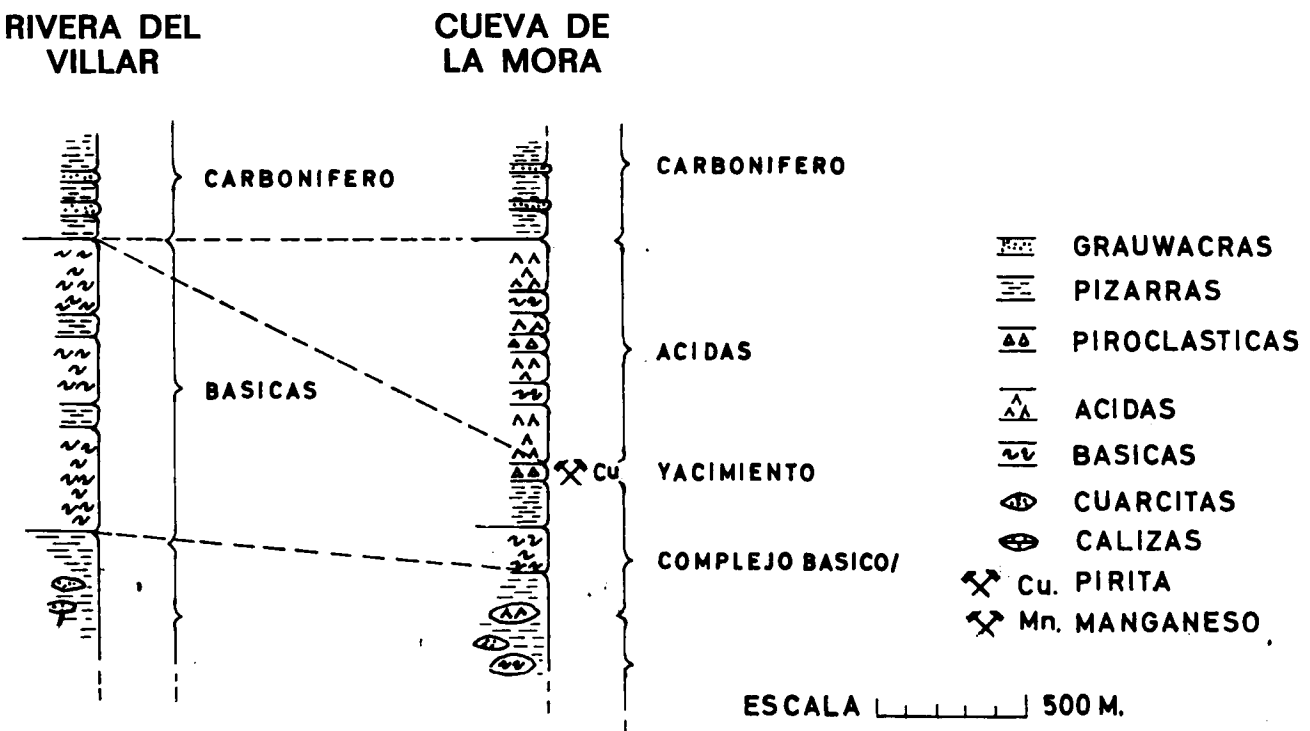


Figura 16b

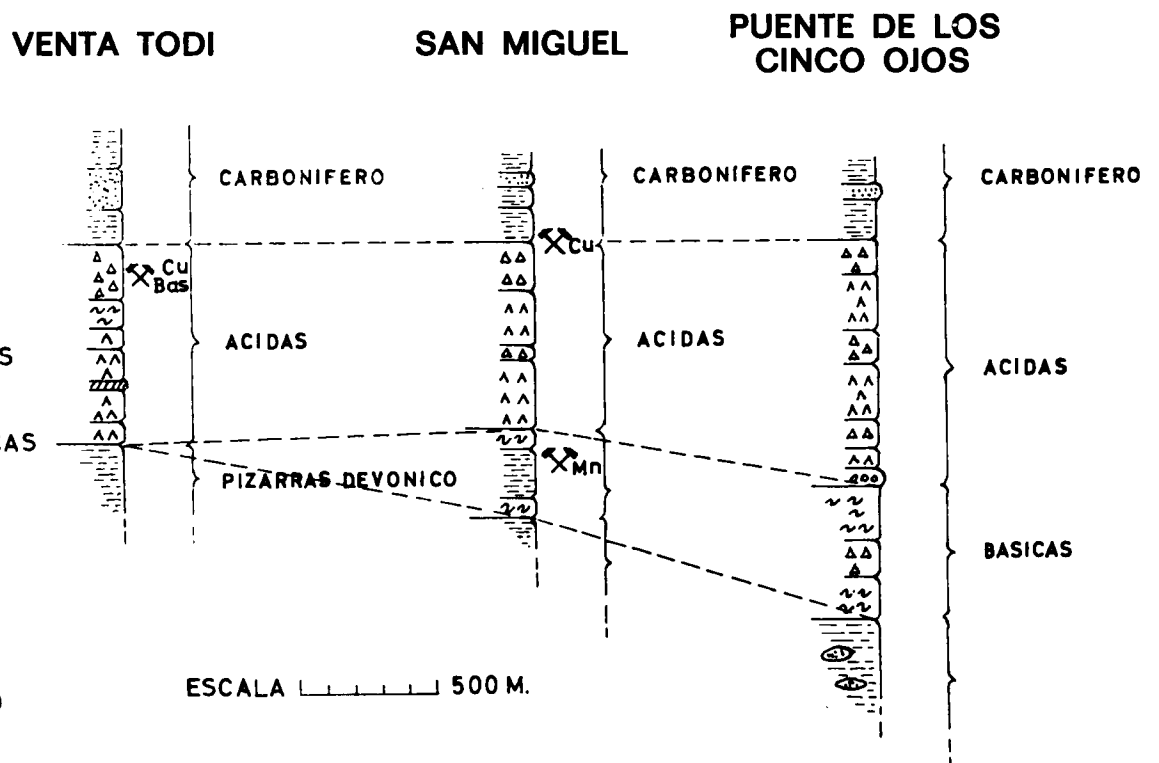


Figura 16c

La serie mejor establecida es la de Ríotinto, aunque también en distancias de pocos cientos de metros los espesores cambian notablemente. El yacimiento se encuentra al techo de las vulcanitas ácidas y en tránsito perfectamente conforme con las pizarras viseanas, como se demuestra por los sondeos de la Nueva Masa de Planes, que cortan pizarras con *Posidonomya*, polvos verdes y de hematites, tobas ácidas, en las cuales está incluido el criadero y bajo el mismo lavas e ignimbritas ácidas, *Rambaud, R., 1964 (155)*. Nunca se ha profundizado suficiente para cortar el Devónico, cosa que, por otra parte, en el mismo Ríotinto, tampoco es esperable que se encuentre, ya que en profundidad es posible que se sitúe el foco magmático que haya asimilado las rocas sedimentarias.

Otros yacimientos, como el de Cueva de la Mora, se encuentran indudablemente en el muro del paquete ácido, el cual está mucho peor individualizado que más al Este, por presentar frecuentes coladas de tipo básico incluidas en las ácidas. Asimismo, en los niveles inferiores se presentan algunas inclusiones de lavas ácidas en pizarras y cuarcitas devónicas.

En otras zonas, como la región al Sureste del Villar, las rocas ácidas faltan totalmente, apoyándose las pizarras carboníferas sobre un potente nivel de vulcanitas básicas con muchos caracteres de ser intrusivas.

En resumen, podremos decir que no existen, o no hemos sabido encontrarlos, niveles o capas guía y únicamente la asociación pizarras-cuarcitas-calizas para el Devónico y la presencia de *Posidonomya* para el Carbonífero han sido los criterios estratigráficos utilizados.

4.6. TERCIARIO Y CUATERNARIO

Únicamente la formación de hierro de pantano del Alto de la Mesa en Ríotinto y las tobas ferruginosas de la Zarza, pueden considerarse como depósitos un tanto particulares de los últimos tiempos geológicos.

Prácticamente no existen formaciones de derrubios de carácter aluvial, excepto ciertas graveras, muy poco potentes, existentes en la penillanura fósil al Sur de La Grulla.

Al sur de nuestra área de estudio existe una formación Pliocena y Cuaternaria muy extensa, constituida por arenas y gravas en una serie de playas levantadas que posiblemente constituyen los diferentes niveles del mar Cuaternario. La bajada del nivel de base en los últimos tiempos ha producido un rejuvenecimiento del sistema fluvial, que ha erosionado casi completamente los derrubios más antiguos.

Los hierros del Alto de la Mesa se extienden horizontalmente de una forma alargada por más de 1.500 metros y 200 metros de ancho constituidos por óxidos hidratados y anhídros de hierro, que engloban fragmentos de

cuarzo poco rodado y pizarra. La potencia de esta capa oscila desde 1-2 metros, hasta 15 metros, habiendo sido explotados como mineral de hierro en algunas épocas en que el mercado de este mineral ha estado en precios muy altos y con fuerte demanda.

Esta capa de hierros ha sido interpretada por *Gonzalo y Tarín J., 1886 (77)*, p. 585, como una formación sedimentaria producida por aguas ferruginosas originadas por la disolución de las masas de pirita adyacentes. Parte importante de la capa ha sido erosionada y transportada por los ríos Tinto y Tintillo hacia cuencas diferentes.

No existen bajo la misma indicios de masas de sulfuros y las pizarras que sirven de base presentan alteración superficial que disminuye en profundidad, por lo que se puede diferenciar claramente de las verdaderas monteras con raíces de sulfuros y rocas ígneas o sedimentarias alteradas en profundidad.

En la explotación antigua de estos minerales se encontraron restos de plantas, que indican su carácter sedimentario y edad reciente, posiblemente miocena, como hemos visto en 1.5.5.

En otras minas de la región existen formaciones similares y a diferentes niveles. En el mismo Ríotinto, junto al cementerio de Nerva, existe una capa similar a un nivel 60 metros inferior.

5. TECTONICA

No me preocupa que me discutan, sino que me interpreten mal.

Kant.

5.1. INTRODUCCION

Los primeros cortes completos de la región en estudio, corresponden a *Gonzalo y Tarín, J., (77)*. Anteriormente fueron realizados estudios parciales de la región de Ríotinto como el de *Anciola y Cossío* que no suponían ningún tipo de estructura. Los cortes de *Gonzalo y Tarín* quedaban condicionados por la interpretación dada a las rocas ígneas, como intruidas en las pizarras, por lo que no se suponían anticlinales o sinclinales.

Esta situación se mantuvo hasta el año 1961 en que realizaron estudios de conjunto, o intentos de interpretación, diferentes de los clásicamente admitidos. Los trabajos de *Apps, J.,* en 1960, en San Miguel y anteriormente *Smith, A. W.,* en 1959, en Cueva de la Mora, alumnos de la Royal School of Mines de Londres, bajo la dirección del profesor *Williams*, marcan un hito en la moderna geología de la región. Ambos autores reconocían la existencia de rocas volcánicas, pero fue el primero, el que de una forma más decidida reinterpreto la totalidad de las rocas ígneas como volcánicas, apoyado meses después por su maestro *D. Williams, 1961 (214)*.

Este nuevo punto de vista, confirmado en junio de 1961 por *Kinkel, A. Jr.,* en su visita a la región y publicado en 1962 (101) revolucionaba de una forma total el concepto geológico estructural de la zona. Con estas nuevas ideas, el autor del presente trabajo, fue encargado del estudio geológico de la región que rodeaba Ríotinto, para ayudar a la interpretación correcta de la prospección geográfica, que en primera fase, se había llevado a cabo en las concesiones de la Cía Española de Minas de Ríotinto, y que en mayor extensión se iba a continuar el año siguiente. Resultado de aquel trabajo fue la publicación en 1963 de «Notas geológico-estructurales de la zona

norte de Riotinto» en el que se ponía de manifiesto la estructura sinclinal tema del presente trabajo.

Fuera de la región investigada, los trabajos de *Hollinger* en la frontera portuguesa en 1958 y del equipo de *Mac Gillavry* en el Alemtejo, también interpretaban las rocas ígneas como niveles volcánicos, aunque el alemán, quizá llevado por un excesivo respeto al maestro (*Lotze*), interpretara las vulcanitas como precámbricas, para lo cual se veía obligado a complicaciones estructurales algo excesivas. El trabajo de los holandeses en Portugal fue excelente, pero no llegó a nosotros hasta mediados de 1963. En estos mismos años (1959-63) *Straus, C.*, trabajaba en Louzal (Portugal) también bajo el nuevo concepto.

Posteriormente llegaron a Huelva jóvenes ingenieros de la E. N. Adaro y dirigidos por *T. Febrel*, realizaron una excelente interpretación de las estructuras de la región de Calañas, fundamentándose en las modernas teorías de tectónica, cuya obra más representativa es «Structural Analysis of Metamorphic Tectonites», de *Turner, F. J.*, y *Weiss, L. E.*, aparecido en 1963. En nuestro trabajo de campo en Riotinto en 1962 notábamos la falta de una obra como ésta, que nos permitiera sacar más partido a nuestras observaciones y medidas.

No haremos un encuadre geotectónico del área en este capítulo, ya que ha sido suficientemente estudiado en el capítulo de geología general. Recordaremos la existencia de un eumiogeosinclinal, que queda limitado al Norte por el umbral de Aracena y por el Sur por el antepaís atlántico-azoreano. Suponemos un volcanismo espilitico primero, en forma de arcos insulares ácido después, que recubre un paquete de pizarras y cuarcitas del Devónico y es cubierto por una formación pizarreño-grauwäckica del Carbonífero. Según vimos, el plegamiento principal sucedió en la fase astúrica, de acuerdo con la mayoría de los autores.

5.2. ESTILO DE PLEGAMIENTO

En nuestro anterior trabajo, *Rambaud, F.*, 1963, llegamos a la conclusión de que la región que rodea a Riotinto tenía un plegamiento de tipo isoclinal similar de crucero en las rocas incompetentes y de tipo céntrico, con tendencia isoclinal y fracturas inversas y cabalgamientos en los paquetes competentes. En general, estas conclusiones son válidas, aunque nuevas observaciones y teorías hagan modificar algo el cuadro.

En nuestra región hemos podido reconocer pliegues de tipo concéntrico similares, isoclinales céntricos y similares en V (kink folds) y disarmónicos, según la clasificación de *Turner y Weiss*, 1963 (205). Todos ellos de-

pendiendo de las escalas, pueden estar presentes en unas zonas u otras (fotos 5 y 6).

Según *Belousov, V.*, 1962 y 1961 (27) y (28), el tipo de plegamiento que estudiamos sería de arrugamiento general, 1964 (27), p. 87, aunque en ciertos casos puedan presentarse inyecciones (p. 78, misma obra). Siguiendo a *Donath, F. A.*, y *Parker, R. B.*, 1964, p. 208, podríamos decir que los procesos de plegamiento en nuestra área darían lugar a un plegamiento disarmónico en su conjunto, siendo de tipo flexodeslizamiento en los paquetes competentes y de tipo pasivo en las pizarras.

T. Febrel, en su trabajo sobre la región de Calañas, 1965 (65), señala que el primer plegamiento no parece alejarse sensiblemente del modelo de pliegues cilíndricos. En algunas de nuestras zonas se hace difícil admitir este aserto, aunque, como dicen *Donath y Parker*, 1964 (56), p. 185, todo pliegue no cilíndrico puede descomponerse en pliegues cilíndricos menores. Pero es el caso que en nuestras observaciones, si se considera una estructura amplia o parte de la misma, quizá pueda admitirse un plegamiento cilíndrico, pero al ir al detalle es cuando se encuentran características de pliegues no-planos no-cilíndricos e incluso no-planos no-cilíndricos con superficie axial no-cilíndrica, *Turner y Weiss*, 1963, p. 109. Estas variaciones las explica *Febrel, T.*, 1965, como causadas por deformaciones posteriores.

Efectivamente, se encuentra en la región claras señales de deformaciones de la pizarrosidad S_2 (S_1 = estratificación o laminación) cortada en algunos lugares por un segundo crucero S_3 y con una deformación diferente, pero coetánea con S_2 , llamada S_4 . Estas diferentes deformaciones fueron puestas de manifiesto en un trabajo realizado por *Read, R. A.*, en la primavera de 1964 en Corta Atalaya y confirmadas por profesor *Ramsay*, del Imperial College, en una visita a Riotinto en compañía del profesor *Williams*.

El trabajo de *Read, R. A.*, becario australiano en el Imperial College y en Riotinto por la Compañía Española, consistió en el estudio de detalle a escala 1:500 de las condiciones estructurales de Corta Atalaya, para ayuda de los estudios de mecánica de rocas que entonces se estaban iniciando. Fueron medidos miles de planos S_1 , S_2 , S_3 , micropliegues, fracturas y diaclasas, en una tediosa labor de varios meses a lo largo de todos los lugares accesibles en la Corta y galerías circundantes. El resultado principal de este trabajo, aparte de su interés específico de aplicación a la mecánica de rocas, fue la confirmación de la estructura de la Masa San Dionisio, según delineábamos en nuestro trabajo de 1963, añadiendo un cambio del eje del pliegue hacia el Oeste que no habíamos puesto de manifiesto. Asimismo, la presencia de una deformación diferente de la pizarrosidad más marcada. En los pliegues más apretados puede observarse un engrosamiento de las charnelas por flujo del material arcilloso, según la esquistosidad hacia la

misma. Más frecuente en los anticlinales menores que en los sinclinales (foto 5).

El estilo de plegamiento que admitimos, por tanto, para la región, es de tipo cilíndrico, con dudas, en pliegues de tipo céntrico, similar, isoclinal, kink o en V (foto 7) y disarmónicos. El conjunto corresponde a una tectónica de arrugamiento general de Belousov. Posiblemente debido a la inclinación general de la pizarrosidad S_2 pueda admitirse una tectónica gravitativa con desplazamiento hacia el Sur y diferencias notables de pliegues entre los paquetes de competencias diversas.

También existen pliegues amplios concéntricos, pero en ambos casos es mucho más visible el flanco Norte de los mismos que el Sur, debido en unos casos a estar volcados y en otros a fallas de tipo inverso paralelos a la primera esquistosidad. Los contactos de rocas competentes, como cuarcitas y volcánicas, con paquetes pizarrosos suelen ser mecánicos en forma de falla inversa que a veces llegan a ser verdaderas cabalgaduras.

5.2.1. Pizarrosidad y plegamiento

En 1910 Knox, H. H. (103), es el primer autor que distingue claramente entre pizarrosidad y estratificación. Posteriormente, Edge, A. B., 1926 (61); Douglas, G. V., 1929 (57), y otros reconocen movimientos torsionales y de cizalla posteriores a la impresión de pizarrosidad, dando el papel importante a estos movimientos en la génesis de los yacimientos. En 1932 G. Williams, en La Zarza, y D. Williams, en Riotinto, hablan ya de un crucero de fractura diferente de pizarrosidad; Heim, A., 1933 (84), describía la existencia de un crucero de cizalla vertical. De Magnée, I., 1936 (117), en sus estudios microscópicos de muestras de la región, indica claramente la presencia de movimientos posteriores que giran los cristales de pirita y cuarzo, dando flecos de cuarzo secundario girados, y fracturas y diaclasas rellenas de cuarzo tensional con estructuras sigmoidales, que también indican torsiones.

En 1958 los ingenieros de la E. N. Adaro se dan cuenta, por obra de García Fuentes, S., en su trabajo «Estratificación y crucero», que estaban tomando ambas estructuras por una sola, por lo que las potencias estratigráficas de las series son enormes (70).

Los trabajos de Smith, A. W., 1959, y Apps, 1961, hablan ya de un «strain slip cleavage», que en 1965 estudiara con todo detalle Febrel, T. (86). Como acabamos de indicar, en aquella mismas fechas R. A. Read trabajaba sobre la estructura de Corta Atalaya, con conocimiento de esta segunda deformación, ya indicada por el autor del presente trabajo en su nota de 1963, páginas 88 y 89 (155).

Adoptamos el término pizarrosidad, en vez del de crucero utilizado en trabajos anteriores, ya que según el Diccionario de Geología de Novo, P., de 1957, parece mejor aplicar el término pizarrosidad a rocas y el de crucero a minerales, o como etimológicamente indica esta última palabra, podría aplicarse a juntas o diaclasas que cruzan otras características estructurales. En nuestra región la pizarrosidad suele tener una traza común con la estratificación. Quizá el S_4 de Febrel, T., 1965 (65), pudiera aplicársele el nombre de crucero.

En todos los trabajos anteriores se ha determinado la dirección de pizarrosidad en el ángulo formado por E-O y ESE-ONO con algunas dispersiones lógicas. Los diagramas adjuntos definen los resultados de nuestras mediciones en el campo de S_2 y S_3 (figura 18 a y b).

Respecto de la segunda deformación S_3 , «clivo-deslizamiento» de Roso de Luna, según Febrel, T., 1965 (65), p. 187, puede observarse en la totalidad de nuestra área, y muy claramente en los bancos de Corta Atalaya y en los testigos de Planes (microfoto 16). Representa una deformación posterior a la impresión de S_2 , puesto que éste queda plegado por aquél. No quiere esto decir que corresponde a una tectónica diferente, ya que puede representar un movimiento de reajuste o descompresión dentro de la misma fase orogénica.

La presencia de vetas de cuarzo con estructuras sigmoidales indica que la formación de tales exudados silíceos hacia zonas de menos presión y rotación indica que los movimientos segundos causantes de S_3 se producen inmediatamente a continuación de la impresión de S_2 . El fallado, difícilmente reconocible en el campo como no sea con ayuda de la fotografía aérea, está relacionado con dicha deformación, aunque existen otros cortejos de diaclasas que son producto de la fase inicial, debido a su enmascaramiento por la segunda esquistosidad.

En este mismo sentido hablan las rotaciones de los flecos cuarzosos en los fenocristales que han crecido casi al mismo tiempo que el fleco (microfoto 15).

Por otra parte, y en sentido contrario, la fracturación que dichos exudados de cuarzo presentan puede interpretarse como un crucero de fractura perfectamente claro que puede ser producto de una deformación posterior. ¿Esta deformación posterior corresponde a S_4 ? Febrel, T., demostró que S_4 es anterior a S_3 , y como acabamos de ver, S_3 puede considerarse casi inmediato, pero cinemáticamente diferente de S_2 . De donde deduciríamos dos tectónicas cruzadas, como propone este autor para explicar el no cilindricismo de los pliegues, observado en la dispersión de los polos S_1 . El cabeceo de los pliegues podría ser explicado por las condiciones mecánicas y espesores de los diferentes paquetes que controlarían dicho cabeceo, sin necesidad de recurrir a una deformación diferente que, como acabamos

de decir, sería casi o totalmente simultánea. Queda de todas formas sin aclarar el problema del crucero de fractura en formaciones que han sufrido las deformaciones S_2 y S_3 .

De una forma general podemos admitir que la intensidad de la pizarrosidad y del plegamiento en nuestra área de trabajo es mayor que más al Sur. El número de planos de crucero por milímetro es mayor cuanto más al Norte y la frecuencia de pliegues abiertos es menor. En la mitad meridional del cinturón piritico es difícil, o imposible, ver pliegues apretados o en Z. También debe considerarse que allí las series grauwáckicas son más potentes y se deforman menos. Cuanto más al Norte el metamorfismo dinámico y más allá el regional, son más acusados (ver microfoto 17), en que el clivo-deslizamiento S_3 ya afecta a lechos silíceos. Recientemente *Bard, J. P.*, 1967 (19) ha señalado en Aracena hasta cuatro deformaciones diferentes.

Inmediatamente al Norte de La Dehesa encontramos pliegues cuyo cambio de ejes en menos de 20 metros varía desde 10° E. a 40° O. Con afloramientos así se hace difícil admitir un plegamiento cilíndrico. Pasando a un orden estadístico, vemos también que las dispersiones son amplias, y sin que se pueda admitir una corona estadística de distribución de una forma general, aunque localmente sí podemos encontrar áreas con deformaciones menos acusadas, igual que el caso contrario que acabamos de describir.

El crucero de fractura en lechos más competentes presenta las características normales en este rasgo estructural. No parece tener relación con el clivo-deslizamiento, aunque pueda existir otro crucero de fractura en rocas incompetentes relacionado, y genéticamente similar, al clivo-deslizamiento; de acuerdo con *Turner y Weiss*, 1963 (205), p. 98.

El crucero en pincel es menos frecuente y fue interpretado en nuestro trabajo anterior como efecto de esfuerzos torsionales. Este tipo de estructura es más corriente en las cercanías de paquetes competentes, observación también extensible al clivo-deslizamiento. Suele darse en niveles de polvos volcánicos, aunque también se pueda observar en pizarras. Si diferentes bloques poco deformables, como mantos ignimbríticos, pinzan en su movimiento lechos incompetentes, pueden dar lugar a cruce de esquistosidades que produzcan estructuras en pincel. En general, puede decirse que el clivo-deslizamiento y los pincales son más frecuentes en los niveles volcánicos y en las pizarras relacionadas con cuarcitas que en las potentes series arcillosas posteriores.

Hemos expresado hasta aquí una serie de dudas, producto de observaciones a las conclusiones del trabajo de *Febrel, T.*, en la Hoja de Calañas. De todas formas, admitimos como rigurosas y válidas las conclusiones a que el citado autor llega y las aplicamos de hecho a la interpretación de la tectónica de nuestra área, con la única salvedad de admitir una mayor intensidad de deformación.

5.2.2. Pliegues mayores

Al iniciar en 1961 el trabajo geológico-estructural en el área de Ríotinto y reconocer tres series de rocas volcánicas de tipo similar, aunque no exactamente iguales, nos planteamos las siguientes cuestiones:

1. Las tres series de rocas volcánicas ácidas pertenecen a mantos diferentes o son un mismo nivel.
2. La estructura general en caso de ser un mismo nivel corresponde a un sinclinorio o un anticlinorio.

Las características petrográficas de las formaciones al Norte y Sur de Corta Atalaya son muy similares. Por otra parte, antiguas investigaciones por sondeos en Bella Vista y en labores de interior hacia el Sur en Corta Atalaya, con sondeos en dicha dirección, hacía indudable la correspondencia entre la corrida de rocas ácidas de los altos de El Valle y la formación porfídica del cerro Salomón y La Atalaya. En la mitad oriental no existían datos tan claros, pero la continuidad de la formación de pizarras y de los niveles de vulcanitas eran suficientemente demostrativos.

La correlación con la alineación de rocas volcánicas ácidas del Norte del Valle de la Dehesa era más problemática. En primer lugar, las características petrográficas eran similares y hacia el Este ambas alineaciones se juntaban en la región de las minas de manganeso de Peñas Altas. Hacia el Oeste no existía nexo entre ambas formaciones.

El pizarral que forma el valle de la Dehesa presentaba fósiles de tipo *Posidonomya* según hemos descrito en el capítulo de estratigrafía, de donde se deducía sin lugar a dudas la estructura anticlinal o domica del afloramiento de rocas ácidas de Ríotinto. Al Sureste de la mina Pepito, en el contacto del nivel ácido del Norte, a poca distancia de dicho contacto, encontramos también dicho fósil.

La formación meridional formada por vulcanitas básicas, pizarras y cuarcitas quedaba datada como Devónica y se continuaba a ambos lados de los yacimientos fosilíferos de La Naya. Por el Norte, al Sur de Campofrío, se presenta un pizarral que no hemos podido clasificar con rigor en ningún período. Este se apoya, o más bien sirve de apoyo, a una intrusión diorítica que cabalga sobre los esquistos. Más al Oeste, la formación pizarreña queda bien caracterizada por la presencia de cuarcitas y calizas y aunque no hemos encontrado fósiles, nos atrevemos a correlacionarlas con las series devónicas del Sur.

El pizarral carbonífero se extiende hasta el Norte de La Zarza, con exactamente las mismas características petrográficas y sedimentológicas.

En resumen: tenemos una formación pizarreño-grauwáckica con varios yacimientos de fósiles viseanos. Alrededor de ella se presenta una serie de rocas volcánicas ácidas, excepto en una pequeña ventana hacia el extremo SO. del área estudiada, en que sigue el Carbonífero hacia el Oeste. Las variaciones en la petrología de las rocas ácidas son notables, pero no más que las esperables en series volcánicas, en las que las características petrográficas pueden variar notablemente de una colada a otra, o aún dentro de una misma colada. Únicamente el nivel ignimbrítico podría ser correlacionado por su extensión y homogeneidad que en sí ha de ser escasa también.

A continuación de este nivel ácido se presenta, con más variaciones laterales, una serie de rocas básicas.

Toda la envolvente por el Sur y la mitad Norte occidental está formada por una serie de pizarras y cuarcitas con algunos yacimientos de fósiles devónicos.

Concluimos, por tanto, en la estructura sinclínica que defendemos y que ha dado nombre a este trabajo. Cortes I a VIII.

5.2.3. PLIEGUES MENORES

De Este a Oeste podemos observar las siguientes estructuras anticlinales. Cortes I a VIII.

1. Anticlinal, o serie de anticlinales del Padre Caro, formado por rocas volcánicas ácidas, radio de giro muy amplio y difícil de reconocer. Para demostrar dicha estructura el estudiante de geología señor *Luzón* realizó, bajo nuestra dirección, una serie de medidas de las columnas observadas en las riolitas columnares, llegando a la conclusión que, de una forma estadística, los ejes de dichas columnas convergían hacia un punto en profundidad, por lo que deducíamos dicha estructura. Este anticlinal cabalga en muchos lugares sobre el pizarral y es por ello que se hace difícil reconocer buzamientos hacia el Sur que confirmarían la estructura sinclinal del Carbonífero.

2. Anticlinal del Coto Vicario. Presenta un claro cabeceo del eje hacia el Oeste, cerrando periclinalmente al Sur de la carretera de Ríotinto a Sevilla en su cruce de la Rivera Jaramar. Tiene un núcleo de pizarras y volcánicas básicas con algunas intercalaciones más ácidas. Al Sur de dicho cruce está fallado, cabalgando las rocas ácidas sobre el mismo paquete ácido. Al Sur de dicho pliegue, en dirección hacia el caserío de Juan Antón, también puede suponerse un cabalgamiento, aunque esta zona ha sido muy poco reconocida.

3. Anticlinal de la Peña del Aguila. Fue puesto de manifiesto en nuestro estudio anterior, *Rambaud, F.*, 1963, y comprobado por los estudios de gravimetría, que se realizaron para prospección de piritas. La litología de esta estructura es totalmente formada por pizarras y grauwackas carboníferas. Este tipo de anticlinales intermedios en las pizarras pueden ser frecuentes en el conjunto sinclinal, pero únicamente trabajos detallados de microtectónica pueden ponerlos de manifiesto.

4. Anticlinal de Ríotinto. Lo forma el Cerro Colorado y el Cabezo de San Dionisio. En el capítulo de metalogenia describiremos detalladamente sus características. Acabamos de exponer su envolvente de fósiles carboníferos que lo caracterizan.

5. Sinclinal del Zumajo. Presenta un núcleo de pizarras y muy escasas cuarcitas hacia el Este, más frecuentes hacia el Oeste.

6. Estructura de la región de San Platón-Concepción-Esperanza. No la hemos estudiado más que de una forma muy general para no interferir con los trabajos de la señorita *Soler*, de la Universidad de París, que bajo la dirección del profesor *Routhier*, ha estado realizando para su tesis doctoral.

7. Región de El Villar-Zalamea. La estructura de esta amplia zona es un conjunto anticlinorio con variaciones notables de los espesores, cambios laterales muy acusados y desaparición hacia la carretera de Calañas desde El Villar de los niveles ácidos. Hacia el Oeste de esta zona se prolonga una serie de anticlinales menores con cabeceo hacia el Oeste. El más importante se prolonga hacia esta dirección, formando el afloramiento ácido, con muy frecuentes aglomerados del Norte de La Zarza y que forman la totalidad de su intersección con la carretera de Calañas a El Cerro. Este anticlinal alargado está fallado en su flanco Sur, cabalgando sobre piroclásticas y pizarras. También se encuentra fallado y roto transversalmente.

8. Anticlinal de San Miguel. Al Norte de San Miguel puede reconocerse otra estructura con características anticlinales que cierra al Sur de la mina Angelita. Está formado totalmente por rocas volcánicas ácidas y principalmente por aglomerados, como puso de relieve *Apps, J.*, 1962, en su tesis y según su cartografía de detalle a escala 1:2.500 de las concesiones de aquella mina. La estructura, como conjunto, no fue estudiada por aquel autor, pero parece haber suficiente evidencia para admitirla. La mina San Miguel es de las pocas del contacto Norte del sinclinal en estudio, que buza al Sur y en que las vulcanitas no cabalgan sobre las pizarras.

9. Anticlinorios del extremo occidental. Esta región ha sido muy poco estudiada, por lo que no haremos comentarios que podrían ser totalmente falsos. En la mina Aguas Teñidas se presenta un sinclinal con fallamiento del paquete ácido del Sur de Cueva de la Mora sobre las pizarras del contacto de la masa anterior. Más al Sur se presentan una serie de anticlinales en cuyos extremos orientales, pues cabecean hacia el Este, suelen aflorar

crestones de jaspe manganesífero como los de la mina La Cara y La Perroña.

5.3. FALLAS

En el campo y en fotografía aérea pueden reconocerse fallas de desgarre que cortan las alineaciones y fallas inversas según la dirección general. En el campo suele ser difícil reconocer las fallas de uno y otro tipo por la escasez de variaciones petrográficas suficientemente definidoras. Haciendo un estudio detallado de la fotografía aérea pueden observarse una serie de alineaciones que en muchos casos, pero no todos, corresponden a fallas.

En las pizarras carboníferas se hace difícil demostrar la existencia de fallas debido a la dilución de estas estructuras al cortar paquetes incompetentes como son estas rocas. Aun en el caso de fallas clarísimas muy visibles en las fotos y con claro desplazamiento de los paquetes volcánicos, como la falla Eduardo que corta los dos yacimientos principales de Ríotinto y separa en dos el anticlinal porfídico, se hace imposible seguir dicha falla en el pizarral, pues se deshace en varias fallas diferentes y no queda acusada por el desplazamiento de ningún nivel suficientemente indicador.

5.3.1. FALLAS DE CIZALLA

Según vemos en los diagramas adjuntos, existen dos cortejos principales, uno de dirección N. 10-20, 0, más desarrollado en la mitad oriental y al cual pertenece la citada falla Eduardo, y otro conjugado N. 45 E que en la mitad oriental se inclina más hacia el Este (figura 17).

El primer cortejo es más visible en el campo, sobre todo en las volcánicas ácidas, cuando existen diferencias litológicas. También puede observarse en los yacimientos que quedan cortados por estas fallas dando espectaculares espejos de falla por el pulido de la pirita. El movimiento más frecuente es en el sentido de desplazamiento hacia el Sur del bloque oriental. En el caso de la falla Eduardo, este desplazamiento es del orden de 200-300 metros según la horizontal. La componente según la vertical debe ser pequeña. Esta falla buza fuertemente hacia el Este.

El segundo cortejo es conjugado del anterior y en la bisectriz de ambos queda con cierta aproximación la dirección de empuje definida por la normal a la pizarrosidad. Son menos visibles y la más caracterizada es la que se presenta inmediatamente al Norte de La Zarza. No ha sido estudiada en el campo, pero en fotografía aérea se presenta una alineación con indudable

DIAGRAMA DE FRECUENCIA DE FALLAS

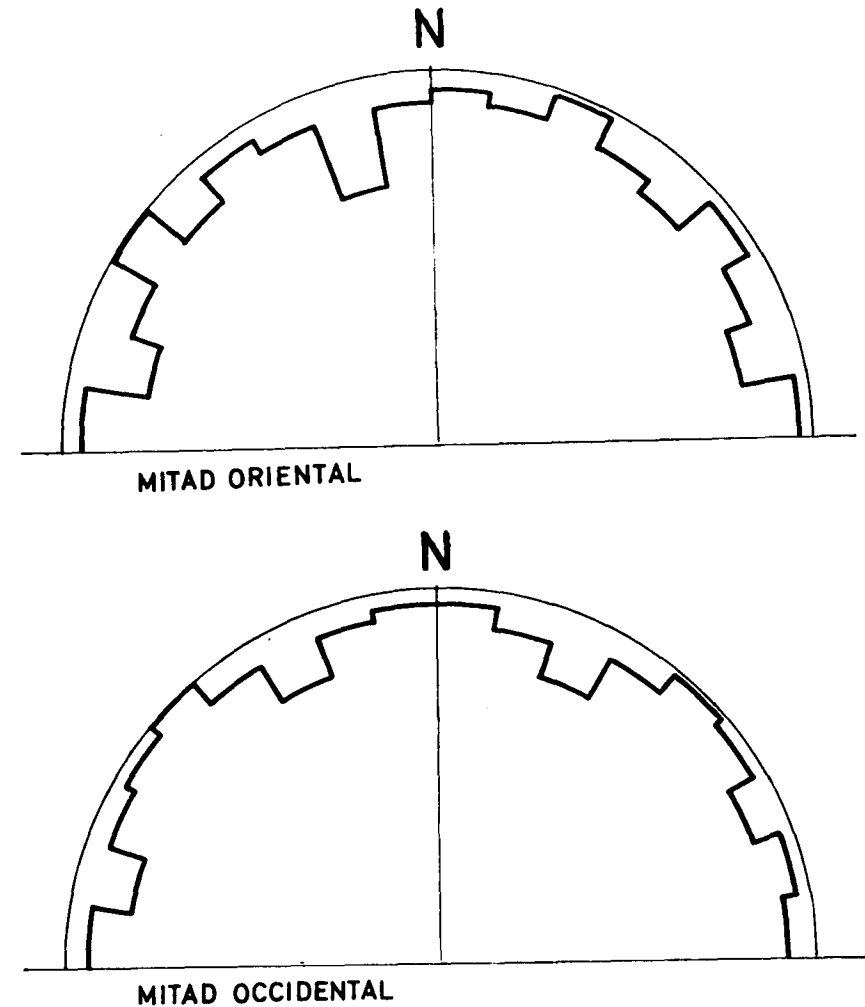


Figura 17

carácter de fractura. Junto al dique de los Silos las piroclásticas quedan deformadas.

En algún caso estas fallas tienen carácter de ser posteriores a la pizarrosidad posiblemente producidas entre la impresión de S_2 y S_3 , ya que quedan borradas en el campo aun con excelentes afloramientos y son totalmente irreconocibles, aunque en las volcánicas sean apreciables por brechas y milonitas y en fotografía aérea se aprecie la alineación.

5.3.2. FALLAS SEGUN LA PIZARROSIDAD

Son siempre fallas inversas con cabalgamiento del paquete del Norte sobre el meridional. En frecuentes ocasiones se pueden apreciar este tipo de estructuras en cuanto hay un afloramiento o barranco Norte-Sur que intersecte las formaciones.

En fotografía aérea también pueden apreciarse claras alineaciones que indican estos cabalgamientos, pero donde mejor se aprecian es en los contactos mecánicos de vulcanitas sobre pizarras. Puede decirse que una gran parte del flanco Norte del sinclinal en estudio está fallado, montando las coladas ácidas sobre las piroclásticas o bien éstas sobre las pizarras.

Cuando la competencia de los mantos ignimbríticos no permite el plegamiento, aquéllos cabalgan sobre el paquete incompetente. La inclinación de los planos de falla suele ser muy grande, acercándose bastante a la general de S_2 . Es imposible estimar el salto de falla. Al hablar de ciertos pliegues ya hemos puesto de manifiesto algunas de estas estructuras bastante frecuentes en los flancos Sur de anticlinales. No suelen presentar brechas excepto en las rocas ácidas, que han sido reconocidas en algunos lugares.

