INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

EXPLICACIÓN

DE LA

HOJA N.º 261

T Ú Y

(PONTEVEDRA)

MADRID
TIP.-LIT. COULLAUT
MANTUANO, 49
1953

Esta Memoria explicativa ha sido estudiada y redactada por los Sres. D. JUAN MANUEL LÓPEZ DE AZCONA, D. GABRIEL MARTÍN CARDOSO (†) y D. ISIDRO PARGA PONDAL.

Durante la ejecución de esta Hoja falleció repentinamente uno de sus autores, D. GABRIEL MARTÍN CARDOSO, al que dedicamos con estas líneas un sentido recuerdo.

El Sr. CARDOSO fué sustituído por D. EUGENIO TORRE ENCISO, quien colaboró activamente en los trabajos de campo y de redacción de la correspondiente Memoria.

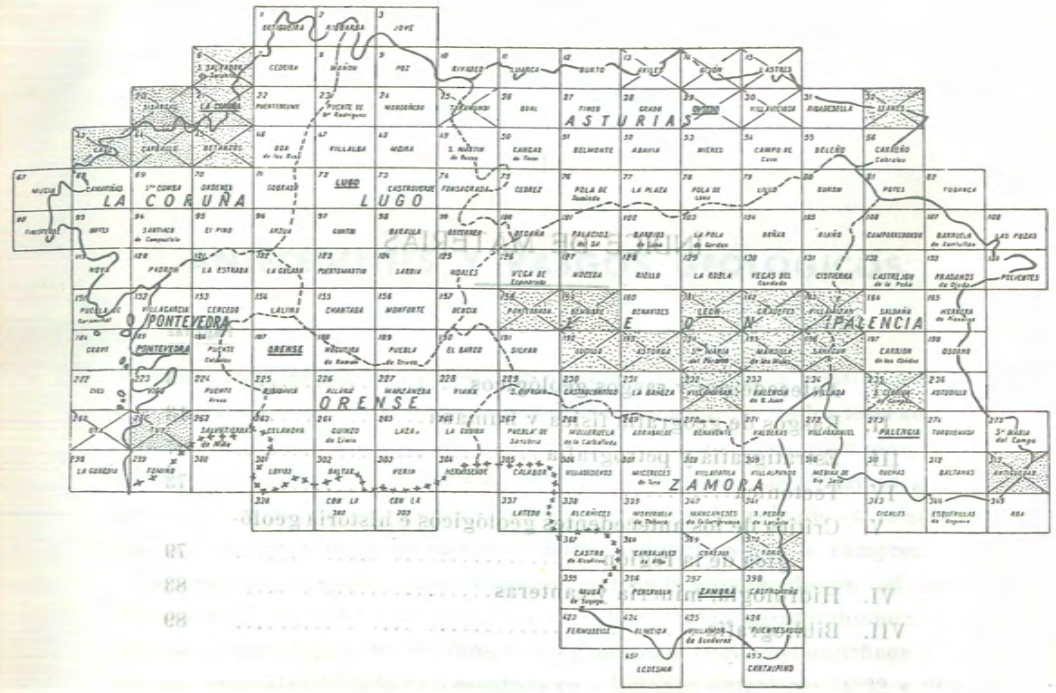
El Ayudante D. ANTONIO PIÑERO CORONEL efectuó una interesante aportación cartográfica en las terrazas en España del río Miño.

El *Instituto Geológico y Minero de España* hace presente que las opiniones y hechos consignados en sus Publicaciones son de la exclusiva responsabilidad de los autores de los trabajos.

ES PROPIEDAD
Queda hecho el depósito que marca la Ley

PRIMERA REGIÓN GEOLÓGICA

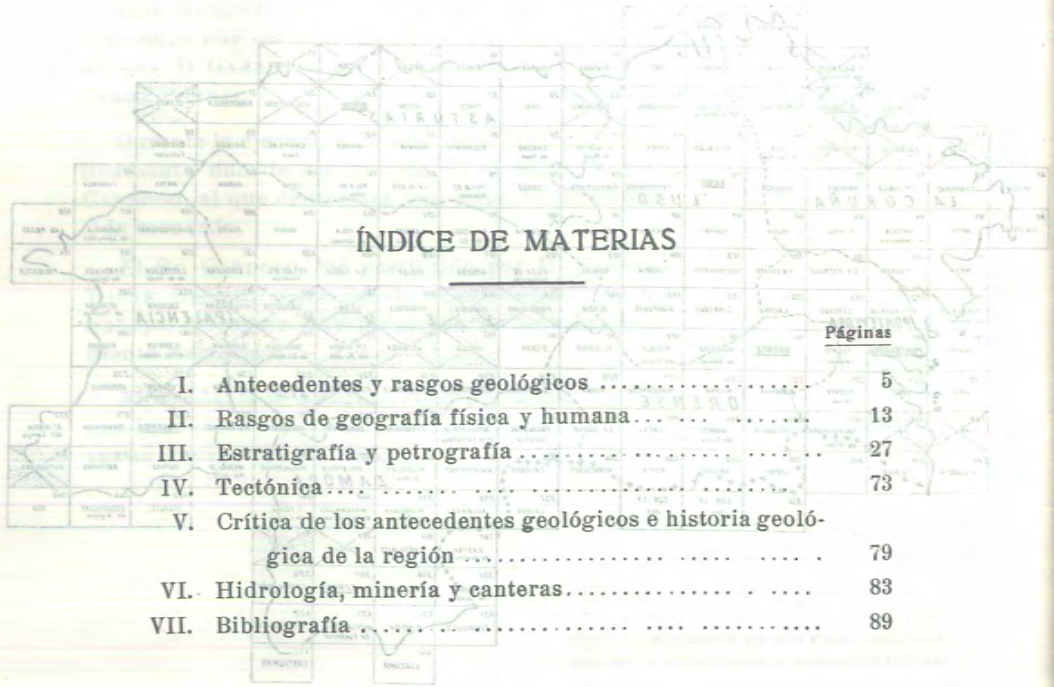
SITUACIÓN DE LA HOJA DE TÚY, NÚMERO 261



Publicada En prensa En campo

PERSONAL DE LA PRIMERA REGIÓN GEOLÓGICA:

Jefe	D. Alfonso de Alvarado.
Subjefe	D. Carlos Orti.
Ingeniero	D. Manuel Zaloña.
Ingeniero	D. Juan Manuel López de Azcona.
Ayudante	D. Enrique Rodríguez Martínez.
Colaborador para esta Hoja	D. Gabriel Martín Cardoso.
Colaborador para esta Hoja	D. Isidro Parga Pondal.



ÍNDICE DE MATERIAS

		Páginas
I.	Antecedentes y rasgos geológicos	5
II.	Rasgos de geografía física y humana	13
III.	Estratigrafía y petrografía	27
IV.	Tectónica	73
V.	Crítica de los antecedentes geológicos e historia geológica de la región	79
VI.	Hidrología, minería y canteras	83
VII.	Bibliografía	89

I

ANTECEDENTES Y RASGOS GEOLÓGICOS

Quien trate de bucear en la escasa bibliografía geológica relativa a Galicia, buscando datos para adquirir una idea de la geología de los terrenos situados al sur de la hermosa ría de Vigo, o sea los que comprenden esta Hoja de Túy, n.º 261 del Mapa Geográfico de España, de escala 1:50.000, se verá sorprendido por la falta de precisión e inseguridad que ha reinado en la elaboración y explicación de los sucesivos mapas geológicos que la comprenden.

Así, por ejemplo, nos encontramos con que en la tercera edición del Mapa Geológico de España 1:1.000.000 (1952), ha sido variada considerablemente la extensión que ocupan los terrenos, tanto graníticos como metamórficos y recientes, con relación a la representada en ediciones anteriores (1932 y 1936) del mismo mapa y otras anteriores de diferentes escalas, y que se aproximaban mucho más a la realidad. Este cambio se realizó sin que en los años intermedios se haya publicado ningún trabajo referente a la constitución geológica de las comarcas que comprende.

Esta falta de precisión es debida, sin duda, a que las investigaciones geológicas publicadas, relacionadas con la Hoja de Túy, son relativamente escasas, y sobre todo antiguas y poco divulgadas. Y las publicaciones más recientes (Carlé, 1945), se limitan a reproducir de modo incompleto los datos de las anteriores.

Entre ellas debemos destacar dos muy importantes: la «Descripción geognóstica del Reino de Galicia», de D. Guillermo Schulz, publicada de Real Orden en 1835, y la «Memoria geognóstico-agrícola sobre la provincia de Pontevedra», de D. Antonio de Valenzuela y Ozores, premiada por la Real Academia de Ciencias de Madrid, en 1855.

La obra de Schulz, muy conocida, fué la que sirvió de base para la elabo-

ración de todas las descripciones y mapas geológicos de Galicia publicados posteriormente por diferentes autores y por el Instituto Geológico, por lo menos en lo referente a esta parte que nos ocupa. Aunque este autor no describe de modo particular ninguna zona de Galicia, le somos deudores de un mapa petrográfico (publicado en 1834), que asombra por la precisión de los detalles que contiene y es lástima que no siempre haya sido bien interpretado. En la fig. 1, damos un esquema de la disposición de los terrenos dentro de esta Hoja de Túy, tomado del mencionado mapa petrográfico, adaptándolo a la cartografía actual.

Al analizarlo, se observa que, según Schulz, el granito se extiende por la mayor parte de la Hoja, constituyendo en su ‹variedad común›, son sus palabras, (pág. 10) ‹los montes de Picoña al Norte de Túy› y ‹los montes entre la Guardia y Bayona›. ‹Este granito›, dice también Schulz (pág. 11), ‹en el partido de Túy lo aprovechan con particular tino para puntales en los viñedos, especialmente en los hermosos parrales que cubren los caminos; para este fin lo hienden con mucha destreza, y se ven millares de tales puntales de granito que no pasan de siete dedos en cuadro con cuatro o cinco varas de alto›.

Sin duda, se refiere Schulz al granito de biotita que se extiende, según veremos, por la parte oriental de la Hoja y que todavía hoy se sigue empleando con igual fin e idéntica destreza.

Una faja de esquistos micáceos señala también Schulz en su mapa, la cual atraviesa la Hoja de norte a sur desde Monte-Ferro, pasando por el valle de Miñor hasta desembocar en el valle del Rosal, el cual se inicia al suroeste de la Hoja. Estas micacitas y gneises las señala también al oeste de Porriño, prolongándose hacia el norte por Mos, ya en la Hoja de Vigo, mencionándolas en su descripción (pág. 18) ‹en el condado de Mos, tres leguas al N. de Túy›, donde dice que ‹se ve en el pendiente de estas rocas el granito›.

Entre las formaciones recientes, señala Schulz el terreno que llama de ‹acarreo o diluvial›, todo a lo largo de la orilla izquierda del curso del río Louro desde Porriño hasta Túy, y siguiendo desde aquí toda la orilla del Miño; terreno que describe (pág. 32), como ‹compuesto de guijarros cuarzosos, peñas rodadas de cuarcita, arena menuda, barro, etc.›, por ‹las cercanías de Túy, de Goyán y en el valle del Rosal›. También añade (pág. 33): ‹La mayor parte de los referidos depósitos de conglomerado diluvial de Galicia se hallan removidos y saqueados, al parecer, por haber sido auríferos, ‹así entre Túy y Goyán›, y dice: ‹los que se hallan a orillas del Miño, sin duda son acarreados desde la región del Sil, como lo demuestra la calidad de los guijarros›. Más adelante añade (pág. 35 y 36): ‹Tenemos en Galicia también otros terrenos que pueden contarse en la formación diluvial, y son diferentes arcillas plásticas, guijarros sueltos y aglomerados, arena, cantos, etc.; estas masas son



Foto 1 (E-1).—El Monte de Faro de Budiño, de granito porfiroide de biotita.

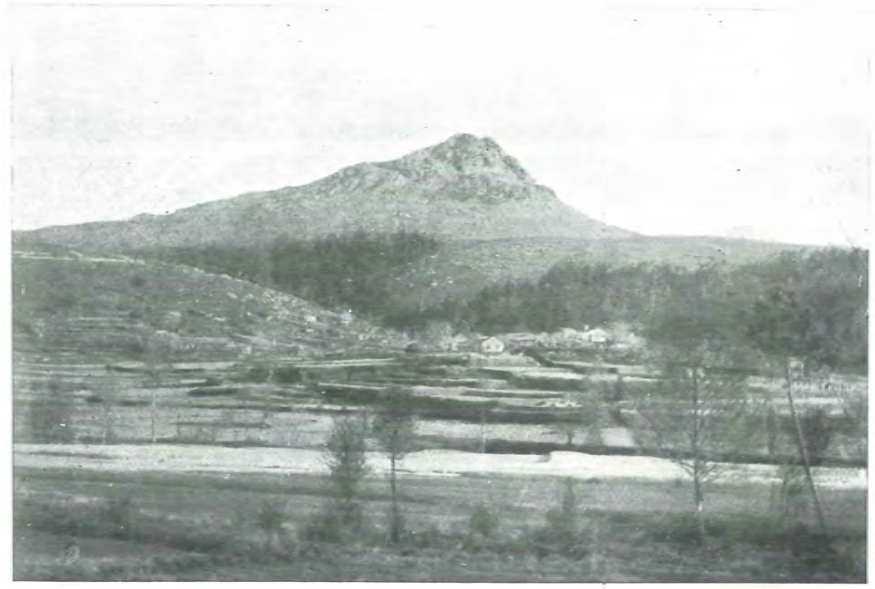
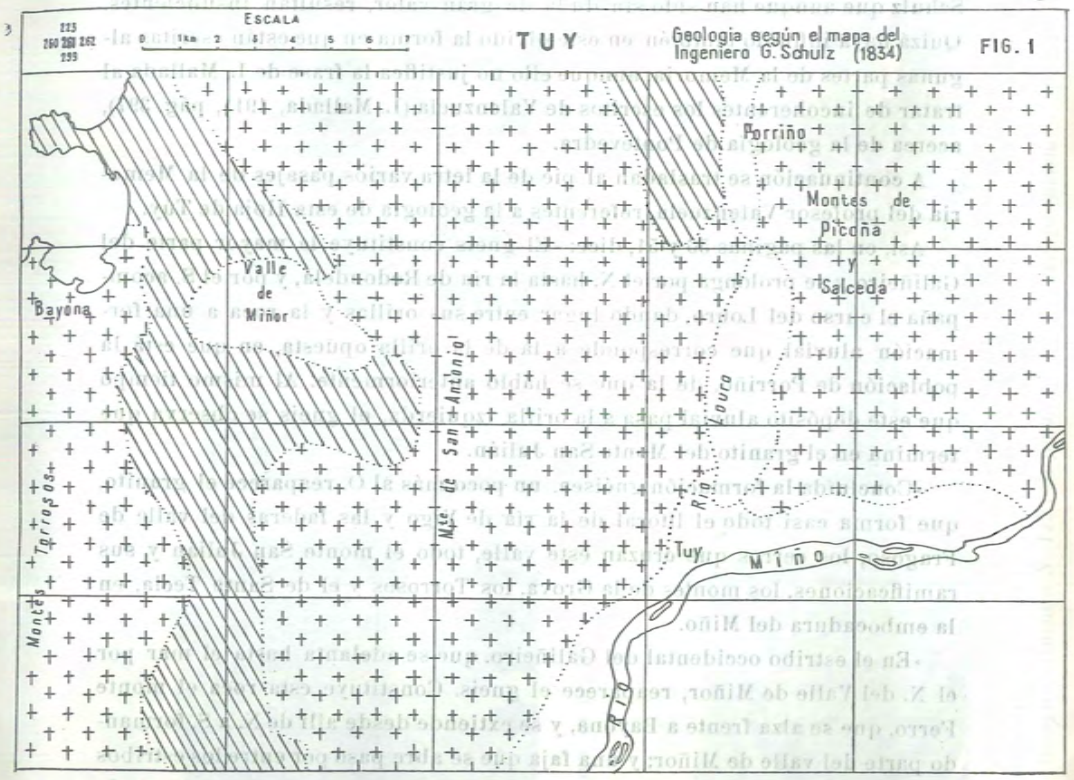


Foto 2 (C-1).—La cota 661 m. del Monte Galiñeiro de gneis de riebeckita, vista desde el NW. En primer término esquistos gnéisicos de biotita atravesados por pegmatitas.

propiamente las que forman el suelo de los demás grandes valles y cubren otros puntos llanos que suelen llamarse *gándaras* por su poca fertilidad; tales terrenos los vemos en....., la gándara del valle de Porriño, en muchas colinas y llanos entre Túy y Goyán...., en el valle de Miñor y en el valle del Rosal, cerca de la Guardia».