El contacto de las dioritas de Campofrío con las pizarras o volcánicas del Sur suele ser mecánico con cabalgamiento de las intrusivas. Fue puesto de manifiesto por los trabajos de prácticas de campo que los estudiantes de geología de la Universidad de Granada, señores Gálvez y Orozco, realizaron en la zona en la primavera de 1966.

El contacto fallado inversamente del paquete ácido de Peña de Hierro-San Miguel no invalida el concepto del sinclinal en estudio, ya que en profundidad, siempre y en algunos lugares sin fallas, puede reconocerse la estructura sinclinórica que pretendemos.

5.4. DIAGRAMAS DE FRECUENCIA DE S_2 Y S_3

En las figuras 18 a y b hemos recogido la distribución en tanto por ciento del total de las medidas de las dos pizarrosidades en las mitades oriental y occidental del área estudiada correspondientes a los planos 1:50.000 que se han realizado de la totalidad del área.

Para S_2 en la parte oriental la pizarrosidad primera se obtiene un máximo según N. 10-15 E. y 80 N. En la mitad occidental esta pizarrosidad se aproxima más hacia el N., con una diferencia respecto del máximo anterior de 5 grados e igual buzamiento. Esta pequeña variación se explica por el cambio de eje que se aprecia al observar el plano geológico del área.

En S_3 no existen variaciones apreciables, aunque debido a la menor abundancia de observaciones pudiera no haberse podido notar tal cambio.

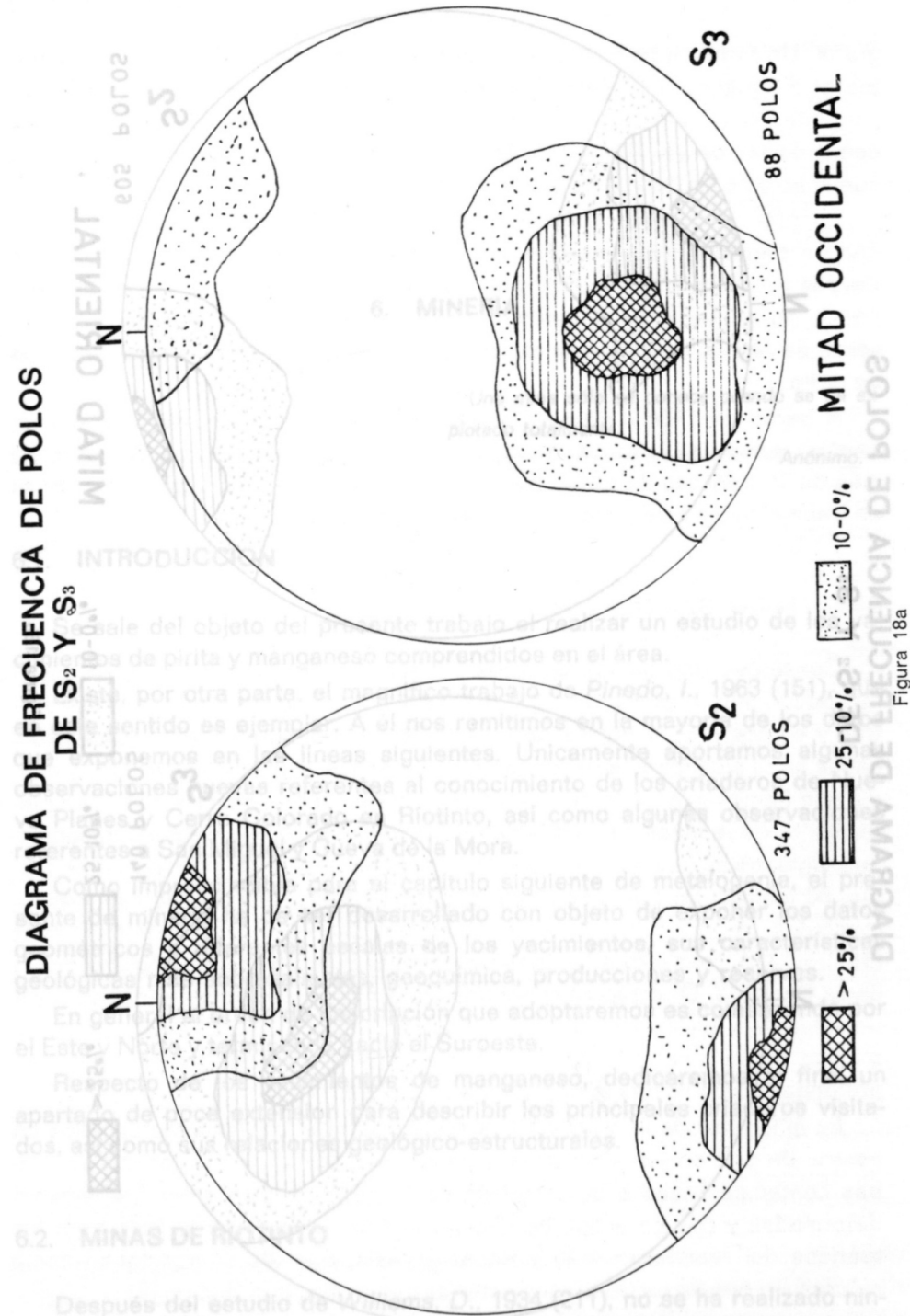


DIAGRAMA DE FRECUENCIA DE POLOS DE S₂ Y S₃

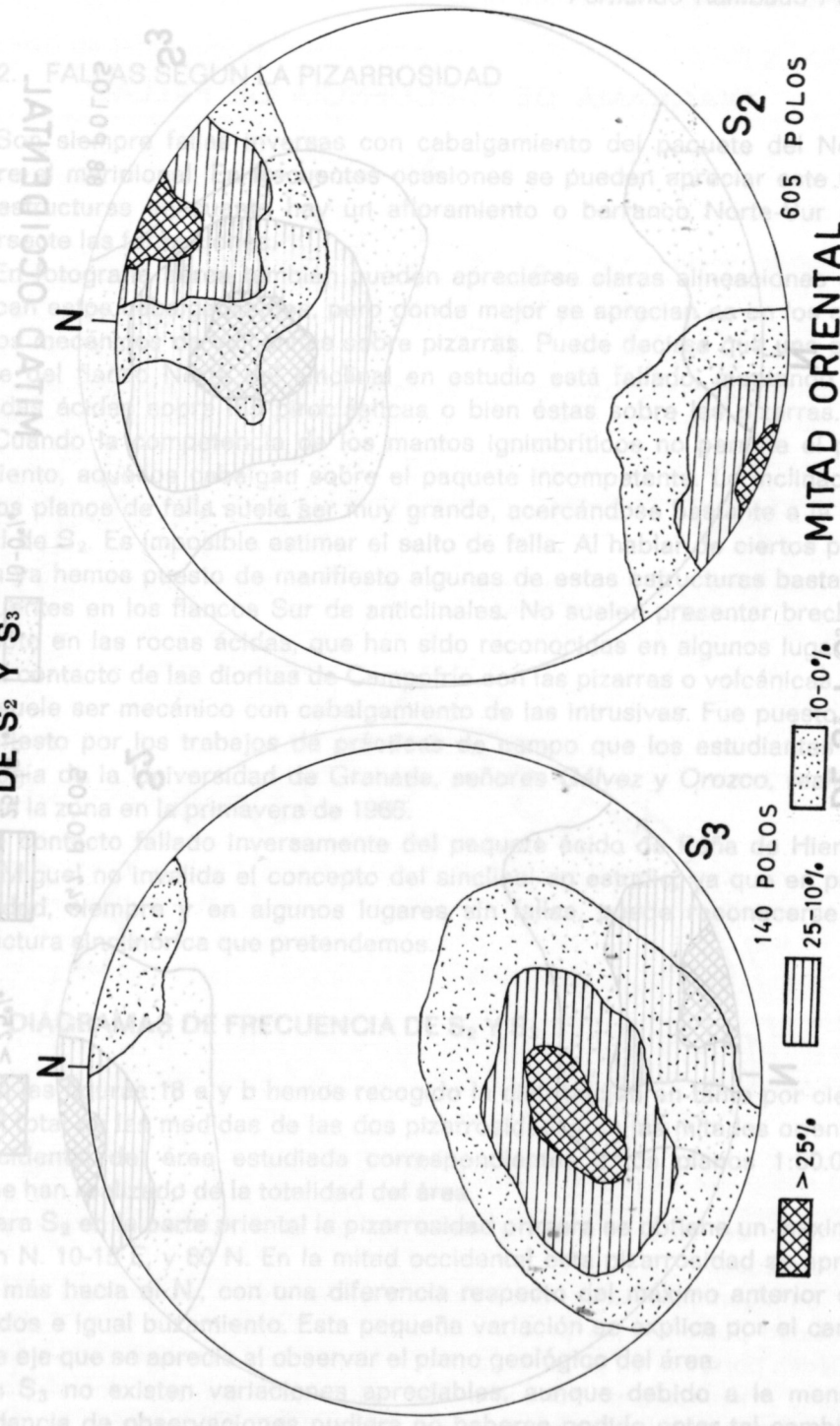


Figura 18b

6. MINERIA

Una mina sólo se conoce cuando se ha explotado totalmente.

Anónimo.

6.1. INTRODUCCION

Se sale del objeto del presente trabajo el realizar un estudio de los yacimientos de pirita y manganeso comprendidos en el área.

Existe, por otra parte, el magnífico trabajo de Pinedo, I., 1963 (151), que en este sentido es ejemplar. A él nos remitimos en la mayoría de los datos que exponemos en las líneas siguientes. Unicamente aportamos algunas observaciones nuevas referentes al conocimiento de los criaderos de Nuevo Planes y Cerro Colorado en Riotinto, así como algunas observaciones referentes a San Miguel y Cueva de la Mora.

Como imprescindible para el capítulo siguiente de metalogenia, el presente de minería ha de ser desarrollado con objeto de exponer los datos geométricos a diferentes escalas de los yacimientos, sus características geológicas más sobresalientes, geoquímica, producciones y reservas.

En general el orden de descripción que adoptaremos es comenzando por el Este y Norte y terminando hacia el Suroeste.

Respecto de los yacimientos de manganeso, dedicaremos al final un apartado de poca extensión para describir los principales criaderos visitados, así como sus relaciones geológico-estructurales.

6.2. MINAS DE RIOTINTO

Después del estudio de Williams, D., 1934 (211), no se ha realizado ningún trabajo de detalle que fuera continuación de aquella excelente mono-

grafía. Únicamente han sido reinterpretadas algunas observaciones y puestos al día planos del interior de las labores. En rigor, el progreso ha sido pequeño en los siete lustros transcurridos. Nuestra labor ha sido dedicada, como decíamos al principio, más a la prospección de nuevos yacimientos que al estudio de detalle de los conocidos.

En 1964, *Rambaud, F.* (155), contribuíamos al conocimiento de Riotinto con un pequeño trabajo sobre los resultados de la prospección geofísica llevada a cabo en 1960 y 1962 por los equipos de gravimetría y electromagnético de la Río Tinto Sudafricana y que dieron como resultado la Nueva Masa de Nerva, hoy llamada Masa San Antonio, de 5 millones de toneladas de pirita.

A partir de 1964 dirigimos la prospección del Cerro Colorado, que al escribir estas líneas ha dado lugar a un yacimiento explotable de cobre de más de 30 millones de toneladas de pórfidos mineralizados. (Está en prensa un trabajo sobre este tema que será publicado en breve.)

6.2.1. MASA SAN DIONISIO

Constituye uno de los mayores yacimientos de pirita cobriza del mundo. Su longitud alcanza los 1.100 metros, en profundidad llega a los 450 metros y en potencia lo normal son los 70-80 metros, aunque en los pisos cercanos al 23 alcanza una extensión de 270 metros según la horizontal, potencia que hemos explicado en *Rambaud, F.*, 1963 (154), como causada por plegamiento de la masa, la cual, antes de la deformación, tendría las dimensiones siguientes: longitud, 1.100 metros; anchura, 500 metros; potencia media, 60 metros. Lo que arroja una cubicación del orden de 130 millones de toneladas. No coincidimos con las optimistas impresiones de *Pinedo, I.*, 1963 (151), p. 125, respecto a las posibles extensiones de la Masa San Dionisio hacia Poniente. Desgraciadamente la única dirección aún sin reconocer suficientemente es en profundidad, aunque por razones de la estructura de pliegue no será mucho más extensa de lo que se adivina de las secciones prolongando los límites conocidos en el piso 32.

En el interior de la masa pirítica son frecuentes los llamados caballos de esteril, de tipo en casos pizarreño y en casos pórfidico. En general son tobas contemporáneas a la formación de la pirita. Suelen estar fuertemente deformadas y con un grado de alteración sorprendentemente bajo para los teóricos del remplazamiento y de epigénesis, que los interpretaban como relictos sin remplazar de la roca anterior a la piritización (figura 19).

Los hastiales de la masa son pórfidos y «stockworks» al Norte y al Sur

en profundidad (foto 12). Pizarras al Sur, aunque en ellas sean frecuentes las piroclásticas finas antes de pasar a verdaderas pizarras.

PLANTAS DE DOS PISOS TÍPICOS DE LA MASA SAN DIONISIO DE RIOTINTO

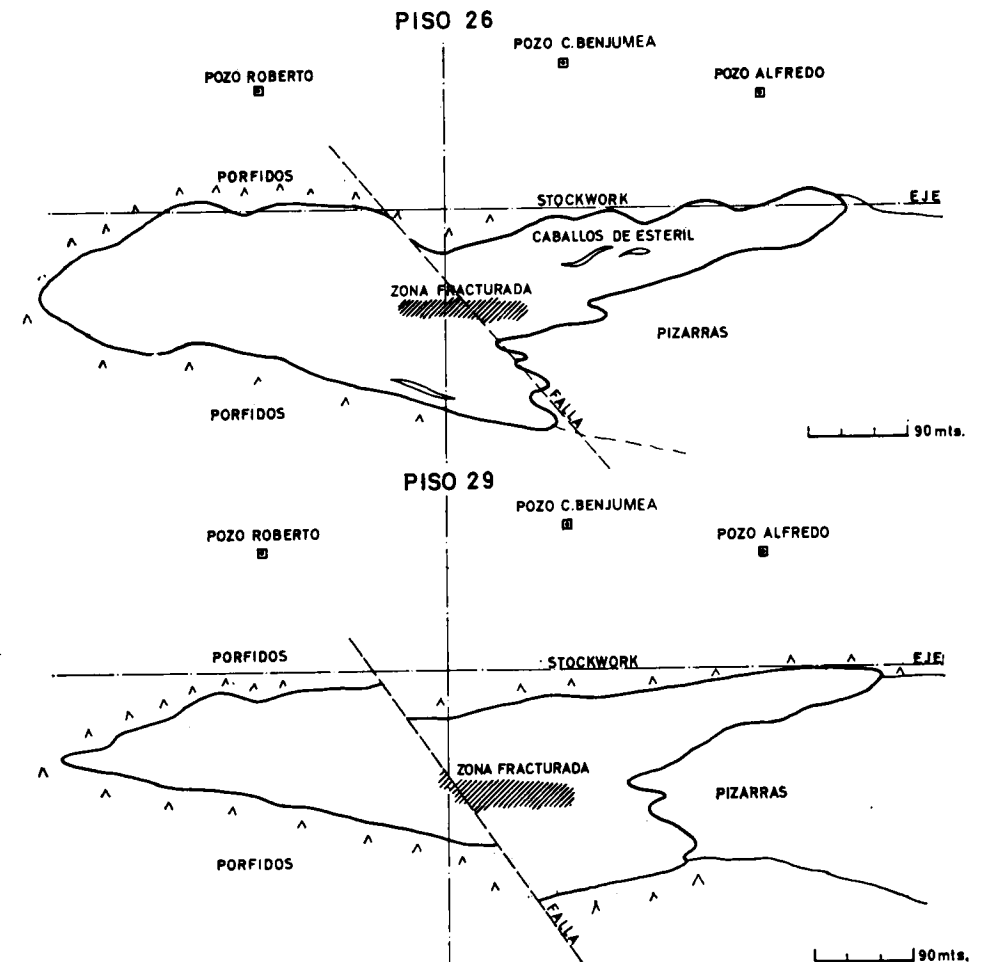


Figura 19

En muchos casos los contactos, siempre muy netos con las rocas pizarreñas, están formados por material lixiviado de color blanco, producto de lavado por aguas ácidas supergénicas o bien interpretables como geiseritas.

El contacto con pórfidos suele ser gradual y está constituido por un «stockwork» de vetas de pirita y en casos calcopirita, que hace más difícil la localización exacta del mismo. Generalmente este caso es menos frecuente.

Desde el punto de vista mineralógico, el 95 por 100 del mineral es pirita; 2-3 por 100, calcopirita; 1-2 por 100, blenda y vestigios de otros minerales. En el capítulo de metalogenia desarrollaremos algunas ideas sobre la mineralogía de las piritas.

Tomando los datos de *Pinedo, I.*, 1963 (151), p. 164, las reservas calculables en San Dionisio se elevan a unos 50 millones de toneladas, incluyendo las reservas posibles debajo del piso 32.

Se han explotado pequeñas cantidades de pórfidos mineralizados, pero quedan unas reservas del orden de 4 millones de toneladas.

6.2.2. FILON SUR

Como prolongación hacia el Este de la Masa San Dionisio, el llamado Filón Sur o de Nerva era un yacimiento alargado por más de 1.300 metros. En profundidad fue explotado hasta el piso 25, alcanzando los 270 metros, aunque ya con características de mineralización marginal, bandeada y de alto contenido de plomo y cinc. La potencia, variable, alcanzando máximos de 70 metros y media de 50 metros, lo que arroja un total no erosionado del orden de 60 millones de toneladas.

Ambas masas, San Dionisio y Filón Sur, alcanzarían fácilmente un orden de cifras de 200 millones de toneladas de pirita masiva (95 por 100 pirita) separados transversalmente por la Falla Eduardo, que desplaza a Filón Sur unos 200 metros al Sur de la San Dionisio y quedando una pequeña masa, llamada Eduardo, que conectaba ambos criaderos.

El yacimiento es estratiforme, según deducimos de sus dimensiones, con pizarras y tobas finas volcánicas al Sur y pórfidos riolíticos, generalmente con «stockwork» de pirita y calcopirita, más denso en los extremos occidental y oriental. Los contactos con los hastiales Sur son netos y completamente definidos. Mineralógicamente es muy similar a San Dionisio, aunque tuvo un enriquecimiento secundario más profundo, por lo que su riqueza en cobre fue más alta.

6.2.3. FILON NORTE

Los criaderos de Filón Norte son tres principales: Salomón, Dehesa y Lago. Se diferenciaban, pues hoy están agotados los originales de pirita

masiva, por las características de los pórfidos mineralizados que envolvían las masas originales y piriticas en el caso de Lago y con calcopirita en «stockwork» en Salomón y Dehesa.

Desgraciadamente tenemos pocos datos de la forma y composición de las masas piriticas que se alojaban en las tres cortas. Fueron los yacimientos primeramente explotados en Riotinto por la Compañía inglesa. Su riqueza en cobre era muy alta, por un enriquecimiento secundario profundo, aunque el mineral primario también era de alta ley (2 por 100 Cu). Eran yacimientos totalmente encajados en pórfidos y puede suponerse que el nivel piroclástico y pizarreño superior quedaba en cotas más altas hoy erosionadas.

Desde el punto de vista de pórfidos mineralizados, Salomón ha sido y está siendo explotado intensivamente hasta el piso 22 (220 metros desde la superficie) y todavía sigue con reservas sustanciosas. El criadero de Lago está agotado como pirita masiva desde el año 1932. Todavía queda un importante tonelaje de azufrones con ley de azufre alta y tamaño de grano grueso, por lo que sería fácilmente concentrable y rendible por su bajo contenido de arsénico.

En Corta Dehesa existió una masa de pirita, también encajada en pórfidos mineralizados, agotada hace tiempo.

6.2.4. NUEVO PLANES

La antigua masa de Planes se presentaba en el extremo Levante del anticlinal central de Riotinto, la parte principal del criadero quedaba algo norteada y el extremo meridional se incurvaba según el anticlinal en el llamado «Rabo de Planes». La Masa, de tipo estratiforme, presentaba un tronco piritico en su parte central que se introducía en las rocas volcánicas subyacentes en forma de raíz y se extendía a lo largo del contacto pórfido-pizarra en forma de seta con un amplio casquete que se prolonga hacia lo que en la actualidad se conoce como Nueva Masa Planes o Masa San Antonio, descubierta por procedimientos geofísicos y cubicada por sondeos con precisión. *Rambaud, F.*, 1964 (155).

Encaja en rocas piroclásticas y pizarras al techo y riolitas y lavas ácidas al muro. Su mineralogía es la típica en Riotinto, aunque con una mayor frecuencia de piritas bandeadas hacia los límites y contenidos en casos altos de calcopirita, blenda y galena. Las reservas han sido estimadas en 5 millones de toneladas y en la actualidad se está terminando un pozo de 350 metros para su extracción (figura 20).

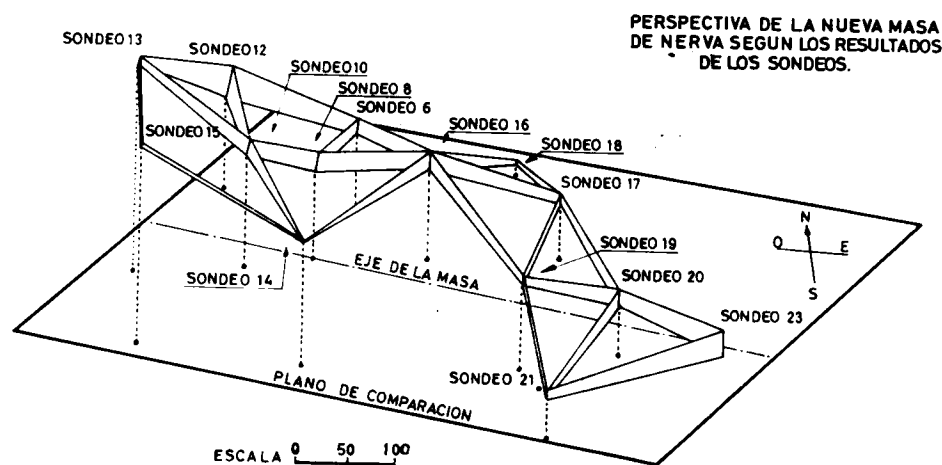


Figura 20

6.2.5. CERRO COLORADO

La parte central del anticlinal de Ríotinto está constituida por un núcleo de rocas volcánicas ácidas de estructura brechilca en general, con una mineralización de pirita en la casi totalidad de la masa. En ciertas áreas se presenta también un enriquecimiento de cobre en forma de «stockwork» de calcopirita.

En el verano de 1964 se inició una prospección por sondeos que en tres años han sido realizados más de 22.000 metros, dando lugar a un nuevo yacimiento de pórfidos mineralizados cuya cubicación en el momento de escribir estas líneas se calcula en 30 millones de toneladas y ley cercana al 0,80 por 100 de Cu y 10 por 100 S.

La mineralización cobriza se presenta en forma de cuellos fumarólicos, en los que la densidad de vetas de pirita y calcopirita es mayor. Entre estos cuellos también se encuentran vetas de pirita y calcopirita, pero las leyes de cobre y azufre son notablemente menores.

La roca de caja es una brecha riolítica clorítica cementada por un material más silíceo y menos clorítico. También se pueden observar materiales de grano fino de tipo pizarreño con mineralización diseminada de calcopirita y muy poco pirita subordinada.

La estructura es difícil, si no imposible, de determinar. Pueden intuirse hasta tres o cuatro cuellos fumarólicos brechoideos y un nivel o capa piza-

reña que sigue la estructura anticlinal. Todavía, en rigor, no se tienen suficientes datos de sondeo y galería para determinar la estructura. *Rambaud, F., 1967 (en prensa).*

6.3. MINAS DEL FLANCO NORTE DEL SINCLINAL

6.3.1. PEÑA DE HIERRO

Esta mina está situada 4 kilómetros al Norte y algo al Este del grupo de Ríotinto en nivel piroclástico superior de la serie volcánica, coincidente con una gran abundancia de indicios manganesíferos y jaspes.

La forma de la masa es groseramente estratoide, buzante al Norte como la mayor parte de este contacto volcánicas-pizarras-carboníferas que generalmente es mecánico, cabalgando los paquetes ignimbríticos más potentes sobre las piroclásticas y pizarras.

Las labores más profundas llegaron hasta el piso 12 (155 metros desde la superficie). La masa está prácticamente agotada y existen pocas probabilidades de aumentos en profundidad.

En los bancos Norte de la corta existe un «stockwork» pirítico en matriz riolítica, pero sin cobre. En los extremos de la masa se presentan mineralizaciones de calcopirita diseminada en jaspilitas.

La composición del mineral es típica de toda esta provincia metalogénica, aunque pueda señalarse un contenido relativamente bajo en arsénico.

6.3.2. LA CHAPARRITA

Como dice *Pinedo, I., 1963 (151), p. 447*, esta pequeña mina situada al Norte de Ríotinto y perteneciente a la C. E. M. R. T., no ha tenido verdadera historia, ya que sus producciones han sido muy escasas y hace años que permanece inactiva.

La longitud máxima alcanzada por la masa era de 90 metros y su potencia del orden de 10-20 metros. En profundidad era realmente poco extensa. 20 metros. Su riqueza en cobre era muy alta, por lo que se deduce que sólo representa un fondo de masa erosionada. Buza fuertemente al Norte.

Sus rocas de caja son piroclásticas ácidas con marcada foliación, que hizo que fueran interpretadas como pizarras, pero el contacto a verdaderas rocas sedimentarias se encuentra a más de 100 metros al Sur.

6.3.3. PODEROSA

Pequeña mina situada al Noroeste de Riotinto, aproximadamente a unos 6 kilómetros. Presentaba dos filones que se extendían a lo largo de unos 175 metros y potencias medias de 7 a 10 metros. En profundidad fue explotada por contramina hasta los 250 metros; esto, respecto del filón San Bernardo, que era el más importante; paralelamente a él existía otro filón llamado San Valentín, que tenía una extensión longitudinal de 150 metros y potencia del orden de los 2 metros. El criadero en general tiene una dirección 15° y un buzamiento de 70° al Norte, se encuentra situado entre pizarras al Sur y pórfidos por el Norte, aunque, como todos los yacimientos de este contacto, tipo Peña de Hierro-Chaparrita, se encuentran en un nivel piroclástico, por lo que *Pinedo, I.*, 1963 (151), p. 440, señala que existen pizarras al Norte del yacimiento; en rigor solamente representan rocas piroclásticas. Este yacimiento ha producido del orden de un millón de toneladas, aunque en los últimos cincuenta años anteriores a 1924 se tiene una relación del orden de 600.000 toneladas. El yacimiento, por encontrarse en un nivel relativamente alto el enriquecimiento secundario, fue profundo, alcanzando los minerales de tipo calcosina profundidades mayores de los 100 metros.

El filón San Valentín llegó a alcanzar el 3,5 por 100 de cobre, aunque por su estrechez su producción fue relativamente pequeña.

6.3.4. SAN MIGUEL

Dejando para más adelante el grupo minero de Concepción, San Platón, Forzosa y Angostura, que en realidad se encuentra más al Norte, del contacto que estamos estudiando. La mina San Miguel se sitúa en la Ribera Escalada, al Este de Poderosa, situada a unos 6 kilómetros de la carretera de San Juan del Puerto a Badajoz. Es una mina de difícil acceso, pero que por su alto enriquecimiento de cobre ha sido explotada largamente. En la actualidad esta mina está siendo explotada por unos azufrones del orden del 30 por 100 de azufre y muy bajos en arsénico que son beneficiados en una planta de concentración por mesas.

Esta mina ha producido del orden del millón de toneladas en una serie de masas desconectadas en lentejones intercalados de estéril y situados en general con el pórfido Norte y las pizarras al Sur. Es una de las pocas masas de este contacto Norte que en su conjunto puede intuirse que tenga buzamiento Sur. La masa principal o de San Miguel alcanzaba unos 200 me-

tros de longitud y espesores máximos de 40 metros, aunque la media se aproximaba a los 10 metros. En profundidad llegó hasta los 185 metros, pero con potencias muy pequeñas.

En la actual zona de La Corta se explotó una masa también importante, llamada del Norte, que llegó a alcanzar los 100 metros de potencia, aunque su forma era extraña y difícil de definir. Más al Este, los filones de la masa San Juan han sido explotados en parte y en la actualidad están siendo reconocidos por métodos geofísicos y de sondeos. Por el Oeste existían una serie de pequeñas masas o filones reconocidos por el Pozo Ribera y el Pozo Cochinos. Desde el punto de vista geológico general, es una de las masas de Huelva mejor estudiadas. El estudio de *Apps, J.*, 1961 (15) (de la Royal School of Mines) fue el primer trabajo que definitivamente reconocía las rocas porfídicas como volcánicas y piroclásticas. Asimismo, los estudios microfotográficos de estructuras de crecimiento de las piritas son muy ilustrativas.

6.3.5. AGUAS TEÑIDAS

Es el yacimiento más occidental del contacto que estamos estudiando. Estaba constituido por una serie de estrechos filones, ya que no pueden llamarse masas, debido a que las potencias fueron muy pequeñas. Su riqueza en cobre fue de las más altas de la provincia. En ciertos casos se dan como leyes medias producidas durante un año el 7,5 por 100 y leyes de azufre relativamente bajas. No eran piritas arsenicales y la producción ha alcanzado alrededor de las 900.000 toneladas. En una serie de complicadas labores se llegó a alcanzar el piso 265 a través de un contrapozo que iba desde el piso 200. En muchas zonas de la mina pueden reconocerse minerales complejos bandeados de plomo, cinc, cobre. No conocemos planos detallados de las labores, por lo que no podemos aportar ningún dato respecto de las potencias y longitud de los filones.

6.4. ZONA NORTE DEL SINCLINAL

Inmediatamente al Norte y algo al Oeste de Poderosa, entre las riveras Odiel y Seca se encuentra una notable agrupación minera formada por Concepción, más septentrional, San Platón, Santa Ana, Esperanza, Forzosa, Palmira, Los Mosquitos, Bonita, Angostura y Santo Tomás.

6.4.1. CONCEPCION

Situada en el límite Norte y muy cercana a los granitos de la banda de Campofrío, la mina Concepción está siendo explotada intermitentemente desde hace cien años.

Encaja en rocas volcánicas ácidas masivas por el Sur y piroclásticas al Norte. Prácticamente vertical, tiene unas dimensiones reconocidas de 400 × 20 × 110 metros. Decimos reconocidas, ya que por debajo del piso 11 todavía con extensión grande la mina es totalmente desconocida.

Han sido explotados según *Pinedo, I.*, 1963 (151), p. 309, 1.100.000 toneladas y quedan reservas calculadas del orden de otro millón, aunque parece ser que esta cifra pueda ser mayor.

Los minerales de Concepción son ligeramente bajos en azufre para lo normal en Huelva. Relativamente altos en cobre primario y bajos de arsénico, por lo que tienen un buen mercado.

6.4.2. GRUPO MINERO ESPERANZA ANGOSTURA

Se encuentra situado inmediatamente al Norte del contacto que hemos estudiado hasta aquí y al Sur de la zona de la mina Concepción. La zona está cruzada por la Ribera Seca, así como la carretera de San Juan del Puerto a Zafra. Está constituido por un grupo de pequeñas minas, de las cuales una de las de mayor producción ha sido Angostura, la cual fue explotada por corta hasta el sexto piso.

Geológicamente estas minas están situadas en una banda pizarrosa muy estrecha que en el caso máximo llega a 100 metros, fallada por un conjunto de fracturas de dirección Norte 45° E. que separan los afloramientos de pizarras en una serie de bloques independientes. La mina de Angostura tenía dos masas principales y es posible en forma de sinclinal; tanto al Norte como al Sur de la masa aparecen los pórfidos con estructura pizarreña, por lo que deben considerarse tobas volcánicas, también existen en algunas zonas rocas básicas, aunque el mayor desarrollo de las doleritas se encuentra mucho más hacia el Este.

La masa Norte de Angostura era mucho más pequeña que la masa Sur, ambas con buzamiento al Norte y con potencias que se acercaron a los 25 metros. La corrida de la masa principal era del orden de 100 metros en los pisos superiores, en donde el gossan tenía un fuerte desarrollo.

La masa Sur, aunque también tenía pirita masiva, estaba formada fundamentalmente por azufrón.

El yacimiento de Esperanza tampoco era una masa única, sino un grupo

de lentejones en número de cinco que siguiendo el orden de Levante a Poniente tenían los nombres de Alpende, Aislada, San Felipe, Santiago y Forzosa, siendo la más importante de todas la masa San Felipe, con potencia de 15 metros y corrida explotable de 150. En profundidad llegaba hasta el décimo piso. Constituye una de las masas cuya formación de montera fue más potente, llegando a los 70 metros. Existen en toda la zona una serie de afloramientos reconocidos por socavones y en algunos casos por sondeos, tales como la Cumbre de los Milanos, la zona de los Mosquitos y al Oeste de Angostura la zona de Santo Tomás y San Daniel. La geología de este estrecho sinclinal, si es que tal es en realidad, es compleja y en rigor no ha sido estudiada debido a ser la zona de trabajo de las tesis del grupo de París, bajo la dirección del profesor *Routhier*.

La mineralización de todo este conjunto, a pesar de ser discontinua, tenía altos valores en cobre, aunque no tenemos muestras directas del interior. En las escombreras hemos podido tomar algunas que indican siempre cierto contenido en calcosina, como es esperable en yacimientos situados a gran altura respecto del nivel de erosión, por lo que puede esperarse un enriquecimiento secundario profundo. También presentan indicios de mineralizaciones complejas bandeadas con estructuras coloidales como corresponde a toda la región.

La producción total del grupo Esperanza-Angostura puede cifrarse en 1.800.000 toneladas.

6.4.3. MINA SAN PLATON

Esta mina se encuentra situada al extremo Levante del grupo que acabamos de describir. Geológicamente está más incluida en las rocas volcánicas del Norte que en el sinclinal estrecho a que nos venimos refiriendo. San Platón es una mina de verdadero interés en cuanto a posibilidades tanto minerales complejos, como mineral cobrizo. La producción total de la mina conocida se acerca al 1.000.000 de toneladas, con zonas de máximo interés por producciones de mineral cobrizo del orden de 3 por 100. Asimismo, en la corta y en el interior se han producido alrededor de las 1.000 toneladas de mineral complejo con un 6 por 100 de cobre, 14 por 100 de cinc y 2,8 por 100 de plomo, todo esto según *Pinedo*, 1963, p. 419. Las reservas conocidas se acercan al medio millón de toneladas.

6.4.4. MINA DE CUEVA DE LA MORA

Esta mina está situada más al Norte de todas las que venimos estudiando hasta aquí. Juntamente con el grupo de Monte Romero y Angelita, es un

grupo de mineralizaciones situadas dentro de las rocas volcánicas al final del grupo básico que constituye el Devónico superior. Por tanto, este grupo minero constituye el típico ejemplo de yacimientos, no en el nivel superior de rocas volcánicas ácidas, sino incluido dentro del paquete volcánico. Similarmente a como *Febrel* ha descrito para Tharsis y otra serie de minas de la Hoja de Calañas, inmediatamente al Sur de la zona que aquí estudiamos.

Geológicamente la mina de Cueva de la Mora está encajada entre rocas volcánicas básicas y ácidas y algunas pizarras inmediatamente al Norte. La dirección general del yacimiento es Norte 65° Oeste con un buzamiento al Norte de aproximadamente 40°. Está constituido por dos masas paralelas, una principal al Sur y otra más estrecha al Norte que tenían un desarrollo máximo de 250 metros en longitud, aproximadamente unos 50 metros de potencia, siendo lo máximo 64 metros y una profundidad reconocida hasta la actualidad de 180 metros desde la superficie.

La producción de esta mina se aproxima al millón de toneladas y las reservas pueden estimarse alrededor de los 2.000.000. En general los minerales de esta mina eran de bajo azufre y contenido relativamente alto en cobre. Es una de las pocas minas en la provincia de Huelva en que se ha señalado la presencia de minerales magnéticos, algo de magnetita bandeada y principalmente pirrotina, de donde procede su contenido relativamente bajo de azufre.

En los extremos de la masa también pueden encontrarse algunas zonas con mineralizaciones complejas de plomo, cinc y cobre, mineralizaciones que, más al Este, en la mina de Monte Romero, tienen un desarrollo realmente importante.

La estructura del conjunto es relativamente difícil de establecer. En un principio pensamos que era un fuerte anticlinal de rocas volcánicas ácidas que repetía el nivel de pizarras del Sur del sinclinal en estudio al Norte del dique San Miguel y de la mina de Cueva de la Mora.

Hoy día no pensamos que esta estructura sea posible, sino simplemente la serie Devónico carbonífero formada, como hemos venido exponiendo, hasta aquí por pizarras, rocas volcánicas básicas, rocas volcánicas ácidas, pizarras carboníferas con *Posidonomya*.

Respecto de la mina de Monte Romero, situada a unos 600 metros al Este del poblado de Cueva de la Mora, ha sido una mina de alta producción en minerales cobrizos. Tradicionalmente ha sido una mina muy irregular, pasando de piritas altamente cobrizas y contenidos normales de galena y blenda a otras de minerales complejos. Ha sido explotado a lo largo de 300 metros y ha alcanzado potencias máximas de los 15 metros en forma de rosario, siendo lo normal los 4-6 metros de potencia.

Desde el punto de vista de composición, esta mina también ha tenido variaciones importantes, habiéndose encontrado en algunas zonas bismuto

nativo. También en los niveles altos se ha encontrado abundancia de cobre nativo en una matriz cuarzosa. Más al Este de Monte Romero, a principio de siglo se explotó e investigó una pequeña mina llamada Angelita aproximadamente hasta el nivel 80 metros por debajo de la superficie. La potencia máxima llegó a ser de 7 metros y el conjunto del buzamiento de la masa al Norte casi 45°. Encaja en pizarras, diabasas y tobas volcánicas ácidas.

En Angelita también se extrajeron cantidades importantes de pizarras cobrizas con leyes cercanas al 1 por 100. La producción global de Angelita la estima *Pinedo* en unas 540.000 toneladas de mineral. Se tienen muy pocos datos de la forma y extensión del yacimiento de Angelita, por tanto no nos detendremos en más comentarios.

6.5. LA ZARZA PERRUNAL

Junto con Riotinto y Tharsis, esta última fuera de nuestra área de estudio, la masa de La Zarza Perrunal es una de las mayores de Huelva, alcanzando una longitud de casi tres kilómetros.

Aunque hemos intentado visitar el interior de esta mina más de una vez, las circunstancias han impedido que bajásemos al interior para tener una idea propia de este interesante yacimiento. A pesar de ello tenemos suficiente información general del yacimiento que nos permite hacernos una idea de conjunto.

Se encuentra situado al Sur de una banda fallada de rocas volcánicas ácidas. Su estructura es compleja, no pudiéndose decir que esté plegada. Tiene una longitud de 2.700 metros en cuatro masas parciales conectadas entre sí en uno u otro nivel. La profundidad máxima es de 350 metros en la parte más inferior del filón La Zarza III o de Levante, el cual se encuentra bajo 150 metros de estéril y no presenta ningún indicio de mineralización en la superficie. Las potencias son muy variables, hasta un máximo de 200 metros en el piso 14 y una media del orden de 50 metros, lo que representaría un volumen del orden de 100-150 millones de toneladas.

El extremo Poniente o masa Perrunal es típicamente estratoide, con pórfido al Norte y diabasas y pizarras carboníferas al Sur. En la masa La Zarza I, explotada antiguamente por Corta, puede suponerse, por la forma que tenía la masa a la altura de los pozos número 3 y 4, un plegamiento extraño, dando una estructura anticlinal.