Por último, menciona Schulz (pág. 37) «el terreno de acarreo fluvial y de



las lluvias» en «las frondosas vegas de Salvatierra y Túy», y en «algunos trechos del valle de Miñor».

En las citas anteriores se han reproducido todos los datos que Schulz menciona referente a esta Hoja.

En el año 1855, o sea 20 años después de los trabajos de Schulz, el catedrático de Historia Natural del Instituto de Pontevedra, D. Antonio de Valenzue-

la y Ozores, publica su «Memoria geognóstico-agrícola de la provincia de Pontevedra», que constituye aún hoy la descripción más completa que se ha hecho de la geografía y geología de esta provincia. Es una verdadera lástima que no haya sido acompañada de un mapa geológico, pues no hay duda que ello hubiese evitado que tan interesante y minucioso estudio no se haya tenido en cuenta por los geólogos, que 40 años más tarde (L. Mallada, 1895), al hacer el mapa geológico de esta provincia, utilizaron únicamente los datos de Schulz que aunque han sido sin duda de gran valor, resultan insuficientes. Quizá haya influído también en este olvido la forma en que están escritas algunas partes de la Memoria, aunque ello no justifica la frase de L. Mallada al tratar de incoherentes los escritos de Valenzuela (L. Mallada, 1911, pág. 397), acerca de la geología de Pontevedra.

A continuación se trasladan al pie de la letra varios pasajes de la Memoria del profesor Valenzuela, referentes a la geología de esta Hoja de Túy.

Así, en las páginas 50 y 51, dice: «El gneis constituye la mayor parte del Galiñeiro y se prolonga por el N. hasta la ría de Redondela, y por el S. acompaña el curso del Louro, dando lugar entre sus orillas y la roca a una formación aluvial que corresponde a la de la orilla opuesta, en que está la población de Porriño, de la que se habló anteriormente. Al mismo tiempo que este depósito aluvial pasa a la orilla izquierda, el gneis se observa que termina en el granito del Monte San Julián.

»Concluída la formación gnéisea, un poco más al O. reaparece el granito, que forma casi todo el litoral de la ría de Vigo y las laderas del valle de Fragoso, los cerros que cruzan este valle, todo el monte San Julián y sus ramificaciones, los montes de la Grova, los Torrosos y el de Santa Tecla, en la embocadura del Miño.

»En el estribo occidental del Galiñeiro, que se adelanta hasta el mar por el N. del Valle de Miñor, reaparece el gneis. Constituye esta roca el monte Ferro, que se alza frente a Bayona, y se extiende desde allí de N. a S. formando parte del valle de Miñor; y una faja que se abre paso por entre los estribos del monte de San Julián y de la Grova, cruzan las alturas sobre el monte de la Magdalena y penetran en el valle del Rosal, inclinándose a la izquierda del río Tamuje, hasta terminar en el Miño entre el valle del Rosal y el de Goyán.

»La orilla derecha del río Louro, desde la conclusión del gneis y de la faja aluvial que cruza a la orilla opuesta cerca del Porriño, está formada por otra faja del depósito terrestre, que se apoya sobre el granito del monte San Julián. En el punto de la orilla opuesta en que termina la gándara del Porriño, muéstrase de nuevo el terreno de aluvión hasta confundirse con la formación diluviana de la orilla del Miño.

»Esta última formación sigue paralela al río entre sus aguas y el granito



Foto 3 (D-4).—El Monte Aloya, de granito granudo de dos micas, y la ciudad de Túy, vistas desde Valença do Minho.



Foto 4 (223, B-4).—Montes de granito granudo de dos micas de Chandebrito. Paisaje de cerros, reliquias erosivas de una orografía antigua alineada N.-145°. Al fondo, el macizo del Galiñeiro.

del monte San Julián, cruzando varios afluentes, y concluye en el gneis de la Magdalena, al O. de Goyán. Todos los cantos rodados son de cuarzo, y sus lechos alternan con arena y arcilla; entre ésta se halla alguna blanca y bastante fina, y hacia el término de la formación hay andalucita.

»El centro del valle de Miñor presenta una formación diluviana, enteramente igual, rodeada por el gneis; y por último, el valle del Rosal está constituído al N. y O. por el granito, al E. por el gneis, en el centro por otra formación diluviana de igual naturaleza que las anteriores y al S. por depósitos de terrenos recientes que se extienden hasta la embocadura del Miño.»

También, según el profesor Valenzuela (pág. 47), «los montes del Faro de Budiño presentan el granito común».

Todo aquel que desee comprobar sobre el terreno los numerosos datos contenidos en las anteriores descripciones del profesor Valenzuela se quedará maravillado, tanto por su exactitud como por la precisión científica de su exposición; por ello creemos un deber el reivindicar aquí la memoria de este gran geólogo gallego de mediados del siglo XIX, tan olvidado e injustamente tratado.

En la figura 2 se da un esquema de la geología de la Hoja, según los anteriores datos del profesor Valenzuela.

En 1865 publica el naturalista gallego V. López-Seoane una «Reseña geológica de Galicia», pero en ella, aparte de alguna noticia inédita de la zona de El Ferrol, no se aporta nada nuevo ni relativo a esta Hoja de Túy, limitándose a reproducir resumidamente los datos de Schulz y Valenzuela.

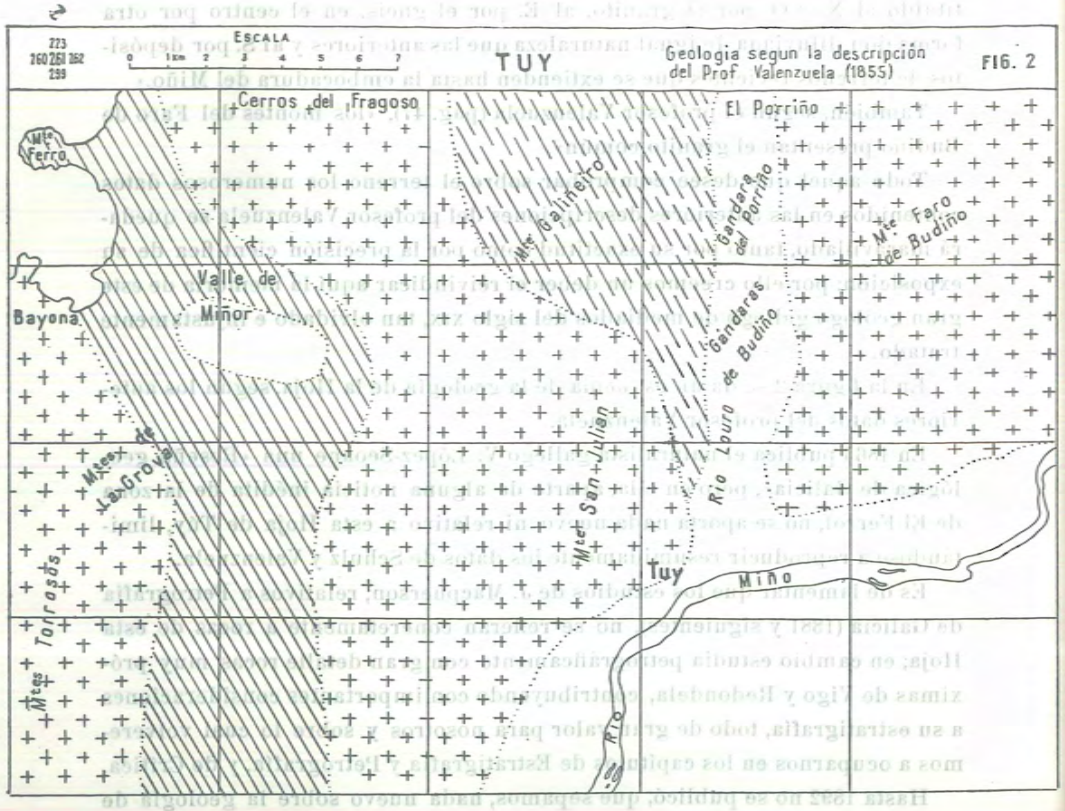
Es de lamentar que los estudios de J. Macpherson, relativos a Petrografía de Galicia (1881 y siguientes), no se refieran concretamente a rocas de esta Hoja; en cambio estudia petrográficamente con gran detalle rocas muy próximas de Vigo y Redondela, contribuyendo con importantes consideraciones a su estratigrafía, todo de gran valor para nosotros y sobre lo cual volveremos a ocuparnos en los capítulos de Estratigrafía y Petrografía, y de Crítica.

Hasta 1892 no se publicó, que sepamos, nada nuevo sobre la geología de esta Hoja. En este año, el catedrático de la Universidad de Madrid, F. Quiroga, da a conocer en dos cortas, pero interesantísimas notas, sus observaciones geológicas y petrográficas sobre los granitos y gneises de los montes de la Grova y del Galiñeiro. Es la primera vez que se aplica el microscopio al estudio de las rocas de esta Hoja y sus consecuencias son, como veremos, de gran valor.

En la primera nota, titulada «Gneis y diabasa del valle de Miñor (Pontevedra)» (1892), el profesor Quiroga comienza con el siguiente párrafo: «El gneis del valle del Miñor, en la provincia de Pontevedra, corresponde a dos variedades diferentes en edad y composición; el que, desde Bayona y cabo

Sillero, se extiende por todo el macizo de la Grova, es más antiguo que el que constituye la cumbre del Monte Galiñeiro; aquél contiene micas y éste anfíboles sodíferos».

Esta escueta afirmación de Quiroga es de gran importancia, por ser la primera y única publicada sobre edades relativas de las rocas de la Hoja.



A continuación efectúa un estudio muy detallado de la posición y petrografía del gneis micáceo granitoideo, como él llama al granito de la Grova, que dice se mete por debajo de las pizarras de Belesar, o sea, aclaramos nosotros, la faja esquistosa señalada por Schulz y Valenzuela, que de norte a sur cruza el occidente de la Hoja, y añade Quiroga, también por debajo del gneis anfibólico del Galiñeiro, al cual es paralelo.



Foto 5 (C-3).—Aspecto de los montes de granito granudo de San Antonio y falda suroeste del Aloya.



Foto 8 (A-1).— Las islas Estelas, de granito gnéisico. Al fondo el Cabo Silleiro.

Luego describe con gran detalle la petrografía del dique de diabasa de la península de Santa Marta, cerca de Bayona.

En su segunda nota, titulada «Gneis de glaucofán del Monte Galiñeiro, en el valle de Miñor (Pontevedra)» (1892), describe esta roca, que dice es casi idéntica a la descrita por J. Macpherson (1881, pág. 72, y 1883, pág. 109), procedente de las cercanías de Vigo.

En los capítulos de Petrografía y Crítica nos ocuparemos ampliamente de estos trabajos tan importantes del profesor Quiroga, discutiendo los problemas que plantean.

El año 1895 fué memorable para la geología española, por la aparición del primer volumen de la monumental obra del insigne geólogo ingeniero Lucas Mallada, «Explicación del Mapa geológico de España». Esta obra, no obstante su gran valor, carece de interés para nosotros y para la geología de Galicia en general. En lo referente a esta Hoja, se limita a recoger e interpretar en forma demasiado esquemática y poco afortunada las observaciones de Schulz y Quiroga, y menciona la obra de Valenzuela de manera superficial, al tratar de los sistemas Diluvial y Aluvial en su último tomo (1911, pág. 438 y 397).

Ya más recientemente puede decirse que fué escasísima la atención que los geólogos dedicaron a estas regiones. Las investigaciones geológicas de W. Carlé (1945) sobre la parte occidental de Galicia no se refieren concretamente a la geología de esta Hoja, a pesar de haber residido en Vigo casi dos años. Pues aunque en el mapa geotectónico que publica incluye la parte de Bayona y valle de Miñor, no aporta datos nuevos a los ya señalados por Schulz y Valenzuela.

Por lo que se refiere a la Mineralogía y Petrografía, el profesor Calderón menciona, en su conocida obra «Los minerales de España» (1910), diferentes localidades de esta Hoja, según ejemplares que se hallan en el Museo de Ciencias Naturales de Madrid, entre ellos: estaurolita de Monte Ferro y Sabarís, quiastolita de los valles de Miñor y del Louro, andalucita del valle del Louro y Burgueira, y turmalina de La Ramallosa.

En el año 1929, M. San Miguel de la Cámara publica la descripción petrográfica de algunas rocas metamórficas de Lourido y La Ramallosa, en esta Hoja; y en el mismo año I. Parga-Pondal publica el análisis químico de la nontronita de Chenlo, en la falda SW. del Galiñeiro.

Tanto las formaciones cuaternarias, que constituyen las terrazas que se observan en el curso inferior del río Miño y su afluente el Louro, como la tectónica de sus oscilaciones, han sido objeto de numerosos trabajos debidos a P. Vosseler (1931), H. Lautensach (1941), L. García-Sainz (1943), C. Teixeira (1949 y 1952), etc., que nos permiten establecer su edad, según se expondrá en el capítulo de Estratigrafía.

Sobre la tectónica anterior a esta reciente, apenas se ha hecho nada relativo a estas Hojas, debiendo mencionar únicamente el señalamiento de la gran depresión tectónica de edad reciente del valle de Porriño. que se rellenó por los depósitos del curso del río Louro y que fué repetidamente señalada por varios autores, como J. Dantín Cereceda, W. Carlé, etc.

En la introducción al capítulo III de esta Memoria explicativa, puede ver el lector un resumen de los principales rasgos geológicos de esta Hoja de Túy, en el que se exponen los resultados de las investigaciones que se han efectuado sobre el terreno para la elaboración del mapa geológico 1:50.000, que presentamos.

II

RASGOS DE GEOGRAFÍA FÍSICA Y HUMANA

La Hoja de Túy tiene gran interés para el geólogo, pues plantea gran número de problemas, parte de los cuales aún no han podido ser aclarados.

Situada en el suroeste de la provincia de Pontevedra y atravesada por el Miño, esta Hoja se caracteriza por una morfología bastante variada, que en parte es función de la petrografía, en parte el resultado de la influencia de diferentes fallas y fracturas que la cruzan.