En el frente Levante de la Corta la estructura es compleja y difícilmente interpretable.

Los pórfidos son piroclásticas típicas, que en la zona Levante son gruesos aglomerados, los cuales se prolongan por kilómetros hacia Poniente.

Señalaremos también la presencia en La Zarza de azufrones cobrizos, aunque no sabemos si corresponden a pórfidos mineralizados del tipo Río-tinto.

Las pizarras son las típicas carboníferas de la región con algunas zonas de enriquecimiento altamente carbonoso, habiéndose encontrado en ellas restos vegetales tipo *cardiopteris*.

De importancia extraordinaria en la petrología de La Zarza son los jaspes, que forman un extenso afloramiento en el cabezo Alcornocoso con indicios de manganeso. Relacionadas, aunque no en contacto, en el cabezo de Los Silos, los jaspes forman un altozano sobre el mismo yacimiento.

La producción calculada por *Pinedo, I.*, 1963 (151), p. 201, alcanza los 27 millones de toneladas y las reservas las cifra el mismo autor en 50 millones.

6.6. YACIMIENTOS DE MANGANESO

En general se encuentran asociados a jaspes y situados estratigráficamente en toda la serie volcánica y a veces en medio de pizarras. La mayor frecuencia de yacimientos se encuentra de todas formas en el nivel piroclástico superior y en pizarras de hematites.

La mineralogía es compleja y difícil, siendo los minerales primarios carbonatos y silicatos que en afloramiento pasan a óxidos y peróxidos, braunita, manganita y pirolusita, rellenando huecos de los jaspes y en las geodas de cuarzo de removilización. El contenido de sílice de estas menas es generalmente alto y de difícil beneficio, tanto desde el punto de vista minero como desde el mineralúrgico.

En nuestra área de estudio se encuentran situados los yacimientos más importantes de Huelva en producción y continuidad del criadero. No así en leyes, ya que la mina del Toro, en el término de Puebla de Guzmán, fue excelente.

En el extremo Levante del sinclinal en estudio se presentan una serie de afloramientos que fueron explotados superficialmente en épocas de protección estatal o mercado exterior favorable. La mina del Cuco, en la carretera de Nerva a Sevilla, presenta también un discontinuo crestoneo de jaspes y pequeñas excavaciones de investigación en medio de un potente paquete de lavas e ignimbritas.

La Peña del Higueral es un afloramiento de jaspes manganesíferos de muy escasa producción, situada en el límite entre las provincias de Huelva y Sevilla en el contacto Norte de pizarras carboníferas con las volcánicas ácidas. Más al Oeste, en este mismo contacto, se encuentra la mina Pepito, una de las mejor reconocidas de la provincia y que más reservas tiene. Buza

el yacimiento de tipo estratoide 45° al Norte y está situado en el nivel piroclástico superior con asociación de pizarras de hematites. Ha sido reconocida hasta la planta 12 con potencias del orden de 10 a 20 metros. Su producción total ha sido unas 30.000 toneladas, principalmente carbonatos, con ley del 28 al 30 por 100 de Mn. *Pinedo, I.*, 1963 (151), p. 965.

Unos 2 kilómetros al Este de Planes en Río-tinto se encuentra la Peña del Aguila, afloramiento de jaspe manganesífero de poca producción.

Siguiendo el contacto Norte que venimos estudiando entre Chaparrita y Poderosa, se presenta una corrida de afloramientos de manganeso de más de 3 kilómetros llamada de Cobullos. El cerro de dicho nombre es visible desde lejos formado por jaspes. Su explotación ha sido totalmente errática, por lo que poco podemos decir de sus características. Su situación estratigráfica es más interior dentro del paquete volcánico.

Más al Oeste llegamos, después de Poderosa, al importante grupo minero de Soloviejo. Su afloramiento de jaspes se extiende por más de 4 kilómetros, algo buzante al Norte pero casi vertical. Estratigráficamente se sitúa en el mismo nivel piroclástico superior del nivel lávico del flanco Norte del sinclinal. Ha producido más de 200.000 toneladas de mineral de manganeso de buena ley, 30-35 por 100 Mn. y 20-30 por 100 Si O₂. Las potencias oscilan de 1 a 20 metros, con numerosas irregularidades. Ha sido explotado hasta la planta 10. *Inciarte, J. J.*, 1946 (93), p. 25.

Inmediatamente al Oeste de San Miguel también se encuentran pequeñas explotaciones de manganeso y más al Norte, conectando con Monte Romero, el grupo Romerita-Pimpollos, de escasa producción, se encuentra situado en medio del paquete volcánico.

Alcanza los 2.000 metros de afloramiento en dirección Norte 80° 0 típico de todos los yacimientos que venimos describiendo, que se apartan menos de 20° del rumbo citado.

En las inmediaciones del grupo Esperanza Angostura también se presentan jaspes manganesíferos superficialmente.

Al Sur de la Cueva de la Mora se presentan una serie de afloramientos en medio de pizarras carboníferas, como son los de Las Puercas y Monte Labradillo.

En el cierre Oeste del sinclinal también aparecen jaspes manganesíferos, como los de la mina de La Vieja y Peñas Prietas.

El flanco Sur es menos abundante en afloramientos. Al Este de Nerva y parte del de la mina del Cura, ya mencionado, al pie de la sierra Javata, también aparecen los jaspes. En el anticlinal de Río-tinto, en su extremo Oeste, también han sido reconocidos pequeños indicios.

Al Noroeste de El Villar aparecen jaspes manganesíferos que en tiempo tuvieron escasa producción.

Finalmente, en las inmediaciones de La Zarza también se presentan jaspes en los que se han beneficiado algunas decenas de miles de toneladas de manganeso.

Como puede verse, carecemos de datos concretos de estos numerosos yacimientos de manganeso, muy desordenadamente explotados y de relativo interés económico. En conjunto sólo podemos concluir sobre su indudable naturaleza estratoide y composición primaria carbonatada del orden del 20 por 100 Mn.

7. METALOGENIA

Su autor ha querido siempre permanecer siempre dueño de sí mismo, de su propósito, de su pensamiento y de su pluma. No da acogida a sueño alguno, no es esclavo de ninguna teoría ni aun de las suyas.

Bertrand (Prólogo a «La Face de la Terre»).

7.1. INTRODUCCION

Los yacimientos de sulfuros masivos en general, y los de Riotinto en particular, han sido causa de largas y numerosas controversias en cuanto a su génesis. A lo largo de la historia de la metalogenia les han sido aplicadas prácticamente todas las teorías genéticas de sulfuros.

Realizando una revisión de la bibliografía y fundándonos básicamente en el trabajo de *J. Doetsch*, 1933 (52), para las hipótesis utilizadas hasta 1930 y para los trabajos posteriores, directamente en las fuentes conocidas, llegamos al siguiente cuadro:

(Anteriores a 1930)

Teorías singenéticas

Römer, 1876.

Klockmann, 1894 y 1902, relacionado con el volcanismo.

Stelzner, 1906.

Bergeat, 1906.

Werzig, 1906.

(Posteriores a 1930)

Doetsch, 1957.
 Oftedahl, 1958.
 Snyder Odell, 1958.
 Amstutz, 1959, 61, 62, 63 y 65.
 Miller, 1960.
 Stanton, 1960, 64 y 66.
 Apps, 1961.
 Williams, D., 1961.
 Mac Gillavry, 1961, 62.
 Kinkel, 1962, 66.
 Routhier, 1963.
 Rambaud, 1963, 64.
 Pereira, 1963.
 Hallam, 1964.
 Temple, 1964.
 Straus, 1965.
 Sharpe, 1965.
 Hutchinson, 1965.
 Bostrom, Peterson, 1966.

Teorías epigenéticas

Segregación e inyección: Vogt, 1899.
 Krusch, 1920.
 Rutherford
 Hereza, 1926.
 Fumarólico: Demay, 1925.
 Inyección hidropirítica: Edge, 1926.
 Hidrotermal: G. y Tarín, 1888.
 Gregory, 1905.
 Finlayson, 1910.
 Lindgren, 1913.
 Collins, 1912.
 Demay, 1926.
 Bateman, 1927.
 Douglas, 1927, 1929.
 G. Williams, 1932.
 D. Williams, 1934.
 Rosso de Luna, 1941, 1946.
 Barringer, 1954.
 Webb, 1958.

Como puede verse, a partir de 1957 se aprecia una fuerte tendencia hacia un cambio de teorías genéticas, aunque la escuela americana sigue en la línea marcada por Lindgren.

El dilema epigénesis-singénesis ha sido discutido magistralmente por Amstutz, G. C., 1959, 61 (8 y 9).

Comienza este autor por señalar que la mitad de la producción de minerales metálicos proviene de yacimientos estratificados en formaciones sedimentarias.

Discute a continuación las teorías genéticas según el esquema siguiente:

<i>Tiempo</i>	<i>Espacio</i>
— Formación singenética, es decir, contemporánea con la roca de caja.	— Formación endógena, es decir, formación del mineral dentro de la roca de caja.
— Formación epigenética, es decir, formación posterior a la roca de caja.	— Formación exógena, es decir, formación procedente de fuentes exteriores.

De este esquema deduce Amstutz, 1960, las cuatro posibilidades básicas:

Sin — endo
 Sin — exo
 epi — endo
 epi — exo

Las escuelas clásicas de metalogenia se han situado, los singenistas en la dualidad Sin-endo y los epigenistas en epi-exo. Las posturas intermedias han sido mucho menos usadas, aunque en cierto modo sean más lógicas, ya sea como introducción de materiales en una cuenca de sedimentación a partir de manantiales calientes, o bien en el segundo caso, por secreción lateral de materiales en los procesos diagenéticos, dentro de la misma roca y hacia otras zonas de ella.

Prosigue Amstutz su discusión del concepto de congruencia entre los depósitos minerales y las rocas encajantes. Concepto que puede ser utilizado como elemento importante a favor de las teorías singenéticas, según demuestra de una forma estadística, analizando el número de características congruentes o no congruentes en 200 yacimientos y llegando a la conclusión que existen tantos depósitos minerales con todas sus características congruentes, como el caso contrario. Del mismo modo llega a la conclusión que hay muchos menos yacimientos con igual número de características congruentes que no congruentes y éstas, precisamente, coinciden con regiones metamórficas.

Más adelante analiza *Amstutz* (1961), p. 24, el número de hipótesis necesarias para explicar la génesis de los yacimientos de plomo tipo Mississippi Valley según las cuatro posibilidades básicas que acabamos de discutir.

En el esquema adjunto se observa que las teorías singenéticas requieren menos hipótesis que las epigenéticas (figura 21).

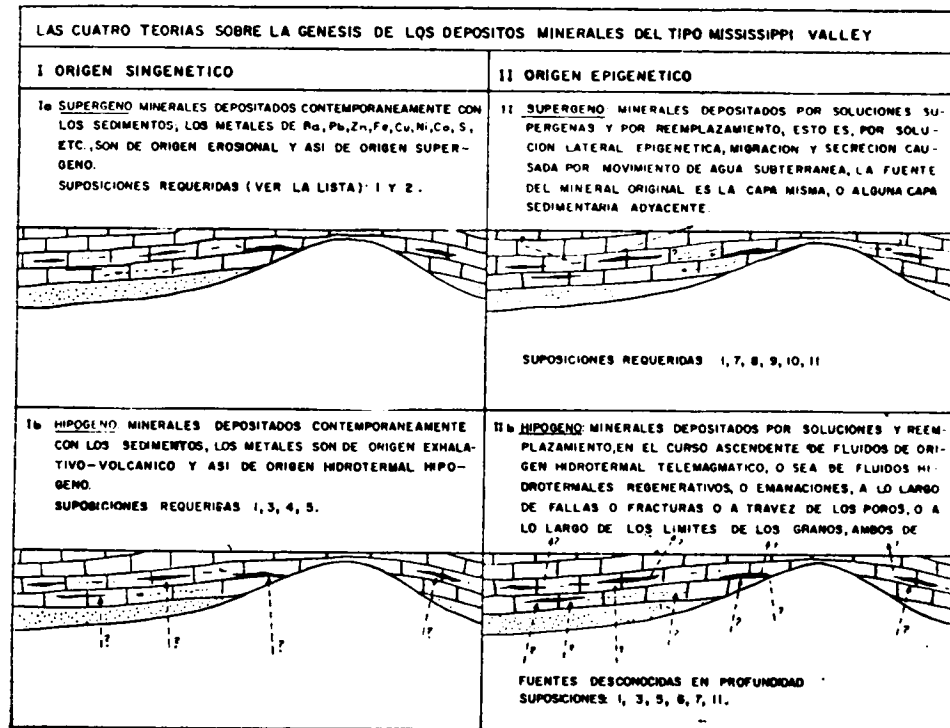


Figura 21

SUPOSICIONES

1. Formación de la roca matriz con su normal inhomogeneidad, sus diferencias de pH/Eh, zonas euxínicas, etc. (En el caso Ia. los minerales forman una parte integral de la roca encajonante y las condiciones de formación son las mismas, por lo tanto ninguna suposición adicional se necesita.)
2. Compuestos de metales disponibles en el océano (Pb, Zn, Cu, Co, Ni, Fe, S, etc.).
3. Existencia de una fuente en la profundidad (un magma o una fuente regenerativa).

4. Existencia de volcanes y exhalaciones y así sendas para que las exhalaciones alcancen la superficie (las dos separadas suposiciones, uno de fuerza impulsora y la otra, la senda, están incluidas en esta suposición).
5. Compuestos de metales disponibles en las exhalaciones volcánicas, los cuales entran al océano, o compuestos de metales disponibles en fluidos o emanaciones hidrotermales, los cuales entran en la roca encajonante.
6. Existencia de sendas capilares (límites intergranulares, etc.) y de una fuerza impulsora para los fluidos o emanaciones del número 3, para permitir un movimiento ascensional.
7. Condiciones para deposición epigenética en la roca encajonante, para crear un ambiente favorable para la deposición de sulfuros en ciertos lugares y no en otros (por ejemplo, no en la roca atravesada por las emanaciones).
8. Movimiento de agua subterránea y sendas para ella.
9. La propiedad de aguas subterráneas para disolver, transportar y depositar sulfuros y la roca encajonante.
10. Compuestos de metales disponibles en los sedimentos de cierto tipo y en suficiente cantidad.
11. Roca matriz es disuelta y trasladada para dejar espacio para la deposición de minerales. (Este traslado requiere sendas adicionales y así suposiciones adicionales. Estos están incluidos en el punto 11.)

Dentro de la línea revisionista, junto a *Amstutz* en el aspecto metodológico según acabamos de ver, *Stanton, R. L.*, 1960, realiza una excelente valoración de conceptos basada en observaciones directas de este tipo de yacimientos teniendo en cuenta sus características morfológicas y ambientales, mineralógicas y geoquímicas, llegando a conclusiones en las que las teorías epigenéticas tradicionales quedan menos fundamentadas.

Más adelante *Stanton, R. L.*, 1964 (192), analiza el concepto de «secuencia paragenética» llegando a la conclusión de que las paragénesis indicadoras de un orden de cristalización pueden ser producto de factores diferentes de los admitidos clásicamente, como es la energía libre entre caras de minerales, de tal manera que el idiomorfismo de un mineral determinado no indica necesariamente su mayor antigüedad.

En 1966 *Stanton, R. L.* (193), estudia las características geoquímicas de diversos yacimientos estratiformes, entre ellos Río Tinto, colaborando el autor del presente trabajo a la realización de los análisis encargados por dicho autor y en colaboración con *D. Williams* el estudio y valoración del yacimiento y testigos de la Nueva Masa de Planes.

Demuestra *Stanton* en el trabajo que comentamos la poca base físico-

química que tiene el concepto de sustitución selectiva tradicionalmente invocado en los procesos epigenéticos en minerales bandeados. La idea de sustitución debe ser abandonada por la de adición.

De un valor interesante consideramos el trabajo de *Dunham, K. C.*, 1964 (59), p. 4, epigenetista convencido, según propia confesión, alumno de *Holmes, Graton y Lindgren*, reconoce el peso de los nuevos conceptos y admite que ciertos hechos son difícil de interpretar por teorías neoplutonistas.

Lovering, T. S., 1963 (116), propone un compromiso entre ambas hipótesis extremas, distinguiendo entre depósitos epigenéticos, singenéticos, diplogenéticos y litogenéticos.

En la línea definitivamente singenetista de noneptunistas y volcanismo como factor metalogénico, se cuentan numerosos autores que siguen la escuela alemana que estudió el Kuperschiefer, los investigadores del Copper Belt, como *Garlick*. Recientemente, como llamada a la revisión, el trabajo de *Oftedahl*, 1958 (143), que recogiendo ideas de *Vogt, Carstens* y la escuela escandinava, revisa los conceptos genéticos de los yacimientos piríticos caledonianos noruegos, los de tipo Riotinto y las formaciones de hierro tipo Lahn-Dill.

Para el autor de estas líneas un argumento de valor es el admirable gesto de *D. Williams*, 1965 (215), defensor durante años de una postura hidrotermatista, realiza un cambio radical en sus conceptos genéticos sobre Riotinto.

7.2. CARACTERÍSTICAS AMBIENTALES

Determinados yacimientos están ligados a determinados ambientes geológicos. Igual que es difícilmente concebible un animal polar en el Sahara, o el desarrollo de una palmera datilera en Helsinki, a ciertas características ambientales geológicas corresponden tipos de yacimientos determinados.

Para estudiar la génesis de un criadero mineral debemos fijarnos de principio en su situación geotectónica y en general, tendremos una idea de los procesos genéticos que puedan intervenir en su formación.

En el capítulo III hemos descrito el carácter geosinclinal del Cinturón Pirítico Onubense y su clasificación en miogeosinclinal. *Miller, L.J.*, 1960 (135), observa que los grandes yacimientos de pirita están asociados a rocas sedimentarias y espilitas de ambiente eugeosinclinal, presentándose en todas las épocas geológicas desde el Precámbrico al reciente.

Separa dicho autor tres tipos diferentes según su ambiente litológico

1. Tipo volcánico, incluido totalmente en rocas piroclásticas, o en facies de cambio a rocas sedimentarias. (En Canadá, región de trabajo del

autor, se presentan los yacimientos de Noranda Quebec, Bathurs, New Brunswick. Es el caso de Riotinto y la gran mayoría de los criaderos que corresponden a este trabajo.)

2. Tipo sedimentario con yacimientos encajados en sedimentos y más o menos alejados de rocas volcánicas. Mina Sullivan B. Colombia, Duckton, Tennessee.
3. Tipo ultramáfico, asociado a gabros, noritas y peridotitas en rocas cristalinas, o adyacentes a rocas volcánicas y sedimentarias. Tal es el caso de Sudbury, Ontario y Opemisk, Quebec. En España los yacimientos de Fornás y Arinteiro en las cercanías de Santiago de Compostela encajarían en este tipo.

Miller, más adelante, señala que tales asociaciones sugieren que los yacimientos se formaron durante el volcanismo y sedimentación y antes del plegamiento, intrusiones y metamorfismo.

Stanton, R. L. 1960 (191), p. 27, llega a la conclusión que los yacimientos de pirita estratiformes se presentan en «máximos» volcánicos a lo largo de los surcos eugeosinclinales, bien sea en las etapas fumarólicas precedentes, o en las subsecuentes a la actividad volcánica, en muchos casos submarino y relacionados con arcos insulares cercanos a la costa (generalmente en los niveles piroclásticos).

En los capítulos anteriores hemos descrito la estratigrafía y litología de la región en estudio, llegando a la conclusión que las series volcánicas de Huelva son espiliticas eugeosinclinales, con diferenciación ácida al final del volcanismo. De una manera sucinta hemos descrito los principales yacimientos que se encuentran en el mismo área, y llegamos a la conclusión que debe existir asociación entre las piritas onubenses y el volcanismo; bien sea, al principio, durante o al final del mismo.

7.3. DATOS MORFOLOGICOS Y CONTACTOS

En el capítulo anterior hemos descrito sumariamente los principales yacimientos piríticos comprendidos en nuestra área de estudio. Hemos visto la naturaleza estratoide de los mismos en la gran mayoría de ellos y en caso de no serlo claramente, la posibilidad de ser masas plegadas que fueron originalmente de tal estructura.

En otros casos vemos asociadas masas planares, con predominio de dos dimensiones sobre la tercera, con otras masas que no son de tal aspecto sino con estructura troncocónica con la base inferior que penetra estratigráficamente en profundidad. Tal es el caso de la Masa Planes de Riotinto, asociada a pórfidos mineralizados en «stockwork» de pirita y calcopirita.

Las dimensiones son muy variables, desde pequeñas capas interestratificadas de pirita, o minerales complejos de pocos decímetros de potencia, hasta mantos importantes de decenas de metros de grosor y kilómetros de extensión.

Podemos clasificar los yacimientos del sinclinal en estudio en tres tipos según su tamaño.

Grandes masas. Mayores de 50 millones de toneladas:

Ríotinto. Filón Sur (San Dionisio)
La Zarza — Perrunal

Masas medias. Hasta 10 millones de toneladas:

Ríotinto. Filón Norte. Planes
Cueva de Mora
Concepción

Masas pequeñas. Hasta 2 millones de toneladas:

Aguas teñidas
Monte Romero
San Miguel

Masas pequeñas. Hasta 2 millones de toneladas:

Angostura — Esperanza
San Platón
Poderosa, Chaparrita
Peña de Hierro

Por otra parte, existen muy numerosos indicios que han producido cantidades substanciosas de sulfuros, pero en volúmenes pequeños del orden de decenas o centenas de miles de toneladas. En muchos casos estas indicaciones pueden ser cabeza de más potentes filones aún sin descubrir. En otros, y probablemente en la mayoría, sólo son mineralizaciones pobres debido a la falta de continuidad en los procesos genéticos.

Todas las masas que hemos visitado en su interior presentan indudables efectos de deformaciones, como fracturas importantes transversales a sus dimensiones mayores o según el plano del mismo con espejos de falla. Pueden observarse desplazamientos de los contactos y por lo tanto de los bloques hasta 200 metros, caso de la Masa San Dionisio respecto de Filón Sur en Ríotinto. Desplazamientos del orden de metros son muy frecuentes y se corresponden con fracturas regionales o con poblaciones de fracturas.

Son muy frecuentes las estructuras de brechificación de las piritas, en casos cementadas por minerales nuevos y en otros casos no (mineral casquero de los mineros onubenses de difícil perforación y peor voladura). En

estas zonas de fractura, la presencia de minerales secundarios es frecuente presentándose en casos, bellas cristalizaciones de minerales raros (gratoni-ta, jamesonita, etc).

Los contactos con las rocas piroclásticas encajantes son de dos tipos fundamentales. Uno neto, abrupto, tajante y otro gradual. El primero suele poner en contacto piritas masivas con piroclásticas cizalladas o pizarras. En unos casos este contacto es mecánico, debido a la diferente competencia de la pirita y las rocas de caja. El efecto de resbalamiento favorecido por la sericita de las piroclásticas es muy notable, produciendo un cizallamiento extremado en estas producido por los movimientos que hayan afectado al conjunto. También pueden observarse piroclásticas en los que se interestratifican capas de pirita y pizarras negras. Estas últimas muchas veces pueden presentar glóbulos de pirita diseminada. Señalaremos el aspecto totalmente inalterado de pirita y pizarras, que hablan en contra de procesos de reemplazamiento. Estos tipos de contactos graduales, en el techo o límites de los yacimientos, suelen presentar estructuras de deformaciones sinsedimentarias y desde el punto de vista de composición suelen ser complejos (fotos 8 a 11).

Otros tipos de contactos netos en inmediata relación piritas masivas con polvos blancos (tiza de los mineros), que pueden ser interpretados según hemos descrito en el capítulo de Petrología, como polvos volcánicos alterados, bien sea por las aguas freáticas acidificadas en la solución de las disoluciones fumarólicas causantes de la piritización. Una tercera posibilidad es que estos polvos, altamente silíceos, sean rocas de deposición directamente fumarólica, tipo geiseritas. En otros lugares son pizarras con fósiles, profundamente lixiviadas por las aguas ácidas como es el caso de las rocas blancas apizarradas del Cementerio de Nerva, alteración que sólo alcanza algunos metros de profundidad (foto 8).

Los contactos pórfido-piritas, cuando no son mecánicos, suelen ser más frecuentemente graduales, con abundancia de piritas diseminadas o en vetas. Estas pueden alcanzar fuertes grosores y el tránsito de pórfidos con stckwork a piritas masivas, puede ser completamente gradual, aumentando el contenido en azufre desde la roca volcánica hacia la masa. Este tipo de contacto piritas masivas-volcánicas masivas, es menos frecuente y típico de Ríotinto. Ya hemos señalado de acuerdo con *Williams, D.*, 1961 (214); *Kinkel, A.*, 1962 (101), y otros, la frecuencia con que las piritas de Huelva ocurren en niveles piroclásticos sin necesidad de precisiones estratigráficas, por lo que los contactos más normales suelen ser de ambos tipos gradual a pórfidos y neto a rocas piroclásticas.

Aunque relacionado con las características ambientales que acabamos de describir, un rasgo de la mayor importancia y que vamos a desarrollar

a continuación es la posición típica de las masas piríticas que nos ocupan, con sus ejes mayores orientados según las alineaciones generales de plegamiento y con la dimensión menor, o potencia del criadero, paralela a la dirección mayor de deformación tectónica. La totalidad de las masas estudiadas en este trabajo están orientadas según N 60-90° y la gran mayoría con fuerte buzamiento al Norte. Únicamente la masa no aflorante de Nuevo Planes, se adosa a la estructura anticlinal, aunque también su eje mayor se oriente según la dirección general tectónica. Poco sabemos del extremo oriental de La Zarza aunque según se deduce de los esquemas de *Straus, C.*, 1965 (194), parece ser que la complejidad de esta parte del criadero no coincide con la regla expuesta.

Otro rasgo que a la escala de afloramiento que estamos estudiando en este apartado conviene señalar, es la presencia frecuente de intercalaciones de esteril, llamados en Huelva «caballos de esteril». Raras son las masas que no presentan estas intercalaciones de piroclásticas, pizarras o fragmentos de volcánicas. Suelen presentarse, sino están deformados, por fallas transversales, según las dimensiones mayores de las capas mineralizadas, paralelos a los contactos y en muchos casos conectados con los hastiales. Estos esteriles pueden ser producto de deposiciones simultáneas con la formación de la pirita, aunque fueron interpretados por los autores defensores del remplazamiento como relictos sin remplazar de la roca de caja. En muchos casos estos enclaves no corresponden a la roca de caja y en otros su petrografía y composición puede ser asimilable a aquéllas. Señalaremos también la presencia de fragmentos de riolitas inalterados como hemos podido observar en la masa San Dionisio y testigos de Nuevo Planes (fotos 9 (3) y 10 (2)).

7.4. MINERALOGIA

La ganga asociada a las menas suele ser de naturaleza silícea y arcillosa. El mineral más importante es la pirita en diferentes formas y texturas que más adelante describiremos. Los minerales típicos asociados son calcopirita galena y blenda cuya abundancia crece hacia los bordes de las masas y hacia su fondo estratigráfico, según han señalado numerosos autores *Williams, D.*, 1934 (211); *Williams, G.*, 1932 (217) y *Rambaud, F.* 1963 (154).

Doetsch, J., 1933 (52), realizó un resumen de las especies minerales reconocidas en los criaderos de piritas de Huelva, tomado de diferente bibliografía y que reproducidos aquí.

Minerales	Pirita	Fe S ₂
	Calcopirita	Cu Fe S ₂
	Blenda	Zn S
	Galena	Pb S
	Marcasita	Fe S ₂
	Pirrotina	Fe S _{x-1}
	Melnicovita	Fe S ₂
	Loellingita	Fe As ₂
	Mispiquel	Fe As S
	Berthierita?	Fe Sb ₂ S ₄
	Calcosina	Cu ₂ S
	Covellina	Cu S
	Bornita	Cu ₅ Fe S ₄
	Wolsbergita	Cu Sb S ₂
	Bournonita	Cu Pb Sb S ₃
	Tetredrita	Cu ₈ Sb ₂ S ₇
	Enargita	Cu ₃ Sb S ₄
	Famatinita	Cu ₃ Sa S ₄
	Withneita	Cu ₉ As
	Umangita?	Cu ₃ Se ₃
	Jamesonita	Pb ₂ Sb ₂ S ₅
	Meneghinita?	Pb S Sb ₂ S ₃
	Bismutina	Co As ₂
	Esmaltina	Co As S
	Safflorita	Ni As S
	Cobaltina	Ni Sb S
	Gersdorffita	Ni As ₂
	Ulmanita	Bi ₂ S ₃
	Rammelsbergita	Co As ₂
	Linneita	Co ₃ Ni ₃ S ₄
	Hauchecornita	Co ₇ Ni ₇ (S Sb Bi) ₈
	Magnetita	Fe ₃ O ₄
	Hematites	
	Oro nativo	
	Cobre nativo	
	Bismuto nativo	
	Magnetita	Fe ₂ O ₃
	Calcita	Ca Co ₃

Otros minerales de interés determinados posteriormente del trabajo de Doetsch citado son los siguientes:

Argentita	$\text{Ag}_2 \text{S}$
Sternbergita	$\text{Ag}_2 \text{S Fe}_4 \text{S}_5$
Stromeyerita	$(\text{Ag Cu})_2 \text{S}$
Pyrargirita	$3\text{Ag}_2 \text{S Sb}_2 \text{S}_3$
Proustita	$3 \text{Ag}_2 \text{S As}_2 \text{S}_3$
Plata nativa	
Oro nativo	(De 1 a 30 micrones)

Determinados en las monteras «gossans» para su beneficio por cianuración del oro y plata por los laboratorios de Gold Fields de Johannesburgo.

También fue determinado en el laboratorio de la Royal School of Mines de Londres un mineral poco corriente encontrado en las fracturas de la Masa San Dionisio, piso 22, que resultó ser,



bien cristalizado en prismas parecidos a los de la turmalina color gris plomo oscuro.

En los minerales secundarios de Riotinto se han podido determinar abundantes carbonatos y sulfatos de hierro, cobre, como,

Cuprita	$\text{Cu}_2 \text{O}$
Tenorita	Cu O
Oligisto	$\text{Fe}_2 \text{O}_3$
Ilmenita	Fe Ti O_3
Hematites	} Fe O OH
Goetita	
Limonita	
Azurita	$\text{Cu}_3 (\text{OH})_2 (\text{CO}_3)_2$
Malaquita	$\text{Cu}_2 (\text{OH})_2 \text{CO}_3$
Cerusita	Pb CO_3
Alunita	$\text{K}_2 \text{S O}_4 3\text{S O}_6 \text{Al}_2 6\text{H}_2 \text{O}$
Calcantita	$\text{Cu S O}_4 5\text{H}_2 \text{O}$
Melanterita	$\text{Fe S O}_4 7\text{H}_2 \text{O}$
Halotriquita	$\text{Fe Al}_2 (\text{S O}_4)_4 22\text{H}_2 \text{O}$
Crisocola	$\text{Si O}_3 \text{Cu H}_2\text{O (gel)}$
Zircon	$\text{Si O}_4 \text{Zr}$

En 1950 D. Williams (213), determinó en la Royal School of Mines las siguientes especies:

Jarosita	$\text{K}_2 \text{O} \cdot 3\text{Fe}_2 \text{O}_3 \cdot 4\text{S O}_3 \cdot 6\text{H}_2 \text{O}$
Plumbojarosita	$\text{Pb O} \cdot 3\text{Fe}_2 \text{O}_3 \cdot 4\text{S O}_3 \cdot 6\text{H}_2 \text{O}$
Beudandita	$2\text{Pb O} \cdot 3\text{Fe}_2 \text{O}_3 \cdot 4\text{S O}_3 \cdot 6\text{H}_2 \text{O}$
Querargirita	Ag Cl
Argento-jarosita?	
Selenojarosita?	
Escorodita	$(\text{As O}_4) \text{Fe} \cdot 2\text{H}_2 \text{O}$

Recientemente en los minerales secundarios de Cerro Colorado se ha reconocido el mineral delafosita Cu Fe O_2 .

Respecto de los minerales de manganeso, han sido señalados los siguientes:

Pirolusita	Mn O
Psilomelana	Mn O
Wad	Mn O_2
Manganita	$\text{Mn O} \cdot \text{OH}$
Rodocrosita	Mn CO_3
Rodonita	Mn Si O_3
Braunita	$3(\text{Mn Fe})_2 \text{O}_3 \cdot \text{Mn Si O}_3$

7.5. DATOS MICROSCOPICOS

Si los yacimientos que nos ocupan son considerados como sedimentos químicos que han sufrido una serie más o menos importante de transformaciones, las texturas y estructuras de los minerales que los forman serán resultado de procesos de crecimiento y reajuste durante la diagénesis y el metamorfismo. Esta idea parece estar, y de hecho lo está, en contraposición con el concepto clásico de paragénesis deducido de las texturas de los minerales.

En este sentido, Stanton, R. L., 1960 y 64 (191 y 192), ha desarrollado y estudiado una serie de teorías y observaciones que vamos a comentar previamente a la exposición de nuestras observaciones e interpretaciones.

El concepto de secuencia de deposición o paragénesis normal puede representar una serie cristaloblástica. Así, en la pirita, que casi invariablemente muestra una gran tendencia hacia el idiomorfismo, éste es debido a su fuerte tendencia al desarrollo de caras. Otros minerales con menos fuerza de cristalización, como calcopirita galena y blenda, suelen acomodarse a

los intersticios dejados por la primera, pero sin que exista un criterio en el tiempo. Estos últimos sólo adoptan estructuras idiomórficas cuando crecen en espacios abiertos. Es curioso señalar que los petrógrafos no admiten en general como secuencia de formación la idiomorfia de los cristales. Tal sería el caso de los granates en los esquistos metamórficos que ningún autor supondría formados anteriormente al conjunto rocoso que las rodean. *Stanton, R. L., 1960 (191), pp. 31 y 32.*

Otras estructuras clásicamente admitidas como criterio paragenético son las texturas de exsolución, tales como las ampollas de emulsión y desmezcla de sulfuros y sobre la que se ha construido toda una teoría de temperaturas de desmezcla y sucesión de formación de materiales y reemplazamiento de unos respecto de otros. En el caso de la blenda y calcopirita observado por *Rosso de Luna, I., 1941 (168)*, en los minerales de Riotinto, se suponía una incorporación a alta temperatura de cobre y hierro a la blenda, dando lugar a las texturas de exsolución que al enfriarse rápidamente quedaban preservadas de su destrucción.

Según las modernas interpretaciones de *Stanton, R. L.*, la secuencia podría ser:

- a) Deposición de mezcla de sulfuros como precipitado, criptocristalino.
- b) Compresión y calentamiento por enterramiento y plegamiento que lleva a los materiales a estado cristalino.
- c) Segregación de partículas de sulfuros con estructuras cristalinas apropiadas, para que las energías interfaciales sean suficientemente bajas para que exista estabilidad a las condiciones ambientales reinantes.

Más adelante elabora *Stanton, R. L., 1964 (192)*, un nuevo concepto de origen de las estructuras microscópicas de las menas, que a nuestro parecer deshace la idea clásica de paragénesis y secuencia paragenética para yacimientos estratiformes. Estudia este autor la influencia de la energía libre superficial en el hábito cristalino, la cual es función de la rapidez de crecimiento de las caras, función a su vez del espaciado mínimo. Concluye este autor que las tasas de crecimiento y últimas formas de los cristales son dependientes de la magnitud de la energía de enlace insaturada en la superficie del cristal.

Pasa a estudiar el autor comentado la relación entre los ángulos de los cristales y sus respectivas energías libres estableciendo la relación

$$\frac{r_1}{\text{sen } \theta_1} = \frac{r_2}{\text{sen } \theta_2} = \frac{r_3}{\text{sen } \theta_3}$$

en la que r_1 , r_2 y r_3 son las energías libres interfaciales y θ_1 , θ_2 y θ_3 los ángulos correspondientes entre los límites de los granos.

Como es fácil advertir, para el caso de una fase única el ángulo ha de ser constante y de 120° , cosa que *Stanton* demuestra estadísticamente para diferentes minerales naturales y sintéticos, tales como galena, blenda, pirrotina, etc. Hemos de señalar como hecho importante que la medición de diedros ha de realizarse sobre secciones pulidas atacadas con los reactivos apropiados para poner de manifiesto los límites interfaciales, cosa que, como el mismo autor comenta en su respuesta a la discusión de *Mr. Bowie*, página 810 del Bull. I. M. M., no suelen hacer los estudiosos de menas por reflexión, con la consiguiente pérdida de tiempo que supone estudiar relaciones de límites intergranulares de «agregados» de granos en vez de los límites mismos de los granos.

En el caso de ser dos o más elementos los que coinciden en un punto, los ángulos demostrados por el contaje y su análisis estadístico revelan que difieren de los 120° en una pequeña cantidad, obteniendo los datos siguientes:

Calcopirita $\theta_3 = 119^\circ$, galena $\theta_1 = 111^\circ$, blenda $\theta_2 = 130^\circ$ y sus energías libres interfaciales función de tales ángulos, todo condicionado por las impurezas que puedan existir en cada cristal, larvaciones y reemplazamientos de átomos de características similares.

Otra característica típicamente interpretada como estructura de reemplazamiento es la «corrosión», «embayments», de granos de pirita u otros sulfuros por blenda, calcopirita, galena, etc., dando estructuras en «atoll» en el caso extremo o invasiones del mineral rodeando dentro del cristal discreto. Hasta *Stanton (1960)*, tales estructuras eran comprendidas como reemplazamiento del mineral rodeante dentro del cristal invadido, el cual era parcialmente reemplazado o invadido por el externo. El libro clásico de estructuras microscópicas de menas, *Edwards, A. B., «Textures of the ore minerals and their significance»*, publicado en Melbourne en 1947, interpretaba estas estructuras de corrosión como de segregación y desarrolladas por un mecanismo de exsolución, cuando las características de los minerales en cuestión son muy diferentes.

El autor que venimos estudiando interpreta estas estructuras como procesos de «expulsión» más que ingreso, o corrosión, o ataque, del mineral rodeante, en o sobre el mineral discreto y bien cristalizado. Entonces la formación del grano discreto (pirita en el caso estudiado por *Stanton* y según veremos también en nuestro caso de minerales complejos de cobre, plomo, cinc) es debida a la diferencia de fuerza de cristalización, que hace que al separarse las dos fases (pirita-blenda) la pirita adopte hábito cúbico y la blenda la rodee.

Otro hecho que consideramos de interés comentar es la variación de tamaño de grano según el grado de metamorfismo. En yacimientos que han

sufrido alto metamorfismo, el reajuste físico-químico hace que los minerales se reagrupen en granos relativamente gruesos, mientras que los yacimientos que no han sido sometidos a condiciones severas se mantiene la finura de grano, Nixon, J. C., y otros, 1961 (140). Este hecho ha sido estudiado y discutido por H. F. King en 1959 en los yacimientos estratiformes precámbricos australianos y recogido por Stanton en el trabajo que venimos comentando. Por otra parte, H. F. King comentó en su visita a Ríotinto, en otoño de 1963, el hecho observado por el autor de la finura de grano de los minerales piríticos y complejos de Huelva, que presentaban dificultades de tratamiento por procesos clásicos y en el sentido de ser la región de bajo metamorfismo.

Del estudio de las energías libres interfaciales y la secuencia cristalo-blástica que puede deducirse de ellas, Stanton, R. L., 1964 (192), p. 73, llega a la conclusión que el parentesco entre las propiedades físicas dependientes de la densidad de empaquetamiento y fuerza de enlaces atómicos, tales como dureza, punto de mezcla y energía superficial, respecto del tipo estructural ha de ser necesariamente débil, ya que es función del hábito y textura a través de las condiciones de la energía libre superficial y estando las propiedades físicas relacionadas con el hábito y el parentesco de aquellas con el tipo estructural, ha de ser, como acabamos de decir, necesariamente débil. Por otra parte, sobre éste influyen otros factores, tales como fortaleza de los enlaces atómicos y las energías interfaciales. De todo ello se deduce un camino para la solución al problema de la falta de correlación entre las propiedades físicas y las paragénesis.

Una secuencia probable para el mecanismo de formación de texturas puede ser el siguiente:

- a) Crecimiento simple de granos a partir de agregados microcristalinos que evolucionan primero a mayor tamaño de grano, segregación de los diferentes minerales para formar granos discretos y adquisición de un hábito de acuerdo con las necesidades de energía libre.
- b) Deformación de los granos existentes o en proceso de crecimiento, primeramente en formas claramente perceptibles, como distorsión y flujo plástico de ciertos minerales, tales como galena; aplanamiento de las blendas y fracturación de los minerales indeformables, tales como pirita arsenopirita y pirrotina, y migración de galena y otros minerales en los huecos.
- c) Recocido y comprensión «annealing» con desarrollo de subgranos y recristalización.

Estos últimos procesos sólo se dan en condiciones de metamorfismo relativamente perceptible.

7.5.1. ESTRUCTURAS MICROSCOPICAS

Revisando la bibliografía sobre los estudios microscópicos por reflexión, los trabajos de máximo interés son los de Rosso de Luna, I., 1941 (168); Allan, J. C., 1946 (5), y las recientes tesis de los alumnos de la Royal School of Mines (15, 21 y 148).

El trabajo de Rosso de Luna, I., 1941 (68), es el primer intento de descripción de características de los minerales de Ríotinto. Llega a la conclusión que la pirita tiene las siguientes estructuras: idiomórfica e hipoidiomórfica, compacta, brechoide, zonal, geliforme y nodular. Con tipos intermedios y de transición. La pirita idiomórfica e hipoidiomórfica es la más frecuente, y en muchos casos otros tipos de estructuras, como compacta y brechoide, al ser atacadas por los procedimientos que a continuación describiremos revelan también su estructura idiomórfica, tanto en hábito cúbico como piritóedrico.

Como hace un momento decíamos, haciendo nuestras las palabras de Stanton, R. L., respecto del ataque de secciones pulidas, sin el cual una muy importante parte de las observaciones que pueden hacerse quedan ignoradas, para un correcto estudio de las estructuras de los granos minerales en el trabajo microscópico sobre secciones pulidas es imprescindible dicho ataque.

Existen diversas técnicas de ataque, pero hemos adoptado el electroquímico, como sencillo en comparación a los excelentes resultados y excelente selectividad de los diferentes componentes. Esta técnica fue desarrollada por Barringer, A. R., 1954 (21), p. 99, y solamente hemos modificado la forma de montaje colocando una plaquita de cobre directamente sobre la cara pulida, la cual actúa de ánodo. El cátodo es una plaquita, también de cobre, situada a unos dos centímetros de la sección pulida. El electrolito es ácido crómico al 5 por 100, y solamente una parte de la sección pulida se sumerge en el mismo, por lo que el resto de la probeta queda intacto. Para secciones de pirita masiva, la tensión no debe exceder de 4 voltios y en el caso de minerales diseminados es necesario subir hasta 10 voltios. El tiempo de ataque es función del voltaje, no debiendo pasar para tensiones altas de tres minutos, puesto que se destruye el pulimento.

7.5.1.1. Estructura idiomórfica

Por medio del ataque electroquímico se revela que numerosas piritas compactas están formadas por granos soldados entre sí de pirita cúbica.

El ataque, por otra parte, pone de manifiesto las estructuras de crecimiento del cristal, como puede observarse en la microfotografía 19, con cambios en el hábito de (100) a (210). El ataque también pone de manifiesto las estructuras de corrosión del grano principal. La microfotografía 26 pone de manifiesto de una forma más clara el comentado cambio de hábito piritoédrico a cúbico, con la particularidad en este caso de desarrollarse el crecimiento de la pirita a partir de un germen framboidal, características que más adelante estudiaremos.

Estas observaciones invalidan las deducciones sobre las relaciones existentes entre hábito y composición, según propone y desarrolla Hill, P. A., 1958 (88), p. 982. Ante el mismo caso nos encontramos con las ideas expuestas por Routhier, P. 1963 (173), p. 127, respecto de la pirita. No hemos podido consultar el trabajo citado por Routhier de Sunawa, I., 1957, en el que se analiza este problema del hábito respecto de las condiciones ambientales en el momento de la formación, pero en Riotinto hemos podido observar macroscópicamente, así como microscópicamente, la frecuencia con que se presentan los dos hábitos en rocas sin diferencias aparentes. Observando los pórfidos de la cara norte de Corta Atalaya piso 11, pueden encontrarse piritoedros de hasta un centímetro de diámetro, en una matriz porfídica oscura y con abundante clorita. En los numerosos filones que atraviesan la masa porfídica, la frecuencia de pirita cúbica es mayor, por lo que en principio deducimos una diferenciación entre ambos hábitos. Posteriormente hemos encontrado enclaves de cubos en exactamente el mismo tipo de roca que en la que solían aparecer los piritoedros.

Estudiadas al microscopio muestras de aquel lugar, hemos observado el frecuente tránsito de unos a otros hábitos, por lo que consideramos dudosa las conclusiones en el sentido de que el cubo se dé más frecuentemente a baja temperatura y el piritoedro en rangos más altos. Que la pirita sintetizada a baja temperatura por Kania, J. E., 1936 (97), p. 460, sea cúbica no implica la inversa.

La pirita idiomórfica suele presentarse tanto en las rocas de caja como en el conjunto de las masas piríticas. En las pizarras y polvos volcánicos son muy frecuentes, existiendo en algunos casos cierta orientación de los granos. En el pórfido de las cercanías de los criaderos también es común la presencia de cristales de pirita idiomórfica, hipoidiomórfica más frecuente, y también fragmentos totalmente alotriomórficos.

7.5.1.2. Pirita Compacta

Como acabamos de indicar, la pirita compacta suele estar formada por agregados de pirita idio o subidiomórfica. Es extraño encontrar superficies

amplias de pirita compacta, ya que el ataque electroquímico siempre pone de manifiesto su discontinuidad, tanto en tránsito a pirita brechoide como hacia agregados de los tipos anteriores.

7.5.1.3. Pirita brechoide o cataclástica

Siguiendo con la clasificación de Rosso de Luna, I., 1941 (168), la pirita fracturada, rota es con diferencia la más frecuente de todas las estructuras que venimos comentando. La microfotografía 19 da idea de este tipo. Suelen presentar cierta tendencia hacia la idiomorfia y las fracturas están rellenas por ganga, calcopirita, blenda, galena y otros sulfuros menos frecuentes. Estas grietas fueron interpretadas como vías de sustitución, pero pensamos que sólo representan rellenos de aquellos minerales de más alta movilidad.

La estructura cataclástica es observable en todas las masas de pirita y dentro de ellas en la casi totalidad de las mismas. Ciertas zonas han quedado preservadas de deformaciones tectónicas por lo que la frecuencia es menor, pero siempre es la estructura predominante que se impone sobre otros tipos de estructuras.

7.5.1.4. Pirita zonal o bandeada

Clasificamos como pirita zonal o bandeada a un tipo diferente a la de Rosso de Luna que venimos comentando. La pirita zonal de este autor es de un tipo de deposición coloidal y lo que ahora llamamos con ese adjetivo, es a un tipo de pirita que presenta una serie de bandas o zonas de diferente composición, o con esta estructura por agrupamiento en fajas de granos de tamaño similar (foto 11, derecha).

Lo más frecuente es la presencia de bandas de composición variable, con mucho mayor contenido de calcopirita y sobre todo galena y blenda, dando lugar a minerales complejos. Tal es el caso de la microfotografía 20, en la que claramente se aprecia el bandeo de la galena dentro de un campo de blenda, o diferencias de contenido con más cobre o cinc.

En los márgenes de las masas de pirita, tanto en los límites según el estrato como hacia el fondo estratigráfico de la masa, son más frecuentes estos tipos de piritas. En los márgenes dentro del mismo nivel estratigráfico el bandeo se hace más frecuente, pero por disminución de la ley de azufre a expensas de un mayor contenido de insolubles. Las leyes de azufre en estos tipos de piritas marginales suele bajar de 40 por 100, constituyendo los conocidos azufrones por los mineros onubenses. Otro tipo de azufrones están formados por diseminaciones o *stockwork* de pirita en rocas volcánicas que más adelante comentaremos (foto 12).

Las microfotos 21 y 22 ponen de manifiesto este caso de piritas pobres marginales con estructuras de pliegues diagenéticos de deslizamiento demostrados por bandas piríticas y estériles.

7.5.1.5. Estructura geliforme o coliforme

Separamos este tipo de pirita de la nodular de *Rosso de Luna*, ya que pueden ser dos tipos piríticos totalmente diferentes, aunque en ciertos casos tengan la misma génesis.

La estructura coloidal geliforme o coliforme se pone de manifiesto mejor por medio del ataque electroquímico que en probetas pulidas sin atacar. Las microfotografías 23 y 24 representan un campo similar de la misma muestra. En la primera solamente se adivinan las estructuras coloidales cuando en el borde del gel ha cristalizado otro mineral. En la masa no se aprecia estructura alguna, pero en la microfotografía siguiente pueden verse perfectamente las sucesivas capas del gel, el cual, a su vez, ha sido roto por movimientos posteriores posiblemente de diagénesis y los huecos dejados por la pirita rellenos de una segunda generación de pirita idiomórfica. Un tipo de pirita idiomórfica queda encerrada en la faja coloidal de la microfotografía 25.

Este tipo de estructura implica una deposición por procesos coloidales, muy probablemente a baja temperatura, en un ambiente altamente reductor con alto contenido en azufre y metales. Cuando las condiciones fisicoquímicas varían, los átomos de hierro y azufre se unen dando lugar a geles de melnikovita, que floculan rápidamente en los agregados fibroso radiados que se aprecian en las microfotos y formándose al mismo tiempo otros agregados de mackinovita (FeS tetragonal) o greigita (S₄Fe₃ cúbica), sulfuros anteriores a la pirita, Love, L. G., 1967 (comunicación verbal), aunque todos estos oscuros compuestos necesiten mayor estudio del realizado sobre ellos hasta ahora.

La formación de la pirita será discutida con más detalle más adelante, pero el origen coloidal de nuestras piritas queda bien reflejado según hemos visto en nuestras microfotos.

7.5.1.6. Estructura nodular

Este tipo de piritas fue observado por numerosos autores y siempre interpretado únicamente como producto de procesos coloidales. La pirita framboidal o esferulítica es muy frecuente en las piritas de Huelva. En la actualidad existe una fuerte tendencia a considerar estos tipos de piritas

como producto de acciones bacterianas, según han puesto de manifiesto Schouten, C., 1946 (180), y Love, L. G., 1957 y 1964 (114 y 115).

En este caso también el ataque electroquímico es imprescindible y normalmente se requieren grandes aumentos del orden de 1.000.

Las microfotografías 26 a 28 ponen de manifiesto este tipo de pirita framboidal, en la que en unos casos los gránulos de pirita están ordenados en un empaquetado groseramente exagonal (microfoto 27) y en otros no existe ningún orden (microfoto 28). El tamaño de los esferulitos varía desde 15 a 40 micras y los gránulos desde 0,5 a 2 micras, frecuentemente con hábito cúbico. En general son aproximadamente equigranulares, siendo función el tamaño del esferulito del tamaño de los gránulos. La transición a pirita con estructura de crecimiento o sin ella (microfoto 28), suele ser más o menos brusca. Pueden aparecer en bandas ordenadas y en relación con estructuras coliformes, o bien diseminadas en la masa pirítica, como puso de manifiesto Barringer, A. R., 1954 (21), p. 103.

Este tipo de pirita puede ser de origen biogénico y también precipitado a partir de geles en fracturas y vetas. Este último es lo más probable en el caso de las muestras que presentamos, según Love, L. G., 1967 (comunicación personal).

El origen biogénico de estas estructuras fue bien establecido por Kaplan y otros, 1963 (según Love, L. G., y Amstutz, G. C., 1966), cuando están asociados a minerales arcillosos. Schouten, C., 1946 (180), estudia los géneros más comunes de sulfobacterias causantes de precipitados de sulfuro tipo «Microspira» y «Thiobacteria», y según Love, L. G., 1957 (114), los nuevos géneros «Pyritosphaera» y «Pyritella».

En nuestro caso las estructuras framboidales parecen más de origen coloidal por una floculación brusca del gel, de tal manera que los efectos biogénicos no han actuado, o muy poco, como se pone de manifiesto por la estrecha banda de dispersión de isótopos de azufre 34, que veremos en el apartado de geoquímica de los yacimientos, caso similar al del criadero de Meggen, en Alemania, Williams, D., 1967 (comunicación personal).

7.5.2. DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS TÍPICAS

Preparaciones 633 y 367. Piritas masivas típicas de Alfredo, piso 26, Riotinto.

Minerales observados. Fundamental pirita. Accesorios, calcopirita, blenda, galena, arsenopirita, tetraedrita, ganga, silicatos y algún carbonato.

Pirita con diferentes estructuras según hemos descrito, pero más comúnmente fracturada y rellenos los huecos por calcopirita, blenda y galena, así como cuarzo.

Calcopirita en los intersticios o en forma de ampollitas en la blenda, la cual, a su vez, también puede ser intersticial. En ciertos casos esta última puede soldar pirita framboidal. Vetas definidas en casos con cambio a calcosina.

Arsenopirita idiomórfica en escasos granitos, tetraedrita muy escasa.

En ciertos casos de piritas altamente ferrocobrizas el contenido de calcopirita es mayor que el de la pirita, quedando esta última en campo de la primera.

Preparación 252. Monterromero. Mineral complejo.

Minerales observados: fundamentales pirita, blenda, calcopirita y galena. Accesorios: arsenopirita, tetraedrita, covelina, anglesita, ganga, cuarzo, silicatos y carbonatos.

Pirita en grandes cristales independientes cúbicos, pentagonales, rodeados de calcopirita, blenda y galena. Inclusiones de arsenopirita idiomórfica, con estructuras de crecimiento. Cubos corroidos por blenda y calcopirita. Blenda en áreas extensas con estructuras de entrecrecimiento con galena y calcopirita y en ciertos casos con tetraedrita y bournonita.

Observaciones en parte del Dr. Kobe, del Min. Petr. Inst. de Heidelberg, y de García Salinas, P., 1966.

Preparación 636. Cerro Colorado, Ríotinto. Pórfido mineralizado.

Minerales esenciales: pirita, calcopirita y blenda, en ganga de cuarzo pórfido y matriz clorítica de grano fino.

Pirita de idiomórfica a totalmente alotriomórfica, con desarrollos en los huecos de las fracturas de calcopirita, la cual puede estar independiente en la ganga sin relación con la pirita. La blenda en pequeña cantidad puede tener calcopirita de exsolución.

Preparación Esp. 3. Túnel central, Ríotinto. Pórfido mineralizado.

Pirita y calcopirita en gránulos de matriz tobácea, arcillosa, de grano muy fino, con pizarrosidad manifiesta. La calcopirita es más abundante y rellena los huecos de la ganga, que puede no ser cuarzosa, sino cierto material clorítico verdoso indeterminado (microfoto 29).

Preparación 638. Cerro Colorado, Ríotinto. Minerales secundarios.

Pirita en vetas con calcopirita alterada parcialmente a calcosina y cove-

llina. Estas pueden presentarse en forma de vetas o festones alrededor de la calcopirita y pirita que son sustituidas.

Preparación 230. Soloviejo. Mineral de manganeso.

Mineral principal: braunita y vetas de pirolusita, siendo muy frecuente la sílice bien cristalizada y en forma de jaspe rojo. En ciertos casos pueden reconocerse vestigios de rodonita, rodocrosita y Wad.

Preparación Esp. Gossan, Cerro Colorado, Ríotinto.

Mineral principal: hematites, goetita y como accesorio turgita. Restos de sulfatos, principalmente de plomo y jarositas. Minerales complejos de plata. No se aprecia oro, aunque los análisis químicos señalen contenidos de varios gramos por tonelada.

7.6. COMPOSICION QUIMICA E ISOTOPICA

Según hemos visto en la composición mineralógica de los yacimientos de pirita de la zona en estudio, las variaciones de elementos extraños son relativamente pequeñas. No se ha realizado ningún estudio de elementos traza, aunque sí se han realizado algunos estudios espectroscópicos.

Los elementos fundamentales en las piritas que estudiamos son lógicamente el azufre y el hierro, acercándose al contenido teórico y oscilando para el primero desde 45 a 49 por 100 en muestra grande. Respecto del hierro, los contenidos suelen oscilar entre 40 y 43 por 100.

El contenido en azufre es fundamental para su comercialización como materia prima para la fabricación de ácido sulfúrico, influenciada aquella por el resto de los elementos minoritarios que añaden o disminuyen su valor. Tales son el cobre como principal revalorizador, plomo y cinc, que crean dificultades, y el arsénico como veneno en las plantas de tostación, que ha de ser controlado estrechamente en los embarques de venta de piritas. Un contenido superior al 0,5 por 100 de As hace difícilmente vendible las piritas y respecto del cinc y plomo no deben superarse el 3 y 2 por 100, respectivamente.

Como elementos traza se encuentran contenidos pequeños (menos de 0,05 de selenio, antimonio, bismuto, níquel y cobalto). El oro suele oscilar entre 0,2 y 1 gr/Tm y la plata desde 20 a 50 gr/Tm.

La ganga suele ser silíceo y arcillosa, no sobrepasando la SiO₂ el 5

por 100 y la Al_2O_3 el 1 por 100. El resto de los óxidos petroquímicos en contenidos inferiores al 1 por 100.

Análisis completos típicos de piritas de Ríotinto son los siguientes:

	Muestra número				
	527	528	529	530	531
S	47.03	47.31	47.92	47.72	47.28
Fe	40.52	41.32	41.68	43.08	41.26
Cu	2.07	1.14	0.65	0.27	0.40
Pb	1.13	1.20	1.15	0.48	1.28
Zn	2.27	2.07	1.64	0.43	0.90
As	0.59	0.50	0.46	0.28	0.31
Sb	0.02	0.06	0.04	0.04	0.03
Bi	0.016	0.011	0.006	0.006	0.010
Ni	T.	T.	T.	T.	T.
Co	0.004	0.004	0.005	0.003	0.004
Al_2O_3	0.86	0.77	0.88	0.66	0.71
CaO	0.20	0.20	0.19	0.27	0.21
MgO	0.23	0.18	0.18	0.18	0.18
SiO_2	2.76	2.51	2.76	3.75	3.75
SO_4Ba	0.26	0.46	0.27	0.78	0.53
TiO_2	0.016	0.018	0.022	0.010	0.014
Se	0.005	0.004	0.004	0.007	0.007
P_2O_5	0.006	0.007	0.013	0.003	0.007
Resto	2.007	2.233	2.123	2.019	3.177
Total	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000
Anhidrido sulfúrico	2.45	2.61	2.13	1.88	3.19
Cu soluble en agua	0.13	0.02	0.005	0.01	0.03
Cu soluble con 1 por 100 de H_2SO_4	0.54	0.29	0.11	0.05	0.13
Fe soluble en agua con 5 por 100 de SO_4H_2	1.17	1.27	1.14	1.10	1.65

Otra serie de análisis completos de minerales de Ríotinto es la siguiente:

Sobre muestra seca
(Porcentaje)

S	48.02	S total: 48.64% + + C. 10 (de Ba- SO_4) $SO_3=1.66$	S	45.74	S	49.29
SO_3	1.56		Fe	42.40	Fe	42.67
Cu	0.63	Cu	1.27	Cu	0.60	
Pb	0.83	Pb	1.50	Pb	1.16	
Zn	1.60	Zn	2.07	Zn	1.44	
Fe	42.67	As	0.50	As	0.39	
As	0.44	Sb	0.06	Sb	0.02	
Se	0.005	Bi	0.011	Bi	0.005	
Co	0.053	Ni	T.	Bi	T.	
SiO_2	2.32	Co	0.003	Co	0.007	
Al_2O_3	0.51	Mn	0.004	Mn	0.005	
CaO	0.65	SiO_2	2.51	SiO_2	2.42	
MgO	0.49	$BaSO_4$	0.46	$BaSO_4$	0.07	
$BaSO_4$	0.30	Al_2O_3	0.77	Al_2O_3	0.36	
		CaO	0.20	CaO	0.06	
		MgO	0.18	MgO	0.31	
		TiO_2	0.018	TiO_2	0.020	
		Se	0.007	Se	0.004	
				P	0.010	
				Oxígeno	Oxígeno,	
				agua,	agua,	
				comb.,	comb.,	
				etc. (por	etc. (por	
				dif.)	dif.)	
				2.293	1.159	
				100.000	100.000	

Gramos por 1.000 kilogramos

Au	38.4	Au	0.5	Au	0.4
Ag	0.65	Ag	40.0	Ag	35.5

Una intersección en un sondeo da como resultado:

Profundidad	Cu %	S %		
257.50 — 258.50	1.50	43.60		
258.50 — 259.50	0.83	44.48		
259.50 — 260.50	0.90	44.44		
260.50 — 261.50	0.72	43.67		
261.50 — 262.50	0.60	43.12		
262.50 — 263.50	0.45	44.30		
263.50 — 264.50	0.71	44.40		
264.50 — 265.50	2.29	44.82		
265.50 — 266.50	0.82	46.96		
266.50 — 267.50	1.26	42.72		
267.50 — 268.50	0.37	—		
268.50 — 269.50	0.25	—		
269.50 — 270.50	1.76	42.44		
270.50 — 271.50	1.60	46.04		
271.50 — 272.50	1.28	44.08		
272.50 — 273.50	1.08	43.20		
273.50 — 274.50	1.10	38.56		
274.50 — 275.50	4.74	29.30		
275.50 — 276.50	3.66	32.80		
276.50 — 277.50	3.46	35.76		
277.50 — 278.50	4.54	33.28		
282.20 — 283.20	0.97	34.80	2.06	6.70
283.20 — 284.20	1.58	37.96	2.59	5.65

Polvos silíceos estériles.

Pb % Zn %

0.85 2.72

0.59 4.40

2.06 6.70

2.59 5.65

Análisis de otras minas del sinclinal son los siguientes:

	Cu	S	Pb	Zn	As	Insl.	SiO ₂	Ag g/Tm	Au
Cueva de la Mora	1,00	41,78	2,16	10,50	0,28	1,00	—	41,4	0,2
Aguas Teñidas ...	0,55	28,18	0,27	11,50	0,28	36,30	—	88,6	1,6
Aguas Teñidas ...	11,35	43,38	0,11	1,57	0,11	—	1,00	68,6	1,1
San Miguel Cantarito	8,94	34,60	—	0,15	0,04	—	—	—	—
Peña de Hierro ...	0,68	45,00	0,08	1,96	0,10	—	—	—	—
Peña de Hierro Com.	0,47	31,20	1,38	13,84	0,08	25,20	—	—	—
Chaparrita	0,14	42,00	0,11	0,53	0,05	—	—	—	—
Chaparrita	0,51	21,70	5,13	29,30	0,08	—	—	—	—
Chaparrita	1,67	43,80	0,62	6,80	0,20	—	—	—	—
Chaparrita	2,63	47,20	0,14	3,28	0,36	—	—	—	—

Todos estos análisis no son en modo alguno representativos de los yacimientos, sino solamente representan muestras tomadas por el autor.

Un análisis completo dado por Pinedo, I., 1963, de una muestra de Peña de Hierro es el siguiente:

S	47,15	Ag	0,002
Fe	41,20	Au	ind.
Zn	1,39	Co	0,01
Pb	0,42	Ni	0,002
Cu	1,30	Se	0,004
As	0,10	Te	0,004
Sb	0,02	Bi	0,004
CaO	0,075	Ta	—
Varios	3,20	In	—

Respecto del análisis de muestras de La Zarza, tomamos de Pinedo, I., 1963:

S	Fe	Cu	Pb	Zn	As	SiO ₂	Co	Au	Ag
48,39	47,00	0,81	0,64	1,20	0,29	1,00	0,04	—	—
49,55	44,91	0,70	0,48	1,26	0,26	1,50	—	—	—
48,36	44,26	0,72	0,60	0,62	0,43	1,60	—	1 g.	4 g.
49,73	46,05	0,77	0,73	1,42	0,37	0,90	—	0,86 g.	7,7 g.

Por examen espectrográfico se han determinado (Doetsch, J., 1957, y Lab. de Gold Fields, 1967), bien sea en las rocas de caja o en las menas, la gran mayoría de los elementos químicos con algunas excepciones características. Estas excepciones en las menas son las siguientes: Li, Fl, Cl, V, Cr, Be, Sc, Ge, Br, Rb, Sr, Zr, It, Nb, Tc, I, Cs, La, Hf, Ta, W, Re y todos los elementos con número atómico superior al Po (84).

De la clasificación geoquímica de Szadeczy-Kardoss (1958), Routhier, P., 1963 (173), p. 173, deducimos que la ausencia de los elementos pegmatófilos V, Cr, Zr, Nb, Tc, It, La, Hf, Ta, W, litofilo-pegmatófilos Rb, Cs, Sr y el Re intermedio entre pegmatófilos y siderófilos, es sintomática; entre los elementos sulfocalcófilos únicamente falta el Ge; Be y Li entre los litófilos, y halógenos entre los sedimentófilos. La ausencia de elementos litófilos y pegmatófilos es interpretable como que los elementos presentes en las piritas onubenses tienen un origen profundo relacionado con el manto más que conexiones sílicas, hecho que coincide con los resultados de determinaciones isotópicas de azufre, según vamos a ver inmediatamente.

En el otoño de 1964 recibimos en Riotinto la visita del Doctor R. L. Stanton, el cual nos encomendó realizar una serie de análisis de muestras de la Nueva Masa de Planes, análisis que fueron utilizados por el citado autor

en su trabajo «Compositions of stratiform ores as evidence of depositional processes», publicado en 1966. Al mismo tiempo se le enviaron muestras representativas de testigos de sondeos de la citada masa para su análisis isotópico, los cuales fueron realizados por el Doctor *Rafter* en Nueva Zelanda, llegando a los resultados siguientes:

	Por mil respecto de S meteorítico		Por mil respecto de S meteorítico
1/1	4,2 ± 0,1	2/1	2,8 ± 0,1
1/2	5,5 ± 0,2	2/2	-1,8 ± 0,1
1/3	2,9 ± 0,1	2/3	0,0 ± 0,1
1/4	1,8 ± 0,1	2/4	1,7 ± 0,1
1/5	3,9 ± 0,1	2/5	3,3 ± 0,1
1/6	3,4 ± 0,1	2/6	5,7 ± 0,1
1/7	0,0 ± 0,1	2/7	6,1 ± 0,2
1/8	4,0 ± 0,3	2/8	0,5 ± 0,1
1/9	4,6 ± 0,1	2/9	0,4 ± 0,1
3/1	1,6 ± 0,1	3/6	0,4 ± 0,2
3/2	0,2 ± 0,1	3/7	6,6 ± 0,2
3/3	-4,4 ± 0,1	3/8	1,8 ± 0,2
3/4	1,5 ± 0,2	3/9	5,5 ± 0,1
3/5	10,8 ± 0,2		

Estas cifras representan el tanto por mil de S³⁴ respecto de S³² según la fórmula:

$$S^{34} \% = 1.000 \left(\frac{S^{34}/S^{32} (\text{muestra}) - S^{34}/S^{32} (\text{standard})}{S^{34}/S^{32} (\text{standard})} \right)$$

en la que la muestra standard es la troilita del Cañón del Diablo, con un S³²/S³⁴ = 22.200. (Tomado de *Anger, Nielsen, Puchelt y Ricke, 1966, 14.*)

Los resultados obtenidos por *Stanton* en nuestras muestras son bastante diferentes de los sulfuros de origen biogénico y su media se parece a la de sulfuros de Sudbury (Canadá) +3 por 1.000. Su distribución, según las muestras, no indica ninguna tendencia en el criadero, como puede verse en el diagrama adjunto (figura 22).

Comparando con los resultados obtenidos en Rammelsberg por *Anger, Nielsen, Puchelt y Ricke, 1966 (14)*, en los que aparece cierta proporción de azufre biogénico, vemos que únicamente en una muestra se obtiene un valor enriquecido en S³⁴, pero sin llegar a valores comentados por los autores citados, que llega a valores positivos del orden de 16 a 20 por 1.000 en algunos criaderos y en Rammelsberg con dispersiones mayores del orden de 10 por 1.000, que puede estar contaminada con pirita biogénica por la

DISTRIBUCION DE VALORES DE ISOTOPOS DE AZUFRE EN NUEVOS PLANES (RIOTINTO)

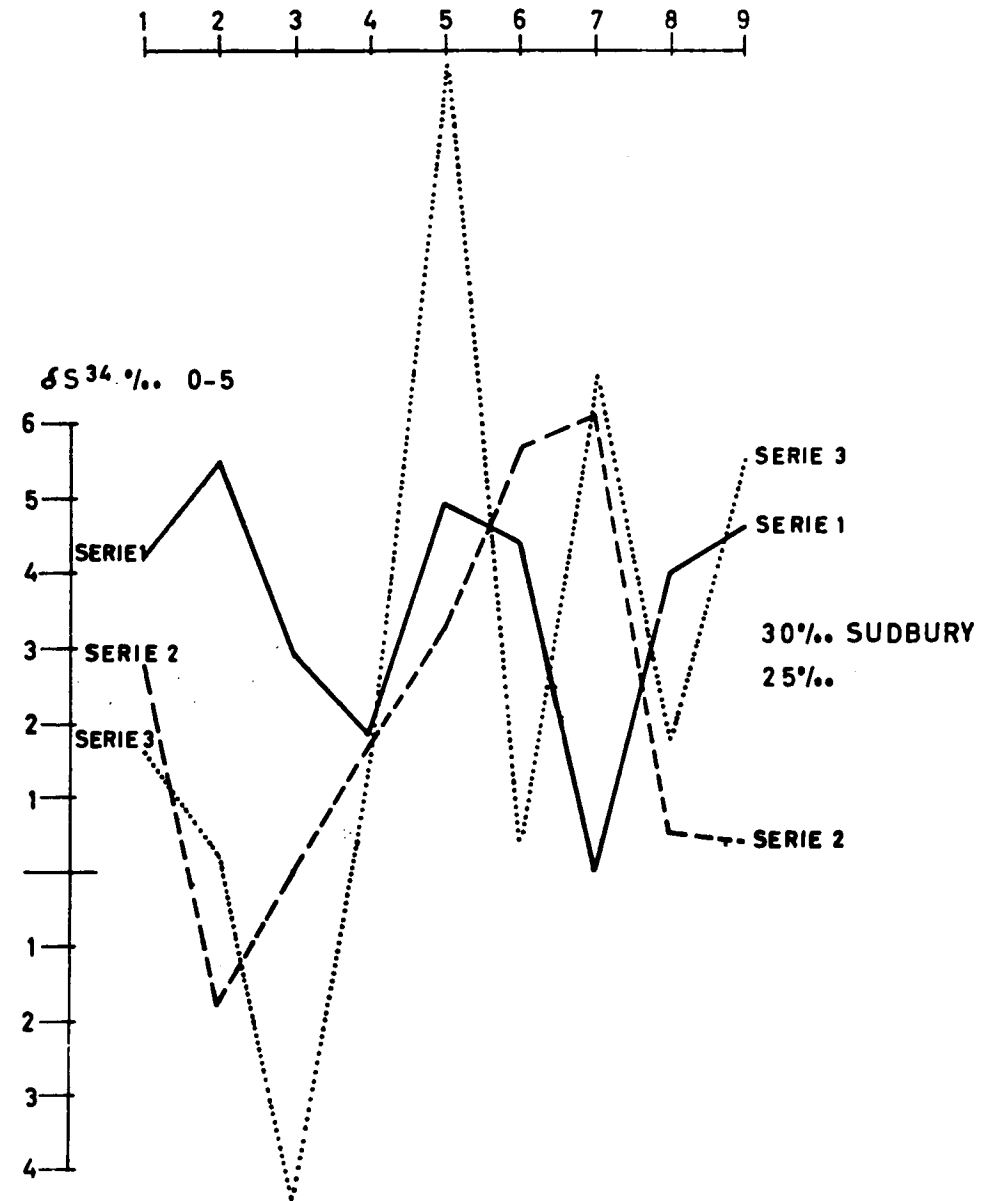
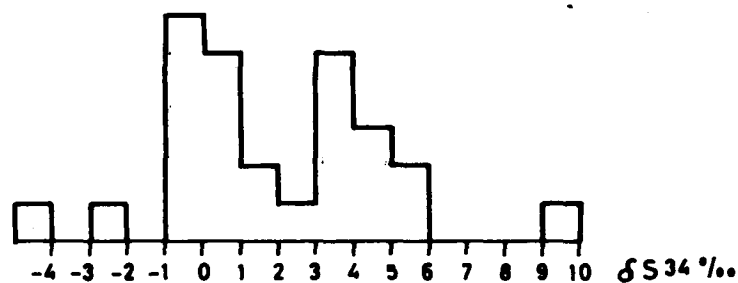


Figura 22a

DISTRIBUCION DE VALORES DE ISOTOPOS DE AZUFRE

Nuevo Planes (Ríotinto)



Rammelsberg (Alemania)



Figura 22b

mayor movilidad teórica del S³² (autores citados, pp. 530, 532, 533 y 534).

Stanton, R. L., interpreta sus resultados (comunicación llegada al autor a través de D. Williams) como que las piritas de la Nueva Masa de Planes están formadas por un azufre de tipo meteorítico, por tanto, similar al del manto, en las cercanías del aparato volcánico en el fondo del mar, pero por los resultados obtenidos no se deduce una precipitación por efectos de bacterias sulforreductoras.

En cualquier caso, la escasez de datos isotópicos junto con la validez todavía restringida que suele tener este tipo de estudios, no permite llegar a conclusiones demasiado rigurosas, como indican en la discusión de sus resultados de estudios isotópicos de yacimientos de sulfuros africanos, Dechow, E., y otros, 1965 (45), p. 933.

7.7. ALTERACIONES Y METAMORFISMO

Las pizarras y piroclásticas en contacto con las masas de pirita suelen presentar una lixiviación causada por las aguas ácidas producto de la descomposición de las masas. Durante años este tipo de alteración, relacionada con el enriquecimiento secundario, fue interpretado como alteración de tipo hidrotermal.

Las alteraciones clásicamente admitidas por los autores que han estudiado los yacimientos de Huelva en los años anteriores a 1960 pueden resumirse en procesos de: piritización, caolinización, sericitización, cloritización y silicificación. Efectivamente, todos estos procesos están presentes, pero pueden ser comprendidos de una manera diferente a como fueron originalmente interpretados. Otros autores incluyen a los procesos anteriores los efectos de hematización y jasperización.

Todos estos procesos transformadores pueden interpretarse como sin-génicos o producidos inmediatamente después de la formación de las rocas transformadas; así, los procesos de jasperización y hematización son concebibles no como rocas metamórficas, sino como rocas silíceas o arcillosas hematíticas, según vimos en el capítulo correspondiente. La silicificación que lleva pareja los jaspes es también normal en todas las jaspilíticas geosinclinales y su removilización posterior en el plegamiento. Este es el caso de la mayor parte del cuarzo, que en forma de vetas y vetillas se encuentra en numerosas zonas de la región en estudio. En la mayoría de los casos es cuarzo de exudación por migración del mismo hacia zonas de menor presión, fracturas y relleno de las mismas. Estos filoncillos silíceos son muy frecuentes en todo tipo de rocas, tanto en las sedimentarias carboníferas como devónicas. En las volcánicas ácidas tienen estructuras de venillas, en ciertos casos con giro en figuras sigmoidales, «tension gashes», e interpretadas correctamente por Smith, A. W., 1959 (206), p. 33, como causadas en zonas de convergencia de esfuerzos simultáneos o separados en el tiempo.

Los procesos de silificación en las rocas ácidas pueden interpretarse como reajustes y movilizaciones en el plegamiento, sin que lleguemos a admitir un aporte extraño de sílice, excepto en aquellos casos cuya relación con centros de actividad volcánica pueda ser sospechada. En las pizarras carboníferas no hemos observado filones típicos hidrotermales, sino solamente las referidas exudaciones. En las rocas ácidas las silificaciones presentes son de una mayor extensión, llegando a poder admitirse como regional. En el caso de rocas estratigráficamente anteriores a aquéllas, pueden reconocerse filones con zonaciones, geodas, mineralogía y estruc-

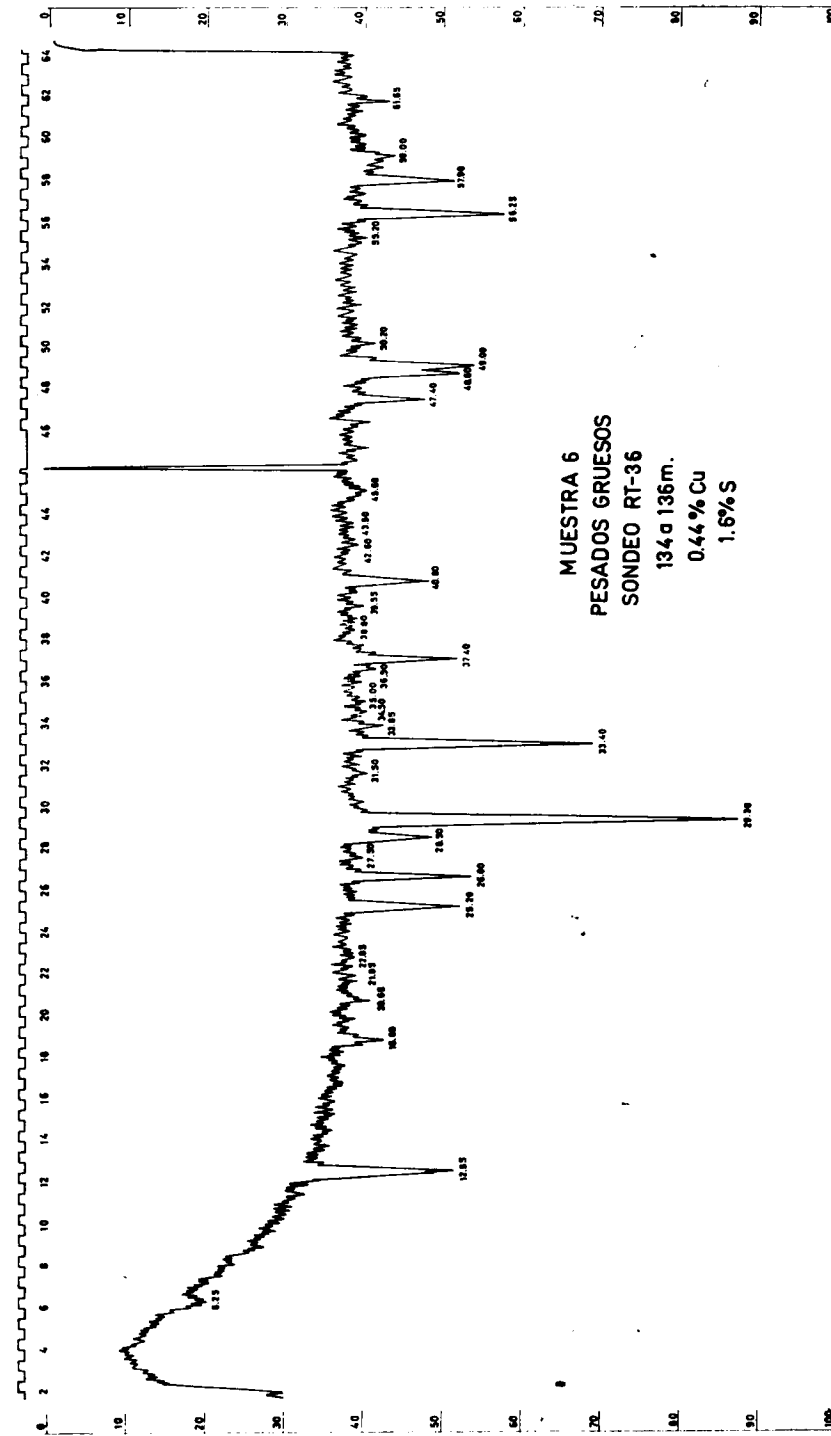


Figura 23

tura típicamente hidrotermales. En conjunto los sedimentos devónicos pueden presentar una silificación más que local, llegando a ser regional. Insistiremos en la frecuencia de aportes de sílice en las rocas ácidas, que en ciertos casos pueden dar lugar a transformaciones de las mismas que invalidaría parte de los análisis químicos. Es señalable también que las silificaciones en las rocas básicas son muy poco frecuentes y sólo observables en lugares muy concretos, como removilizaciones de las bandas de sílex de las espilitas.