Problema morfológico del mayor interés nos ofrece la costa, ya que en esta Hoja y en su colindante de Vigo, núm. 223, comienza el dominio de las rías bajas gallegas, cuyo litoral ricamente articulado contrasta con la simplicidad de la línea costera de la Hoja de Oya, núm. 260, que hasta el cabo Silleiro puede considerarse como rectilínea, rompiéndose la continuidad de la misma a partir del mencionado cabo.

La petrografía de la Hoja es también de difícil interpretación, pues incluye granitos y gneises de distinta condición y aspecto, al lado de las bandas esquistosas y de terrenos sedimentarios modernos.

Morfológicamente, el relieve acusa la desigual naturaleza del roquedo y su diferente resistencia a la erosión, pero a este factor hay que añadir la influencia que han ejercido sobre el modelado las fallas y fracturas que rompieron el territorio que se extiende por la Hoja, y que no siempre son fáciles de determinar.

De las consideraciones anteriores pueden inferirse las dificultades que existen para señalar unidades morfológicas dentro de esta Hoja. Intentaremos, sin embargo, establecer dichas unidades, en lo posible sobre una base genética, a fin de llegar a una mejor comprensión de las mismas.

Veamos, pues, hasta qué punto se puede desarrollar el criterio expuesto al emprender el estudio de la geomorfología de la Hoja de Túy.

Se desarrollarán en este capítulo los apartados siguientes:

1) El valle del Miño, que asoma hacia las partes sur y sureste de la Hoja, ocupando un espacio bastante amplio dentro de la misma.

2) El valle tectónico del Louro, afluente derecho del Miño, país de gándaras (gándaras de Budiño y de Porriño), sobre la más importante fosa tectónica de Galicia que, con una orientación sensiblemente norte-sur, puede seguirse sin interrupción desde la playa de Baldayo (Hoja de Carballo, núm. 44) hasta las orillas del Miño, y es probable continúe algún trecho por territorio portugués.

3) El valle de Miñor, situado hacia el ángulo noroeste de la Hoja, de morfología fundamentalmente determinada por la erosión, pero en cuya formación colaboraron muy probablemente fallas de rumbo aproximadamente este-oeste. A estas fallas hay que atribuir también la brusca interrupción de la costa rectilínea que desde La Guardia remonta hasta el cabo Silleiro (Hojas de Oya, núm. 260, y La Guardia, núm. 298).

4) El macizo montañoso del Faro de Budiño, que forma parte de un extenso plutón de granito biotítico discordante que, procedente de la Hoja de Vigo, atraviesa la de Túy de norte a sur por el lado oriental, y traspasando la línea del Miño se adentra en Portugal. En la Hoja de Túy la mitad del norte del macizo da lugar a un relieve francamente montañoso, si bien al avanzar hacia el sur y aproximarse al Miño, el relieve se suaviza considerablemente.

5) El arco montañoso occidental que delimita el valle de Miñor, y establece la divisoria de aguas con los valles del Fragoso, al norte, y de los del Louro y del Miño, al este y al sur. Este anfiteatro montañoso, que empalma a occidente con la cadena costera de los montes de la Grova, está constituído en lo esencial por un granito de dos micas, y forma parte de una gran banda de este tipo de granito que se extiende, en general concordantemente, por toda Galicia occidental. Este granito incluye fajas de gneises y esquistos metamórficos que contribuyen a la diversificación del paisaje.

6) La morfología de la costa, que en esta Hoja de Túy tiene escaso desarrollo, limitándose a la pequeña ensenada de Bayona y península de Monte Ferro.

7) La geografía humana, cuyas características serán descritas sucintamente.



Foto 6 (A-2).— Vista de Bayona y el castillo de Monte Real, de granito gnéisico de dos micas, visto desde la península granítica de Santa Marta.



Foto 7 (A-2).— Vista del Monte Ferro y Lourido, en esquistos; al fondo los montes de Chandebrito, de granito de dos micas.

1. El valle del Miño

La porción del Miño que atraviesa esta Hoja, sirve de línea fronteriza con nuestra nación vecina de Portugal. En este tramo del río se encuentra el puente internacional de Túy, por donde pasan la carretera y el ferrocarril.

El Miño tiene un desarrollo de unos 18 Km. en esta Hoja. Penetra por sus límites orientales inmediatos a la parroquia de Arantey (E-3), desde donde hasta Porto (E-3) se dirige hacia el sur. En el tramo comprendido entre Porto y Túy se orienta de este a oeste, pero desde esta última ciudad tuerce el río nuevamente hacia el sur, siguiendo la dirección de la falla que ocupa el valle del Louro, e inmediatamente después abandona esta Hoja para pasar a la de Tomiño (núm. 299).

Los primeros tramos del río, hasta las proximidades de Caldelas de Túy (E-3), se desarrollan en el granito biotítico que ocupa la porción más oriental de la Hoja, pero al oeste de Caldelas el curso del Miño discurre en lo esencial por el granito de dos micas, que asoma con frecuencia por debajo de las terrazas cuaternarias que lo cubren.

El valle del Miño, en el espacio representado en esta Hoja, que corresponde al Miño inferior, es francamente abierto, por estar fuertemente erosionadas las laderas de las montañas que lo enmarcan. Las montañas del lado del granito biotítico no alcanzan las altitudes de las que se encuentran en el granito de dos micas, pero dan lugar a relieves más ásperos. Estas últimas presentan, por el contrario, una erosión más uniforme, y consecuentemente dan lugar a vertientes de perfiles más suaves.

El río, en los últimos 40 Km. de su curso, es decir, desde las proximidades de Porto, desciende en rampa suavísima hacia el mar, con un desnivel medio de 125 mm. por kilómetro. En esta zona terminal de su curso, el Miño puede ser considerado con gran aproximación como un río de perfil equilibrado, con meandros que indudablemente han evolucionado, como lo testimonian las extensas terrazas existentes en las márgenes del cauce actual, especialmente desarrolladas en su confluencia con el Louro.

Una serie de pequeños valles tributarios se desarrollan en el lado derecho del río, dentro del ámbito de esta Hoja. De este a oeste, hay que mencionar como más importantes el valle de Salceda (E-2), que corresponde al río Caselas; el valle de la Louriña (D-1, 2 y 3), regado por el Louro; el valle de Malvás (C-3), recorrido por el Furnia, y el valle de Tebra (B-3 y 4), bañado por el río

de la Briña. También se inician los valles de Tomiño y del Rosal, que en nuestra Hoja comprenden las parroquias de Barrantes (B-4) y de Burgueira (A-4) respectivamente.

Se debe admitir que en la formación de todos o casi todos estos valles, orientados en general en sentido norte-sur, han colaborado las fracturas de esta misma orientación que cruzan la Hoja. Especialmente importante es la falla norte-sur que originó el valle del Louro, el cual se describe aparte. La costa rectilínea de Oya, en la Hoja colindante de este nombre, es también el resultado de una importante falla perteneciente al mismo sistema.

Algunos de los mencionados valles tributarios tienen tramos orientados en dirección este-oeste, como ocurre en las cabeceras de los valles de Tebra, Tomiño y el Rosal. Esta misma orientación se registra más al norte en los valles de Miñor y Fragoso, y parece estar relacionada con la existencia de un segundo sistema de fracturas de este rumbo. También el Miño, entre las confluencias del Caselas y del Louro, sigue esta misma dirección.

Las terrazas del Miño han sido objeto de un estudio detenido por diversos autores, y serán descritas más adelante. Desde el punto de vista morfológico, los distintos niveles de terrazas, ampliamente desarrollados en el ámbito de esta Hoja, imprimen al paisaje de los alrededores del Miño sus características esenciales, constituyendo extensas llanadas objeto de intenso cultivo, que descienden escalonadamente hasta el río ocupando el fondo del valle. Su amplitud es particularmente impresionante en las inmediaciones de Túy y Valença, acrecentada por su profunda penetración a lo largo del valle del Louro.

A terrenos relacionados con las terrazas del Bajo Miño, se refieren muchos de los hallazgos de industrias paleolíticas realizados por Bouza-Brey y Álvarez Blázquez (1949, 1952), en cuyos trabajos se puede encontrar abundante bibliografía sobre el tema.

2. El valle tectónico del Louro

El valle del Louro, o valle de la Louriña, es sin duda el más importante y mejor individualizado de los valles tributarios del Miño en esta Hoja.

Con una anchura en promedio de tres kilómetros y bordes groseramente rectos y paralelos, este valle constituye una profunda depresión alargada que, iniciándose en la Hoja de Vigo, cruza en dirección meridiana la Hoja que nos ocupa, desde las proximidades de Porriño hasta Túy. El fondo del valle está

ocupado en lo esencial por esquistos metamórficos y terrenos cuaternarios de aluvión, que en parte aparecen dispuestos en terrazas no siempre fáciles de delimitar.

En realidad, el valle del Louro no es sino la continuación de una estrecha fosa tectónica que atraviesa de norte a sur, sin solución de continuidad, las hojas de Carballo (n.º 44), Santa Comba (n.º 69), Santiago de Compostela (n.º 94), Padrón (n.º 120), Villagarcía (n.º 152), Pontevedra (n.º 185) y Vigo (n.º 223), para avanzar, finalmente, por el valle del Louro y continuar por el valle del Miño, en la parte comprendida entre Túy y el límite meridional de nuestra Hoja. Esta fosa constituye el accidente tectónico más importante de Galicia occidental.

El valle tectónico del Louro es un país de gándaras, nombre que se aplica en Galicia a tierras llanas de suelos predominantemente arcillosos y excesivamente húmedos, de difícil cultivo, en los que sólo prospera una pobre vegetación de ericáceas. En la actualidad, gracias a los esfuerzos de los agricultores, la mayor parte de estas gándaras de Porriño y Budiño han sido convertidas en terrenos feraces.

Encuadrado entre los ásperos relieves de la sierra granítica del Faro de Budiño, al este, y las elevadas alturas de los montes Galiñeiro y San Julián, al oeste, el valle del Louro, hundido y alargado, semeja un corredor entre murallas montañosas. Esta circunstancia ha sido aprovechada para el trazado del ferrocarril y de la carretera de Vigo por Redondela, ambos con trayectos llanos y rectilíneos de varios kilómetros; hecho excepcional en el occidente de Galicia, cuyas vías de comunicación tienen casi siempre un recorrido acentuadamente sinuoso.

3. El valle de Miñor

El valle de Miñor es un valle costero marginal, situado en el extremo sur de la ría de Vigo y totalmente enclavado en el ámbito de la Hoja de Túy.

Ampliamente abierto hacia el continente, su orientación es sensiblemente este-oeste, como la del inmediato valle del Fragoso, en la hoja colindante de Vigo.

Un elevado arco montañoso pone claros límites a este valle, perfectamente individualizado. La rama norte de este arco está formado por los montes de Chandebrito (con elevaciones que oscilan entre 350 y 500 metros), exactamen-

te en el límite con la Hoja de Vigo; la rama sur, por los de la Grova, al oeste (652 m.), y los altos de Pinzás (364 m.) y de Cereijo (438 m.), ambos claramente amesetados; y cierran espacio por el este las cumbres de los montes Galiñeiro (702 m.) y San Julián o Aloya (629 m.). Al oeste el valle de Miñor se hunde en el mar, dando lugar a la amplia y redondeada ensenada de Bayona, marginada por pintorescos playales.

Tres ríos surcan el espacio ocupado por este valle. El más importante es el Miñor, que lo recorre en dirección sensiblemente este-oeste, para desembocar en el extremo norte de la playa de Sabarís y que, al aproximarse a La Ramallosa, se ensancha considerablemente, originando una zona pantanosa. Una orientación análoga, NNE.-SSW., sigue el arroyo de Puente Muiñas, que, descendiendo de las alturas que rodean a Camos (B-1), termina su recorrido en la playa América o de Panjón. Finalmente, no carece de significación el río de la Grova, nacido en los montes de su nombre (A-3), que desciende de sur a norte por las inmediaciones de Belesar (A-2), hacia la playa de Sabarís. Este río tiene un valle angosto y abarrancado que puede considerarse, en cierto modo, tributario del de Miñor. Verdaderos afluentes del río Miñor son, por la derecha, el río Zamanes, que nace en las proximidades de la parroquia de su nombre (C-1) y se une a la corriente principal cerca de Gondomar (B-2), y por la izquierda el arroyo de la Rasa, que baña la parroquia de Couso (B-2) y desciende por un barranco de orientación meridiana, que está en la prolongación hacia el norte del valle de Tebra (B-3).

Es difícil comprender la disposición y morfología del valle de Miñor, si no se admite la colaboración de fracturas N.-S. y E.-W., que contribuyeron decisivamente a su formación. Las fracturas N.-S., más modernas y más acusadas en el relieve, fueron aprovechadas por el arroyo de la Rasa y por el río de la Grova; este último excava su cauce en una banda esquistosa de fácil erosión. Fracturas aproximadamente E.-W., o mejor N. 70°, determinarían la orientación general del valle de Miñor y quizá su borde septentrional, formando el tramo superior del río Zamanes, en la parte correspondiente a la parroquia de este nombre, pero a causa de su mayor antigüedad están prácticamente borradas del paisaje y son difíciles de seguir al este del valle. Otras fracturas de análoga orientación son tal vez la causa del escalonado descenso que se observa en los montes de la Grova, desde el vértice de este nombre hasta el cabo Silleiro.

El valle del Miñor no debe considerarse, sin embargo, como un valle tectónico, sino más bien como un valle erosivo, pues el avance de la erosión lateral en el granito de dos micas que lo constituye, es lo que ha determinado en lo fundamental la morfología actual del valle. Una descripción geográfico-histórica del valle de Miñor ha sido publicada por Espinosa de los Monteros (1938).



Foto 9 (C-1).—La cota 661 m. del Monte Galiñeiro, vista de cerca, desde el NE. El contacto de los esquistos biotíticos y las rocas de riebeckita está justamente en el cambio de pendiente.



Foto 12 (C-1).—Roquedo de la cota 562, de granito de riebeckita no orientado, en el macizo del Galiñeiro.

4. El macizo montañoso del Faro de Budiño

El macizo montañoso del Faro de Budiño se encuentra en el ángulo nordeste de la Hoja, extendiéndose en sentido norte-sur por el flanco oriental del valle del Louro. Forma parte de un plutón discordante de granito porfiroide biotítico que, perdiendo altura, avanza hacia el sur hasta la orilla del Miño y penetra en Portugal. El valle del Caselas, afluente derecho del Miño, se excava en este granito, arrancando de las estribaciones orientales del Faro de Budiño.

La morfología de este macizo montañoso es la que se puede observar en toda Galicia donde quiera que aflore el granito biotítico discordante. Sus modos de disyunción y meteorización fueron descritos por Parga-Pondal y Torre-Enciso (1953), quienes también señalaron las diferencias existentes con el granito más antiguo de dos micas. Una rápida erosión, unida a una disyunción paralelepipédica, da lugar a las típicas bolas o «penedos» que erizan estos montes, comunicándoles el aspecto agreste que les caracteriza. El resultado es un relieve fuertemente accidentado y escabroso, combinado con altitudes relativamente moderadas. El monte Faro de Budiño (véase foto 1), que alcanza la cota de 396 metros, y el Corucho y San Cibrián, con 450 y 430 metros de cota, son ampliamente rebasados por el monte Galiñeiro (702 m., véase foto 2), el Aloya (629 m.) y la Grova (652 m.), de diferente constitución petrográfica.