En conjunto, es difícil decir si la silificación en las rocas estudiadas es originada por migraciones producidas por desvitrificación durante el metamorfismo, o autoneumatolisis producida inmediatamente después de la formación de la roca. *Apps, J. A., 1961 (15), p. 82.*

Los procesos de cloritización y sericitización están generalmente ausentes en las rocas sedimentarias y, en cambio, son muy frecuentes en las volcánicas ácidas. En las básicas únicamente pueden observarse intensas cloritizaciones, pero rara vez sericitizaciones. La clorita es un mineral presente en la casi totalidad de las rocas volcánicas y en ciertos casos el constituyente fundamental, como es el caso de la roca clorítica del corazón del anticlinal de Riotinto.

El pleocroismo de las cloritas es variable según las composiciones, así como su birefringencia. Los tipos de cloritas más frecuentes son pennina, cronstedtita y chamosita; esta última recientemente determinada por rayos X en el Laboratorio de Mineralogía de la Junta de Energía Nuclear bajo la dirección del Doctor *E. Mingarro*, el cual amablemente realizó el estudio de una serie de muestras de testigos de Cerro Colorado obteniendo los diagramas adjuntos que, comparados con los de *Van der Marek, H. W., 1963 (207)*, y *Bennister y Whittard* pueden ser producidos por una chamosita magnésiana. Respecto de la pennina, los diagramas obtenidos indican la ausencia de la raya 4,78 con intensidad 100, muy característica para dicha clorita, por lo que dudamos de su existencia, aunque fue determinada químicamente por *Williams, D., 1934 (211), p. 604 (figura 23).*

Los procesos de sericitización y cloritización suelen presentarse asociados. La sericitización representa una neoformación de moscovita y pirofilita. Algunos autores también incluyen hidromoscovita. Todos estos minerales son indiferenciales al microscopio y no han sido estudiados con detalle. Como acabamos de comentar, las cloritizaciones pueden presentarse independientemente de la sericitización, pero es extraño, si no inexistente, el caso de esta última sin presencia de cloritas.

El aporte de potasio en forma de sericita es muy frecuente, llegando en algunos casos a constituir rocas altamente potásicas, como las tobas sericiticas, cuyo análisis hemos dado en el capítulo correspondiente. Estas tobas potásicas suelen presentarse en las cercanías de los yacimientos pi-

ríticos, por lo que puede suponerse que el aporte hidrotermal de las fumarolas era en muchos casos potásico a parte de los elementos normales en tal tipo de exhalaciones. La alta inestabilidad de las rocas piroclásticas hace muy probable un metasomatismo como el que describimos, junto con un lixiviado del conjunto de las rocas, en las que es común la ausencia de feldespatos, o bien éstos se encuentran en un alto grado de corrosión. Los ferromagnesianos también son alterados por estas soluciones dejando como resto cloritas.

Si a estos procesos secundarios y posteriores a la formación de la roca original (aunque casi inmediata en el tiempo a dicha formación) le suceden efectos metamórficos posteriores en el plegamiento, aunque a nuestro juicio únicamente con efectos dinámicos y de reajuste sin aportes, y a este proceso, en una fase muy posterior, se le añaden alteraciones y lixivitaciones secundarias por las aguas ácidas producto de solución de las piritas, se llegan a obtener rocas de tipo polvos blancos alterados como los descritos en el capítulo de petrología e interpretados a menudo como caolinizaciones.

No coincidimos con el concepto de frentes de sericitización y cloritización como los descritos por *Barringer, A. R., 1954 (21), p. 96*, ya que no se observan zonaciones de tales alteraciones o gradación de los mismos.

La piritización como alteración hidrotermal tampoco la admitimos, según ha sido descrita por los autores anteriores a 1960. La piritización de las rocas de caja puede ser producto de dos procesos diferentes: formación singenética de gránulos de pirita que cristalizan al tiempo que se forma la roca encajante, bien sea por efectos bacterianos en el caso de formarse en condiciones euxínicas en rocas sedimentarias, o por agrogación de sulfuro de hierro sobre gérmenes de cristalización en rocas volcánicas.

El primer caso ha sido estudiado con detalle por *Love, L. G., 1957 y 1964 (114 y 115)*, según hemos visto.

El metamorfismo regional es únicamente de tipo epizona, con muy escasas recristalizaciones de micas y filosilicatos, las cuales pueden presentarse paralelas a la segunda esquistosidad, cuando ésta puede apreciarse.

En algunos casos hemos observado esquistosidad de tipo AB de *Turner, F. J., Verhoogen, J., 1963 (204), p. 686*, en granos de pirita orientados según el eje AB en polvos verdes alterados de Corta Atalaya de Riotinto.

El metamorfismo de contacto es muy poco frecuente en el conjunto de las rocas volcánicas, no apreciándose aureolas metamórficas en los contactos de diques o sills, exceptuando algunos casos. El contacto de los granitos y dioritas de la zona Norte presenta en algunos lugares indudables transformaciones a lo largo de pocos decímetros. En cualquier caso este contacto no ha sido estudiado, por lo que no añadiremos nada al respecto.

Algunas areniscas han sido transformadas en cuarcitas, pero por removilización del cuarzo y sin suponer una cuarcita típica, sino solamente meta-cuarcitas, según describimos en el capítulo de petrología.

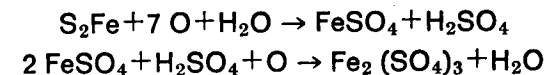
Respecto de la pizarrosidad, expusimos algunas ideas y dudas en el capítulo de tectónica. Añadiremos aquí que es una característica de las rocas de grano más fino, aunque se pueda presentar incipiente en las areniscas y tobas; en estas últimas existe una transformación de tipo sericítico, siendo la pizarrosidad muy manifiesta. En los paquetes más competentes, como pilas volcánicas ácidas y diabasas masivas, la pizarrosidad sólo se desarrolla en algunos lugares y ha de observarse al microscopio. En los yacimientos el efecto de este metamorfismo dinámico es muy restringido, produciendo únicamente fracturación de las zonas centrales de los pliegues, cuando las masas están plegadas, dando lugar al tipo de mineral denominado «casquero». Por la competencia de las masas piriticas es de todo punto imposible apreciar deformaciones de las estructuras de crecimiento de la pirita, excepto, como es lógico, en aquellos casos en que la pirita es de tipo cataclástico.

7.8. ENRIQUECIMIENTO SECUNDARIO Y MONTERAS

La importancia de los procesos supergénicos en la mayoría de los yacimientos de Huelva ya fue puesta de manifiesto por diferentes autores a finales del siglo pasado, pero de una forma más precisa por *Finlayson, A. M., 1910 (66)*. Señalaba este autor que los yacimientos que nos ocupan fueron en aquel entonces de interés económico, debido fundamentalmente a estos procesos, que elevaban el contenido de cobre de nuestras piritas a valores del orden del 2 por 100 o más. La importancia de la penillanura miocénica que hemos estudiado en el capítulo de geografía fue observada por este autor, el cual separaba como claramente diferentes los dos tipos de formaciones de hierro, falsas monteras y verdaderos «sombreros de hierro» o «gossans».

La solubilización de las masas piriticas aflorantes implica la formación de estas monteras y la penetración de las soluciones enriquecidas en metales solubles, produciendo la deposición de minerales secundarios.

Según *Bateman, A. M., 1957 (24), p. 273*, las reacciones siguientes indican la tendencia de solubilización de las masas de pirita.



en varias etapas intermedias y evoluciones posteriores de los sulfatos e hidróxido férrico, azufre elemental, etc.

El contacto entre las monteras y las masas de sulfuros es neto y bien delimitado, existiendo una capa de azufre y un nivel de material terroso jasosítico con altos valores de oro y plata.

Los hierros de montera están formados por una masa de 91 por 100 de óxidos de hierro del tipo hematites-goetita con alguna turgita, un 7 por 100 de minerales tipo cuarzo, arcillas, talco, y un 1 por 100 de zircón, minerales de plata, según hemos descrito en el capítulo de mineralogía, restos de pirita y crisocola y carbón y anglesita.

Un análisis completo de estas monteras de Riotinto es el siguiente:

Fe	48,02 %
Pb	1,84
Cu	0,07
Zn	0,01
As	0,96
Sb	—
S (tot.)	0,95
SiO ₂	13,20
Al ₂ O ₃	2,51
CaO	0,20
MgO	0,22
TiO ₂	0,17
P ₂ O ₅	0,066
SO ₄ Ba	1,65
H ₂ O +	1,00
H ₂ O -	7,70
Bi	0,05
Cl	T.
Au	2,24 gr/Tm
Ag	44,14 gr/Tm

La mayor parte de las monteras han desaparecido en los últimos cien años, removidas por las operaciones mineras al ser explotadas las masas aflorantes por métodos a cielo abierto. No quedan, por tanto, más que restos de las monteras en zonas de contacto de las mismas con las rocas de caja. En Río Tinto han sido removidas ingentes cantidades de hierros de montera, que exceden los 30 millones de toneladas, quedando aún «in situ» una cantidad cercana a los 20 millones, situada principalmente sobre el Cerro Colorado, y cuyo estudio para beneficiar el oro y la plata está siendo realizado.

Quedan también restos de monteras en Peña de Hierro, San Miguel y algunas otras minas, con características similares a las de Río Tinto. La potencia de estos recubrimientos alcanzaba en algunos lugares hasta 40 metros, siendo lo normal de 10 a 30. El contacto de las monteras con pórfidos o pizarras está determinado por una banda de alteración de la roca

que queda de color blanco, teñido por óxidos de hierro que reemplazan la roca a través de las fracturas y zonas de debilidad, dando lugar a pórfidos gosanizados de fácil interpretación como verdaderas monteras a primera vista, pero que en un examen cuidadoso se advierte su carácter primitivo. Esta zona de alteración penetra bajo las monteras hasta algunas decenas de metros, dando lugar a la zona de pórfidos lixiviados, sin contenidos de interés desde el punto de vista de metales aprovechables. Bajo esta zona de lixiviación por las aguas ácidas originadas por la solubilización de las masas adyacentes de pirita se encuentra en Riotinto y en particular en Cerro Colorado, una capa discontinua de minerales secundarios cuya explotación se está estudiando en la actualidad y que en plazo breve será beneficiada.

Los efectos de las aguas ácidas sobre las pizarras fueron descritos someramente en el capítulo de petrología, dando lugar a una alteración de las mismas hasta no quedar de la composición original más que sílice y caolita. El reemplazamiento por óxidos de hierro de manera similar al de los pórfidos es menos penetrativo, aunque también es observable.

De especial interés es la formación de hierro de pantano del Alto de la Mesa de Riotinto, descrito por numerosos autores e interpretados como producto de precipitación del hierro en lagunas Terciarias y Cuaternarias, en los niveles de erosión de la penillanura anteriormente citada. Las sales hierro provendrían de solubilización de las masas de pirita por las aguas superficiales y subterráneas, que quedarían embalsadas en las depresiones producidas por el escaso avenamiento de la penillanura reciente.

Las sales ferrosas precipitarían, junto con numerosos fragmentos de rocas, en las citadas depresiones alterando en poca profundidad la roca subyacente, de modo similar al observable en la actualidad en el cauce de los ríos Tinto y Odiel.

La mesa de los Pinos tiene en la actualidad una extensión de 1.600 metros y anchura de 150 metros, con potencias que van de 5 a 10 metros. Es una capa horizontal erosionada por los arroyos que la flanquean, no quedando en la actualidad más que un resto mínimo de lo que debió ser en los finales del Terciario. Como ya hemos comentado en el capítulo de geomorfología, fueron encontrados restos de plantas y estudiados por *Phillips, J. A.*, 1881 (150), que indican edad postmiocénica e indudable origen sedimentario.

La mineralogía de estas falsas monteras es similar a la de las verdaderas de tipo goetita-hematites en los minerales de hierro. Su análisis químico indica, como puso de manifiesto *Williams, D.*, 1934 (211), p. 631, un contenido más bajo de arsénico, plomo y en general metales básicos, pero notablemente más alto de sílice. Esta formación ha sido explotada en algunas ocasiones como mineral de hierro, cuando el mercado ha sido lo suficiente-

mente atractivo como para consumir estos minerales con tan alto contenido de impurezas. El siguiente análisis da idea de sus características, tomado de *Williams, D.*, 1934, p. 631.

Hierro de la Mesa de los Pinos

SiO ₂	12,65	
Al ₂ O ₃	1,03	
Fe ₂ O ₃	77,96	
FeO	0,28	
CaO	0,74	
MgO	0,36	
Cu	0,02	
Mn	T.	
Pb	—	
As	0,24	} Ambos más altos de lo normal en este tipo de mineral.
P ₂ O ₅	0,25	
TiO ₂	—	
S	0,20	
SO ₃	0,27	
P. F.	5,90	
Total	99,86	

Por debajo de las monteras, en contacto con las masas de piritas, se encontraba un nivel de enriquecimiento secundario en minerales preciosos concentrados desde las masas de piritas superiores lixiviadas. Este nivel de oro y plata fue excavado concienzudamente por los mineros de la antigüedad, ya que contenía, según los análisis de la descripción de *Williams, D.*, 1934 (211), p. 632, valores tan altos como 30 g/Tm de Au. Un estudio más detallado de este nivel fue realizado por *Williams, D.*, 1950 (212), p. 7, llegando a la conclusión de que está formado por una o varias capas de tierras negras y amarillas que contienen jarositas (sulfatos básicos de hierro y otros metales) de diferentes composiciones, determinadas por rayos X y ya descritas en el capítulo de mineralogía.

El tránsito hacia las piritas enriquecidas era gradual, según describe *Finlayson, A. M.*, 1910 (66), existiendo una zona de piritas alteradas porosas, lavadas de metales, antes de llegar a los niveles en los que el enriquecimiento secundario era manifiesto.

La penetración de las aguas ácidas cargadas de metales y provenientes de los niveles superiores a través de las fracturas y grietas de la masa original de pirita hacia que localmente fueran reemplazados ciertos minerales de tipo calcopirita, blenda, galena y tetraedrita por los minerales de cobre secundarios tipo calcosina covellina. *Finlayson* admite en el trabajo comentado que parte de la calcopirita era secundaria, reemplazando a pirita y

posterior evolución a calcosina. Otro tipo de enriquecimiento secundario, el más común y admitido por *Williams, D.*, es el tránsito de la calcopirita a calcosina. Por tanto, éste debe considerarse como mineral secundario más frecuente, aunque también en ciertos lugares favorables se haya encontrado óxidos de cobre y cobre nativo, esto último más frecuentemente precipitado sobre las maderas de entibación de la mina o lugares con ambiente reductor.

La profundidad de penetración de los minerales secundarios es muy variable, pero lo más común fue que alcanzaron 100 metros debajo de las monteras. En ciertas ocasiones se han encontrado formaciones de calcosina en películas en las fracturas hasta profundidades tan grandes como 300 metros, aunque esto es completamente excepcional. La penetración de minerales secundarios por los hastiales es más frecuente que por el centro de la masa.

En la mina pueden encontrarse con frecuencia cristalizaciones de sulfatos de tipo calcantita, brochantita, estalactitas de melanterita y otros vitrioles de vida efímera en cuanto se sacan del ambiente de la mina.

Relacionado con el enriquecimiento secundario, las aguas ácidas de minas tienen un importante interés económico, pues llevan en disolución contenidos de cobre que oscilan desde 200 g/m³ hasta más de 1.400 g/m³ y que tradicionalmente son beneficiadas por cementación sobre chatarra de hierro. Estas aguas tienen un alto poder disolvente sobre los minerales insolubles tipo calcopirita, no sólo por el efecto ácido, sino por la presencia de bacterias tipo *Thiobacillus ferrooxidans* y *Vibrio desulfuricans*, las cuales activan de una forma espectacular la solubilización de sulfuros, sea *in situ* o en escombreras, como pone de manifiesto *Kutnezsov, S. I.*; *Ivanov, M. V.*; *Lyalikova, N. N.*, en su obra traducida al inglés por *McGraw Hill Inc.* titulada «Introduction to Geological Microbiology».

7.9. OTROS YACIMIENTOS TIPO RIOTINTO

En geología económica o minera se conocen como yacimientos tipo Río-tinto a aquellos yacimientos de sulfuros, generalmente masivos, asociados a rocas volcánicas y sedimentos de series eugeosinclinales de tipo espilitico, ultrabásico, lavas y piroclásticas ácidas o intermedias, producidas en ambientes de arcos insulares o mares de diferente profundidad. En cuanto a su edad, desde el Precámbrico antiguo al reciente.

Su característica geométrica más sobresaliente es la forma estratoide, con gran predominio de dos de sus dimensiones sobre la tercera, reconocible aunque se encuentren deformados por la tectónica y el metamorfismo.

Respecto de su mineralogía, son yacimientos de sulfuros más o menos masivos, con pirita como constituyente importante y calcopirita, blenda y galena como minerales de rendimiento económico, aparte de los elementos traza recuperables, tales como metales nobles, metaloides, etc. La pirita en sí misma, cuando tiene leyes suficientes de azufre, es una mena para la fabricación de ácido sulfúrico. Este es el caso de Riotinto y la mayoría de los criaderos de Huelva.

Precámbrico

Canadá; en Manitoba, como Flin Flon, Noranda y Matagami en Quebec, mina Sullivan en Columbia Británica. En Estados Unidos son conocidos los de Jerome, en Arizona. En Australia es famoso Broken Hill, con asociaciones volcánicas dudosas. En Suecia, Boliden.

Cadenas caledonianas

En Noruega como Røros y Sulitjelma y en Irlanda, Avoca.

Cadenas hercínicas

En estas formaciones es donde mayor desarrollo tienen los yacimientos de este tipo; así, en Estados Unidos, en California, son conocidos los de Shasta County, en el Oeste, y en el Este, en las cordilleras apalachianas, existen numerosos criaderos, tales como Ducktown y la región de New Brunswick. En Europa, aparte de la región de Huelva, tienen gran importancia los criaderos de este tipo los alemanes de Rammelsberg y Meggen, así como algunos de Bulgaria y Rumania. En Rusia, en los Urales, existen muy numerosos e importantes yacimientos muy similares a Riotinto y también más hacia el Este, en el Kazakstán. En Siberia también existen en la región de Yakutsk y en la península de Chukots. En China, al Sur de las montañas de NanLing y algunos en la región más oriental de Hondo, en el Japón. Finalmente, en Australia son conocidos los yacimientos de la parte más oriental de Queensland, así como en su región occidental el muy famoso yacimiento de Mount Isa. En Tasmania, Rosebery y Mount Lyell son muy conocidos.

Cadenas mesozoicas y alpinas

En algunos casos en regiones de diastrofismo actual, como en Japón occidental. En el Cáucaso y Turquía oriental también existen este tipo de yacimientos. Los criaderos piríticos, altamente cobrizos, de Chipre, como Troodos y Skouriotissa, merecen especial mención en cuanto que son ejemplo indeformado de este tipo de yacimientos que estamos estudiando. Tam-

bién, aunque con menor desarrollo, en Toscana existen yacimientos similares.

Todas estas regiones minerales y minas, que muy rápidamente hemos mencionado, presentan afinidades con los yacimientos que nos ocupan, según hemos podido deducir del estudio de la bibliografía: 5, 11, 12, 13, 14, 15, 18, 19, 20, 21, 25, 36, 46, 64, 72, 91, 96, 102, 104, 111, 115, 116, 122, 138, 139, 140, 154, 164, 167, 169, 172, 175, 176, 186, 194, 206, 209, 212, 213, 214, 215, 217, 218, 219, 230, 232, 237, 238.

7.10. ESQUEMA GENETICO

Ha quedado bien establecido el nexo genético entre los yacimientos piríticos que nos ocupan y el volcanismo geosinclinal, su carácter estratiforme, rasgos microscópicos, geoquímica e isotópicos. Discutiremos ahora las observaciones y hechos expuestos, tratando de explicar un posible esquema de cómo han podido producirse los acontecimientos geológicos para dar lugar a los yacimientos piríticos que hemos estudiado en nuestro sinclinal.

Siguiendo un orden lógico, de mayor a menor, trataremos de exponer las líneas de pensamiento que nos pueden conducir a explicar la génesis de estas particulares formaciones de la corteza con tan marcado interés económico.

a) Darnley, A. G., 1965 (42), p. 108, propone una conexión entre la formación de criaderos minerales y las posibles corrientes de convección del manto. Recientes investigaciones sobre composición isotópica de plomo y azufre, llevadas a cabo en los yacimientos metálicos de las dos Américas, ponen de manifiesto que la mayoría de las regiones bien metalizadas tienen conexiones más definidas con rocas profundas que con la corteza (Cannon y otros, 1961, y Jensen, 1959). Ciertos granitos profundos, según su relación Sr^{87}/Sr^{86} , pueden aportar elementos metálicos, pero en general los granitos normales sólo son capaces de removilizar metalizaciones anteriores, sin aportes importantes de elementos a la corteza y cuando se alcanzan temperaturas superiores a la de Tamman con difusión intrínseca de elementos.

Las corrientes de convección subcrustales pueden ser causa de migraciones continentales, según ha revisado Bullard, 1964, produciendo surcos geosinclinales y fallas profundas que dan lugar a arcos insulares y guirnalda volcánicas, Holmes, A., 1965 (91), p. 1.022, y Rittman, A., 1963 (160), página 361, por no citar más que dos autores sobre el tema. Los materiales expulsados por tales formaciones pueden ser de tipo espilitico, cuya relación con ciertos yacimientos de sulfuros ha sido puesta de manifiesto por Amstutz, G. C., 1958 (7). El volcanismo espilitico submarino puede dar lugar

a variaciones de tipo más ácido, como queratófidos y cuarzoqueratófidos, los cuales, a su vez, llegan a evolucionar a cierto tipo de riolitas e ignimbritas ácidas. Los criaderos en tal ambiente serían asimilables a los de tipo 5 de las etapas tectónicas iniciales y tempranas de los geosinclinales de la clasificación propuesta por *McCartney, W. D.*, 1965 (122), p. 37.

b) El origen volcánico, espilitico-queratófido, de las rocas de caja de los yacimientos que estudiamos quedó suficientemente demostrado en el capítulo de petrología. Su carácter geosinclinal en los de geología general, estratigrafía y tectónica. Acabamos de ver, en el apartado de geoquímica, el carácter subcrustal de los elementos detectados espectroquímicamente en los minerales piríticos onubenses, así como la relación isotópica de uno de los yacimientos (Nuevo Planes en Ríotinto), que coincide con un azufre similar al originado en el manto. Queda explicado, por tanto, el origen general y remoto de los yacimientos en estudio.

c) Pasaremos a continuación al estudio del mecanismo de formación de piritas, así como al de las vicisitudes del cuerpo mineralizado en el tiempo posterior.

El concepto de yacimientos exalativos-sedimentarios en la terminología anglosajona, o vulcano-sedimentarios de la escuela francesa, no es moderno, puesto que ya *Klockmann*, en 1894, proponía en este proceso como generador de los yacimientos onubenses.

Sabido es que el volcanismo puede ser, y de hecho es, un mecanismo importante de aporte de elementos a la corteza, sobre todo cuando su origen es profundo. Recientes investigaciones en las emisiones volcánicas han puesto de relieve que los fenómenos de actividad restringida, como fumarolas y solfaratas, más que las etapas efusivas, producen una cantidad importante de elementos químicos en formas solubles que pueden dar lugar a minerales de muchos tipos y en especial magnetita, pirita, galena, blenda, aparte de los conocidos depósitos de azufre elemental, formado en las laderas y cráteres de los volcanes activos de numerosos lugares. *Williams, D.*, 1965 (215).

Uno de los lugares más estudiados a este respecto es el valle de los Diezmil Humos, en Alaska, en cuyas fumarolas se han detectado en cantidades realmente importantes la mayoría de los metales y elementos de interés económico.

Bostrom, K., y *Peterson, M. N. A.*, 1966 (31), han estudiado los contenidos de Fe, Mn, Cu, Cr, Ni y Pb en los sedimentos del Dorsal Pacífico Oriental, en dos transversales en latitudes ecuatoriales frente a las costas de Honduras y Perú. En este dorsal se conoce un flujo calorífico anormalmente alto que indica una persistente actividad magmática con volcanismo submarino. Se ha observado que los contenidos metálicos más elevados se encuentran en la fosa inmediatamente al Este del dorsal, con valores varias

veces superiores al contenido normal de los sedimentos marinos de la región. Reproducimos por su interés las curvas de resultados de análisis obtenidos por los citados autores (figura 24 a y b)

En la región de El Lago, en Chile septentrional, han sido descritos por *Park, C. F.*, 1961; *Williams, D.*, 1965 (215), enormes depósitos de magnetita-

MAPA DE SITUACION DE MUESTRAS

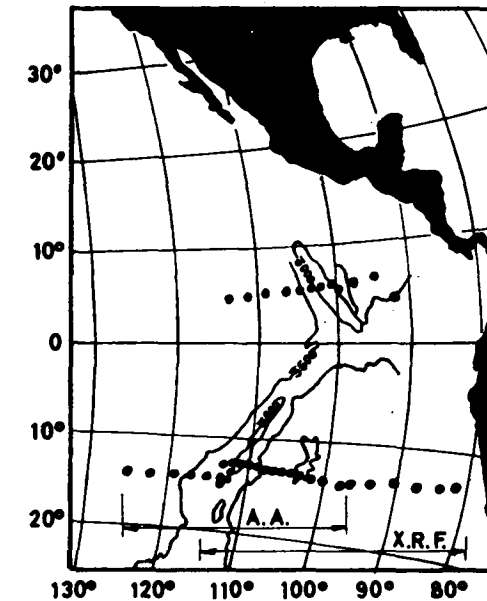
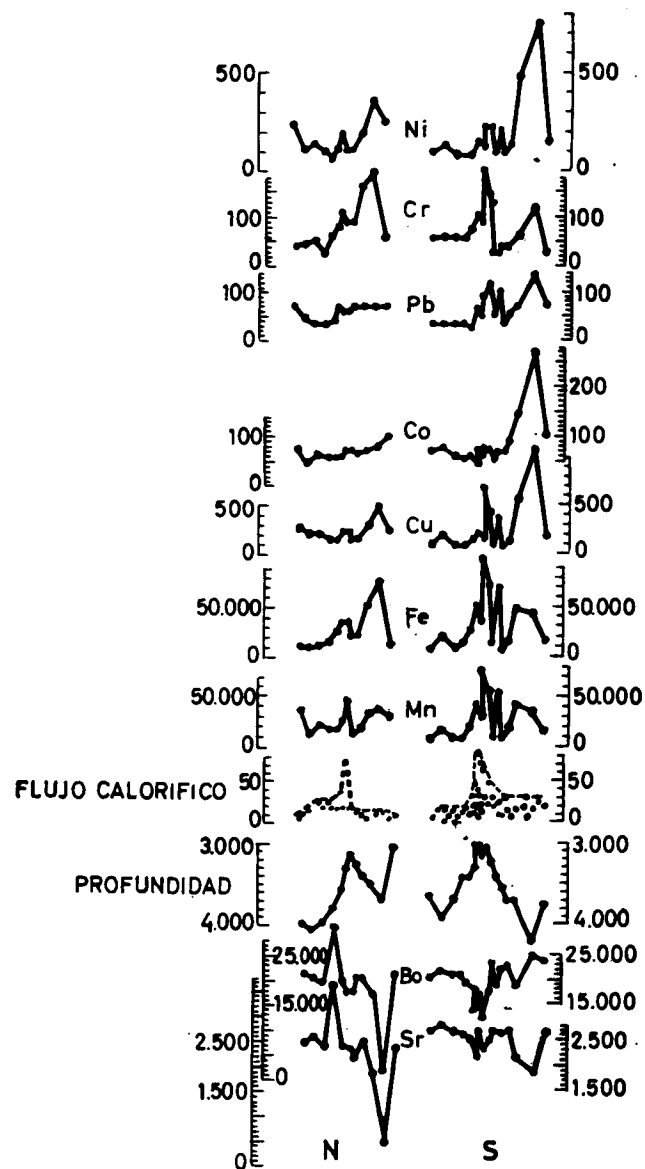


Figura 24a

hematites y apatito asociados estrechamente a tobas dacíticas, producto de un volcanismo muy reciente. Estos yacimientos tienen su contrapartida en los depósitos de Kiruna, en Suecia. En general, ciertos yacimientos de hierro suelen estar asociados a volcanismos espiliticos, como han puesto de manifiesto numerosos autores, *Oftedahl, C.*, 1958 (143), *Amstutz, G. C.*, 1958 (7), en condiciones ambientales similares, pero muy posiblemente algo diferentes (defecto de azufre). En Huelva, este tipo de yacimientos de hierro podría homologarse a los criaderos de magnetita sulfurada del Norte de la provincia, los cuales han sufrido un proceso posterior de metamorfismo y reajuste por intrusiones graníticas frecuentes y extensas.

En Formosa existen importantes yacimientos de azufre-melnikovita en Szehuantzeping y Kengtzeping, descritos en detalle por *Tan, L. P.*, 1958 (195). Estos criaderos se han formado y aún se están formando en las laderas de

RESULTADOS DE ANALISIS POR ABSORCION ATOMICA DE MUESTRAS DE SEDIMENTOS EN EL DORSAL DEL PACIFICO ORIENTAL



CONCENTRACIONES EN ppm
 PROFUNDIDAD EN m.
 FLUJO CALORIFICO EN $10^{-6} \text{ cal. cm}^{-2} \text{ sec}^{-1}$

Figura 24b

una serie de volcanes pleistocénicos, cuyas fumarolas y solfaratas, aún activas, son ricas en gases sulfurados y aguas sulfúricas, que precipitan en formas coloidales que evolucionan a pirita y marcasita. El pH de estas aguas es del orden de 2,3, con una salinidad elevada y temperaturas cercanas a los 97° C. Estas aguas lixivian las rocas por una parte y precipitan pirita y sulfuros en general en las rocas volcánicas porosas y altamente inestables. El volumen reconocido en la actualidad en Kentzping se aproxima a las 240.000 toneladas de sulfuros.

Otros yacimientos modernos de sulfuros originados por el volcanismo están siendo explotados desde hace años en Japón, como en Hokkaido, por acción de sulfato ferroso sobre bandas de azufre elemental. También los depósitos pliocenos de Honshu parecen haberse formado por la localización de sulfídrico en trampas estratigráficas o pliegues diagenéticos, *Miller, L. J.*, 1960 (135). Igualmente, en Benahadux, en las estribaciones de la sierra de Gador, se presentan formaciones de azufre nativo relacionadas probablemente con el volcanismo pliocuaternario de la sierra de Gata, *Williams, D.*, 1965 (215). También en la India, en el distrito de Shahabad Bihar, existen yacimientos sulfurados según ha estudiado *Nath, M.*, 1952 (138). Todos estos yacimientos están sin deformar y puede reconocerse con facilidad su origen volcánico. De gran interés por su importancia y por la buena conservación de estructuras, quimismo y extensión, son los yacimientos de piritas cupríferas de Chipre, de edad cretácica, formados en el complejo básico de Troodos y dentro de éste en los niveles de pillow-lavas, *Lespi-neux, G., de Magnee, I.*, 1935 (108), y más recientemente en comparación con los depósitos piríticos canadienses, *Hutchinson, R. W.*, 1965 (92).

d) La melnikovita ha sido descrita como un disulfuro de hierro negro, magnético, de origen coloidal, que por su inestabilidad evoluciona a marcasita y pirita al sobrepasarse los 75°. Ha sido sintetizada por *Lepp, H.*, 1957 (107), el cual indica la importancia de este mineral como paso intermedio en la formación de menas sedimentarias de hierro, ya que reacciona rápidamente con aguas carbonatadas a la temperatura ambiente dando carbonatos de hierro.

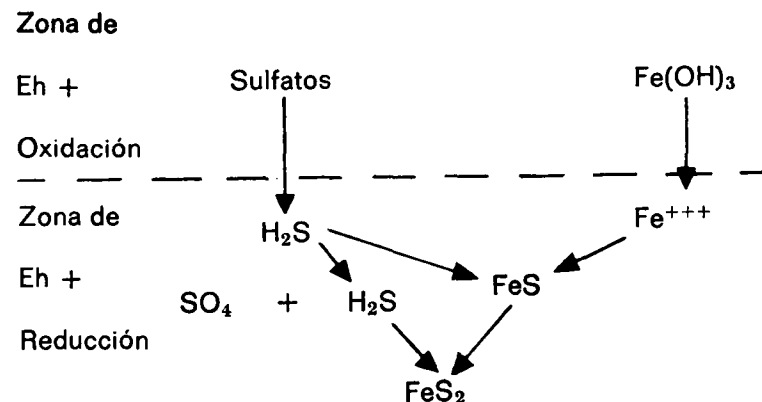
La expulsión por fumarolas y solfataras de gases sulfurados, así como haluros de metales básicos y en un ambiente subacuático, hace que tales elementos difundidos en las aguas marinas, al cambiar las condiciones físico-químicas, puedan depositarse en forma de sulfuros como han descrito y estudiado entre otros autores *Oftedahl, C.*, 1958 (143), y *Kinkel, A. R., Jr.*, 1966 (102).

La formación de sulfuros metálicos a baja temperatura ha sido demostrado por *Roberts, W. M. B.*, 1961 y 1963 (161 y 162), el cual ha obtenido calcopirita a partir de calcosina y pirrotina en agua destilada.

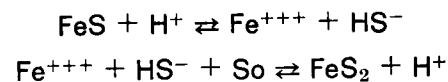
El papel que los procesos biológicos pueden jugar en la formación de

yacimientos singenéticos de sulfuros ha sido estudiado por Schouten, C., 1946 (180), Love, L. G., 1957 (114) y Temple, K. L., 1964 (196). Después de estos autores parece indudable el admitir el papel que ciertos microorganismos tipo desulfobibrio pueden tener en la precipitación de sulfuros metálicos, a pesar de las oposiciones que han tenido; siendo una de las razones en contra el efecto fuertemente tóxico que los iones de metales pesados pudieran tener sobre las bacterias. Temple, K. L., 1964 (196), p. 1.488, resuelve tal inconveniente observando que la desulfobibrio queda protegida por una envoltura de sulfuro que la protege del medio ambiente.

Love, L. G., 1957 y 1966 (114 y 115), estudia las características ambientales y procesos que pueden dar lugar a pirita framboidal, según el siguiente esquema:



Y las reacciones generales:



El precipitado final se produce en forma de hidrotroilita o melnikovita o kansita, según Berner, 1964, sulfuros de hierro hasta cierto punto coloidales, ya que no lo son totalmente, según se demuestra por cierta, aunque débil, difracción positiva a los rayos X. Los sulfuros intermedios tipo mackinovita (FeS tetragonal) y greigita (Fe₃S₄ cúbica) también pueden formarse, sin poderlos determinar con rigor, sobre todo debido a las dificultades que se presentan, ya que la terminología de estos minerales, debido a su inicial estado de investigación, es aún incipiente.

e) La acumulación de esferulitos piríticos por procesos orgánicos es

importante en rocas arcillosas y en ambientes sedimentarios, pero una explicación más sencilla se obtiene suponiendo una acumulación de micelas de sulfuros a partir de un gel pirítico que precipita a un cambio brusco de las condiciones. Las microestructuras que hemos expuesto en el capítulo correspondiente indican un proceso de floculación de pirita coloidal más que debido a efectos biológicos.

Según Kinkel, A. R., Jr., 1966 (102), p. 684, el mecanismo puede ser el siguiente:

1. Los diferentes tipos de aparatos volcánicos expulsan a la hidrosfera importantes cantidades de elementos metálicos y no metálicos en forma de complejos muy probablemente halogenados junto con una abundancia importante de gases y ácidos, principalmente sulfídrico y sulfuroso.
2. Los iones metálicos presentes en un líquido supersaturado peptizan a un sol por efecto de un exceso de H₂S.
3. Si las condiciones de presión y temperatura no son demasiado elevadas, reacciona el H₂S con el SO₂, O₂ o H₂ formándose soluciones coloidales de azufre elemental.
4. Las micelas de azufre combinan con los iones metálicos formando sulfuros, los cuales no sobrepasan el tamaño coloidal.
5. Por acción de algún electrolito (el ClNa es efectivo) el sol de azufre y sulfuros flocula formando geles.
6. La concentración de un sol floculado puede aumentar por varios procedimientos, aunque la concentración de saturación de soles metálicos sea muy baja.
7. Los precipitados y floculados son más densos que el agua y pueden precipitar cerca de su lugar de formación, si no existen corrientes que los arrastren.
8. Las tobas arcillosas submarinas, los sedimentos y ciertas rocas arcillosas pueden actuar como membranas de diálisis que filtran los soles y suspensiones y floculados.

Por otra parte, las soluciones ricas en sílice también pueden seguir procesos coloidales similares, dando lugar a jaspes y lechos de sílex asociados a los yacimientos, tanto de pirita como de manganeso, según hemos observado en nuestra región de estudio y en numerosas zonas de características ambientales similares en todo el mundo, Kinkel, A. R., Jr., 1966 (102), pp. 685 y 687.

En ciertos casos, en yacimientos con poca o ninguna asociación con el volcanismo, pueden esperarse efectos biogénicos, tal es el caso del criadero de Herrerías, en el que la filiación volcánica es relativamente lejana y, por el contrario, los efectos sedimentarios y

sapropélicos parecen más acusados. Una determinación de proporción de isótopos de azufre sería muy ilustrativa en este yacimiento para tratar de aclarar este extremo.

f) Una vez expuesto alguno de los mecanismos de formación de sulfuros en ambiente exalativo-sedimentario, pasaremos a exponer un ejemplo muy ilustrativo de las características morfológicas de un yacimiento que en Ríotinto es típico. Una sección longitudinal de su anticlinal central corta dos yacimientos piríticos netamente diferentes en su forma pero estrechamente relacionados en cuanto a su génesis (fig. 25 a y b)

Al final del volcanismo espilitico y en sus fases más ácidas (pero no sólo, ya que en etapas intermedias también pueden darse condiciones favorables), cuando los procesos eruptivos pierden actividad paroxismal y las condiciones de aporte pueden prolongarse por periodos suficientemente largos para mantenerse las condiciones, pueden existir fisuras y cuellos fumarólicos por los que escapa a la hidrosfera y atmósfera los gases y soluciones cargadas de sulfídrico, sulfuroso, haluros e iones metálicos similares a los expelidos por las fumarolas y solfataras actuales.

La mitad Oeste de la sección representa un cuello fumarólico formado por un «stockwork» pirítico en rocas riolíticas que han sido totalmente sustituidas por piritita, alcanzando un contenido de azufre del orden de 48 por 100 (pirita casi teórica). Alejándose de este cuerpo central, disminuye la ley en azufre hasta hacerse mínima.

A los lados de la fumarola y en este caso hacia el Este (mitad oriental de la sección y planta) existían rocas volcánicas inconsolidadas e inestables, muy aptas para ser sustituidas por los sulfuros emitidos por el cercano aparato. En otro caso pueden existir cuencas que recogen las soluciones fumarólicas y soles y geles metálicos, que pueden precipitar dando lugar a minerales, en unos casos bandeados, en otros con la impronta coloidal y en otros masivos. Los efectos bacterianos también pueden intervenir en la precipitación de la piritita según hemos visto, pero el ambiente cercano a un centro volcánico activo no parece muy favorable para la vida, como no sea organismos tipo desulfobibrio con capacidad de defensa y generado en aquel habitat. La piritita se formaría por los diferentes procesos que hemos esquematizado, así como los sulfuros de cobre, plomo, cinc, etc., observables en la actualidad.

Según parece deducirse de la observación, las partes más ricas en otros metales distintos del hierro son las capas más inferiores del estrato mineralizado, con presencia de minerales complejos de plomo, cinc, cobre y arsénico y siempre bien bandeados.

Estos lechos de sulfuros (sulfiditas, según ha propuesto Garlick, W. G., en el reciente «XV Congreso Interuniversitario» celebrado en Leicester en

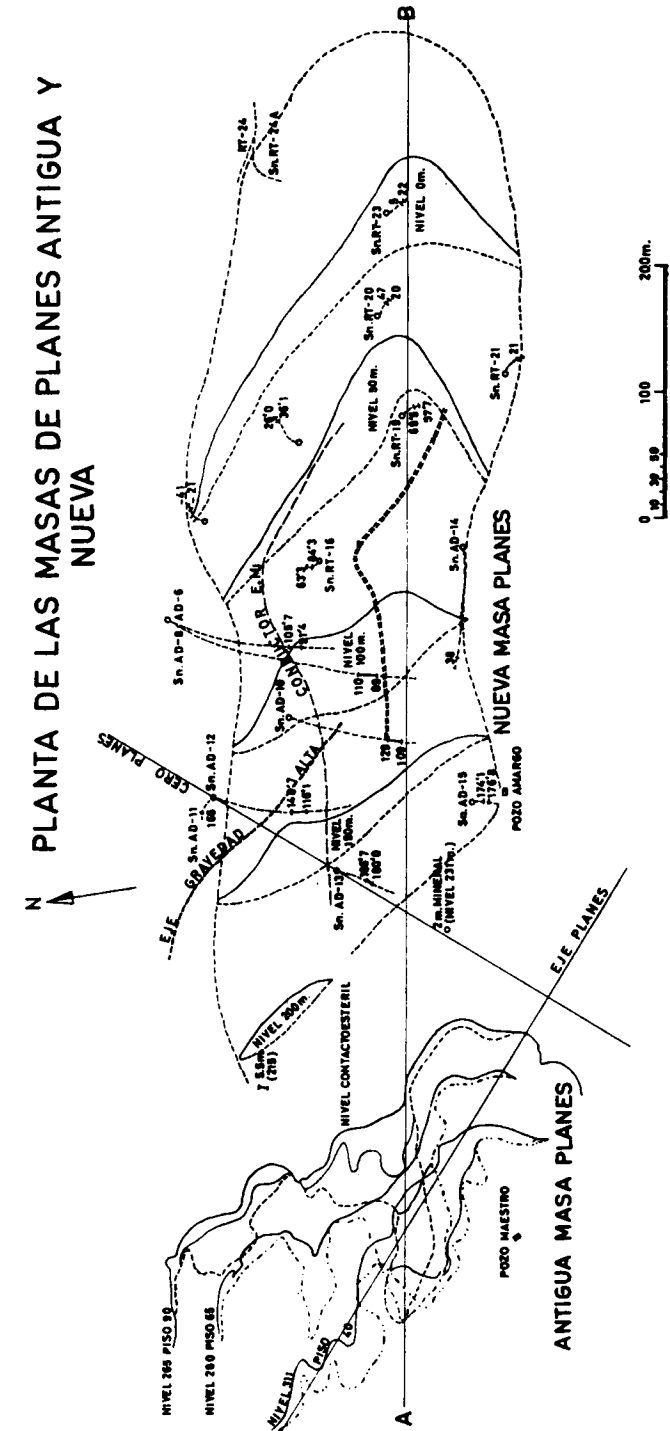


Figura 25a

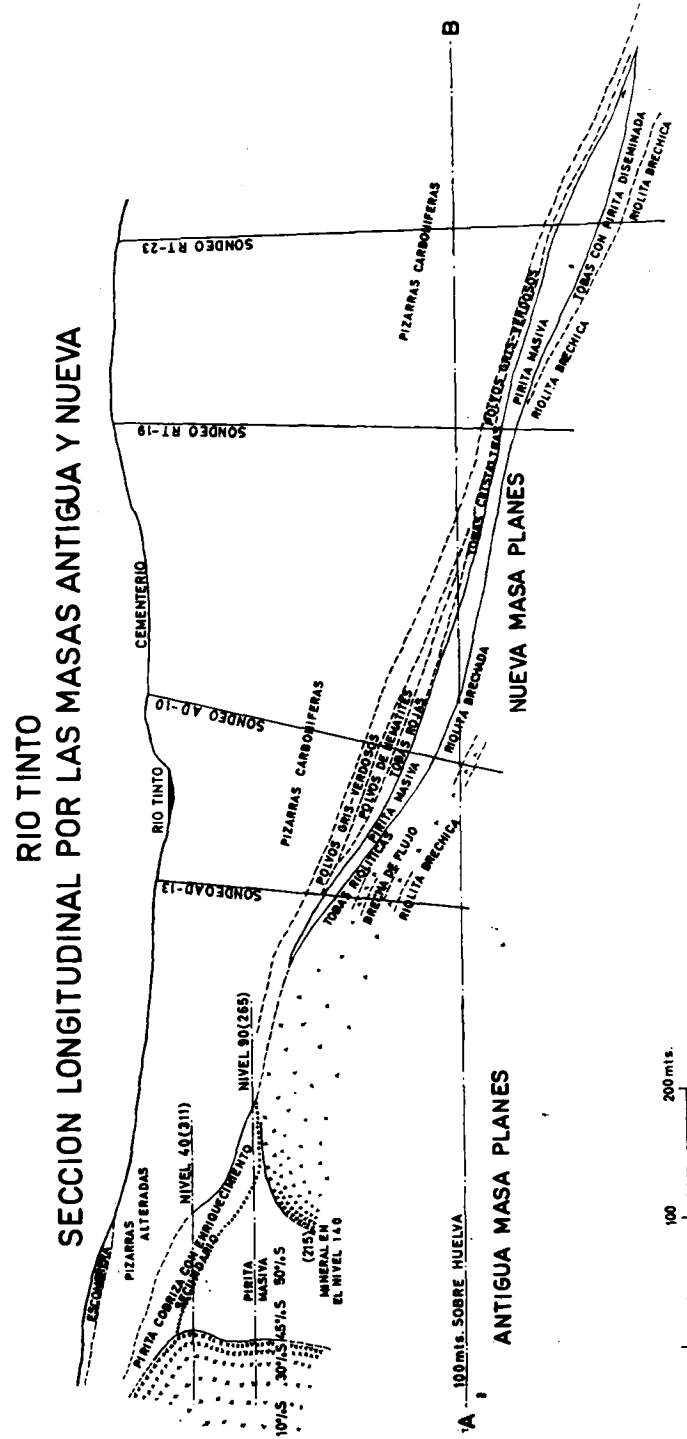


Figura 25b

diciembre de 1967), en casos mezclados con sedimentos y en casos masivos, sufren procesos de diagénesis con desplazamientos y brechaciones sinsedimentarias que dan lugar a algunas de las estructuras observadas en muestra de mano y al microscopio.

Todo ello queda cubierto por un horizonte de piroclásticas más o menos finas y el conjunto por un potente espesor de pizarras y grauwackas del Carbonífero inferior.

Los contactos al muro de estas masas, a escala de afloramiento, corresponden a los dos tipos expuestos en el apartado correspondiente.

g) Todo ello queda complicado por los procesos de metamorfismo, que, aunque débiles, modifican algo las condiciones. Plegamiento, que sin ser muy severo, hace fracturarse las masas de sulfuros posiblemente ya consolidadas y produce removilizaciones importantes de los iones más pequeños y activos, con el consiguiente reajuste de estructuras y modificación de las mismas. En algunos casos pueden suponerse pequeños aportes de nuevos elementos emigrados de las rocas encajantes.

Esta sección ilustra, por tanto, dos tipos de yacimientos, uno en el cuello volcánico, o mejor fumarólico, con estructura de seta, cuyo pie es difuso y otro típicamente estratiforme, ambos con muy estrecha relación genética.

h) Procesos de levantamiento y de erosión posteriores ponen al descubierto parte del yacimiento descrito, con lo que las aguas superficiales y subálveas alteran la masa pirítica disolviendo la parte más superior y dando lugar a la formación de monteras de hierro y enriquecimientos secundarios en profundidad, según hemos descrito.

RESUMEN Y CONCLUSIONES

Se ha estudiado geográfica y geológicamente la región de las minas de Riotinto, en la provincia de Huelva, y siguiendo el conjunto o unidad geológica, la prolongación Oeste del mismo hasta la zona de Valdelamusa, a unos 30 kilómetros de Riotinto; por el Este, hasta el cierre de la estructura, a unos 15 kilómetros del mismo.

Como resultado del estudio geomorfométrico, estadístico y geomorfológico se deduce un paisaje bicíclico con una penillanura de edad postmiocénica altamente erosionada. Geográficamente el valle estudiado coincide con un sinclinal.

La región corresponde a un sinclinal alargado en cuyo centro se encuentran rocas (pizarras y grauwackas) del Carbonífero inferior y en la envolvente rocas sedimentarias del Devónico superior (pizarras, cuarcitas y calizas). Ambos períodos están separados por varios niveles de rocas volcánicas básicas y ácidas de tipo espilitico que evolucionan a lavas, ignimbritas y piroclásticas ácidas de tipo riolítico a dacítico.

El volcanismo productor de los materiales citados era de tipo fisural, subaéreo y submarino, podían existir guirnalda de arcos insulares sin poderlo demostrar. Este volcanismo es típicamente geosinclinal de la serie espilita-queratófido.

El conjunto está plegado en la fase astúrica del Herciniano, en un estilo isoclinal similar con pizarrosidad bien marcada, fallas inversas y cabalgamientos hacia el Sur. Existe una segunda pizarrosidad que deforma la primera. Existe un conjunto de fallas de desgarre de orientaciones diversas. El plegamiento observado es de tipo de arrugamiento general de *Beloussov*, V., 1962, disarmónico en su conjunto. Flexodeslizamiento en los paquetes competentes y pasivo en los incompetentes.

Los yacimientos piríticos estudiados son de tipo generalmente estratiforme. Se presentan más frecuentemente interestratificados en las rocas volcánicas, sean básicas o ácidas, y en las cercanías de rocas sedimentarias.

En la zona de Ríotinto, al techo de la serie volcánica. En algunos casos están deformadas en pliegues y cortadas por fracturas.

La génesis de los yacimientos piríticos se considera exalativo-sedimentaria, como se deduce de los datos estudiados de ambiente geológico, estructura y geometría, microestructuras y composición química e isotópica.

Los elementos azufre, hierro, metales básicos y traza tienen un origen profundo en la corteza terrestre, esto es, provienen del manto. Los mecanismos de deposición pueden ser: reemplazamiento de rocas volcánicas en los cuellos fumarólicos reconocidos y sedimentación por procesos coloidales y quizá biogénicos en los yacimientos de tipo estratiforme. Existen procesos de enriquecimiento secundario en las masas erosionadas con formación de monteras de hierro.

SUMMARY

A geological study has been carried out in the area of Ríotinto mines, province of Huelva, Spain, following the geological complex to the West up to the area of Valdelamusa (30 Km. from Ríotinto) and to the East up to the end of structure (15 Km.).

As a result of the geomorfometric, statistical and geomorfological study a bicyclic landscape is indicated with a peneplain of postmiocenic age, deeply eroded. The valley studied coincides geographically with a syncline.

The area corresponds to an elongated syncline in which the center consists of slates and graywackes of the lower Carboniferous age. The branches of the syncline are formed by upper Devonian slates, quartzites and limestones. Both periods are separated by several levels of basic and acid volcanic rocks of spilitic type which change to the top to lavas, ignimbrites and acid pyroclastic, rhyolitic and dacitic composition.

The volcanic origin of the above materials was fissural, subaerial and submarine. Island arcs could be inferred but it is not tested. This volcanism is of typically geosynclinal type of the spilitic-keratophidic series.

The complex is folded in the Asturic Phase of the Hercinian Age in a similar isoclinal type with a well developed slaty cleavage and reverse faulting to the South.

There is a secondary cleavage deforming the first one. In addition, there is a number of wrench faults. The folding is of the general corrugation type (Belousov, V. 1962), which is disharmonic in the whole.

The pyritic ores are generally of the stratiform type and usually interbedded in basic and acid volcanic rocks but always near the sediments. In the Ríotinto area these ores are in the top of the volcanic piles. In some cases the ores are deformed in folds and cut by fractures.

The genesis of the pyritic orebodies, according to environmental data, structure, geometry, micro-structure, chemistry and isotopic composition, is considered exhalative-sedimentary.

The sulphur, iron, basic and trace metals have a rather deep origin in the earth crust. The deposition mechanism could have been by replacement of the volcanic rocks in the fumarolic necks and sedimentations by colloidal and perhaps biogenic process in the ores of the stratiform type. There is evidence of the processes of secondary enrichment in the deeply eroded masses with gossans development.

RECONOCIMIENTO DE AYUDAS RECIBIDAS

Este trabajo se ha podido realizar gracias a la ayuda de numerosas personas y entidades que es necesario recordar.

En primer lugar, hubiera sido de todo punto imposible llevar a cabo este estudio sin la ayuda y apoyo de la Dirección de la Compañía Española de Minas de Río Tinto. En 1961 se constituyó el Departamento Geológico y en el seno del mismo se realizó la mayoría del trabajo, tanto de campo como de laboratorio, secciones delgadas y pulidas, estudios petrográficos, análisis químicos, levantamientos geológicos, adquisición de bibliografía, etc.

Dentro del personal de Río Tinto, recordaremos en primer lugar a Federico Sobol, compañero de trabajo junto al cual muchas de las ideas aquí expuestas nacieron y se desarrollaron en colaboración estrecha con él.

El Departamento Topográfico realizó gran parte de los planos y dibujos bajo la dirección de Waldemiro García y el dibujante José Luis García.

El Departamento de Contabilidad prestó el Ordenador I.B.M para el estudio geomorfométrico y la colaboración de Rafael de Jesús fue inapreciable.

El Laboratorio General de Río Tinto, dirigido por F. Barriga y H. Centeno, realizó los análisis de rocas y minerales.

Al pasar el autor en 1966 a Río Tinto Patiño, S. A., filial de la Compañía Española, obtuvimos de la Dirección el apoyo para este trabajo, realizándose a sus expensas dibujos, microfotos, mecanografía y copias.

De gran ayuda fueron los estudios petrográficos realizados en el Consejo Superior de Investigaciones Científicas, en el Instituto Lucas Mallada, bajo la dirección del Profesor Fuster, por los Doctores Agostini y Sánchez Cela.

Muy importante ha sido la colaboración y la ayuda de la Junta de Energía Nuclear en su Laboratorio de Mineralogía, en el que E. Mingarro puso a

nuestra disposición elementos humanos y de equipo para la realización de análisis de álcalis de nuestras muestras, estudios de difracción de Rayos X de los pórfidos de Río Tinto y su interpretación. Por otra parte, todas las microfotografías fueron realizadas en dicho laboratorio por los señores Puget y Rosales.

Desde el principio de este trabajo tuvimos el apoyo y la dirección del Profesor F. Hernández Pacheco y la del malogrado Profesor I. Rosso de Luna, entre ambos se planeó y concretó cómo había de ser este estudio, y bajo su guía se desarrolló.

Finalmente, recordaremos como ayuda fundamental, correcciones, comentarios e ideas la del Emeritus Profesor D. Williams, maestro de geología de minas y maestro de la geología de Río Tinto, sin el cual poco, por no decir nada, de lo que hemos expuesto hubiera sido llevado a cabo. Gracias a él obtuvimos la colaboración del Dr. Stanton y los resultados de análisis isotópicos de muestras de Río Tinto.

BIBLIOGRAFIA

1. ALIA MEDINA, M. (1962):
Relaciones genético-estructurales de algunos tipos de mineralizaciones españolas.
J. E. N. 101 Sig. II.
2. ALIA MEDINA, M. (1963):
Rasgos estructurales de la Baja Extremadura.
Bol. R. Soc. Hist. Nat., G. 61.
3. ALIA MEDINA, M. (1964):
Los conocimientos geológicos de la prospección de las mineralizaciones endógenas.
B. R. S. Histo. Nat., G. 62.
4. ALLAN, J. (1887):
The Pyrites deposits of the P. Huelva.
Pr. I. M. Met.
5. ALLAN, J. C. (1946):
The San Telmo Ore-Body, Spain.
T. I. M. M. Jan., 1946.
6. AMSTUTZ, G. C. (1953):
Geochemistry of swis lavas.
Gesch. et Cosmoh., vol. 3.
7. AMSTUTZ, G. C. (1958):
Spilitic Rocks and Mineral Deposits.
Bull. School of Min. Met. Missouri, n.º 96.
8. AMSTUTZ, G. C. (1959):
Syngenetic zoning in ore deposits.
Proc. Geol. As. Canadá, vol. 11.
9. AMSTUTZ, G. C. (1961):
El origen de depósitos minerales congruentes en rocas sedimentarias.
Bol. Soc. Geol. Perú, To. 36.
10. AMSTUTZ, G. C. (1962):
Massive Sulphide Deposites: Origin and Genesis.
Canadian M. Journ.

11. AMSTUTZ, G. C. (1962):
L'origin des gites minéraux concordants dans les roches sédimentaires.
Chronique des mines, n.º 308.
12. AMSTUTZ, G. C. (1963):
Space, time and Symetry in zoning
Symposium - Problems Posmagmatic Ore Deposition.
13. AMSTUTZ, G. C. (1965):
A quantitative approach to paragenetic relations of ore minerals.
Sonder. aus Heft., C. 186.
14. ANGER, G.; NIELSEN, H.; PUCHELT, H.; RICKE, W. (1966):
Sulfur isotopes in the Rammelsberg ore deposit (Germany).
Ec. Geol., vol. 61.
15. APPS, J. A. (1961):
San Miguel Mine and Geology Undergraduate.
Royal School of Mines, Thesis.
(Sin publicar.)
16. AUBOUIN, J. (1965):
Geosynclines.
Elsevier Pb. Co.
17. BARD, J. P. (1964):
Observaciones sobre la estratigrafía del Paleozoico de la región de Zafrá.
N. y C. Inst. Geol. Min. Esp., 76
18. BARD, J. P. (1965):
Sur la structure en coussin des volcanites basiques de la région de Cumbres Mayores
(Huelva, España).
Bul. Soc. Geol. Fran., VII.
19. BARD, J. P. (1967):
Sur la structure en coussin des volcanites basiques de la région de Cumbres Mayores
Bul. Soc. Gral. Fran., VII.
20. BARRAS DE ARAGON, F. DE LAS (1899):
Apuntes descripción geológico-minera de Sevilla.
Imp. Alonso, Palencia (Instituto II-2-3-51).
21. BARRINGER, A. R. (1954):
Ph. D. Thesis, University of London.
22. BARTH, T. F. W. (1952):
Theoretical Petrology.
Ed. Wiley.
23. BATEMAN, A. M. (1927):
Ore deposits of the Rio Tinto district.
Ec. Geol., vol. XXII.
24. BATEMAN, A. M.
Yacimientos Minerales de Rendimiento Económico.
Omega, Barcelona.
25. BATTEY, M. H. (1956):
The petrogenesis of a Spilitic Rock series from New Zealand.
Geol. Magz., vol. 2.

26. BEAVON, R.; FITCH, J. J.; RAST, N. (1960):
Nomenclature and diagnostic characters of ignimbrites with reference to Snowdonia.
Livoopt. and Mach. Geol. J., vol. 2.
27. BELOUSSOV, V. V. (1961):
El origen de los plegamientos en la corteza terrestre.
N. y C. Inst. Geol. Min. Esp., 75. 1964.
28. BELOUSSOV, V. V. (1962):
Basic Problems in Geotectonics.
McGraw-Hill.
29. BERRY, L. G.; THOMPSON, R. M. (1962):
X-Ray Powder data for ore minerals.
Geol. Soc. Am. Mem., 85.
30. BOOGARD, M. VAN DEN (1967):
Geology of the Pomarao Region.
Grafisch, Centrum Dstro. Rotterdam.
31. BOSTROM, K.; PETERSON, M. N. A. (1966):
Precipitates from Hydrothermal Exhalations on the East Pacific Rise.
Ec. Geol., vol. 61, n.º 7.
32. BURTHE, M. P. L. (1922):
Sur la Structure des Gisements de Pyrite de la région de Huelva.
Anales de Minas.
33. CABANAS, R. (1964):
Notas estratigráficas de la provincia de Córdoba.
N. y C. I. G. y M. E., n.º 74.
34. CAREY, S. W. (1964):
Plegamiento.
N. y C. I. G. y M. E., n.º 74.
35. CARRINGTON DA COSTA, J. (1952):
Tectonique du Portugal.
Rept. of XVII Inst. Geol. Cong. London.
36. CARRINGTON DA COSTA, J. (1955):
Os movimientos Caledonianos y Hercínicos an Península Ibérica.
Bol. Soc. Geol. Port., 10.
37. CENTRO DE EDAFOLOGIA Y BIOLOGIA APLICADA DEL CUARTO ESTUDIO AGRO-BIOLOGICO DE LA PROVINCIA DE SEVILLA.
J. N. Edefologia y Agrobiología del C. S. I. C.
38. COLLINS, H. F. (1922):
The igneous rocks of the Province of Huelva and genesis of the pyritic orebodies.
Trans. I min. Met., vol XXXI.
39. COLLINS, H. F. (1922):
The igneous rocks of the Province of Huelva and genesis of the pyritic orebodies. Discussion.
Trans. I Min. Met., vol. XXXI.
40. COLLINS, G. A. (1950):
The Temperature of Formation of Pyrite and Galena in certain ore Deposits.
D. I. C. thesis, Imperial College, London.

41. CHAVES, F. (1896):
Tenantita de Río Tinto.
An Soc. Esp. Hist. Nat., XXV, actos P. 52.
42. DARNLEY, A. G. (1965):
Ore Genesis and Mantle Convection.
Geol. Surv. Canadá Pap., 65-6.
43. DAVIDSON, C. F. (1964):
Uniformitarianism and ore genesis.
Min. Magz., vol. 110.
44. DAVIDSON, C. F. (1965):
A possible mode of origin of Strata-Bound. Copper Ores.
Ec. Geol., vol. 60, n.º 5.
45. DECHOV, E.; JENSEN, M. L. (1965):
Sulfur Isotopes of Some Central African Sulfide Deposits.
Ec. Geol., vol. 60, n.º 5.
46. DELGADO, J. F. N. (1876):
Terrenos Paleozoicos de Portugal.
Mem. Ac. Ci. Lisboa, V.
47. DELGADO, J.; CHOFFAT, P. (1901):
La Carte Geologique du Portugal.
Conj. Geol. Int., VIII, Paris, 1900.
48. DEMAY, A. (1925).
Les caracteres microscopiques de quelques prophyries, pyriteux de la region de Huelva y de la genese des Gisements de Pyrite.
Bull. Soc. Geol. France, vol. 25.
49. DEMAY, A. (1926):
Sur la genesis des gisements du pyrite de la region de Huelva.
26 Cong. Geol. Int., tomo II, pág. 1201.
50. DICKINSON, W. R. (1955):
Metasomatic Quartz Keratophyre in Central Oregon.
Am. Jon. Sc., vol. 260.
51. DOETSCH, J. (1931):
Genesis de los criaderos de piritas ferrocobrizas sudibéricas.
Res Cief. de S. E. Hist. Nat.
52. DOETSCH, J. (1933):
Especies minerales en la zona mineralogenética de los criaderos de piritas en el SO. de la Peninsula Ibérica.
N. y C. Inst. Geol. y Min., n.º 37.
53. DOETSCH, J. (1953).
Introducción a un estudio del término de Puebla de Guzmán.
Bol. I. Geol. y Min. de E. T., LXV.
54. DOETSCH, J. (1955).
Notas fosilíferas pertenecientes a la hoja geológica de Puebla de Guzmán.
N. y C., Inst. Geol. y Min., n.º 37.
55. DOEASCH, J (1957):
Esbozo geoquímico y mineralomagnético del criadero de «Las Herrerías», Puebla de Guzmán.
Bol. I. Geol. y Min. de E. T., LXVIII.

56. DONATH, F. A.; PARKER, R. B. (1964):
Pliegues y plegamientos.
N. y C. n.º 76, 1964.
57. DOUGLAS, G. V. (1927):
Note on the origin of the Río Tinto ore bodies.
Econ. Geol., vol. XXII, p. 742-44.
58. DOUGLAS, G. V. (1929):
On the Structural Relationships and Genesis of the Pyritic Ore-Bodies of Huelva.
Geol. Magazine, vol. LXVI.
59. DUNHAM, K. C. (1964):
Neptunist concepts in ore genesis.
Ec. Geol., vol. 59, 1.
60. DUPUY DE LÔME, E.; P. DE NOVO (1922):
Los límites de las manchas arcaicas y primarias de los confines de la provincia de Huelva con el Alentejo, Portugal.
Bol. I. Geol. y Min. de E., T. XLIII.
61. EDGE, A. B. (1926):
Observations on the pyritic orebodies of Southern Spain and Portugal.
Cont. Red. Cong. Geol. Int., XIV.
62. ELLISTON, J. (1966):
The genesis of the Peko orebody.
Austral J. M. M., n.º 218, June.
63. FABRIES, J. (1963):
Les formations cristallines et métamorphiques du Nort Est de la province de Seville.
Scies de la Terre Men., 4 E. N. S. G., Nov.
64. FEBREL, T.; SAENZ DE SANTAMARIA, I (1964):
El Devoniano del Sur del Batolito de los Pedroches en las provincias de Córdoba y Badajoz.
N. y C. I. Geol. y Min. Esp., n.º 73.
65. FEBREL, T. (1965):
Sobre la existencia de dos cruceros representativos de dos distintas formaciones en el Devónico-Carbonífero de la Hoja de Calañas 939.
N. y C. I. G. y M. E., n.º 77.
66. FINLAYSON, A. M. (1910):
Secondary Enrichment in the Copper Deposit of Huelva, Spain.
Trans. I. M. M., V.
67. FINLAYSON, A. M. (1910):
The pyritic deposits of Huelva (Spain).
Econ. Geol., t. V.
68. FISHER, R. V. (1958):
Definition of Volcanic Breccia.
Bull. Geol. Soc. Amc., vol. 69.
69. FISHER, R. V. (1958):
Definition of Volcanic Breccia.
Bull. Geol. Soc. Amc., vol. 69.

69. FISHER, R. V. (1961):
Proposed classification of Volcaniclastic sediments and rocks.
Bull. Geol. Soc. Amc., vol. 72.
70. GARCIA FUENTES, S. (1958):
Estratificación y crucero.
N. y C. I. G. y M. E., n.º 75.
71. GARCIA SALINAS, P. (1964):
Introducción al estudio metalogénico de la mina «La Ratera», de Huelva.
N. y C. I. G. y M. E., n.º 75.
72. GILLSON, J. L. (1963):
The Northern Rhodesian Copperbelt is it a Classic example of Syngenetic deposition.
Ec. Geol., vol. 58.
73. GONZALEZ, G.; MENESES, A. (1889):
Nota sobre las minas de masas de piratas de hierro cobrizas de la Provincia de Huelva.
An. Soc. Esp. Hist. Nat., XXIX (Madrid).
74. GONZALEZ, G.; MENESES, A. (1901):
Estructura de ciertas minas de pirita en Huelva.
An. Soc. Esp. Hist. Nat.
75. GONZALEZ, G.; MENESES, A.
Observaciones acerca de la estructura de algunas minas de pirita de la Provincia de Huelva.
Soc. Esp. Hist. Nat., XXIII Actor, p. 28.
76. GONZALO Y TARIN, J. (1878):
Reseña Geológica de la Provincia de Huelva.
Bol. Con. M. Geológico Esp., t. V.
77. GONZALO Y TARIN, J. (1886).
Descripción física, geológica y minera de la Provincia de Huelva.
Men. Com. Mapa Geol. Esp., 2 tomos.
78. GOODWIN, A. M. (1965):
Mineralized Volcanic Complexes in the Porcupine — Kirkland lake — Noranda. Región Canadá.
Ec. Geol., vol. 60, n.º 5.
79. GREGORY, J. W. (1905):
Río Tinto.
Eng. and Min. Journal, LXXIX, p. 370.
80. GRILOT, H. (1964):
Methodes utilisées pour l'analyse quantitative des roches.
Men. B. R. G. M., n.º 30.
81. GUTIERREZ, M., HERNANDEZ, J. L. (1965):
Notas geológicas de la región septentrional de la Provincia de Huelva.
Bol. R. Soc. E. de Hist. Nat., (G) 63.
82. HABASHI, F. (1966):
The mechanism of oxidation of sulfide ores in nature.
Ec. Geol., vol. 61.
83. HALLAM, R. H. (1964):
Mattagami Lake Mines Ltd. some Aspects of the Geology and Ore Control.
Tran. the Can. M. M. Bul., vol. LXVII.

84. HEIM, A. (1933):
The Cupriferous pyrite ores of Huelva a tectonic sketch.
Abst. XVI Int. Geol. Cong.
85. HEINRICH, E. W. (1960).
Petrografía Microscópica.
Omega, Barcelona
86. HEREZA, J. (1920):
Yacimientos Manganíferos de la Provincia de Huelva.
Bol. I. G. y M. E., tomo VI.
87. HERNANDEZ PACHECO, E. (1932):
Síntesis fisiográfica y geológica de España.
Trab. Mus. Ciud. Nat. Geol., 38.
88. HILL, P. A. (1958):
Banden Pyrite Deposits of Mines Carlota, Cuba.
Ec. Geol., vol. 53, n.º 8.
89. HILLS, E. S. (1963):
Elements of structural geology.
Methuen Co.
90. HOLLINGER, R. (1958):
Contribución al conocimiento de la geología del Suroeste de la Provincia de Huelva.
Tesis Geol. Inst. Munster.
91. HOLMES, A. (1965):
Principles of Physical Geology.
Thomas Nelson.
92. HUTCHINSON, R. W. (1965):
Genesis of Canadian Massive Sulphides Reconsidered by Comparison to Cyprus Dep.
Can. Min. Met. Bull. Vol. 58.
93. INCIARTE, J. J. (1946):
Minas de Manganeso de Soloviejo Almonáster la Real (Huelva).
Min y Met.
94. JOHANNSEN, A. J. (1957):
Petrography of the igneous rocks.
Un Chicago. Press.
95. JOHNSON, F. (1895):
The manganese deposits of Huelva.
Trans. I. M. M. Ill, p. 275.
96. JUNG, J. (1958):
Precis de Petrographic.
Masson et Cie.
97. KANIA, J. E. (1936):
Some notes on the origin of pyritic copper deposits of the mesothermal type.
Econ. Geol. V. 31.
98. KAUTSKY, G. (1958):
The theory of Exalative - Sedimentari ores proposed by Ch. Oftedahl A cristicsm.
Geologisva Foreninges. V. 8.
99. KELLING, G. (1964):
The turbidite concept in Britain
Turbidites Devl. in Sed. Elsevier

100. KENNEDY, N.:
Notes en the history of the Mining District of Huelva.
The Ming. Journ.
101. KINKEL, A. R. Jr. (1962):
Observation on the massive pyrite deposits of the Huelva district.
Ec. Geol. Vol. 57.
102. KINKEL, A. R. Jr. (1966):
Massive Pyritic Deposits related to Volcanism and Possible Methods of emplacement.
Ec. Geol. Vol. 61.
103. KNOX, H. H. (1910):
A study of the pyritic ore deposits of Rio Tinto.
Informe privado. Río Tinto Co.
104. KUDENKO, A. A.; STETSENKO, V. P. (1963):
On the problem of thermodynamic conditions during the crystallization of mineral in the ore veins.
Symposium Prob. of Postmagmat. Ore Dept. Praga.
105. LAFFITE, P. (1957):
Introduction a l'étude des roches métamorphiques et des gites metalliferes.
Masson et Cie. Paris.
106. Las reservas mundiales en Pyrites (1926):
XVI Cong. Geol. Int. Madrid.
107. LEPP, H. (1957):
Synthesis and significance of melnikovite.
Ec. Geol., vol. 52.
108. LESPINEUX, G.; DE MAGNEE, I.
Legisement de pyrite cuivreuse de Skouriotissa.
L. des M. Est. Geol. Apliqué. Paris.
109. LLOPIS LLADO, N. (1964):
Reflexions sur la systématique et le génese des bassins de sédimentation.
Deltaic and Shallow Marin Deps. Elsevier.
110. LOTZE, F. (1950):
Observaciones respecto a la división de las variaciones de la Meseta Ibérica.
Pub. Ex. Geol., vol. V.
111. LOTZE, F. (1950):
Algunos problemas de la Meseta Ibérica.
112. LOTZE, F. (1960):
El Precámbrico de España.
N. y C. I. G. y M. E., n.º 60.
113. LOTZE, F. (1961):
Sobre la estratigrafía del Cámbrico español.
N. y C. I. G. y M. E., n.º 61.
114. LOVE, L. G. (1957):
Micro-organism and the presence of Syngenetic pyrite.
Q. J. G. S., vol. CXIII.
115. LOVE, L. G. (1964):
Early diagenetic pyrite in fine-grained sediments and the genesis of sulphide ores.
Sedimentology and ore genesis. Elsevier.

116. LOVERING, T. S. (1963):
Epigenetic, Diplogenic, Syngenetic and Lithogene Deposits.
E. C. Geol., vol. 58, n.º 3.
117. MAGNEE, I. DE (1936):
Observations sur l'origin des gisements de pyrite du Sud du L Espagne et du Portugal.
Gong. Inst. Mines et Geol. Appl., tomo I.
118. MALLADA, L. (1875):
Sínosis de las especies fósiles que se han encontrado en España. Paleozoico.
Bol. Con. M. Geol. Esp., tomo II.
119. MALLADA, L. (1895):
Rocas hipogénicas y estrato cristalinas.
Mem. Com. Mapa Geol. Esp., tomo I.
Exp. del Mapa Geol. Esp.
120. MALLADA, L. (1896):
Explicación del Mapa Geológico de España. Cámbrico y Silúrico.
Mem. Com. Mapa Geol. España, tomo II.
121. MALLADA, L. (1898):
Explicación del Mapa Geológico de España. Sistemas Devónico y Carbonífero.
Mem. Com. Mapa Geol. Esp., tomo III.
122. McCARTNEY, W. D. (1965):
Metallogeny of Post-Precambrian Geosynclines.
Geol. Surv. Canadá, Paper 65,6.
123. MAC GILLAVRY, H. J. (1961):
Deep or not deep, fore-deep of after deep?
Geologie en Mipnbouw, 40.
124. MAC GILLAVRY, H. J. (1961):
The Upper Paleozoic of the Baixo Alemtejo.
C. R. 4 Cong. pour l'avanc. strat., Heerlen, 1958.
125. McKINSTRY, H. E. (1961):
Geologia de Minas.
Omega, Barcelona.
126. McKINSTRY, H. E. (1963):
Mineral Assemblages in sulfide ores: The system Cu-Fe-As-S.
Ec. Geol., vol. 58.
127. MACPHERSON, J. (1879):
Estudio geológico y petrográfico del norte de la provincia de Sevilla.
Bol. Con. Mapa Geol. España, tomo VI.
128. McTAGGART, R. C. (1960).
The mobility of nuées ardentes.
Am. Jon. Sc., vol. 258.
129. MARTIN, R. C. (1959):
Some field and petrographic features of american and New Zealand Ignimbrites.
New Zealand, J. Geol., vol. II, n.º 2.
130. MELENDEZ, B., MINGARRO, F. (1958):
Explicación Hoja 899 Guadalcanal.
Hoja 1:50.000 I. G. y M. E.

131. MENENDEZ AMOR, J.; FLORSCHÜTZ, F. (1964):
Resultados del análisis paleobotánico de una capa de turba de las cercanías de Huelva.
Est. Geol., vol XX.
132. MESEGUER, J. (1944):
Devónico en la provincia de Huelva.
N. y C. I. G. y M. E., n.º 12.
133. MESEGUER, J. (1950):
El manganeso en la provincia de Huelva.
N. y C. I. G. y M. E., n.º 20.
134. MESEGUER, J.; PRIETO, A.; ROSO DE LUNA, I.; ROGODON, P. (1945):
Nuevos yacimientos de pirita y cobre en Sevilla y Huelva.
Bol. I. G. y M. E., tomo LVIII.
135. MILLER, L. J. (1960):
Massive Sulphide deposit in eugeosyncline.
Bul. Geol. Soc. Am., vol. 71, n.º 12.
136. MINGARRO MARTIN, F. (1962):
Estudio del Carbonífero del norte de la provincia de Sevilla.
Bol. I. G. y M. E., tomo LXXIII.
137. MIDDLETON, G. V. (1960):
Spilitic rocks in South-easts Devonshire.
Geol. Mag., vol. XCVII, n.º 3.
138. NATH, M. (1952):
A note on the pyrite deposits of Shahabad-Bihar.
Geol. Survey of India, 86.
139. NIGGLI, P. (1954):
Rocks and mineral deposits.
Freeman and Co.
140. NIXON, J. C.; HAYTON, J. D.; LAWRIE, TYNOW (1961):
Recrystallization of lead-zinc sulphides.
Nature, vol. 192, nov. 1961.
141. NOVO, P. DE, y OTROS.
Diccionario de Geología y Ciencias afines.
Ed. Labor.
142. O'DRISCOLL, E. S. (1964):
Esquemas experimentales en plegamientos similares superimpuestos.
N. y C. I. G. y M. E., n.º 73.
143. OFTEDAHL, CH. (1958):
A theory of exhalative - sedimentary ores.
Geol. Fören. Forhandl. Bd., 81.
144. OFTEDAHL, CH. (1959):
On Exl. - sed. ores Rep. and discussion.
Geol. Fören. Forhandl. Bd., 81.
145. OLSON, H. J. (1966):
Oxidation of a Sulfide body, Glove Mine Santa Cruz County, Arizona.
Ec. Geol., vol. 61.