Las circunstancias apuntadas hacen que el modelado de este macizo montañoso del Faro de Budiño ofrezca un aspecto menos evolucionado que el relieve de la otra parte montañosa de la Hoja.

5. El arco montañoso occidental

Hacia el occidente de la Hoja, los montes adquieren más altura y se disponen en semicírculo alrededor del valle de Miñor. Se inicia este arco montañoso con los montes de Chandebrito (B-1), que ganan altura en los límites con

la Hoja de Vigo, ya cerca de la costa, alcanzando la cota 500 metros. Formados por granitos granudos de dos micas algo porfiroides constituyen un paisaje de cerros, reliquias erosivas de una orografía antigua, alineada N. 140-150° (foto 4), que se elevan en medio de una zona bastante llana. Más al este se alzan las elevadas cumbres del Galiñeiro (cota máxima, 702 m.), talladas en granito gnéisico de riebeckita, y al sur del mismo se eleva el Aloya o monte de San Julián (629 m.), de granito granudo de dos micas, que domina los horizontes de Túy (foto 3).

Enlaza con el Aloya, por el oeste, el monte de San Antonio (592 m.) (foto 5), y desde aquí el relieve pierde altura por los altos de Pereiras (484 m.), Couso (447 m.), Cereixo (436 m.) y Pinzás (364 m.), de aspecto claramente amesetado, para volver a elevarse de nuevo más al O. con los montes de Castelo (610 m.) y la Grova (652 m.), estos últimos en granito gnéisico de dos micas. En realidad, el monte de la Grova constituye el extremo norte de una cadena montañosa marginal que se extiende paralelamente a la costa en el tramo comprendido entre el cabo Silleiro y La Guardia, y que al acercarse a Bayona pierde altura rápidamente, probablemente debido a fallas escalonadas de rumbo N. 70°.

El relieve en la zona que nos ocupa, dominada en lo esencial por granito de dos micas, granudo o gnéisico, es en parte amesetado, en parte francamente montañoso, pero siempre de perfiles embotados por la erosión que denotan un estado de franca madurez. Los pequeños valles abarrancados que cruzan esta zona, o bien se originaron en esquistos de más fácil erosión o en líneas débiles de fractura. Pero en todo caso esta mitad occidental de la Hoja de Túy, encuadrada entre el valle de Miñor y el valle inferior del Miño, ofrece a los ojos del observador un paisaje variado de país de montañas y valles, cuyo modelado refleja claramente el considerable avance de la erosión en un macizo granítico que responde a las características de una montaña en bloque atravesada por fracturas que facilitaron la acción de los agentes erosivos.

6. La costa

La reducida porción de costa enclavada en la Hoja de Túy comprende dos ensenadas separadas por la pequeña península de Monte Ferro: la ensenada de Carreira, al norte, y la de Bayona, al sur, esta última la más importante. La ensenada de Carreira pertenece propiamente al dominio de la ría de Vigo,

mientras que la de Bayona, más individualizada, se desconecta de aquella ría y es más bien una zona anexa a la misma (foto 6).

Monte Ferro constituye un promontorio redondeado de 143 m. de cota, unido a tierra firme por un istmo estrecho y de unos 30 m. de elevación (foto 7). Hacia el oeste, Monte Ferro enlaza con las pequeñas islas Estelas (Estela de Tierra y Estela de Mar) (foto 8) y con los islotes conocidos con el nombre de Serralleiras, que pueden considerarse como prominencias emergidas del mismo suelo rocoso de Monte Ferro, cuya prolongación representan. El extremo occidental de las Serralleiras dista 2.400 metros de Monte Ferro.

Monte Ferro y las islas Estelas constituyen propiamente el extremo meridional de la ría de Vigo. Inmediatamente al sur, se encuentra la ensenada de Bayona, concha de unos 2.300 metros, comprendida entre las Estelas y la pequeña península de Monte Real, que penetra en el mar unos 700 metros y en la cual asienta el castillo del mismo nombre.

Más al oeste, fuera ya del ámbito de la Hoja de Túy, la costa continúa con ligeras inflexiones hasta el cabo Silleiro, en donde tuerce bruscamente hacia el sur sin variar ya de rumbo hasta la desembocadura del Miño. Esta parte rectilínea de la costa está dominada por la cadena costera de los montes de la Grova, situados a corta distancia de la orilla.

Entre la desembocadura del Miño y el cabo Silleiro sólo existen algunas caletas insignificantes, de las cuales adquieren cierta importancia las de La Guardia y Oya (Hojas núm. 298 y 260).

El cabo Silleiro despide hacia el norte islotes y bajos que parecen representar la prolongación de este tramo costero rectilíneo que apunta hacia las islas Cíes, situadas frente a la ría de Vigo, las cuales sin duda tienen que ver con el accidente tectónico que originó este tipo de costa. Trátase muy verosímilmente de una importante falla norte-sur, paralela a la que determinó la formación del valle del Louro.

Concretándonos a la ensenada de Bayona comprendida entre Monte Ferro y Monte Real, con dos kilómetros de abra, toda su costa, salvo trozos insignificantes, está ocupada por playas, de las cuales las más hermosas son la de Panjón y la playa América, que forman un arenal continuo de dos kilómetros de longitud, y la playa de La Ramallosa o de Sabarís, de unos 1.500 metros de largo, todas muy frecuentadas por los veraneantes. La pequeña península de Monte Real, con su pintoresco bosquecito y castillo, está situada en el extremo oeste de la ensenada, y por su istmo corre la carretera de Vigo a La Guardia penetrando en la Hoja de Oya. Entre Bayona y La Ramallosa existe un pequeño tómbolo que une el roquedo sobre el que se asienta la ermita de Santa Marta con el arenal por el que marcha la carretera. No se aprecia bien en el mapa topográfico debido a que la altura de lo que fué una pequeña isla

no llega a los 20 metros y, por tanto, no está señalada por una curva de nivel.

Casi todo el interior de la ensenada se emplaza en una banda esquistosa que recorre el occidente de la Hoja en dirección NNW.-SSE. Los esquistos se extienden por la península de Monte Ferro (salvo en su borde occidental), y por la zona inmediata a las playas de Panjón, América y La Ramallosa, y probablemente ocupan gran parte del fondo de la ensenada. La formación esquistosa se prolonga hacia el sur de la Hoja.

La destrucción de la costa se encuentra aquí, como en todo el dominio costero inmediato, en un estadio juvenil de su desarrollo, si bien la franca exposición a las fuertes galernas del oeste ha hecho progresar notablemente la erosión marina; mas también las formas de acumulación en el interior de la ensenada parecen haber progresado considerablemente. Esta acumulación está en estrecha relación con el hundimiento experimentado por la costa que determinó la sumersión de la parte terminal del valle de Miñor. A consecuencia de este hundimiento, los ríos desembocan en estuario, hoy en fase de rellenamiento, y las sinuosidades de la línea costera han sido rectificadas por los depósitos de playa y estuario que ocupan las concavidades. La acumulación se vió favorecida por el abundante aporte de materiales procedente de las alturas próximas.

La amplitud de la ensenada de Bayona y su escaso declive se explican si se tiene en cuenta su constitución esquistosa, que indudablemente tuvo que influir en su modelado.

Ahora bien, como afirmaba Scheu (1913), una costa de hundimiento no puede caracterizarse exclusivamente por el estadio del ciclo marino en que se encuentra. Hay que considerar además el estadio del ciclo erosivo continental de la tierra firme inmediata invadida en parte por el mar.

El modelado terrestre en el hinterland de esta costa, o sea en el valle de Miñor, se encuentra en una fase de madurez correspondiente a un ciclo erosivo superpuesto a otro más antiguo que se hallaba ya muy avanzado al iniciarse el nuevo ciclo. Este relieve actual maduro es el que se ha sumergido en la ría de Vigo, y en menor grado en la ensenada de Bayona. En este mismo estadio se encuentra el modelado del inmediato valle del Fragoso, al norte de esta Hoja. Si este valle se hundiese, daría lugar a una ría semejante a la de Vigo, aunque más pequeña (Scheu). Y si el hundimiento tuviese lugar sólo en escala moderada, se formarían únicamente ensenadas laterales redondeadas y llanas, pues el gradiente de los valles laterales es bastante significativo, y el derrubio aportado rellenaría rápidamente las concavidades. Ahora bien, si el valle del Fragoso es menos hundido que el de Miñor, ello se debe probablemente a que este último se excava, en su porción

terminal, en esquistos cristalinos poco resistentes, y a que los ríos que lo cruzan pudieron alcanzar rápidamente su perfil de equilibrio en la parte inferior de su curso, excavándolo a un nivel inferior al del valle del Fragoso, y comunicándole en su porción terminal caracteres de más avanzada madurez.

La ensenada de Bayona y su prolongación entre las Estelas y el cabo Silleiro representan, pues, la porción más occidental del valle de Miñor que ha sido invadida por las aguas del Atlántico.

De acuerdo con la interpretación anterior, única que a nuestro juicio permite explicar satisfactoriamente los hechos observados, el valle de Miñor se prolongaba hasta la línea del cabo Silleiro en tiempos geológicamente bastante modernos. Más tarde, una importante fractura o serie de fracturas que quizás anteriormente había colaborado en la formación del valle, rompió la continuidad de la costa a la altura del cabo Silleiro, y un movimiento de hundimiento del bloque situado al norte de esta fractura facilitó al mar el acceso a lo largo de la porción terminal del valle de Miñor, quedando así formada la ensenada de Bayona, cuyo relieve topográfico submarino habría sido adquirido, en lo fundamental, durante su fase subaérea.

No obstante, antes de que se adquiera una visión exacta de los acontecimientos geológicos que determinaron los accidentes del litoral gallego, será preciso realizar más extensos y minuciosos trabajos de campo, pues sólo una investigación de detalle que tenga en cuenta todos los hechos implicados, permitirá aclarar los problemas que se plantean.

Los trabajos de Hernández-Pacheco, E. (1930, 1932), Cueto y Rui-Díaz (1932), Bourcart (1936) y Carlé (1947), sobre la costa gallega y la génesis de las rías, contienen únicamente puntos de vista generales, y no se refieren concretamente al segmento de costa aquí considerado. El único autor que efectúa un análisis sobre la génesis de esta costa de Bayona es Scheu (1913), ya citado anteriormente.

7. Geografía humana

El clima de las comarcas comprendidas en esta Hoja es, en general, suave y húmedo. Las brisas marinas, con la temperatura ideal del estío, se limitan a la franja costera, y sólo se internan algunos kilómetros a lo largo del ancho valle de Miñor hasta Gondomar y sus cercanías. Pero las masas de aire húmedo del Atlántico envuelven las altas cimas y mesetas de toda la Hoja, pro-

duciendo con cierta frecuencia nieblas y abundantes precipitaciones. Los valles del Miño y del Louro, resguardados de los vientos del primero y cuarto cuadrantes, y defendidos por una cortina montañosa de los del oeste, gozan de un clima muy suave en invierno y bastante caluroso y húmedo en verano. Ello permite el cultivo de árboles frutales mediterráneos, como el naranjo, el limonero y las palmeras. En el mismo Túy pueden verse algunas que adornan las plazas de la antigua capital gallega.

Transcurren años sin que se vea nieve ni en la cumbre de los montes. Las temperaturas inferiores a 0º son raras.

Por esto razón la vid, abundantemente cultivada en la provincia de Pontevedra, en esta zona (Tomiño, El Rosal) produce un fruto de excelente calidad y elevada proporción de glucosa que justifica la general aceptación de sus vinos.

La altitud influye, como es consiguiente, en la vegetación, y al lado de las plantas cultivadas que más caracterizan las zonas bajas del valle del Miño, naranjos, limoneros, higueras, camelios, se ven hortalizas de exuberante desarrollo, y pimientos y tomates de gran tamaño. En las zonas de altitud media, se aprecia un mayor cultivo de cereales y leguminosas, y en las zonas altas no escasean los praderíos. Los bosques son casi exclusivamente de pinos. Los castaños, nogales y robles, tan abundantes en las zonas interiores de la provincia de Pontevedra, aquí son escasos. En el monte bajo es donde las diferencias casi se borran: el tojo, la retama y el brezo se encuentran extendidos por todas partes.

Túy, antigua capital de la provincia tudense, incorporada más tarde a la de Pontevedra, conserva la sede episcopal de la provincia, con hermosa catedral que data del año 1232, de portada ojival. La población actual se eleva a unos 9.000 habitantes, y como cabeza de partido judicial le corresponden siete municipios. La diócesis de Túy comprende quince arciprestazgos.

Las principales industrias de la zona son la maderera, la pesca fluvial en el Miño, y la industria químico-farmacéutica ‹Zeltia›, instalada en Porriño, que ha adquirido en los últimos años un vasto desarrollo. También destacan las industrias ganaderas establecidas en Porriño, base de los mataderos allí existentes.

Hay que añadir aún algunas industrias mineras de escasa importancia, entre las que debemos mencionar la explotación de caolín en Achán (C-4), y las de cerámica, que utilizan para la fabricación de ladrillo, etc., los extensos depósitos de arcillas caoliníferas del valle del Louro.

Como en toda la provincia, la gran extensión del granito hace de esta roca el primordial material para la construcción. Con gran habilidad los canteros preparan postes de granito para soportes de las vides. La cantería, en general,



Foto 10 (C-1).—La sierra montañosa desde el Galiñeiro al Aloya. En primer lugar As Forcadae, de granito gnéisico de riebeckita; luego Carballo Pombo, de granito aplítico de riebeckita; luego Os Penidos y la sierra de Aloya, de granito granudo de dos micas.



Foto 11 (C-1).—La meseta entre las cumbres del Galiñeiro, vista desde la cota 562, hacia el NE. En primer término, el granito no orientado de riebeckita; luego la zona sin afloramientos rocosos de dioritas hornbléndicas; al fondo el cerro del Castro, de granito gnéisico de riebeckita.

es una industria muy extendida. Las vertientes peladas y altas cimas de las montañas graníticas están salpicadas de canteras que, desde lejos, dan la impresión de un campo atrincherado. Esto ocurre especialmente en Porriño y en los montes que se extienden desde Nigrán hasta Vincios.

También el comercio tiene importancia, especialmente en Túy. El tráfico de todo el noroeste de España con Portugal se realiza por el puente internacional que une a Túy con Valença do Miño, siendo la aduana de Túy una de las de mayor actividad de la frontera portuguesa.

Existen hospedajes bastante aceptables en la ciudad de Túy, así como en Porriño, Gondomar, La Ramallosa y Bayona. Entre los lugares de turismo pueden mencionarse el monte Aloya, de hermosos horizontes, al cual se puede llegar fácilmente desde Túy por una carretera forestal de ocho kilómetros que termina en la cumbre de San Julián.

Vías de comunicación: la férrea de Monforte a Vigo, que constituye la comunicación directa con Madrid, y el ramal de Guillarey a Túy, que enlaza con la red ferroviaria portuguesa, por Valença y Viana do Castelo, a Porto. Por este ramal circulan los expresos directos Lisboa-Vigo y Coruña. Un ferrocarril eléctrico une a Bayona y Gondomar con Vigo siguiendo un pintoresco recorrido por la costa. También Porriño está unido a Vigo por un tranvía eléctrico.