146. PEREIRA, J. (1963):
Reflections on ore genesis and exploration.
The Mining Magazine, vol. 108.
147. PEREIRA, J. (1964):
Zawar Lead-Zinc Mine, Hypogene Hydrothermal or Remobilized?
Ec. Geol., vol. 59, n.º 8.
148. PEREIRA, J.; DIXON, C. J. (1965):
Evolutionary trends in ore deposition.
Trans. I. Min. Met., vol. 74.
149. PETTIJOHN, F. (1949):
Rocas sedimentarias.
E. U. D. B. A. (1963).
150. PHILLIPS, J. A. (1881):
Occurrence of remains of recent plants in brown iron ore (Ríotinto).
Quart. Journ. Geol. Soc., tomo XXVII.
151. PINEDO VARA, I. (1963):
Piritas de Huelva.
Ed. Summa.
152. PRUVOST, P. (1912):
Sur la presence de fossiles d'âge devonien superieur dans les schistes á Nereites de San Domingos.
Com. Comis. Serv. Geol. Portugal, tomo IX.
153. PRYOR, R. N. (1959):
Mining of Cupreous Stockwork ores at Rio Tinto.
Trans. I. M. M., vol. 69.
154. RAMBAUD PEREZ, F. (1963):
Notas geológico estructurales de la zona norte de Rio Tinto.
E. G. Inst. Lucas Mallada, vol. XIX.
155. RAMBAUD PEREZ, F. (1964):
Prospección de piritas en Rio Tinto. Nueva masa de Nerva.
Min. y Met., núms. 278 y 279.
156. RAMSAY, J. G. (1960):
The deformation of early linear structures in areas of repeated foldings.
Jour. Geol., 68, 75-93.
157. RANKAMA, K.; SAHAMA, TH. G. (1954):
Geoquímica.
Aguilar.
158. RAST, N. (1962):
Textural evidence for the origin of Ignimbrites.
Lpool. Manch. Geol. J., vol. 3.
159. RITTMAN, A. (1954):
Nomenclatura de rocas volcánicas.
Est. Geol. I. Lucas Mallada. Trad. Trab. Esp.
160. RITTMANN, A. (1963):
Les volcanes et leur activité.
Masson et Cie.

161. ROBERTS, W. M. B. (1961):
Formation of Chalcopyrite by reaction between chalcocite and pyrrhotite in cold solution.
Nature, vol. 191, Ang.
162. ROBERTS, W. M. B. (1963):
The low temperature synthesis in aqueous solution of chalcopyrite and bornite.
Ecn. Geol., vol. 58.
163. ROBERTS, W. M. B. (1965):
Recrystallization and mobilization of sulfides at 2.000 Atm. and in the temperature range 50° 145°.
Ec. Geol., vol. 60.
164. RONNER, F. (1963):
Systematische Klassifikation der Massengesteine.
Springer - Verlag, Viena.
165. ROSCOE, J. M. (1965):
Geochemical and Isotopic Studies, Noranda and Matagami Areas.
Min. Met. Can. Bull., vol. 58 sept.
166. ROSEBOOM, E. H. (1966):
An investigation of the system Cu-S and some natural copper sulfides between 25° and 700° C.
Ec. Geol., vol. 61, n.º 4.
167. ROSS, C. S.; SMITH, R. L. (1961):
Ash-Flow tuffs. Their origin, geologic relation and identification.
US. Geol. Surv. Prof. Pap., 366.
168. ROSSO DE LUNA, I. (1941):
Algunas características minerales de la pirita calcopirita y blenda de Río Tinto.
Bol. I. G. y M. E.
169. ROSSO DE LUNA, I. (1946):
Más datos acerca de la génesis de las masas piritosas de Sevilla y Huelva.
N. y C. I. G. y M. E., n.º 16.
170. ROSSO DE LUNA, I. (1948):
El cobre y las piritas en España.
Dir. Gral. Min. Temas Prof., n.º 8.
171. ROSSO DE LUNA, I. (1962):
Las alineaciones geoestructurales y las disyunciones regmagnéticas.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (G), tomo LX 1.
172. ROSSO DE LUNA, I. (1965):
La geomorfometría o estudio matemático-estadístico del relieve en geomorfología.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 63.
173. ROUTHIER, P. (1963):
Les gisements metalliferes.
Masson et Cie.
174. RUA FIGUEROA
Ensayo sobre la historia de las Minas de Río Tinto.
Imp. Vda. A. Yenes, Madrid.

175. RUA FIGUEROA (1968):
Minas de Río Tinto. Estudios sobre la explotación y el beneficio de sus minerales.
Tipog. E. Cascante, La Coruña.
176. SANS HUELIN, G.; ESPINOSA DE LOS MONTEROS, J. M. (1945):
Investigación gravimétrica en las concesiones mineras de la corrida de S. Platón.
Bol. Inst. Geol. y Catastral.
177. SAN MIGUEL, M.; MARTINEZ STRONG, P.
Estudio de los minerales petrográficos.
Aguirre Imp., Madrid.
178. SCHNEIDER, A. (1947):
Prospecção mineira e zonas geotectónicas na metalogénesis iberica.
Técnica Rev. Enng. alum. I. S. T. Lisboa, n.º 171.
179. SCHENIDERHÖHN, M.
Clasificación genética de los yacimientos sobre una base geotectónica.
N. y C. I. G. y M. E., n.º 62.
180. SCHOUTEN, C. (1946):
The role of Sulphur bacteria in the formation of be so-called sedimentary copper ores and Pyrite orebodies.
Eco. Geol., vol. 36.
181. SHARPE, J. L. (1965):
Field Relations of Matagami Sulphide Masses bearing and their disposition in time and space.
Can. Mit. Met. Bull., vol. 58 sept.
182. SIMON, W. (1953):
Datos para la historia de S. Morena. Los sedimentos variscos. La cuenca carbonífera de Villanueva de las Minas.
Pub. Ext. Geol. Esp., tomo VII.
183. SIMON, W. (1953):
Litogénesis de las calizas cámbricas de Sierra Morena.
Pub. Ext. Geol. Esp., tomo VII.
184. SMITH, A. W. (1959):
Cueva de la Mora Min. and Geol.
(Undergraduate Thesis) Royal School of Mines.
185. SMITH, F. G. (1947):
The Pyrite Geo-thermometer.
Econ. Geol., vol. 37.
186. SMITH, R. L. (1960):
Zones and zonal variations in Welded Ash Flows
U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 354.
187. SYDNER, F. G.; Odell, J. W. (1958):
Sedimentary Breccias in the Southeast Missouri Lead District.
Bull. Geol. Soc. Ane., vol. 69.
188. SPOTTS, J. H.; WESER, D. E. (1964):
Directional properties of a Miocene Turbidite y California.
Turbidites Devolp. in Sed. Elsevier.

189. SOLE, L. (1952):
Geografía España y Portugal, J. L. (1952):
Montaner y Simón, S. A.
190. SOLOMON, M.; ELMS, R. G. (1965):
Copper ore Deposits of Mt. Lyell.
Geol. Aust. Ore Dep. VIII Com. M. M. Cong.
191. STANTON, R. L. (1960):
General Features of the conformable pyritic orebodies.
Can. Inst. Min. Met. Trans., vol. 63.
192. STANTON, R. L. (1964):
Mineral Interfaces in stratiform Ores.
Bull. Inst. Min. Met. Nov., n.º 696.
193. STANTON, R. L. (1966):
Compositions of stratiform ores as evidence of depositional processes.
Trans. I. M. and M., vol. 75.
194. STRAUS, C. (1965):
Tesis sin publicar.
195. TAN, L. P. (1958):
The sulphur melnikovite deposits of the Szehuangtzepeing Area.
Geol. Soc. China, n.º 2.
196. TEMPLE, K. L. (1964):
Syngeneses of sulfide ores: An evaluation of biochemical aspects.
Ec. Geol., vol. 59, n.º 8.
197. TEMPLE, K. L.; LEROUX, N. W. (1964):
Syngeneses of sulfide ores desorption of adsorbed metallic and their precipitations as sulfides.
Ec. Geol., vol. 59.
198. TEMPLE, K. L.; LEROUX, N. W. (1964):
Syngeneses of sulfide ores: Sulfate-reducing bacteria and copper toxicity.
Econ. Geol. Vol. 59.
199. TERMIER, H.; THERMIER, G. (1956):
L'Evolution de la Lithosphere.
Masson et Cie.
200. THEOBALD, N.; THIERBAUT, J. (1961):
Les rhyolites permienes de Massif de Chagnen.
An. Sol. Un. Besançon 15, 2.º Serie.
201. THORNBURY, W. D. (1960):
Principios de Geomorfología.
Ed. Kepdusz, B. Ariza.
202. TORRE DE ASSUNÇÃO, C.; GARRIDO, J. (1953):
Tables pour la détermination des minéraux en moyen des rayons X.
Bull. Mes. Min. Geol. Lisbonne, n.º 20-21.
203. TURNEAURE, F. S.; DERRY, P. R.; KINKEL, A. R. Jr., y otros.
Discussion Symposium on Strata-Bound Sulphides.
Can. Min. Met. Bull., vol. 58.

204. TURNER, F. J.; VERHOOGEN, J. (1963):
Petrología Ignea y Metamórfica.
Ed. Omega, Barcelona.
205. TURNER, F. J.; WEISS, L. E. (1963):
Structural analysis of metamorphic tectonites.
McGraw-Hill.
206. UYTENBOGAARDT, W. (1951):
Microscopic Identification of ores Minerals.
Princeton Un. Press.
207. VAN DER MAREL, H. W. (1964):
Identification of chlorite and chlorite related minerals in sediments.
Bei. Zur. Min. Petrol., 9 (462-480).
208. WADE, M. L.; SALOMON, M.
The Geology of the Mount Lyell Mines.
Ec. Geol., vol. 53, n.º 4.
209. WALKER, F. (1906):
The Esperanza Mine, Spain.
Eng. Min. Jour, tomo LXXXVII.
210. WEBB, J. S. (1958):
Observations on the geology and origin of the San Domingos pyrite deposits.
Com. dos Serviços Geol. Portugal, tomo 62.
211. WILLIAMS, D. (1934):
The geology of the Riotinto Mines.
Trans. I. M. M., vol. 43.
212. WILLIAMS, D. (1950):
Gossanized breccia-ores, jarosites and jaspers at Riotinto, Spain.
Trans. I. M. M., n.º 526.
213. WILLIAMS, D. (1960):
Genesis of Sulphide ores.
Proc. Geol. Assoc., vol. 71.
214. WILLIAMS, D. (1960):
Further reflections on the origin of the porphyries and ores of Riotinto.
Trans. I. M. M., vol. 71.
215. WILLIAMS, D. (1965):
Vulkanismus und Erzlagertstätten.
Son. Bergakademie, 10.
216. WILLIAMS, H.; TURNER, F.; GILBERT, CH. (1954):
Petrography.
Freeman Co.
217. WILLIAMS, G. (1932):
The Genesis of the Perrunal - La Zarza Pyritic orebody.
Trans. Inst. Min. and Met., vol. XLII.
218. WRIGHT, C. M. (1965):
Syngenetic Pyrite Associated with a Precambrian Iron Ore Deposits.
Ec. Geol., vol. 60, n.º 5.

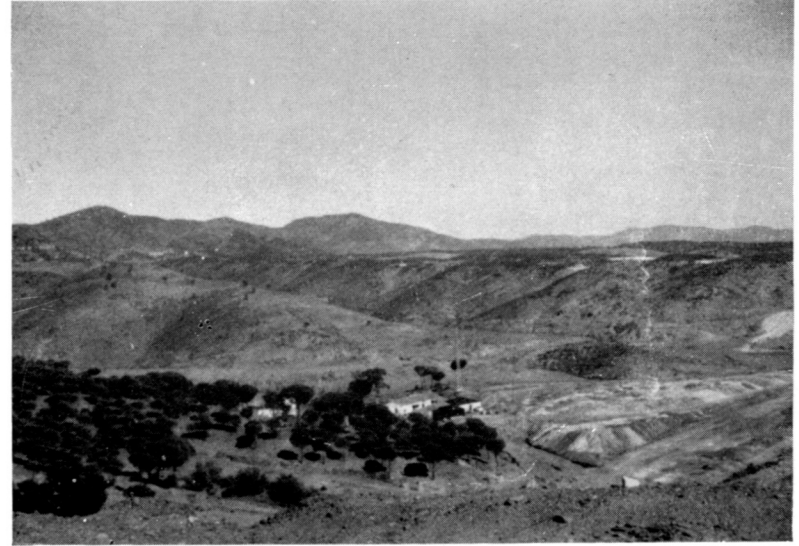


Foto 1.—Paisaje del pizarral carbonífero desde las inmediaciones de Río Tinto. Las alturas del fondo las constituyen rocas ácidas. Obsérvese el nivel horizontal de cumbres que forman la penillanura.

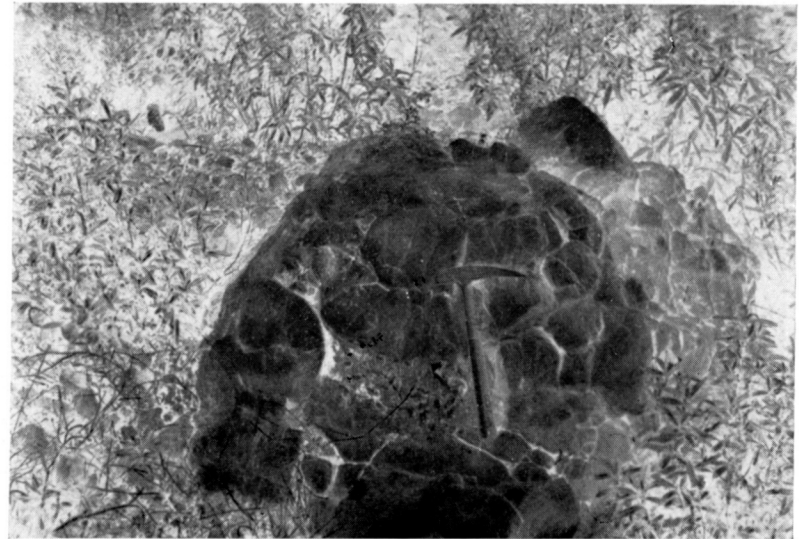


Foto 2.—Espilitas al Sur del Monago. Típicas «pillow lavas» vesiculares y groseramente radiadas.

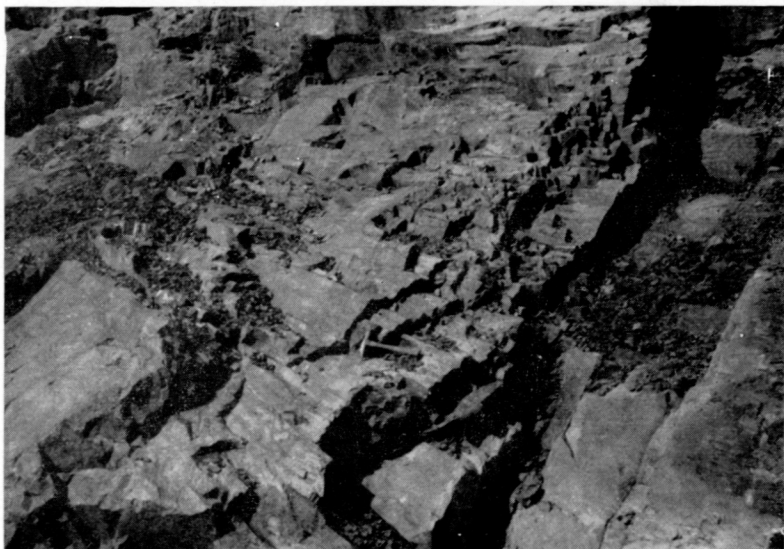


Foto 3.—Riolitas columnares al sur del afloramiento anterior. El eje de las columnas es fuertemente tendido al Sur en el flanco del anticlinal del Dique de Campofrío.



Foto 5.—Pliegue anticlinal asimétrico con cabeceo hacia el Sur, a la izquierda.



Foto 4.—Afloramiento en la Cantera de Bella Vista en Río Tinto. Aglomerados ácidos sobre tobas lítico-cristalinas apizarradas.

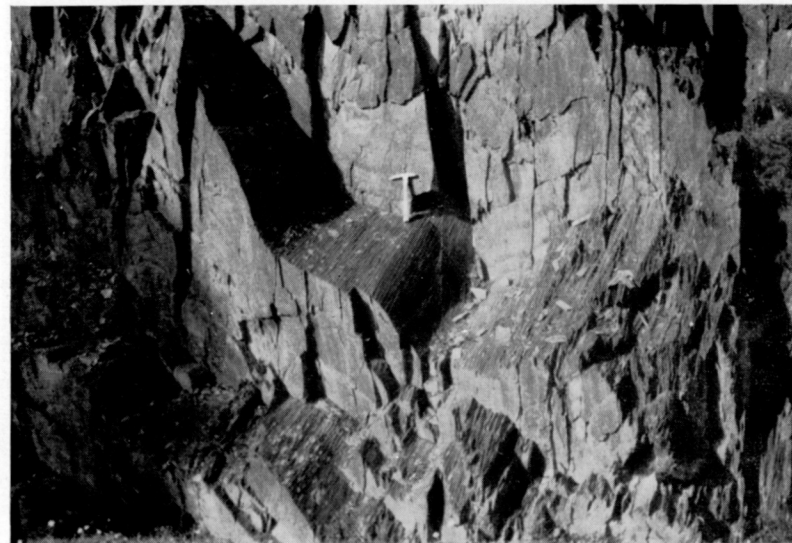


Foto 6.—Pliegues en pizarras al norte de Río Tinto. Nótese el cambio de ejes de los pliegues y el ondulado de la estratificación por la pizarrosidad.



Foto 7.—Kink-bands en pizarras. Deformación de la esquistosidad en pliegues en caja por falta de espacio.



Foto 8.—Contacto pirita-polvos gris-verdosos alterados. Pirita a la derecha. Arenosa junto al contacto y masiva diaclasada a 3 metros del mismo. Pizarrosidad de los polvos no paralela al contacto de la mitad izquierda.

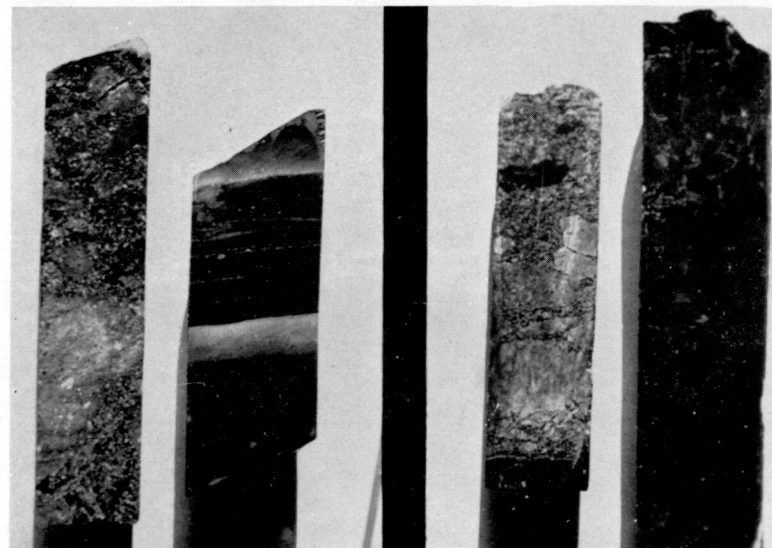


Foto 9.—Testigos de sondeo. De izquierda a derecha: 1, toba lítico cristalina fragmental. 2, piroclástica entre pizarras de hematites. 3, contacto pirita (abajo, negro) con piroclástica riolítica con pirita diseminada entre los fragmentos. 4, pirita diseminada en pizarra negra.

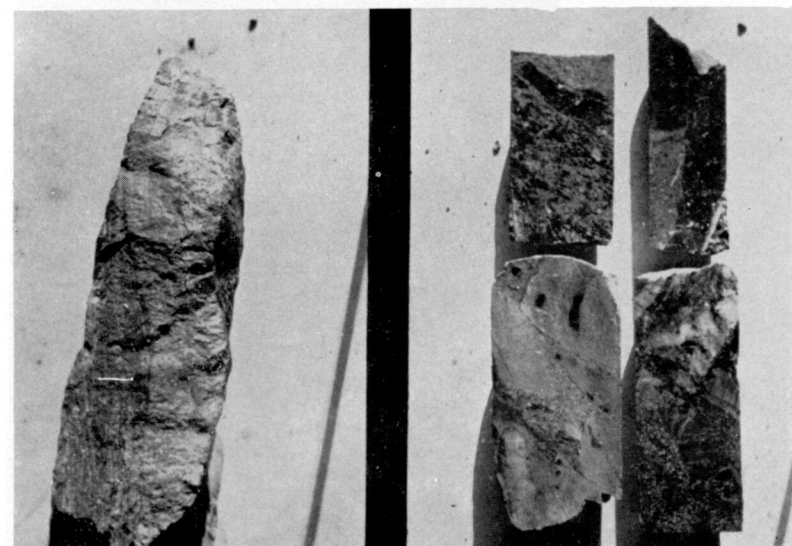


Foto 10.—Izquierda: Contacto pirita (derecha) y pizarras negras con pirita en capas interestratificadas. Derecha: 1, pirita diseminada en tobas; 2, fragmento riolítico en pirita masiva; 3 y 4, aglomerados bréchicos.

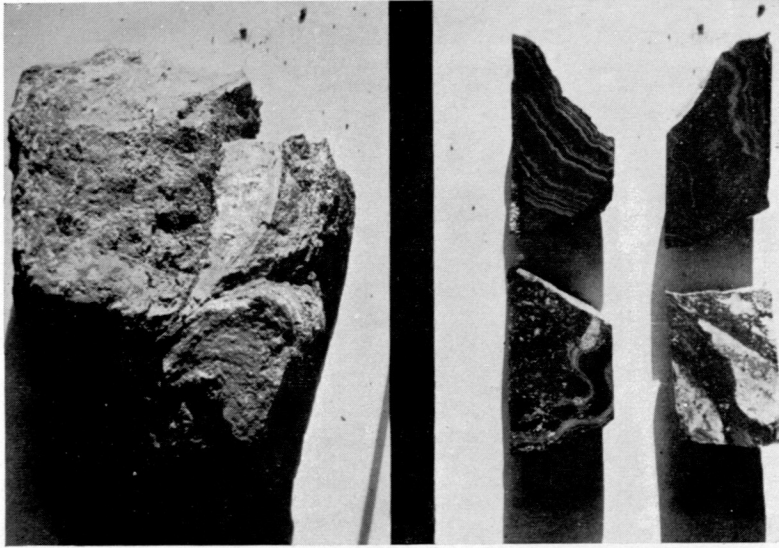


Foto 11.—Izquierda: Mineral complejo bandeado. Estructura sinsedimentaria. Derecha: Piritas bandeadas con estructuras sinsedimentarias. La muestra, abajo izquierda, corresponde a las microfotografías 49 y 50.

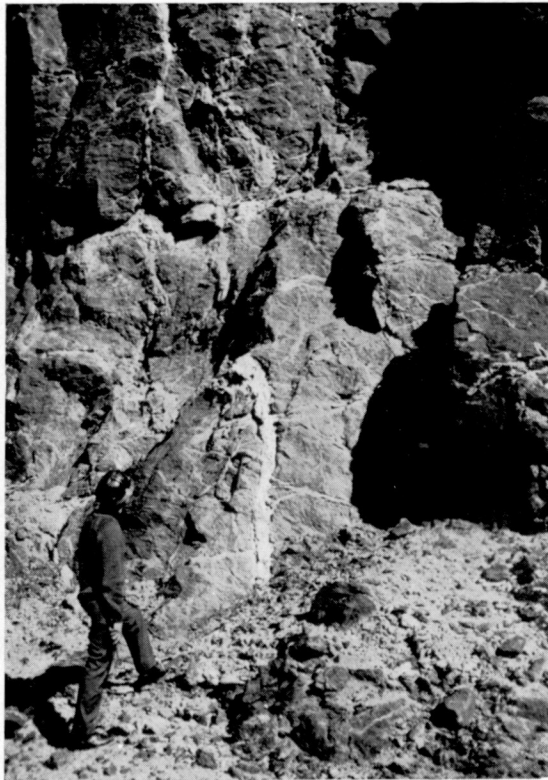
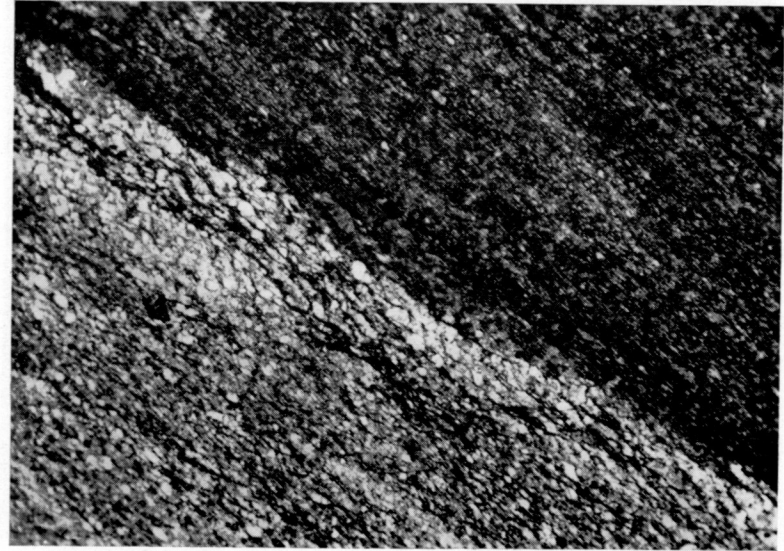
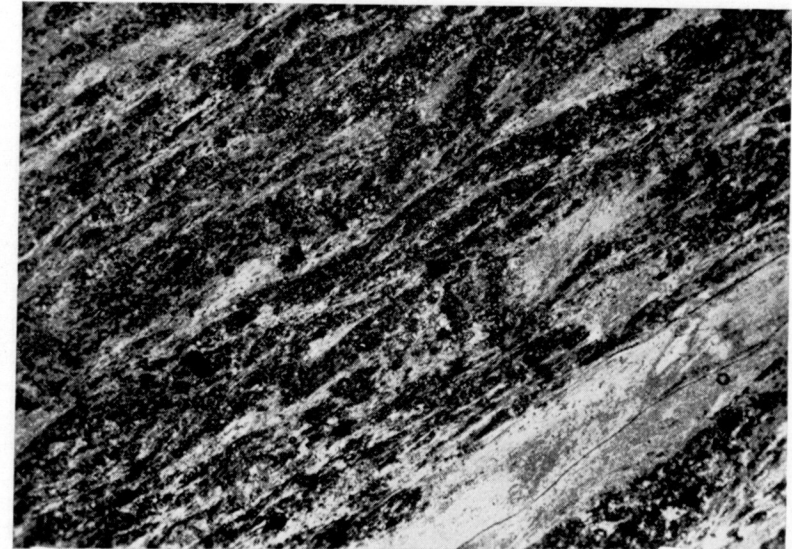


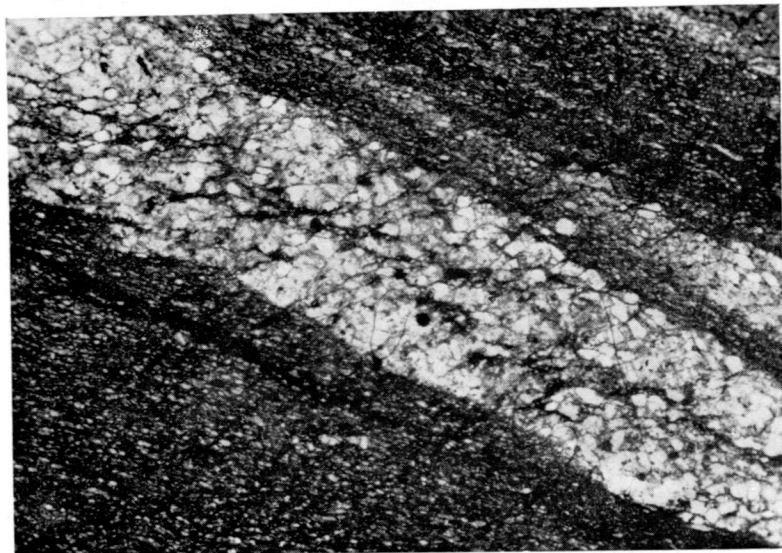
Foto 12.—Vetas de pirita y cuarzo en pórfidos del hastial Norte de la masa de pirita de Corta Atalaya de Río Tinto.



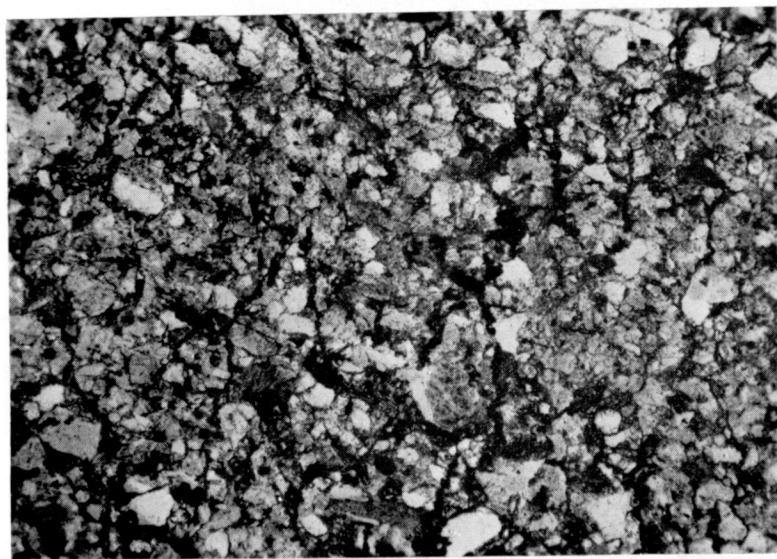
Microfoto 1.—Roca 608×30. Luz natural. Pizarra negra con bandeados de diferente grueso sin llegar a grauwacka de grano fino.



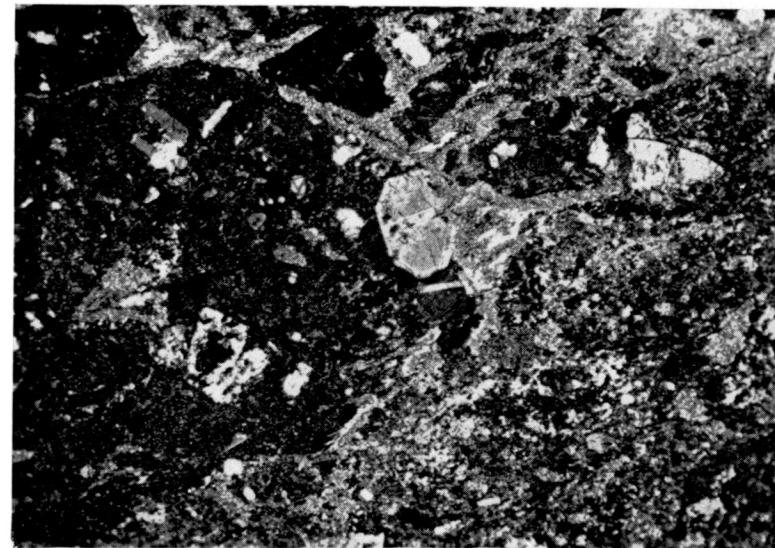
Microfoto 2.—Roca 535×30. Luz natural. Polvos grises-verdosos sericiticos. Obsérvese la finura del grano y los flecos sericiticos que siguen la pizarrosidad.



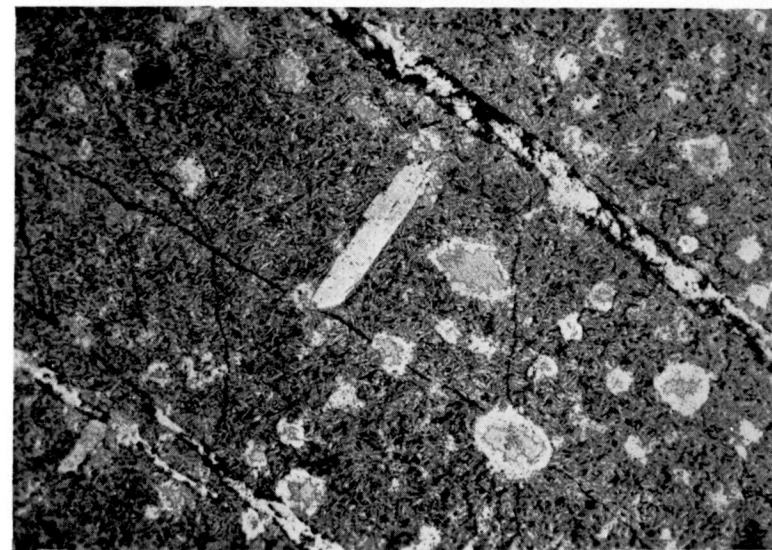
Microfoto 3.—Roca 566×30. Luz natural. Banda de grauwacka o grit intercalada entre pizarras negras.



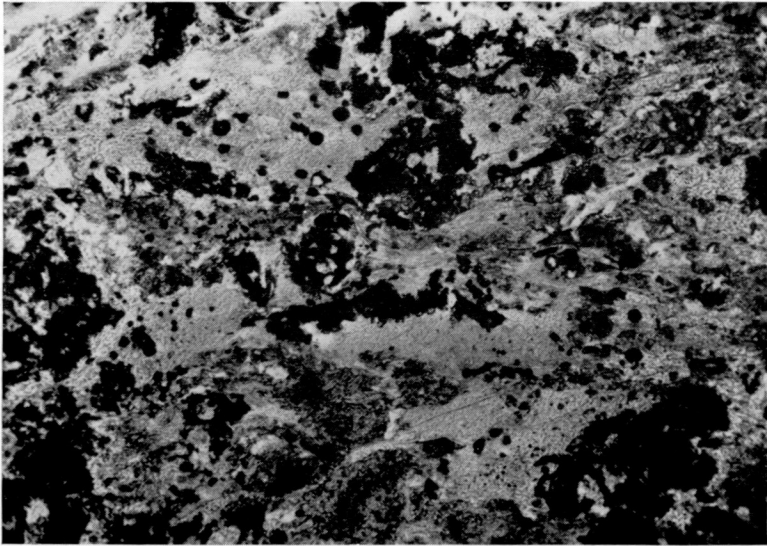
Microfoto 4.—Roca 619×30. Luz natural. Grauwacka de grano medio. Fragmentos de pizarra y riolita, por lo que indudablemente es carbonífera. Cuarzo muy poco rodado algunos feldespatos.



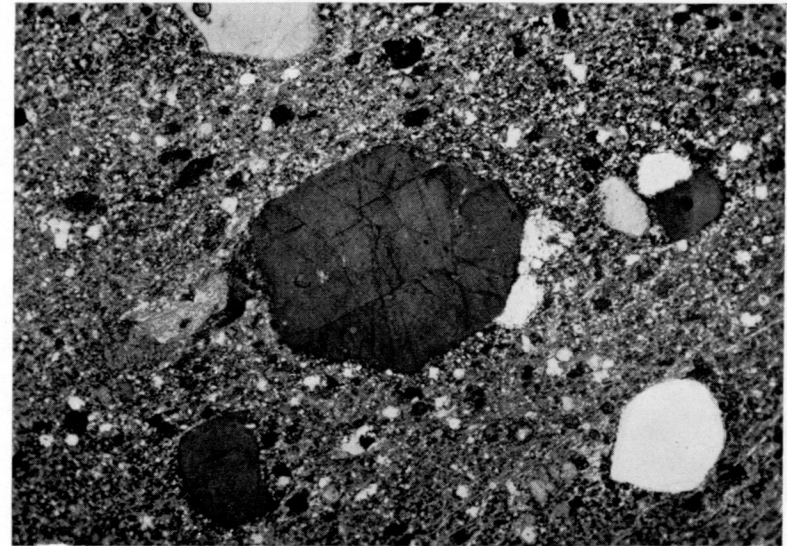
Microfoto 5.—Roca 811×30. Luz polarizada. Dolerita espilitica. Textura traquita que no se aprecia en luz polarizada. Fondo alterado de clorita, carbonatos, epidotas y actinolita.



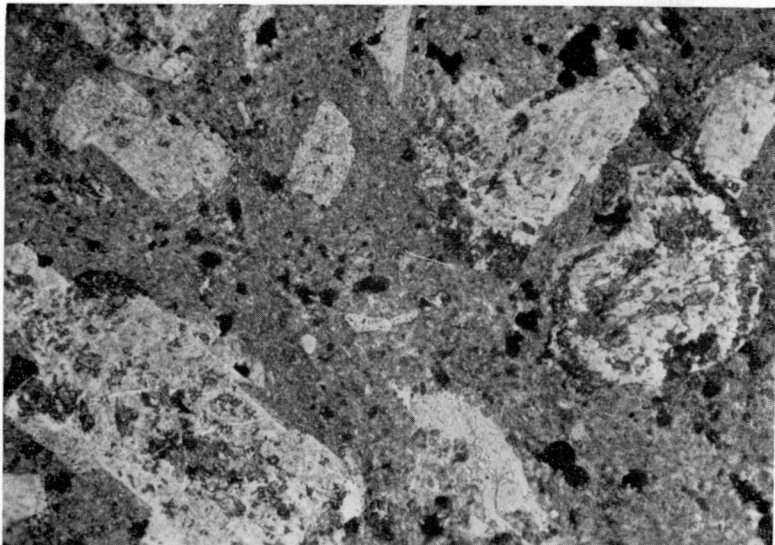
Microfoto 6.—Roca 108×30. Luz natural Andesita, fenocristales de plagioclasa y esferulitos rellenos de cloritas y cuarzo. Veta de carbonatos y cuarzo.



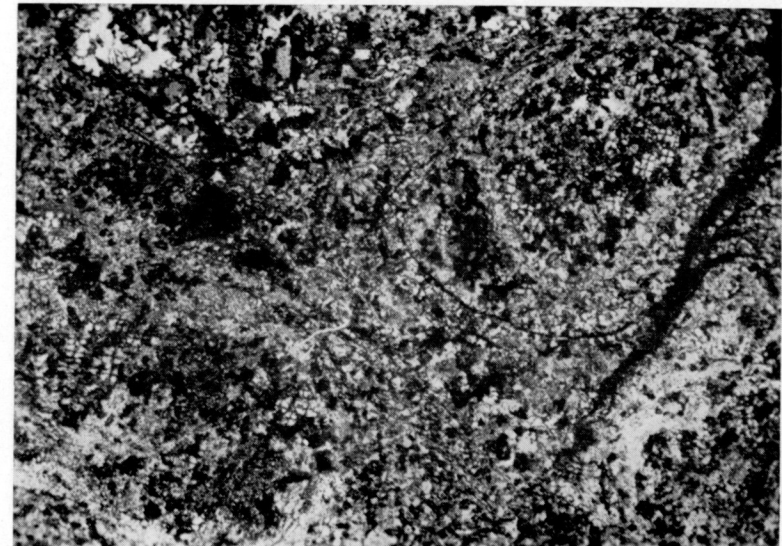
Microfoto 7.—Roca 612×30. Luz natural. Espilita propilitizada. Feldespatos totalmente alterados, epidota, clorita, calcita y sericita. Piritas y hematitas.



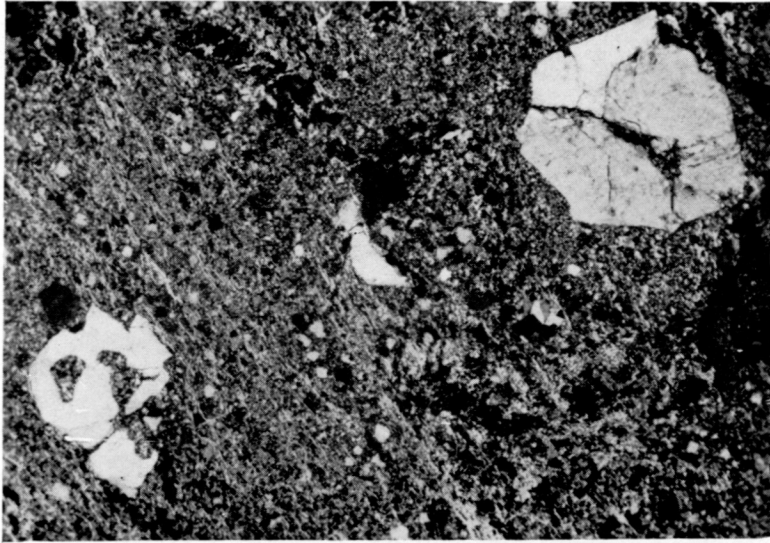
Microfoto 9.—Prep. 1009×30. Luz polarizada Riolita típica. Fenocristales bipiramidales de cuarzo con recrecimiento de cuarzo de baja temperatura. Sericita ordenada según la pizarrosidad incipiente.