Hay además abundantes carreteras en buen estado de conservación unas, y regular otras, que unen a Túy con La Guardia a lo largo de la orilla derecha del Miño, y con Vigo por Porriño, por Zamanes, y por Malvás, Gondomar y Ramallosa. La carretera de Vigo a La Guardia, muy buena, tiene en esta Hoja el trayecto Priegue-Bayona, y entre Gondomar y Porriño existe una carretera muy pintoresca que atraviesa una zona forestal. Por último, de Túy parte, por Guillarey y Caldelas —donde existe un balneario muy visitado— la carretera que, siguiendo ascendente la orilla derecha del Miño, pasa por Salvatierra y se dirige a Puenteareas y Mondariz. Otros pequeños caminos vecinales y forestales surcan el accidentado terreno de la Hoja.

Ferias muy concurridas y de renombrada fama son las de Túy del lunes de Cuasimodo, aparte los mercados del 4 y 17 de cada mes, y los que se celebran en Porriño cada quince días.

III

ESTRATIGRAFÍA Y PETROGRAFÍA

Las rocas que cubren esta Hoja de Túy son casi exclusivamente rocas cristalinas, constituídas por granitos de varios tipos, gneises también variados y esquistos metamórficos. Los terrenos más modernos se reducen a sedimentos aluviales depositados en terrazas muy irregulares y, en general, mal conservadas. En toda la Hoja no existen terrenos fosilíferos y, por lo tanto, no ha lugar a desarrollar un capítulo de Paleontología.

La roca fundamental es el granito, que ocupa más del 80 por 100 de la superficie de la Hoja. Atendiendo a su estructura y composición mineralógica, es fácil distinguir tres tipos principales:

a) Granito de biotita porfiroide.

b) Granito de dos micas granudo.

c) Granito de dos micas gnéisico.

El primero, que es claramente discordante y porfiroide, ocupa la parte oriental de la Hoja, prolongándose por las limítrofes de Vigo (223), Salvatierra (262) y Tomiño (299).

El segundo, probablemente discordante con relación al tercero, es claramente macizo, sin ofrecer orientación dominante en sus elementos. Ocupa una banda de unos cuatro a cinco kilómetros de ancho, que se extiende en dirección NW.-SE. desde el sur de Vigo hasta cerca de Túy.

El tercero, claramente gnéisico, se halla orientado concordantemente con las corridas esquistosas de micacitas y presenta en su seno, y con bastante frecuencia, enclaves esquistosos concordantes, a veces de bastante extensión. Se desarrolla ampliamente por toda la zona W. y SW. de la Hoja.

Las rocas gnéisicas se hallan en la parte norte, hacia el centro de la Hoja, y ofrecen dos variantes bien diferenciadas:

α) Gneises de biotita.
β) Gneises de riebeckita y egirina.

Los primeros, que se extienden ampliamente por la Hoja de Vigo (223) hacia Redondela, por el aeropuerto de Peinador, en esta Hoja de Túy ocupan una estrecha zona triangular al oeste de Porriño. Se halla frecuentemente atravesada por filones intrusivos básicos.

Los segundos, que deben considerarse como granitos gneisificados, ocupan el gran macizo montañoso del Galiñeiro y se prolongan hacia el norte en dos digitaciones, una de las cuales penetra en la Hoja de Vigo.

Los esquistos metamórficos constituyen principalmente una amplia banda de entre uno y dos kilómetros de ancho, que cruza la Hoja de norte a sur, desde Monte Ferro y la ría de Bayona, por Belesar y Vilachán del Monte, hasta internarse en la Hoja de Tomiño (299). Otras pequeñas fajas y zonas enclavadas concordantemente en el granito gnéisico, dan a esta formación migmatítica, de granito gnéisico y esquisto, el carácter de complejo petrográfico que la distingue.

Los terrenos sedimentarios recientes se extienden ampliamente por todo el valle de la Louriña, desde Porriño hasta Túy y Guillarey, donde enlazan con las terrazas que se desarrollan a ambas márgenes del río Miño, en su recorrido de cerca de 20 kilómetros por esta Hoja.

Con objeto de efectuar el estudio de estas formaciones de una manera lógica, se divide en los apartados siguientes:

1.º El gneis glandular de biotita y sus intrusiones básicas.
2.º Los granitos gnéisicos de riebeckita y egirina del Monte Galiñeiro.
3.º El complejo migmatítico de esquistos metamórficos y granito gnéisico de dos micas.
4.º El granito granudo de dos micas.
5.º El granito de biotita porfiroide.
6.º Los sedimentos recientes.



Foto 13 (C-1).—El cerro del Castro, de granito gnéisico de riebeckita, en el macizo del Galiñeiro.



Foto 14 (C-1).—Detalle de la estructura del granito gnéisico de riebeckita del macizo del Monte Galiñeiro.

1. El gneis glandular de biotita y sus intrusiones básicas

Por la parroquia de Cela (C-1), ya en el límite con la Hoja de Vigo, penetra en esta Hoja de Túy una formación de gneises muy feldespáticos y con biotita como mineral fémico, que se desarrollan hacia el sur por el valle de Torneiros (B-1), continuando por Pontellas (B-1) hasta Mosende y Chenlo (C-2). Ya más al sur desaparecen estas rocas, apareciendo gneises biotíticos esquistosos que también limitan por el oeste a la formación de gneises feldespáticos que nos ocupan. Es característico de estos gneises el que se hallen atravesados por diques-capas de rocas básicas y graníticas variadas, formando intrusiones más o menos concordantes.

Esta formación de rocas gnéisicas adquiere gran desarrollo hacia el norte, en la Hoja de Vigo, por Mos, Redondela, aeropuerto de Peinador y zona montañosa de La Madroa, cerca de Vigo. Continúa después todo por el occidente gallego, hasta salir al mar por Malpica, en la Hoja de Carballo, número 44.

Se trata, pues, de una importante formación de carácter regional, que ofrece gran interés en la interpretación del complejo orogénico del geosinclinal gallego, y cuyo estudio detallado está todavía por realizar.

El primero que se ocupó de ello, señalando su independencia como unidad geológica, fue W. Carlé (1945, pág. 23), que le denomina «banda de gneis-anfibolita entre Vigo y Malpica». Posteriormente (1953) nos hemos referido a esta asociación petrológica al describirla en las Hojas de Lage, n.º 43, y Carballo, n.º 44, en las que ocupa gran extensión, en forma de gneises glandulares atravesados por enjambres de filones básicos y diques intrusivos graníticos.

Con anterioridad ya era bien conocida la petrografía de estos gneises glandulares, por haber sido descritos por Macpherson (1886), aunque este autor no conocía su distribución geológica en la forma que hemos expuesto.

Macpherson, consideraba que estos gneises glandulares constituían el tramo inferior del arcaico, concepto que imperó durante mucho tiempo y que actualmente está sujeto a revisión.

No obstante, la detallada descripción que de estas rocas hace Macpherson no ha perdido actualidad, y por ello no dudamos en reproducirla literalmente (Macpherson, 1886, pág. 165 y siguientes):

«El tramo inferior ocupa en Galicia una extensión relativamente limitada, pues sólo lo he visto salir a luz en la parte SO. del país.

»Los únicos materiales que he tenido ocasión de estudiar en esta parte de la formación arcaica, se reducen a grandes masas de gneis de estructura casi siempre glandular, rocas que están atravesadas por grandes diques, tanto de microgranitos como de granitos monstruosos que le prestan un carácter en extremo especial.

»En las cercanías de Pontevedra, Vigo, Redondela y otros sitios, afloran grandes masas de gneis, roca que tanto por sus caracteres petrográficos cuanto por su situación estratigráfica, parece ocupar una posición análoga al que en la Cordillera Carpetana hemos designado con el nombre de gneis fundamental.

»Esta roca, como regla general, es de grano grueso y a semejanza del de esta última región está constituída por grandes masas glandulares de cuarzo y feldespato, separados por zonas de color más oscuro, muy rica en mica.

»Este mineral, en su mayoría, es de color oscuro, siendo la variedad blanca o muscovita bastante más escasa.

»Las masas glandulares de cuarzo y feldespato, unas veces están constituídas por una íntima mezcla de estas dos sustancias, pero otras las forman cristales de feldespato muy bien definidos, siendo de notar que son éstos casi siempre simples, pues los individuos asociados según la ley de Carlsbad, que tan comunes son en el gneis de la Cordillera Carpetana, son relativamente raros en este tramo del arcaico de Galicia.

»Como ya he indicado, este gneis se halla con mucha frecuencia atravesado por diques, unas veces de microgranitos y otras de granitos monstruosos que cortan a gran ángulo la estratificación.

»Este gneis resiste bien la acción de los agentes atmosféricos, hecho que lo hace contrastar vivamente con las micacitas y gneises suprayacentes, que por regla general se hallan siempre en un estado de alteración bastante profunda.

»En sitio alguno puede verse este contraste como en las cercanías de Redondela, en donde, siguiendo los desmontes del ferrocarril de Pontevedra, pueden verse las micacitas de Villalba alteradas en extremo y reposando sobre el gneis fundamental que, por el contrario, se halla en muy buen estado de conservación.

»Estudiada esta roca en sección transparente en el microscopio resulta ser de estructura completamente cristalina y de grandes elementos.

»La mica es de dos clases, una blanca y otra oscura; la primera, no sólo más escasa, sino muy irregular también en la cantidad en que se presenta, mientras que la otra lo hace siempre con igual constancia, y puede conside-



Foto 15 (C-1). —Detalle de la estructura del granito gnéisico de riebeckita del macizo del Galiñeiro.



Foto 16 (D-4).—Nuestra Sra. del Faro. Filón cortando los esquistos metamórficos. (C. Teixeira)

rarse como el elemento ferromagnesiano verdaderamente esencial de la roca.

»La blanca se halla generalmente en grandes placas de singular limpieza, las cuales con frecuencia empastan hebras y filamentos de la variedad oscura.

»Otras veces, por el contrario, aparece formando pequeños cristales, que penetran a través de los trozos de mica oscura; pareciendo esta mica ser un producto secundario que se deriva por epigenia de la oscura.

»Brilla en la luz polarizada con las tintas verdes y encarnadas propias de este mineral, y en el microscopio polarizante, las placas paralelas al crucero básico muestran tener dos ejes ópticos, caracteres que corresponden a los de la mica potásica o muscovita.

»La oscura, generalmente se presenta en trozos de menor tamaño, pero como tienen la tendencia de agruparse los unos a los otros, resultan zonas, formadas casi en totalidad por este mineral, de considerable extensión.

»El color de esta mica es bastante variable, en unos trozos es de un castaño rojizo subido, y el dicroísmo oscila entre sombras de esta tinta, tanto para los trozos cortados más o menos paralelamente al crucero básico, como para los que lo están normalmente a esta dirección, mientras que otros trozos son de un amarillo tostado y de dicroísmo tan intenso que, al hacer girar el polarizador, resultan de un negro bronceado.

»Ambas variedades de este mineral muestran, sin embargo, en el microscopio polarizante, tener un solo eje óptico, siendo por consiguiente referibles a la biotita.

»Además de estos grandes trozos de mica, se descubren también empastadas en el cuarzo algunas laminillas muy pequeñas de mica oscura, y que muestran su contorno exagonal muy bien determinado.

»La biotita de este gneis, como regla general, se conserva en muy buen estado de conservación; sin embargo, algunos trozos se encuentran parcialmente convertidos en clorita verde mar.

»Otros se llenan de partículas opacas de óxido de hierro, y mientras unas veces se reducen a trocillos de contorno irregular que tienden a agruparse con especialidad en los bordes, otros, por el contrario, aparecen en forma de esferillas negras y opacas, y rodeados por una aureola de color más oscuro que la mica que los envuelve.

»En algunos de estos trozos de mica se generan agujas de rutilo, como con tanta frecuencia resulta en la descomposición de la mica.

»En algunos de los trozos se observan aglomeraciones reticuladas de gran belleza, formadas por las usuales maclas geniculadas del rutilo por la cara de la pirámide $P\infty$, siendo de notar que invariablemente la mica se descolora conforme se generan estas agujas.

»El feldespato constitutivo de la base es en general de tamaño considerable, de contorno irregular, y con frecuencia recortado, pero sin prestar la apariencia desgarrada, que tan común es en muchos gneises.

»Su estado de conservación es bueno, y en los sitios en que no ha habido descomposición muestra una gran transparencia.

»En la luz polarizada brilla con gran viveza, y su extinción es homogénea, cual corresponde al feldespato ortosa.

»Existen, sin embargo, algunos cristales, que, extinguidos por ejemplo en los bordes, muestran ráfagas de luz hacia su parte central, mientras que al verificarse la extinción en ese sitio, aparecen iluminados hacia sus bordes, cual si existiera alguna anomalía en su orientación.

»Los trazos de los cruceros, tanto el paralelo al plano de simetría como el básico, se hallan muy bien determinados, siendo el básico naturalmente el más pronunciado.

»En un cristal, cortado casi normalmente a ambos cruceros, se percibe la imagen de los ejes ópticos muy bien determinada, y formando estos entre sí un ángulo de consideración.

»El plano de los ejes ópticos es paralelo al crucero más pronunciado, o sea a OP, estando, por consiguiente, este plano situado normalmente al de simetría, pudiendo, por consiguiente, considerarse el feldespato del gneis fundamental de Galicia al igual del de la Cordillera Carpetana, como ortosa no deformada.

»Además de estos grandes cristales de feldespato, referibles en su totalidad a la ortosa, se descubren otros siempre de tamaño mucho más pequeño, y constituídos por la asociación de numerosos individuos acoplados por la cara de la braquipinacoide, y que por sus caracteres ópticos parecen corresponder a la oligoclasa.

»En estos cristales, a semejanza de lo que se observa en los de ortosa, el contorno es siempre irregular, no percibiéndose ni aun indicios de las caras regulares del cristal, siendo su estado de conservación perfecto, pues raros son los individuos en que se perciben indicios de descomposición.

»El cuarzo es abundante, y como regla general afecta la forma de grandes placas granitoides de extinción homogénea, aunque en algunos sitios afecta también la granulítica.

»Con mucha frecuencia se observa que en el interior de las grande placas de cuarzo existen gránulos de la idéntica sustancia y repartidos sin orientación fija, siendo de notar que esto no se limita al cuarzo, sino que también se observa en el feldespato, y hasta tal punto llega, que algunos cristales de esta sustancia aparecen en la luz polarizada completamente llenos de esos gránulos.

»Empastados en el cuerpo aparecen también, a más de las numerosas laminillas de mica ya mencionadas, numerosos cristalillos de apatita. Son éstos de tamaño pequeño; cortos relativamente, y terminados por una pirámide muy rebajada.

»Además, se descubren algunos cristalillos color limón y de gran refringencia, constituídos por un prisma y una pirámide, y que por su facies parecen corresponder al zircón.

»El cuarzo de este gneis es bastante rico en inclusiones; en general, éstas son pequeñas, y aunque en su mayor número poseen burbujas fijas, en otros poseen un rápido movimiento oscilatorio».

Esta detallada descripción de Macpherson es aún tan actual y exacta, que evita repetir descripciones para las rocas análogas de esta Hoja de Túy.

Ya dentro de esta Hoja se pueden recoger buenos ejemplares de este gneis en las parroquias de Cela (C-1), Torneiros y Pontellas (D-1), y por Mosende y Chenlo (C-2), donde se presenta característico y siempre atravesado por filones básicos de anfibolitas, así como por intrusiones, también concordantes, graníticas.

Hacia el sur, por Ribadelouro (D-2), y por el oeste de Chenlo, este gneis pasa a gneis biotítico, mucho menos feldespático y de grano más fino, pero siempre concordante y que se halla modificado por el contacto con la formación intrusiva de granitos gnéisicos alcalinos del Monte Galiñeiro y granitos granudos del Monte San Julián.

Más hacia el sur, esta formación se halla en contacto con el complejo granítico gnéisico migmatítico que se interna en Portugal.

Ya hemos indicado que esta formación de gneises glandulares se halla atravesada por numerosos filones-capas de rocas básicas, generalmente transformadas en anfibolitas, de potencia, estructura y composición bastante variables. El rumbo es generalmente concordante con el de la formación gnéisica, y aquí, dentro de esta Hoja, oscila entre N. 160º y N. 170º.

Un potente dique de este tipo, de más de 10 metros de ancho, se encuentra cruzando la carretera de Porriño a Zamanes, en el Km. 6,5 (C-1), donde atraviesa los gneises biotíticos, que aquí son esquistosos y se hallan aún influídos por la acción de metamorfismo de contacto de la cercana intrusión de rocas alcalinas, del Galiñeiro.

Toda la formación de gneises glandulares, en las parroquias de Torneiros y Pontellas (D-1), también está atravesada por estos filones básicos.

En las microfotografías 1 y 1 bis se reproduce la textura nematoblástica de uno de estos diques básicos, procedente del lugar de Cabreiras, al oeste de la iglesia de Chenlo (C-2). Su composición es la siguiente: hornblenda verde, pleocroica, con desarrollo preferente de caras prismáticas y con tendencia

a la orientación paralela; plagioclasa de acidez media, andesina-labrador, en grandes secciones xenoblásticas, en cuyo interior se desarrollan los cristales de hornblenda, y sin que se observen las maclas tan características de las plagioclasas; cuarzo muy escaso, xenoblástico, incluído también en la plagioclasa; pirita en granos opacos, escasamente repartidos, con brillo metálico en luz reflejada; magnetita o ilmenita opaca, también bastante escasa. Se trata, pues, de una típica anfibolita, originada probablemente por el metamorfismo regional de una roca eruptiva filoniana.

En otras preparaciones estudiadas de rocas análogas, procedentes también de los numerosos filones que atraviesan los gneises de la parroquia de Chenlo, y particularmente en una recogida en el lugar de Canadelo (C-1), hemos observado que la hornblenda ofrece un pleocroísmo en tonos pardos y se presenta en cristales mejor desarrollados.

Esta formación de gneises glandulares se halla en contacto por el oeste, como ya fué dicho, con los esquistos gnéisicos biotíticos que se extienden ampliamente desde Zamanes, por los lugares de Marcosende, Seoane y Fraga (C-1), hasta ponerse en contacto con el granito de dos micas. En esta parte, los gneises se hallan atravesados por un importante sistema de pegmatitas, en general muy potentes, en dirección N. 60º, y que destacan en el paisaje por su erosión, menos rápida que la de los esquistos. Sin duda son mucho más modernas que éstos y se hallan formadas por grandes cristales de feldespato, algo asalmonados, cuarzo y moscovita en láminas de regular tamaño. Contrastan con esta estructura de grandes elementos zonas aplíticas intercaladas entre las pegmatitas. Se las puede ver atravesando la formación de gneises biotíticos esquistosos, en el lugar donde se construye actualmente la presa para el abastecimiento de aguas de Vigo, entre Villaverde y Seoane (C-1), en el río de Zamanes, entre los kilómetros 10 y 11 de la carretera de Porriño a Vincios.

2. Los granitos gnéisicos de riebeckita y de egirina del Monte Galiñeiro

El gran macizo montañoso, bien conocido por el nombre de Montes del Galiñeiro, constituído por una ingente crestería de cumbres que se alzan hasta sobrepasar justamente los 700 metros, las más elevadas de la Hoja, ocupa una superficie de más de diez kilómetros cuadrados de terreno en ge-



Foto 17 (D-4).—Nuestra Sra. del Faro. Filón cortando los esquistos metamórficos. (C. Teixeira)



Foto 18 (A-1).—Lentejones y vetas aplíticas y pegmatíticas en los esquistos metamórficos de Monte Ferro.

neral despoblados, cubiertos de abundante roquedo y sin vegetación arbórea, que se extiende entre las parroquias de Morgadanes (B-2), situada al SO.; Zamanes (C-1), al NE.; Vincios (B-1), al NO., y Chenlo (C-2), al SE., y constituye la divisoria hidrográfica entre los valles de Miñor, al oeste, y La Louriña, al este (véanse fotos 2, 9, 10 y 11).

Su constitución petrográfica ofrece un singular interés por encuadrar uno de los afloramientos más extensos hoy conocidos en Europa, de rocas alcalinas de gran acidez, caracterizadas por la existencia de anfíboles y piroxenos sódicos. Las rocas de esta composición mineralógica no son muy frecuentes, y su conocimiento en lo referente a su génesis se halla todavía envuelto en grandes discusiones. De ahí el gran interés que ofrece el estudio de estas rocas.

Desde hace más de sesenta años, y gracias a los estudios del Dr. Quiroga, se conoce un tipo de estas rocas del Monte Galiñeiro, con bastante detalle por haberlo descrito en una corta, pero interesantísima nota, publicada en la Sociedad Española de Historia Natural (1882 *b*), transcrita íntegramente a continuación:

«El Monte Galiñeiro, que se eleva a 690 metros sobre el nivel del mar, limita por el E., juntamente con el San Julián, el risueño valle de Miñor, en la provincia de Pontevedra, separándolo del de L'Ouro. El granito de dos micas constituye la mayoría de su masa, sobre el cual yace en la cumbre misma un gneis anfibólico, de color amarillento rosado y grano fino, que buza hacia el ESE. y desciende por el lado oriental del macizo, formando una ladera bastante tendida.

»A primera vista llama ya la atención el gran parecido de este material con el gneis de glaucofán de las cercanías de Vigo, y especialmente el de la Virgen de la Guía, dado a conocer por el Sr. Macpherson, y el estudio micrográfico de sus secciones comprueba la estrecha relación que existe entre los materiales de ambas localidades. Además, el macizo de Monte Galiñeiro está colocado exactamente al S. del promontorio de la Guía, constituyendo entrambos una misma divisoria de aguas con la dirección N.-S., lo cual explica la continuidad posible de dicho material desde la Guía, en las orillas de la ría de Vigo, hasta Galiñeiro, concluyendo en el granito del Monte de San Julián, inmediatamente al S. de aquel macizo. No he recorrido tal divisoria desde Galiñeiro a la Guía, para poder asegurar que el gneis anfibólico no sufre alguna interrupción.

»Esta roca produce, por fracturación natural, grandes masas paralelepípedas.

»El parecido del Galiñeiro con las variedades amarillento-rojizas de la Guía es tan grande, que sólo viendo juntos ejemplares de ambas procedén-

cias pueden distinguirse, y aun entonces con alguna dificultad. El de Galiñeiro es un poquito más rojizo y coherente que el de la Guía y algo más gnéisico, menos granitoideo. El estudio con el microscopio de sus secciones delgadas muestra que está constituído por los siguientes elementos: ortosa, oligoclasa, microclina, anfíbol, titanita y cuarzo. No he hallado en las preparaciones de esta roca agujas de apatito tan abundantes en los gneises micáceos de La Grova, sobre todo en los menos granitoideos. Tampoco existe este mineral en los de glaucofán de Vigo.

»La ortosa es sencilla, irregular y existe principalmente bajo la forma de grandes individuos, por más que también la hay en pequeños granos entre el cuarzo menudo. Lo más notable que en él he visto ha sido que algunos fragmentos de los mayores de este feldespato encierran prismitas de glaucofán.

»Oligoclasa existe poca en estos gneis, en granos no muy grandes, maclados según la ley de la albita, y la microclina abunda, perfectamente caracterizada, y costituyendo a veces individuos tan grandes como los mayores de la ortosa.

»A diferencia del gneis de los alrededores de Vigo, en el de Galiñeiro existen dos anfíboles, uno, con el pleocroísmo del glaucofán, y otro, verdeamarillento, apenas pleocroico; las extinciones del primero forman ángulos que no pasan de 5º con las estrías de su exfoliación prismática, mientras que en el segundo este ángulo alcanza un valor máximo de 8º30'. El escaso valor de estos ángulos en minerales tan absorbentes y coloreados, hace que en muchos individuos, tanto de una como de otra forma de anfíbol, haya que determinarlos mediante la placa de M. Bertrand. Se diferencian también en su estructura, pues mientras el glaucofán la tiene marcadamente laminar, origen del aspecto estalactitiforme y corroído de sus masas, el anfíbol verde que le acompaña recuerda por su compacidad, redondeamiento de sus granos, coloración en parte y débil pleocroísmo, los indiyiduos de diópsido de las pirorenitas y calizas arcaicas. Mediante un electro-imán puesto en acción por cuatro elementos, gran modelo de bicromato, se separan perfectamente estos minerales anfibólicos de los demás que forman parte de la misma roca. Ensayándolos por el procedimiento de Boricky muestran tener sodio en abundancia, además del magnesio, y se descomponen por el ácido fluorhídrico, al cual no dejan de resistirse, y mejor aún atacándolos con fluoruro amónico y ácido sulfúrico; en los sulfatos resultantes se reconocen fácilmente, por las reacciones microquímicas y las ordinarias, el hierro, la alúmina, sosa y magnesia. No queda, pues, duda de que ambos son anfíboles aluminicosódicos ferríferos, constituyendo el anfíbol verdeamarillento una forma intermedia o de tránsito del glaucofán a la hornblenda ordinaria.

»Respecto del glaucofán, nada nuevo tengo que añadir a lo que ha dicho el Sr. Macpheson en su trabajo ya citado sobre este mineral en los gneis de Vigo. En luz refleja muestran sus granos aislados un color negroazulado como la magnetita.

»El anfíbol verdeamarillento está formando también lentejillas delgadas y largas como el glaucofán, y muchas veces mezclado con éste; su color es verdeamarillento como he dicho ya, y su pleocroísmo débil, n_g = verde ligeramente azulado, y n_p = verdeamarillento; su absorción es tan grande que cuando el eje c coincide con el plano de vibración del polarizador, está completamente extinguido. A primera vista sus secciones recuerdan los piroxenos no aluminosos por la posición de sus ejes de elasticidad, igual a la del glaucofán, y la presencia de la alúmina le distingue de estos minerales.

»Tanto el glaucofán como este otro anfíbol constituyen inclusiones en los cuarzos y aun en las ortosas de esta roca, lo cual demuestra que deben ser estos elementos coloreados anteriores a los incoloros.

»Al lado de éstos, siendo por tanto tan antiguos como ellos por lo menos, existen en el gneis de Galiñeiro agrupaciones irregulares de granitos cuneiformes de titanita; mineral que no cita el Sr. Macpherson en el gneis de Vigo, ni yo he visto tampoco en las preparaciones que de él tengo.

»El cuarzo forma individuos homogéneos lenticulares, ya pequeños granos que cementan a todos los otros elementos y parecen ser el mineral últimamente diferenciado. Contienen como inclusiones prismitas, laminillas y granos de los anfíboles, y con mucha frecuencia cristalillos redondeados de zircón.

»Por lo dicho, se ve que el gneis anfibólico de la cumbre del Galiñeiro está por su facies y composición íntimamente relacionado con el de los alrededores de Vigo, del cual debe ser una prolongación hacia el S., pues las pequeñas diferencias de composición que le separan del de esta localidad, como son la presencia del anfíbol verdeamarillento y la titanita y la carencia de biotita, no son de gran importancia.»

En general esta descripción del Prof. Quiroga es tan exacta que sólo se deben añadir algunas observaciones para adaptarla a los actuales puntos de vista, teniendo en cuenta el estudio realizado sobre estas rocas y otras análogas de Galicia por uno de nosotros (I. Parga-Pondal), en un trabajo todavía inédito.

Fácil es comprender que el anfíbol con pleocroísmo de tonos azules no es glaucofán, sino que pertenece al grupo de la riebeckita, y que, según hemos podido comprobar, es la variedad denominada osannita.

El otro anfíbol verdeamarillento, que ya el mismo Quiroga dice que recuerda a los piroxenos no aluminosos por la posición de sus ejes de elasticidad, podemos también afirmar que se trata del piroxeno egirina.

A pesar del gran interés que tienen estas rocas alcalinas del Galiñeiro, el estudio de Quiroga es el único trabajo que se ha publicado sobre ellas.

Hemos recorrido varias veces y en diferentes direcciones este afloramiento, y consideramos que los límites que damos en el presente estudio se aproximan bastante a la realidad, aunque muchas veces las dificultades para su exacta determinación son grandes, debido a hallarse la roca oculta por terrenos cubiertos de vegetación.

Al observar su forma, dimensiones y situación con relación a las rocas que le rodean, da la impresión de que nos hallamos ante un afloramiento de una roca intrusiva eruptiva, que en forma discordante atravesó las antiguas formaciones metamorfizándolas por contacto.

Su constitución petrográfica, aun teniendo en cuenta la escasa variación de los minerales constituyentes, es bastante variable.

En general se trata de una formación de rocas graníticas de riebeckita y egirina, que se hallan gneisificadas, de acuerdo con la descripción de Quiroga, pero al recorrer el macizo se observa fácilmente gran variación, tanto en lo referente a la textura como en la composición petrográfica.

En el centro del macizo, o sea en las cumbres de cota 648 m., llamada Cas Pedras, y en la de cota 562, al norte de Saramagal, se desarrollan rocas que conservan su aspecto granítico (foto 12) y constituyen verdaderos granitos de riebeckita y egirina que por pérdida de su contenido en cuarzo pasan a veces a sienitas alcalinas, pero sin que hayamos podido encontrar los tipos nefelínicos, tan abundantes en Portugal.

Bordeando este centro de rocas macizas, se desarrollan en amplia banda los tipos gnéisicos (foto 13), los cuales, a su vez, pueden variar en su estructura y composición; así, los hemos recogido de grano fino o grueso, más o menos gnéisicos, con solo riebeckita o bien con riebeckita y egirina, y otros en que predomina fuertemente este último piroxeno. Las variadas texturas llegan al máximo cuando se presentan facies que recuerdan formaciones fluidales. En las fotos 17 y 19 se reproducen dos aspectos macroscópicos de estos gneises.

Otro tipo, muy abundante en la zona que se extiende alrededor de Paredes (C-1), es una roca sin riebeckita, pero con hornblenda y biotita, y que a veces presenta piroxenos monoclínicos; por sus plagioclasas es una roca bastante básica y sin cuarzo, que presenta una composición sienodiorítica.

Por último, se debe destacar que este interesante macizo del Monte Galiñeiro está cruzado, solamente en algunas zonas, por rocas pegmatíticas y aplitas, por ejemplo entre las cotas 699 y 702 y entre la primera y la 648, y también al norte de ésta, antes de Casaldabad,



Foto 19 (A-1).—Pegmatitas cruzando los esquistos metamórficos de Monte Ferro.



Foto 20 (A-1).—Aspecto de la disyunción concéntrica de la diabasa de Seixos Negros, en Monte Ferro.

Las pegmatitas son normales, pero las aplitas tienen cristalillos de magnetita y a veces fluorita, en bastante abundancia.