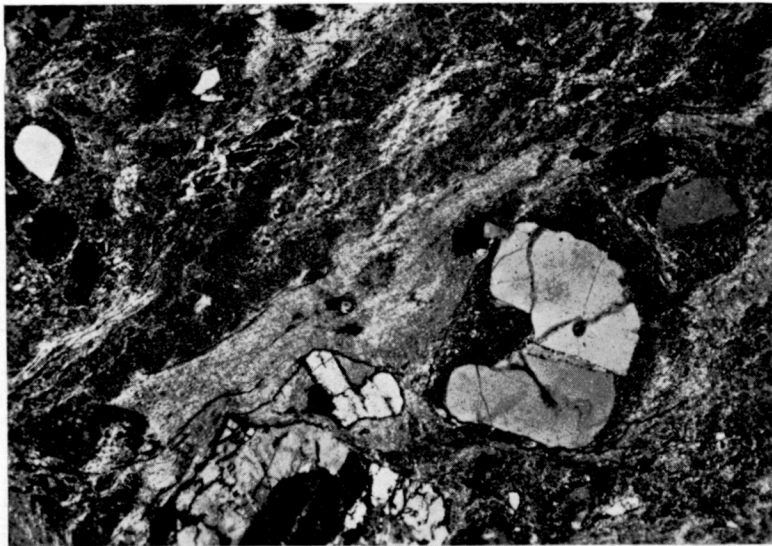
Microfoto 8.—Roca 613×30. Luz natural. Andesita propilitizada. Plagioclasas alteradas, piroxenos uralitizados. Pasta que conserva todavía su textura microlítica.



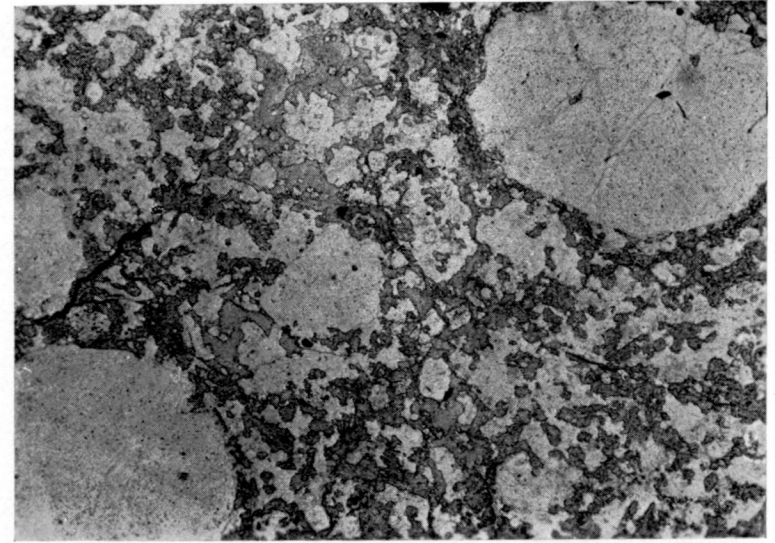
Microfoto 10.—Prep. 146×30. Luz polarizada Perlita. Obsérvese las fracturas esferoidales y la abundancia de esperolitos de ópalo que dan cruz negra.



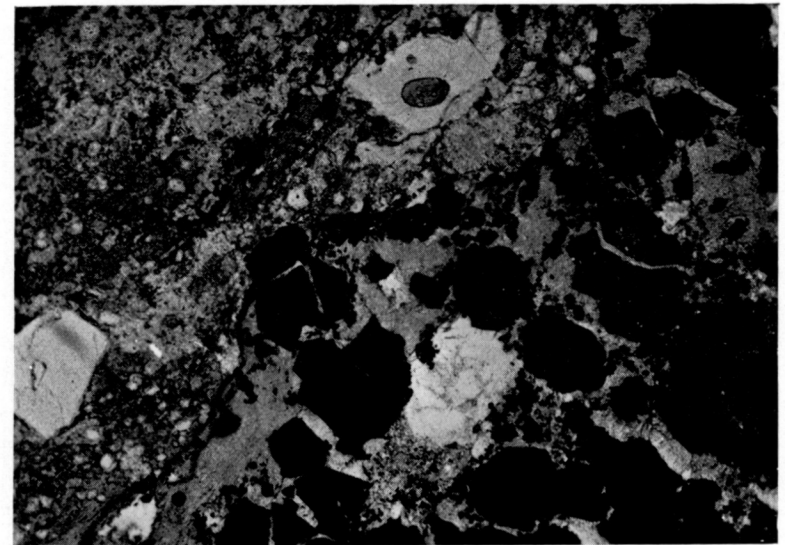
Microfoto 11.—Roca 605×30. Luz polarizada Toba cristalina. Cuarzo fuertemente corroído. Muy abundante sericita ordenada según la esquistosidad.



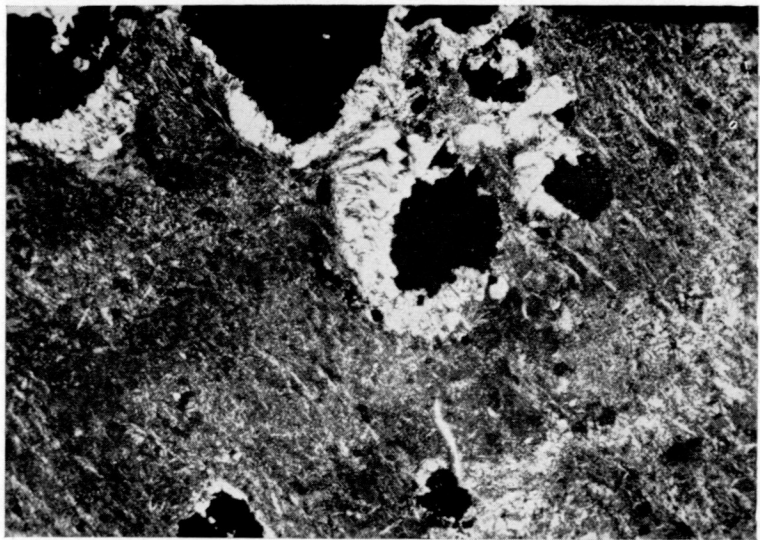
Microfoto 12.—Roca 543×30. Luz polarizada Toba lítica cuarzolítica. Fragmentos de roca ácida con cuarzo corroído en matriz sericítica, dentro de un alto grado de silificación pero menor que la anterior microfotografía.



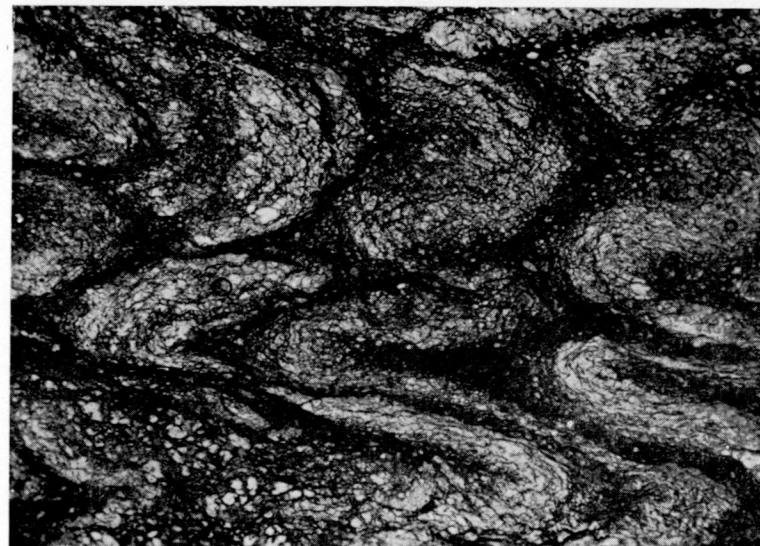
Microfoto 13.—Roca 650×30. Luz natural Pórfido mineralizado, parte estéril. Granos de cuarzo en matriz de cuarzo microcristalino y fondo de clorita muy abundante.



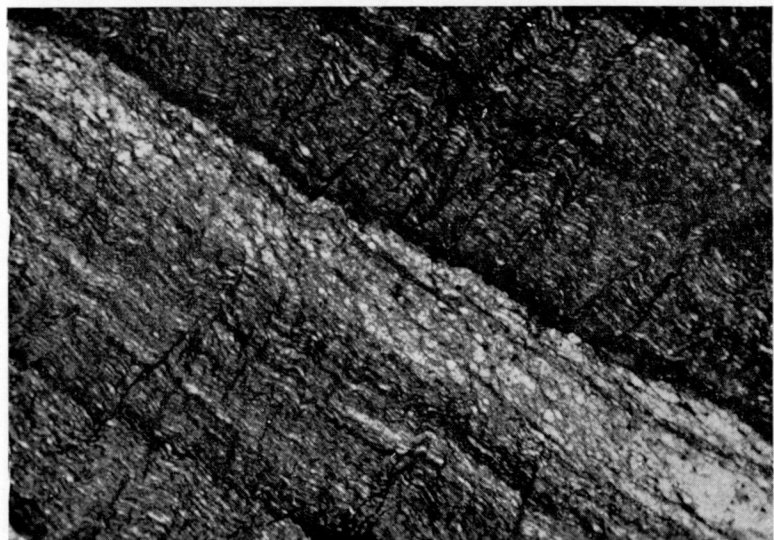
Microfoto 14.—Roca 1010×30. Luz natural Pórfido mineralizado. Veta de pirita y calcopirita en pórfido clorítico con fenocristales de cuarzo corroído. Matriz clorítica en forma de material de escasa dureza.



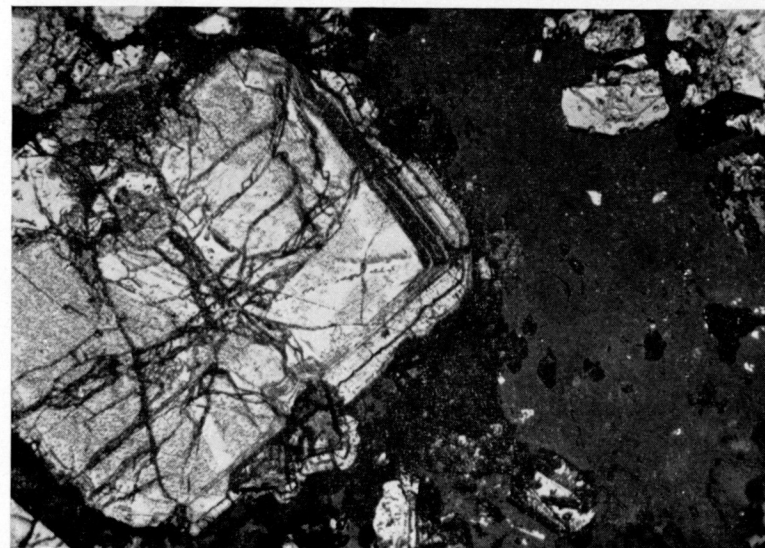
Microfoto 15.—Roca 598×30. Luz polarizada Pórfido mineralizado. Granos de pirita diseminada con flecos de cuarzo secundario con indicaciones de giro. Pressure shadow.



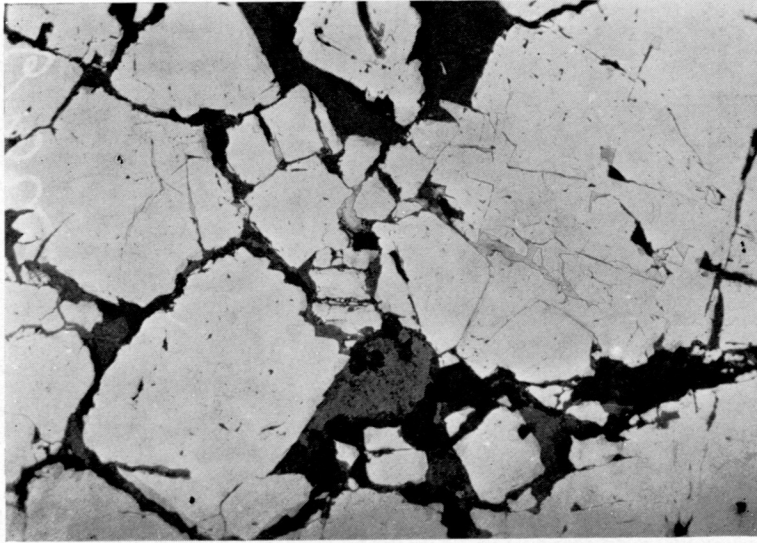
Microfoto 17.—Roca 545×30. Luz natural. Arenisca muy arcillosa del norte de la zona estudiada. El clivo-deslizamiento afecta a los niveles areniscos en pliegues apretados.



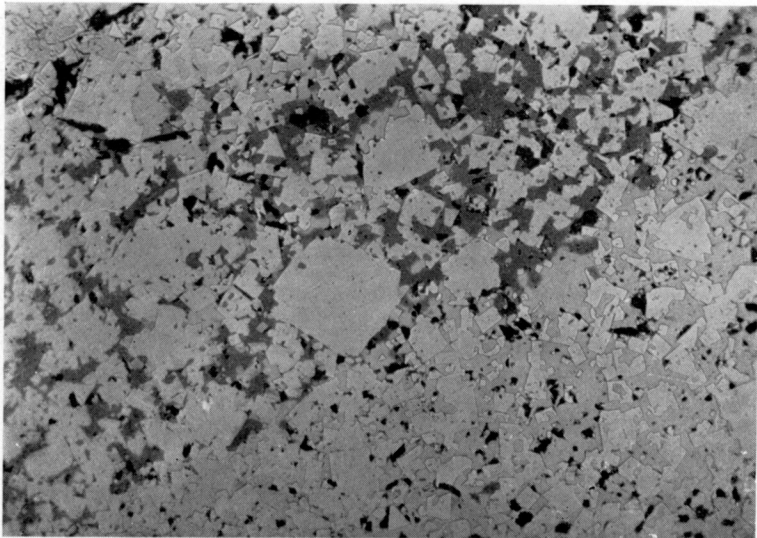
Microfoto 16.—Roca 541×30. Luz natural. Pizarra de testigos de sondeo de Planes. Estratificación y pizarrosidad S_1 y S_2 coincidentes. Clivo-deslizamiento S_3 que cruza los anteriores.



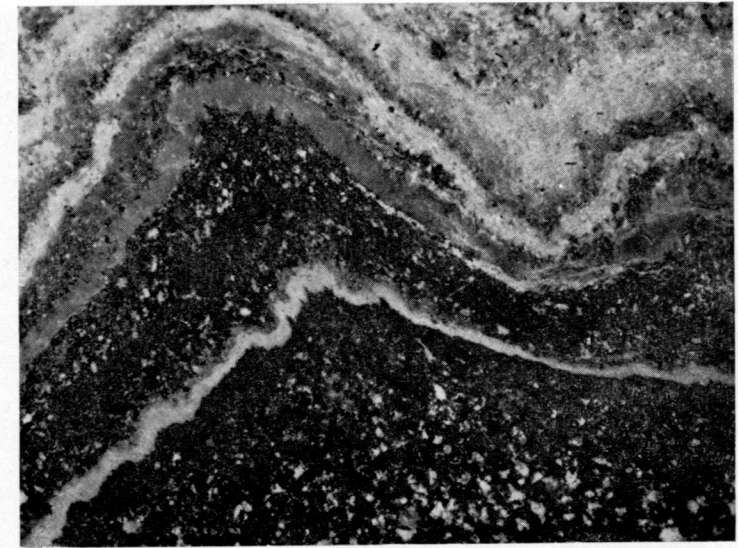
Microfoto 18.—Muestra pulida 367×60. Luz reflejada natural. Ataque electroquímico. Pirita adiomórfica con estructuras de crecimiento y cambio de hábito. Encajada en pórfido mineralizado.



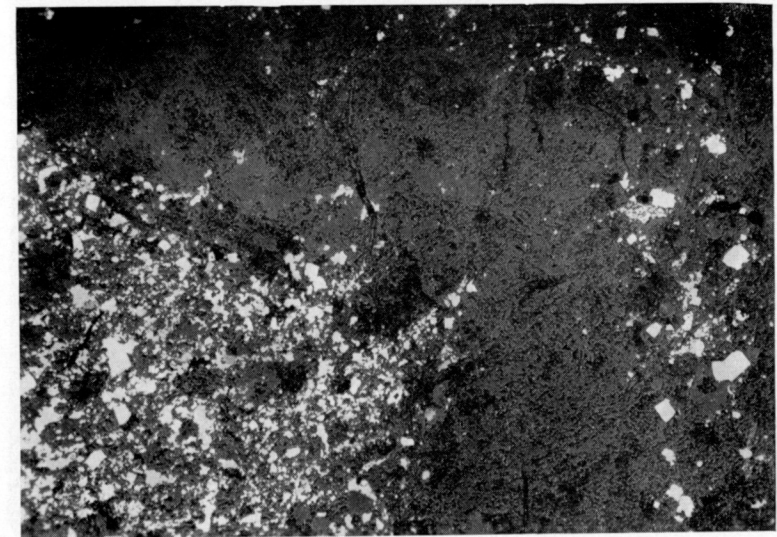
Microfoto 19.—Muestra pulida 650×60. Luz reflejada natural. Pirita cataclásica o brechoide, con relleno de los huecos principalmente por calcopirita. Escasa bornita, calcosina y tetraedrita. Ganga de cuarzo y pórfido. Cierta tendencia a la idiomorfía de la pirita.



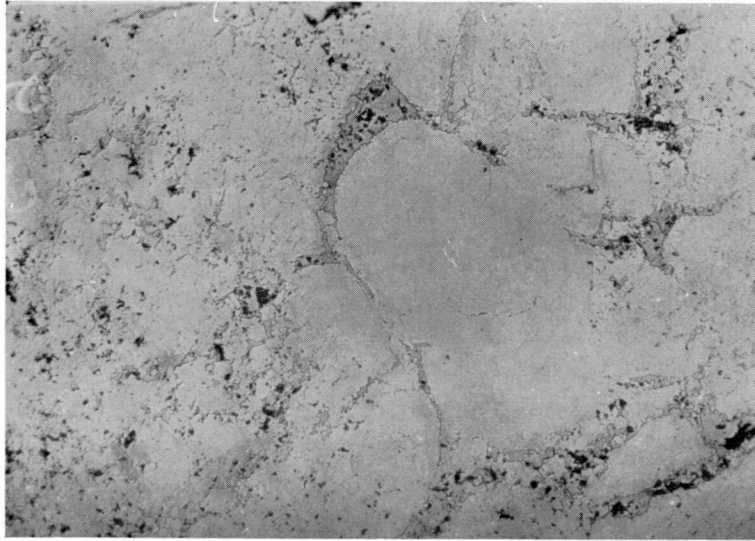
Microfoto 20.—Muestra esp. 4. Luz reflejada natural. Pirita ferrocobrizada de alta ley en cobre. Campo de calcopirita con cubos diseminados de pirita altamente calcopirítica con cubos diseminados de pirita corroídos. Nótese el bandeado por diferencia de composición cambiando el fondo en la mitad superior a blanda.



Microfoto 21.—Muestra esp. 1×4,5. Iluminación inclinada. Pirita bandeada (gris oscuro), marginal, con estructura diagenética de deslizamiento de la ladera. Por capas, 1) Toba cristalina, 2) Polvo sericitico, 3) Toba clorítica, 4) Polvo sericitico con pirita diseminada, 5) Pirita con estéril, cuyo porcentaje va aumentando hacia abajo.



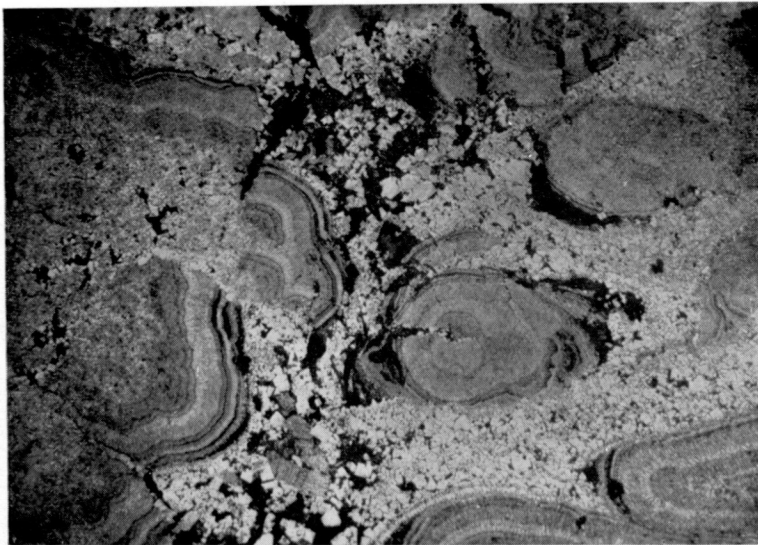
Microfoto 22.—Muestra esp. 1×60. Luz reflejada natural. Campo superior de la charnela del pliegue de la foto anterior. (Invertido por la microfotografía). Pirita idiomórfica diseminada con muy escasa blanda. Estéril en la parte central correspondiente en la foto anterior a la banda 4.



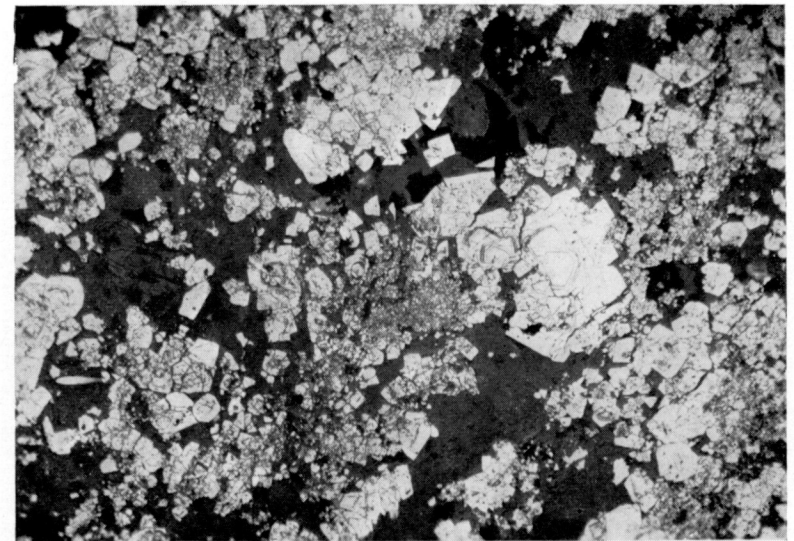
Microfoto 23.—Muestra pulida 639×60. Luz reflejada natural. Pirita coloreada con recrecimiento de calcopirita que pone de manifiesto el límite del gel. No se aprecian estructuras fibroso-radiadas.



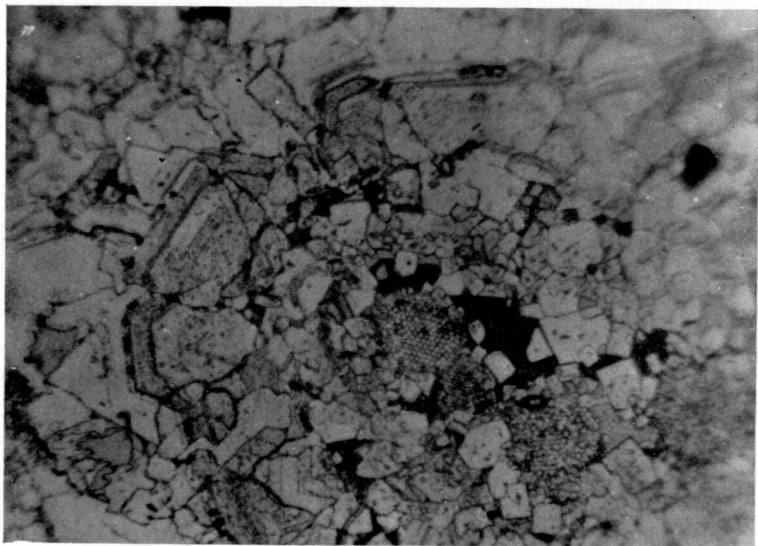
Microfoto 25.—Muestra pulida 639×60. Luz reflejada natural. Ataque electroquímico. Pirita coloreada arrionada con recrecimiento de calcopirita y idiomórfica con estéril en el relleno.



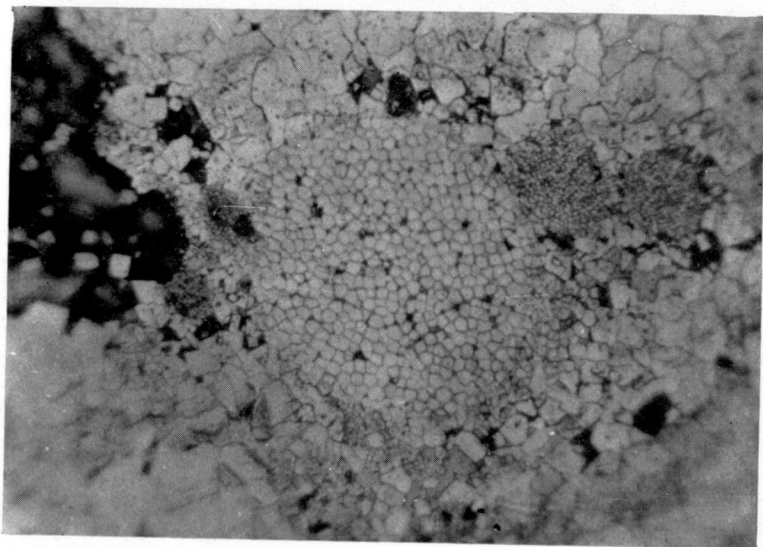
Microfoto 24.—Muestra pulida 639×60. Luz reflejada natural. Ataque electroquímico. Misma área de la foto anterior en la que se pone de manifiesto, por medio del ataque, la estructura fibroso-radiada de la pirita coloidal. Pirita idiomórfica en los huecos.



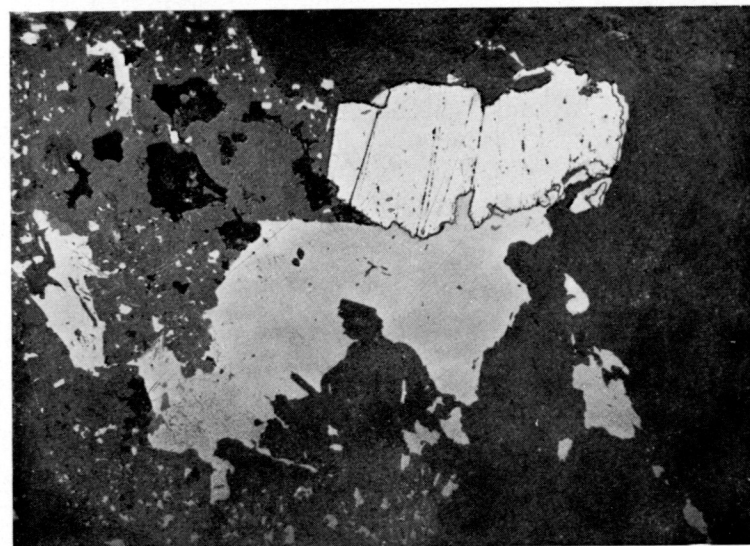
Microfoto 26.—Muestra pulida 367×60. Luz natural reflejada. Ataque electroquímico. Pirita framboidal, cúbica y piritoédrica. Cambios de unas estructuras a otras. Estéril de cuarzo y silicatos.



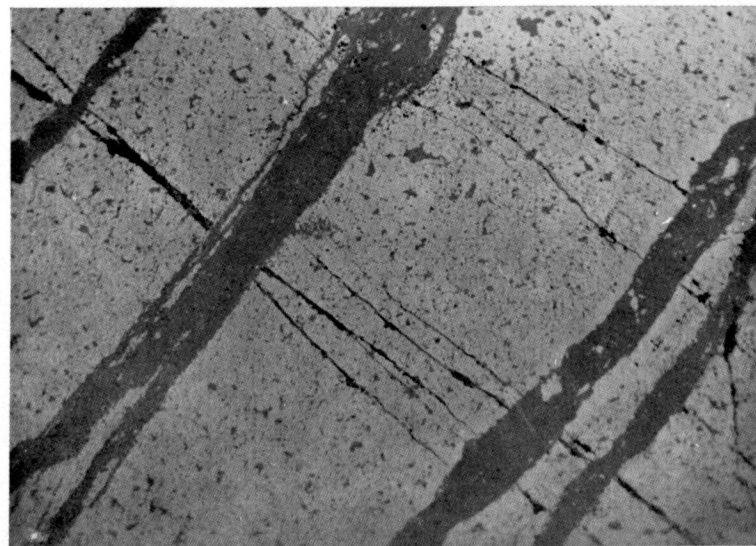
Microfoto 27.—Muestra pulida 367×800. Luz reflejada natural. Ataque electroquímico. Pirita framboidal en gránulos ordenados según exágonos. Pirita cúbica y piritoédrica.



Microfoto 28.—Muestra pulida 367×1100. Luz reflejada natural. Ataque electroquímico. Pirita framboidal de diferentes tamaños, existiendo, al parecer, una relación entre el tamaño de los esferulitos y el de los gránulos.



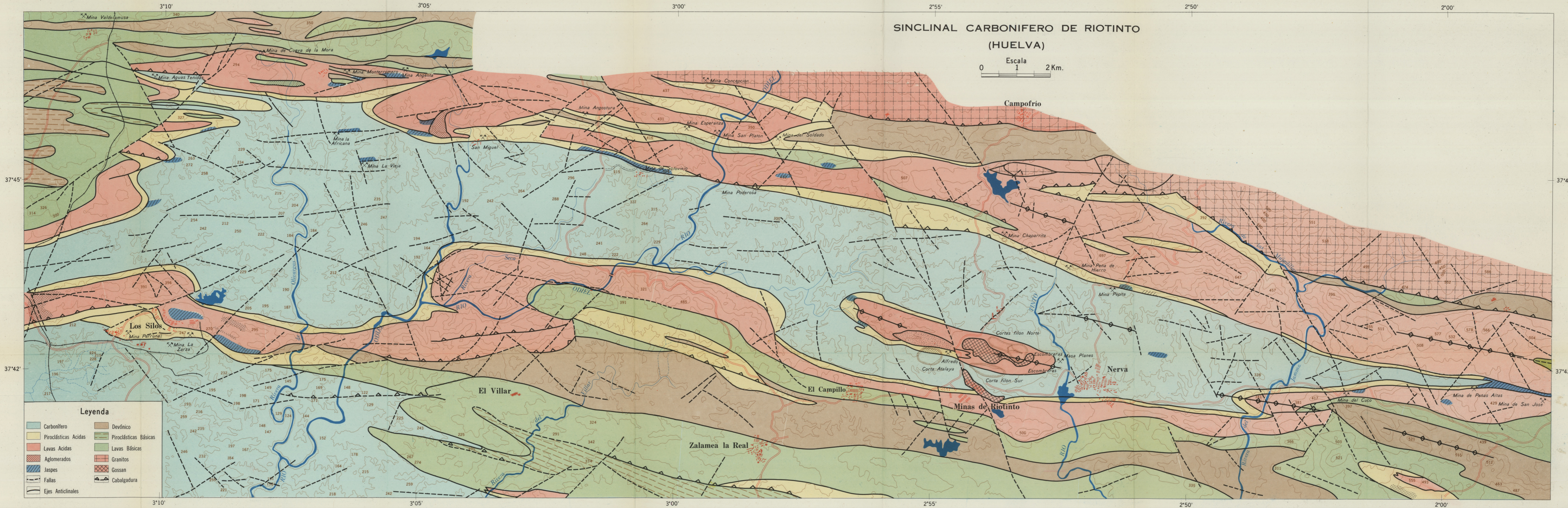
Microfoto 29.—Muestra esp. 3×60. Luz reflejada natural. Pórfido mineralizado del Túnel Central de Río Tinto. Enclaves de calcopirita y pirita en material pizarroso oscuro. Cuarzo, en general escaso, con calcopirita diseminada.



Microfoto 30.—Muestra 230×60. Luz reflejada natural. Oxidos de manganeso de la mina Soloviejo. Veteado de pirolusita en fondo de braunita.

SINCLINAL CARBONIFERO DE RIOTINTO (HUELVA)

Escala
0 1 2 Km.

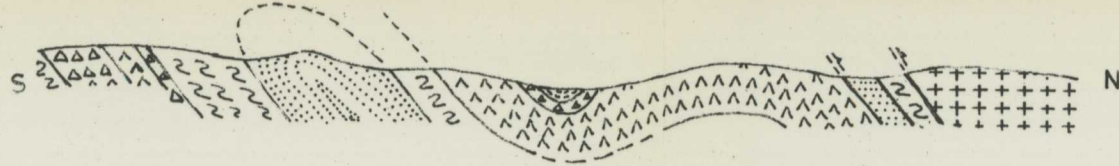


Legenda

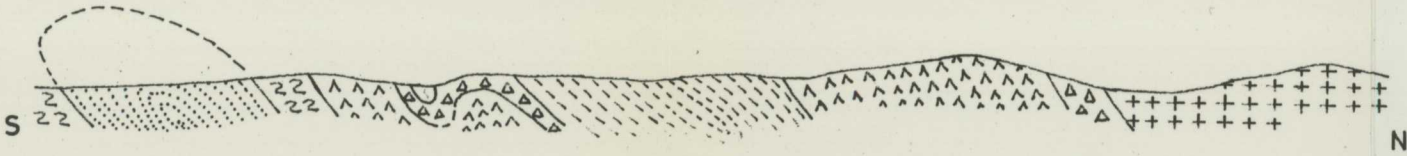
- | | |
|----------------------|-----------------------|
| Carbonífero | Devónico |
| Piroclásticas Ácidas | Piroclásticas Básicas |
| Lavas Ácidas | Lavas Básicas |
| Aglomerados | Granitos |
| Jaspes | Gossan |
| Fallas | Cabalgadura |
| Ejes Anticlinales | |



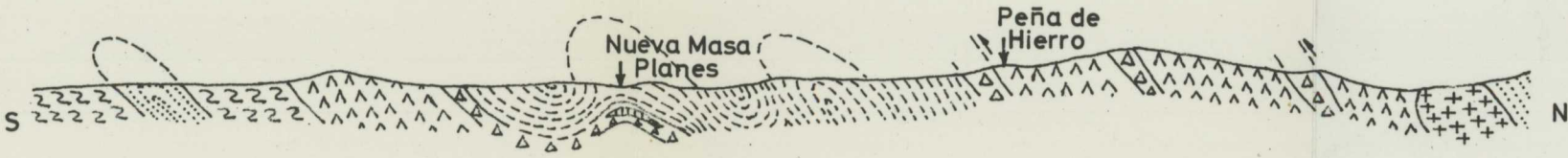
SEC. I-I



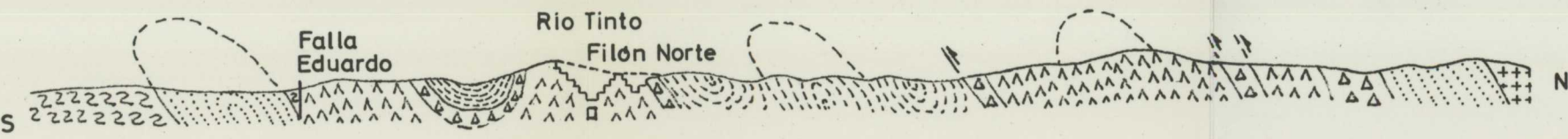
SEC. II-II



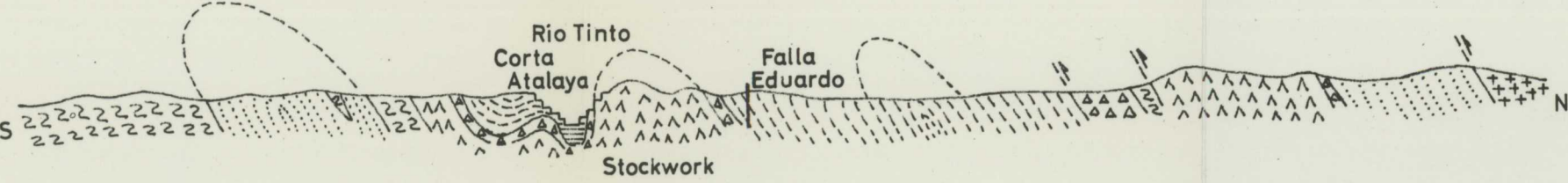
SEC. III



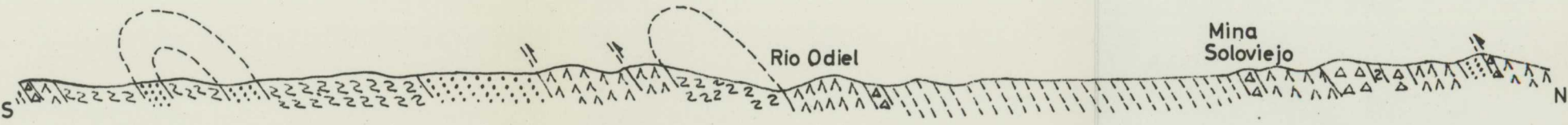
SEC. IV



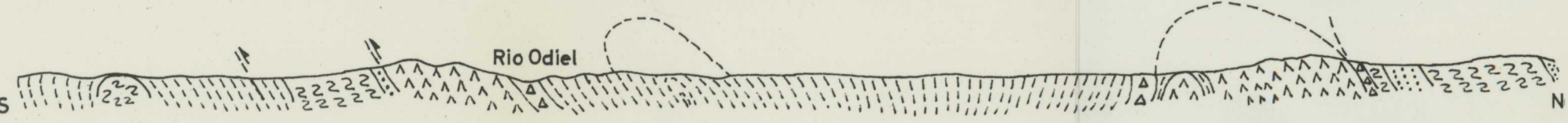
SEC. V



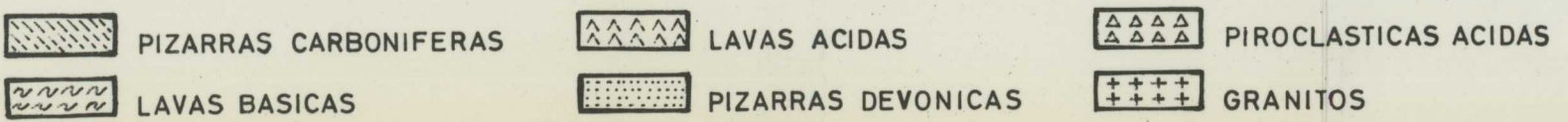
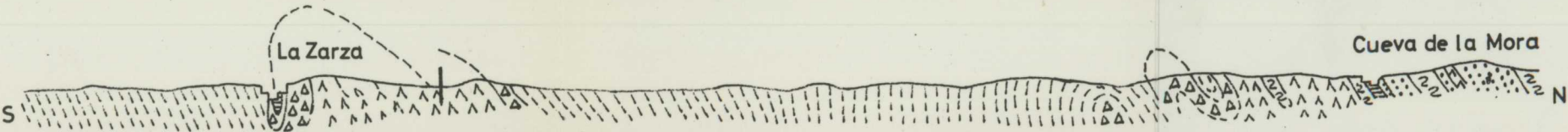
SEC. VI



SEC. VII



SEC. VIII



ESCALA 1:50.000