Todas estas características nos inclinan a considerar este complejo de rocas alcalinas como uno o varios cuerpos intrusivos que penetraron las rocas esquistosas que los rodean, metamorfizándolas en su proximidad, como se observa bien hacia el NE. Además, los diques de rocas básicas de estos esquistos y gneises biotíticos no penetran en el macizo alcalino.

Más difícil es determinar la edad de esta intrusión, y sobre ello, y en general sobre el problema de su emplazamiento, se tratará en el capítulo de historia geológica de la región.

Hace ya algunos años, uno de nosotros (I. Parga-Pondal, 1933) efectuó el análisis químico de un mineral, todavía no descrito en aquella época, en la gea española.

Se trata de la nontronita, o sea, un silicato férrico hidratado, con la siguiente composición:

SiO_2	39,00
Al_2O_3	7,15
Fe_2O_3	29,44
H_2O+	15,24
H_2O-	9,01
	99,84

Procede de Saramagal (C-1), en la parroquia de Chenlo, y cuyo origen es debido, según hemos podido comprobar, a la alteración de la riebeckita, que se encuentra formando filoncillos en estas rocas alcalinas del Monte Galiñeiro.

3. El complejo migmatítico de esquistos metamórficos y granito gnéisico de dos micas

Desde antiguo es bien sabido que una amplia banda de rocas pizarrosas, o, para expresarnos con más propiedad, de esquistos metamórficos, constituídos principalmente por gneises y micacitas, cruza esta Hoja de norte a sur, desde el promontorio de Monte Ferro, cerca de Panjón (A-1), pasando por Lourido, La Ramallosa y Belesar (A-2), siguiendo hacia el sur remontando el curso del río de la Grova, pasa luego al oeste de Pinzás, por Vilachán do Monte (A-4 y B-4), donde se bifurca rodeando al macizo granítico del monte La

Pedrada, y continuando por el monte de La Madanela, ya en la Hoja de Tomiño (299), según puede verse en el mapa que presentamos. Su anchura se conserva bastante constante y oscila alrededor de los dos kilómetros. Con poca variación, ésta es también la extensión que le dió Schulz en su mapa petrográfico de Galicia, en 1834.

También Valenzuela (1896, pág. 50), se refiere a esta banda, que él clasifica como formada por gneises y que describe con bastante precisión de la siguiente forma: «Constituye esta roca el monte Ferro, que se alza frente a Bayona y se extiende desde allí de N. a S., formando parte del valle de Miñor; y una faja que se abre paso por entre los estribos del monte San Julián y de la Grova, cruza las alturas sobre el monte de la Magdalena y penetra en el valle del Rosal, inclinándose a la izquierda del río Tamuje, hasta terminar en el Miño, entre el valle del Rosal y el de Goyán». La descripción es exacta.

Por último, F. Quiroga menciona esta banda esquistosa al referirse a las por él llamadas pizarras de Belesar, por debajo de las cuales, dice, se mete el gneis micáceo de Bayona (1893, pág. 99). Conviene aquí advertir que este gneis micáceo de Quiroga es lo que nosotros llamamos granito gnéisico de dos micas.

Efectivamente, esta banda esquistosa a que nos estamos refiriendo, se halla toda ella metida entre granito gnéisico de dos micas, siendo ambas rocas sensiblemente concordantes en su orientación N.-S. y en su buzamiento subvertical al este.

Este granito gnéisico adquiere en esta Hoja, así como en todo el ámbito de la Galicia occidental, un considerable desarrollo y está caracterizado por hallarse con bastante frecuencia alternando con corridas esquistosas, de micacita, más o menos grandes, enclavadas en forma siempre concordante, constituyendo un gran complejo migmatítico que debe considerarse por lo tanto como formando una unidad geológica.

Con objeto de precisar las descripciones y no incurrir en confusiones, creemos conveniente aclarar las denominaciones que los diferentes autores han dado a este granito gnéisico migmatítico.

Para F. Quiroga, se trata de un gneis micáceo, denominación que adopta siguiendo a J. Macpherson (1833, pág. 102), y que clasifica como representante del horizonte medio del arcaico, de acuerdo con el punto de vista de Ch. Barrois (1882, pág. 322). Para W. Carlé (1941, pág. 56), este granito gnéisico, que él estudia en Bayona, cerca del cabo Silleiro, constituye un típico granito intrusivo de biotita al que aplica los puntos de vista de la tectónica de H. Cloos y su ligera gneisificación dice es producida inmediatamente después de su intrusión.

Según nuestro modo de ver, después de considerar gran parte de los granitos gallegos, no se puede adoptar ninguno de estos dos puntos de vista tan dispares, y creemos se trata claramente de un granito gnéisico, migmatítico y sincinemático, en el que es fácil encontrar gran variación en su estructura según veremos a continuación, lo que explica en parte el diferente punto de vista de los distintos autores que lo estudiaron.

Hemos recorrido este complejo de granito y esquistos en varias direcciones y tenemos la impresión de que se trata de una formación migmatítica que adquiere gran desarrollo por todo el extremo occidental de Galicia. Lo primero que llama la atención al reconocerle es la gran variabilidad en su contextura y ordenación petrográfica. Tan pronto se trata de un granito normal de dos micas, o incluso sólo de biotita, en el que apenas se aprecia una ligera orientación, aunque nunca se puede negar que está gneisificado, como se encuentran zonas en que va pasando a una estructura mezclada, migmatítica o con enclaves concordantes y corridas de esquistos micacíticos que llegan a hacerse muy frecuentes, formando verdaderas bandas metamórficas. Además, cruzan este complejo numerosas pegmatitas de grandes elementos, que se hallan, o bien formadas sólo por feldespatos, micas o cuarzo, o bien conteniendo abundante turmalina y granates (fotos 16 y 17).

Se observan, además, grandes zonas con intensa deformación tectónica que constituyen verdaderas zonas miloníticas, que se orientan N. 35° aproximadamente. En estas zonas, el granito se halla totalmente triturado. Esta deformación se superpone, en estos lugares, a la gneisificación, la cual afecta más o menos intensamente a todo el conjunto.

Las corridas esquistosas, cuando adquieren cierta potencia y de modo especial en la gran banda descrita, se hallan atravesadas por numerosas intrusiones concordantes de magmas ácidos que constituyen aplitas y pegmatitas variadas, así como filoncillos de cuarzo con grandes glándulas de andalucita color rosado, que dan un carácter típico a esta gran corrida por todo el occidente gallego y norte de Portugal. (Véase microfotografía 2.)

Tanto el granito gnéisico como las bandas esquistosas se hallan fracturadas por varios sistemas de diaclasas, lo que unido a las relativamente frecuentes milonitizaciones, produce una serie de fisuras por donde penetra la alteración meteórica, dando lugar a unas rocas siempre en avanzado estado de descomposición.

Las diaclasas más corrientes arrumban al N.-140° a 150° con buzamiento cambiante al NE. o al SO., y variable también su inclinación. Otro sistema corta oblicuamente al anterior, oscilando del N.-80° al N.-60° casi verticales. Por ultimo litoclasas, bien visibles en las cumbres, próximas a la horizontal con ligero buzamiento al norte, dan al granito un cuarteamiento que le hace aparecer a distancia como formado por bancos horizontales esquistosos.

Es evidente que la gran banda esquistosa N.-S. referida, divide al macizo granítico en dos grandes partes: una al oeste, que se sale de la Hoja e invade toda la limítrofe de Oya, número 260, y otra al este, que por el NE. queda limitada por el gran macizo de granito granudo de dos micas y por el SE. sobrepasa la ciudad de Túy y se interna en Portugal, poniéndose en contacto con el granito porfiroide de biotita mediante una banda esquistosa intercalada entre ambos. En realidad, es difícil precisar los límites entre ambos granitos.

Se describe primero detalladamente la banda esquistosa, y luego las zonas graníticas.

Monte Ferro.—Esta península está casi en su totalidad formada por micacitas; solamente una pequeña banda de la costa oeste está constituída por granito de dos micas, concordante con la dirección N. 175° de las micacitas. Una serie de diques graníticos y aplíticos concordantes, paralelos y próximos al contacto del granito, se hallan atravesando las micacitas. Esta estructura puede verse cerca del cabo de la Punta Lameda, que es toda de granito.

Las micacitas son aquí muy variadas, con rumbo constante N. 170-175° y subverticales, con ligeros buzamientos, bien al este, en Monte Ferro, o bien al oeste, en Panjón.

Se hallan siempre atravesadas por filones y filoncillos concordantes de aplitas, pegmatitas y vetas de cuarzo, que en algunos lugares llegan a englobar grandes lentejones de andalucita, como ocurre de forma abundante en las cercanías del contacto con el granito por el lado E. de la banda esquistosa. Estas verdaderas pegmatitas de andalucita se ven en la costa oriental de la playa de Patos, llegando a formar masas de andalucita de varios kilogramos. En el extremo E. de la playa, las arenas forman grandes concentraciones de granos de andalucita, granate y estaurolita, procedentes de estas micacitas y que se separan según sus densidades, produciendo en la playa zonas de variados colores.

Petrográficamente son micacitas biotíticas, donde la biotita engloba pequeños cristales de cuarzo. Hay numerosas variantes; con estaurolita, en pequeños o grandes cristales, negros; andalucíticas; con moscovita; y que presentan como elementos accesorios la turmalina y minerales de hierro, opacos.

En general, y como ya indicamos, están atravesadas por numerosas vetas ácidas, aplíticas y pegmatíticas, con turmalina, que a veces adquieren gran desarrollo (fotos 18 y 19), adoptando casi siempre la forma de lentejones pegmatíticos de grandes elementos.

Cruza luego esta banda micacítica por el pueblo de Panjón y la parte interior de la gran playa América, y vuelve a adquirir gran desarrollo en la pe-



Foto 21 (A-1).—Dique de diabasa de Seixos Negros, en la costa sur de Monte Ferro.



Foto 23 (B-2).—Aspecto de la erosión del granito granudo de dos micas, de Chain.

nínsula de Lourido, donde el Prof. Pardillo recogió, en 1927, numerosas muestras de estas rocas, que fueron estudiadas petrográficamente por M. San Miguel de la Cámara (1929, págs. 148 a 152), y cuyas descripciones damos a continuación:

«MICACITA DE LOURIDO.—Roca pizarreña, ligera, color gris, brillo sedoso en los planos de pizarra, en los normales mate y con bandas grises y negras, éstas pocas y espaciadas; blanda, se raya fácilmente con la navaja en los tres planos; disyunción muy fácil en losas y en hojas.

»A simple vista, y en las superficies del plano de pizarra, se ve formada por laminillas de mica en íntimo contacto, formando superficie continua, satinada; en los normales a la pizarrosidad aparecen como granitos alargados grises, claros y oscuros de las dos micas y redondeados, de cuarzo; ciertas bandas muy oscuras son ricas en biotita. Aunque escasas, hay algunas glándulas o masas de cuarcita entre las hojas de pizarra.

»Con el microscopio se reconoce estructura lepidoblástica, compuesta de laminillas de moscovita y algunas de biotita, dispuestas paralelamente y dejando entre ellas algunos granos de cuarzo. también ordenados linealmente, y de turmalina. Además, hay algunos granos pequeños de zircón y de rutilo.

»GNEIS MICÁCEO DE LOURIDO.—Roca compacto-pizarrosa, fría al tacto, ligera, de color gris con ligero tinte verdoso en las superficies frescas, ocráceo en las alteradas, dura y consistente; disyunción en losas. A simple vista se distinguen finas capitas grises, muy claras, con granos de cuarzo, y otras oscuras, casi negras, con escamitas de biotita negra muy brillante. Entre las bandas se ven grandes células o masas lenticulares de cuarzo y de feldespato.

»Al microscopio muestra estructura grano-lepidoblástica paralela, con base de cuarcita homoblástica, sobre la que destacan láminas largas de biotita con inclusiones de zircón y rutilo, aquéllas con aureolas pleocroíticas y de moscovita, dispuestas en bandas o líneas paralelamente, entre las que se intercalan bandas hasta de un centímetro de cuarcita casi pura; el feldespato es menos abundante, granular y alterado; en algunos granos, regularmente conservados, he podido reconocer la oligoclasa. Acompañan a estos elementos granos de zircón relativamente grandes y de rutilo; unos son irregulares, otros bien conformados; apatito en menor proporción y escasa turmalina y magnetita.

»LEPTINITA DE LOURIDO.—Roca compacta, fría al tacto, ligera, de color gris claro en las superficies frescas, gris pardo en las alteradas; dura y consistente; disyunción paralelepipédica hasta en pequeño.

»A simple vista tiene el aspecto de aplita, pero con marcada tendencia a la disposición paralela de sus elementos, y se reconocen granos de cuarzo, feldespato y multitud de escamitas de moscovita, la cual en las partes alteradas toma hermoso color amarillo de oro, como el de la biotita atacada por ClH caliente, pero aislada y observada con el microscopio presenta los caracteres de la moscovita.

»Al microscopio muestra estructura granoblástica, con base de granos de cuarzo irregulares, cataclásticos, grandes y pequeños, sin ordenación paralela, y feldespato moscovitizado, sobre la que destacan bandas de láminas paralelas de moscovitas y otras diseminadas sin ordenación especial. No es raro encontrar cristales de zircón y de rutilo; hay, además, productos ferruginosos de impregnación.

»Aplita de Lourido.—Roca compacta, ligera, de color blanco sucio, algo rosado; dura y consistente, con disyunción paralelepipédica en pequeño y quizás en losas en grande, si no es que forma delgada vena entre otras rocas. A simple vista presenta estructura aplítica, granuda, sacaroidea y se ve compuesta de cuarzo y feldespato, escasas micas, moscovita y biotita en pequeñas laminillas, y cubitos de pirita limonitizada.

»Con el microscopio se reconoce su estructura panidiomorfa de grano fino con granos de plagioclasa, de la serie oligoclasa, bien conservada; otros mayores y más alotriomorfos de ortosa alterada; irregulares, pequeños y grandes, de cuarzo con diversa orientación óptica (mosaico); escasas moscovita y biotita, ésta cloritizada; magnetita y algunos granos de pirita limonificada.

»Neis andalucítico de Ramallosa.—Roca pizarrosa, pesada, de color sucio, muy brillante en los planos de pizarra, según los cuales es satinada y suave al tacto; gris claro mate en los normales a la pizarrosidad; blanda y poco consistente según el plano de pizarra, algo más dura y con mayor consistencia en los normales a él: disyunción hojosa; se deshace fácilmente con los dedos en escamitas de micas.

»A simple vista y en el plano de la pizarra se ven, dominantemente, escamillas de moscovita y biotita; en las normales a la pizarrosidad, granos de cuarzo, feldespato, de andalucita con ligero tinte cárneo y laminillas lineares de mica.

»Con el microscopio se reconoce estructura grano-lepidoblástica, francamente paralela, con bandas de biotita ricas en inclusiones de rutilo y zircón, éstas con fuertes aureolas pleocroíticas muy negras, en las cuales se encuentran granos gruesos a modo de glándulas, más o menos grandes, de un mineral que tiene todo el aspecto y caracteres de andalucita alterada, en vías de

damuritización, con pleocroísmo débil en verde muy pálido, refringencia como la andalucita normal y birrefringencia menor, cuando no resulta entre N+ un agregado en mosaico debido a las laminillas de mica, diversamente orientadas y procedentes de la alteración de la andalucita. Bandas granulosas de cuarzo, con laminillas de moscovita y algunas de biotita y granos de la andalucita citada, frecuentemente en placas cribosas, con incrustaciones de cuarzo. El feldespato es escaso y está completamente caolinizado o sericitizado».

Esta descripción de las rocas de Lourido y La Ramallosa, hecha por San Miguel de la Cámara, da una idea de la variabilidad de la corrida esquistosa que nos ocupa.

Ya más al Sur, esta formación atraviesa la playa de Sabarís, por La Ramallosa; sigue luego el curso del río de la Grova, por Belesar, donde, como ya indicamos, fué observada en 1893 por el Prof. F. Quiroga. Aquí hemos observado el rumbo N. 170º y con ligero buzamiento al este. Petrográficamente son micacitas análogas a las de Monte Ferro y Lourido, si bien abundan las de grano fino y con granates, que pueden llegar a tamaño de guisantes, aunque siempre muy alterados.

Todo el barranco de Grova, y más hacia el sur, se halla formado por estas micacitas, que por su posición casi vertical hacen muy penosa la marcha sobre su superficie.

La formación continúa análoga hasta cerca de Vilachán do Monte (véanse microfotos 4 y 4 bis) y Margaridas (A-4 y B-4), donde se bifurca para rodear el macizo de granito gnéisico del Monte de la Pedrada. En este lugar aparecen, atravesando a estos esquistos metamórficos, largos y rectos diques de cuarcitas oscuras casi negras, de gran dureza, siempre concordantes, o sea aquí rumbo N.-170-160º, que destacan muy bien sobre el terreno hasta internarse en la Hoja de Tomiño (299), por el sur. Estos diques se hallan en número de tres y, más al sur, sólo dos únicamente por el lado oriental de la Pedrada. Petrográficamente, se hallan formados principalmente por granos de cuarzo xenomorfos en forma de mortero, salpicados profusamente de partículas carbonosas que le dan el color negro intenso que las caracteriza. Es notable que a su vez se hallan atravesadas en todos sentidos por pequeñas venas de cuarzo constituídas por un agregado de granos alargados, también xenoblásticos.

La rama de esquistos que pasa por el lado occidental de la Pedrada, también está atravesada por potentes diques, pero aquí son de rocas feldespáticas, ya formando verdaderos greisen, ya con aspecto de pegmatitas o de granitos de grano fino.

Es aquí, ya en la iniciación del monte de la Magdalena, o Madanela, y sie-

rra del Argallo, donde hemos encontrado las pegmatitas con andalucita, corindón y diáspora, tan notables (véase I. Parga-Pondal y G. Martín Cardoso, 1952), que se prolongan por la Hoja de Tomiño (299). Las describimos de la siguiente manera: «Una prolongación al sur de dicha montaña es la Sierra del Argallo, integrada por estratos de rocas cristalofílicas, en las que, con las micacitas alternan lechos de cuarzo inyectado y las atraviesan diques de pegmatitas y algunos filoncillos de aplitas. Las pizarras van cargadas de alumosilicatos de metamorfismo, estaurolita, reticita, a veces turmalina, y sobre todo, en una cantidad considerable, la andalucita, que forma nódulos de muy diverso tamaño, en tal profusión y abundancia que probablemente esta zona del monte Argallo es el yacimiento más importante de los conocidos de tal mineral en España. Entre los nódulos, de forma concrecionada generalmente, se destacan muchas veces bellos cristales sencillos con el prisma unidad, de andalucita, revestidos con frecuencia por mica y en casos más raros por diáspora». Más al sur, hemos observado la asociación de la andalucita con el corindón y la diáspora. Esta última en cristales generalmente incoloros y el corindón formando nódulos que alcanzan el tamaño de varios centímetros; es de bello color azul claro, formando el conocido sistema de estrías exarradiadas.

El macizo granítico de La Grova.—Toda la parte occidental de esta Hoja, en su límite con la de Oya (n.º 260), se halla formada por un granito gnéisico de dos micas, que constituye el gran macizo montañoso de La Grova, nombre que conserva sin duda del pueblo de los Grovios, que en época prerromana ocupaba esta parte SW. de Galicia (García Bellido, 1947).

Este granito fué descrito con gran precisión en 1893 por F. Quiroga, que, como ya hemos indicado, lo denomina gneis micáceo. Dice que se extiende desde Bayona y cabo Silleiro, todo por el macizo de La Grova, que es casi vertical, pero con ligero buzamiento en Bayona hacia el este y en La Grova al ENE. Luego lo describe así (pág. 99): «Es una roca esencialmente feldespática y granitoidea, tanto por su textura como por las formas redondeadas que afecta al descomponerse bajo la acción de la atmósfera. Sin embargo. no es glandular, porque todos sus elementos tienen aproximadamente el mismo tamaño, y aun a veces toman una disposición lenticular, y entonces aparece entre ellos algún que otro granate, al paso que otras se cargan de mica sin perder por eso su textura granitoidea ni convertirse en verdadero gneis micáceo, tránsito a micacitas.

«Todos ellos tienen dos micas, negra y blanca, en tanta cantidad una como otra, y en esto concuerdan con los gneis micáceos de Galicia, descritos por el Sr. Macpherson, siendo la primera la que constituye nidos y lentejillas forma-



Foto 22 (B-1).—Montes de granito granudo de Chandebrito; al fondo el macizo del Galiñeiro, de granito gnéisico de riebeckita.



Foto 30 (D-4).—La terraza de inundación del río Miño enfrente de Túy, en la parte portuguesa, entre Valença y Ganfei.

dos por la asociación de laminitas pequeñas, mientras que la segunda está en hojuelas mayores y esparcidas por toda la masa, existiendo a veces en el seno y al lado de algunas de las agrupaciones de la negra. Los elementos mineralógicos son los mismos en los más granitoideos, excepción hecha del granate, que en los francamente gnéisicos o pizarrosos. En todos, el feldespato asimétrico dominante es la microclina, siendo la oligoclasa sumamente rara, y una de sus principales diferencias estriba en su textura, que mientras en los primeros es casi francamente granítica, no existiendo orientación de sus elementos, en los segundos alternan las masas lenticulares, constituídas por grandes individuos, con las formadas por los menudos. Además, el gneis más granitoideo tiene la ortosa, que forma grandes elementos, más alterada que la del más pizarroso, y aquél es más rico en apatito y zircón que éste. Estos dos minerales son los más antiguos en estas rocas, pues los prismas y agujas de apatito atraviesan los feldespatos y cuarzos, y los zircones se hallan en uno y otro mineral.

»La ortosa en ninguno de ellos conserva sus contornos, sino que los tiene corroídos, y es muy raro que se halle maclada según la ley de Karlsbad. El cuarzo en todos ellos es rico en series de inclusiones flúidas, algunas de las cuales poseen una burbuja que se mueve algo. El cuarzo de los gneis pizarrosos contiene más granillos de zircón que el de los granitoideos.

»De las dos micas, la negra es muy oscura, pardo-rojiza en luz natural, de apariencia uniáxica en luz convergente, y en algunos puntos se ha transformado en una clorita turbia, de muy escasa polarización cromática, que va unida a masas granulares de magnetita. La blanca está asociada a la negra o en láminas perdidas entre los elementos. El valor del ángulo aparente de sus ejes ópticos oscila entre 50 y 55°.

»Atraviesan el gneis de La Grova, en dirección N.-S. o inclinándose pocos grados al O., algunos escasos filoncillos de pegmatita, a veces bastante alterada y frecuentemente rica en moscovita plateada, en que $2E = 53°$ y el plano de sus ejes óptico paralelo a (010), que suele ir acompañado de unas masas de clorita relativamente dura y de escasa acción en luz polarizada.»

Es indudable que ya Quiroga percibía la variabilidad de esta roca, que tan pronto tenía aspecto de granito como mostraba una clara orientación que hacía considerarla como un gneis e incluso como un tránsito a micacitas.

Hemos recorrido todo este macizo de La Grova desde Burgueira, al sur hasta Bayona, y podemos confirmar los puntos de vista de Quiroga y añadir que hemos visto que se halla atravesado por corridas esquistosas concordantes, aunque de poco espesor, por ejemplo a la altura de Torroña.

Un interés especial presenta la pequeña península de Santa Marta, en la ría de Bayona, pues se halla formada por granito gnéisico, el cual está atra-

vesado en su parte oriental, ya en la misma costa, donde hoy se ha construído un pequeño embarcadero, por un importante dique de una roca básica, diabasa olivínica, cuya textura puede verse en la microfoto núm. 4 (A-2, 1). Esta roca fué también descubierta y descrita por F. Quiroga (1893), y de él es la siguiente descripción perfecta:

«En la pequeña península de Santa Marta, llamada Punta del Burgo, en el mapa de Fontán, debajo de la ermita y a la orilla del mar, a través de este gneis aflora una diabasa en dirección, al parecer, próximamente de N. a S. y con dos metros de espesor. Cerca de ella, y a través, por tanto, del mismo gneis granitoideo, corre un filoncillo de cuarzo de un decímetro de espesor en dirección N. 20° O., y formando, por consiguiente, un pequeño ángulo con la dirección de la diabasa. Ésta se halla dividida en el yacimiento mismo en grandes masas esféricas que se rompe en casquetes sucesivos y concéntricos hasta llegar a un nódulo elipsoidal que tiene de 8 a 10 cm. de eje mayor, en el cual la roca se halla perfectamente fresca. Es una piedra de color gris verdoso oscuro, de estructura cristalina, reconociéndose los prismas feldespáticos muy vítreos y a veces algo teñidos de verde por una materia clorítica y pequeñas masas laminares de brillo metaloideo, dialágico, pertenecientes a la augita; es todo lo que llega a verse con la lente. Mediante el microscopio, se reconoce en sus secciones delgadas labrador, augita, olivino, magnetita y apatito como elementos primarios, y serpentina, clorita, biotita y magnetita como derivados de los anteriores.

»El labrador de esta roca es bellísimo, por su buen estado de conservación y gran desarrollo de sus individuos. Casi todos son polisintéticos y maclados según la ley de la albita, hallándose, sin embargo, algunas maclas formadas de dos cristales únicamente. Está bien caracterizado por la limpieza de la línea de separación de los individuos que constituyen las maclas, la desigualdad de éstos, el valor de su ángulo de extinción, que gira en las maclas simétricas alrededor de 30°, mientras que el formado por extinciones de dos individuos contiguos de una misma macla oscila entre 60 y 68°. Los individuos de las maclas simétricas son todos negativos. Productos aciculares, verdosos, de naturaleza clorítica, existen en su masa como elementos de infiltración realizada por los planos de combinación y las grietas y fracturas. En el centro de un gran cristal de labrador existe una masa formada por clorita, biotita y magnetita, y laminillas de biotita esparcidas a su alrededor por los planos de composición de la macla. Son evidentemente minerales deutógenos, derivados de algún individuo de piroxeno. No contiene este mineral más inclusiones dignas de mención.

»La augita de esta roca es exclusivamente alotriomorfa, mostrando algunas de sus ramas la exfoliación prismática propia de este mineral y un ligero

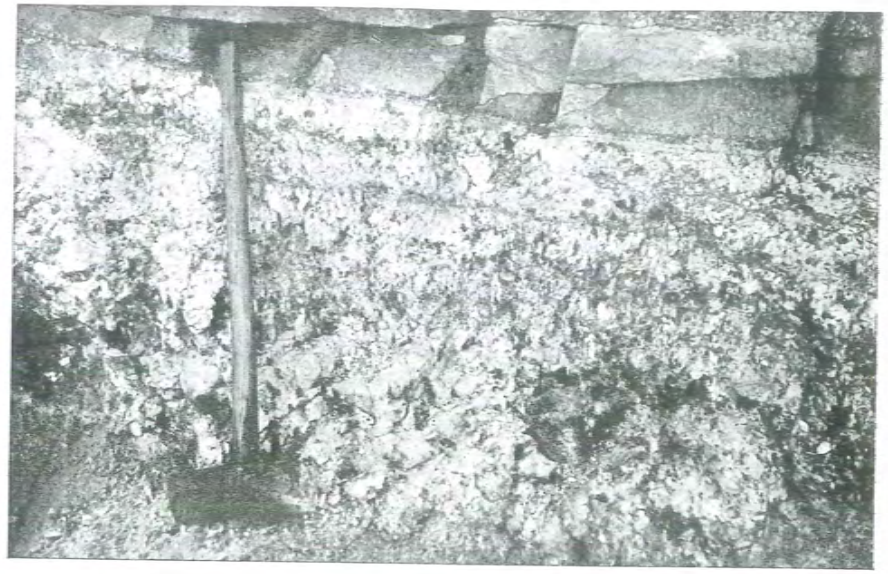


Foto 24 (C-3).—Detalle de la pegmatita de berilo del Monte Aloya (Túy).



Foto 25 (C-3). – Pegmatita de berilo del granito granudo de dos micas del Monte Aloya.

pleocroísmo que varía de gris verdoso a violáceo. Su color en luz natural es amarillento violáceo, más claro en el borde de algunas masas. Con frecuencia va rodeado de clorita verde, hojuelas de biotita parda y granillos menudos de magnetita, minerales todos hijos de su evolución y que en algunos sitios ocupan ellos solos el sitio de antiguos granos de augita. La clorita que contiene el labrador se ha producido en esta transformación del piroxeno, infiltrándose en la masa feldespática por los planos de combinación de sus maclas y grietas y líneas de fractura. No he hallado en esta roca maclas de este mineral.

»Esta diabasa es bastante rica en olivino, que conserva regularmente sus contornos cristalinos, a pesar de que se halla muy transformado, algunos individuos totalmente, en serpentina y magnetita. Por lo demás, posee todas sus propiedades bien marcadas y su reconocimiento es perfectamente fácil. Su transformación comienza, como casi siempre sucede en este mineral, por los bordes o superficies exteriores que se cargan de serpentina y granillos de magnetita, corriéndose luego por las grietas que ofrece.

»La magnetita primitiva forma individuos grandes, no muy regulares ni abundantes. Más frecuentes son en esta diabasa largas agujas de apatito, que atraviesan todos los otros elementos. No he hallado en ella ni esfena ni ilmenita, tan frecuentes en otras diabasas.

»La clorita está formada de laminillas y fibritas irregulares y confusamente asociadas de color verde, pleocroísmo que va del verde algo azulado al amarilloverdoso y polarización cromática débil y en los tonos azules; el ácido clorhídrico la ataca, descomponiéndola casi totalmente. La serpentina, que deriva del olivino, tiene menos color, y éste es más amarillento que la clorita, pero en cambio brilla algo más entre los nicoles cruzados.»

En las preparaciones estudiadas por nosotros confirmamos los puntos de vista de Quiroga, pero no hemos encontrado el olivino.

Este filón de diabasa se prolonga hacia el norte, atravesando sin duda toda la ensenada de Bayona, hasta aparecer en la costa sur del Monte Ferro, en la playa llamada de los Seixos Negros, datos que agradecemos al Sr. Fernández del Riego, de Vigo. Se presenta aquí formando un dique de una potencia de cuatro a cinco metros con clara disyunción concéntrica en bolas, según puede verse en las fotos 20 y 21, y que recuerda a la que ofrecen los basaltos de Irlanda.

Su rumbo es ligeramente discordante con relación a los esquistos, y sin duda ha rellenado una importante fractura N.-S. muy reciente, que atraviesa todo el promontorio de Monte Ferro, tal como se indica en el mapa.

El estado de conservación es perfecto y puede observarse cierta variación en el tamaño del grano, desde el casi afanítico, completamente negro y ho-

mogéneo, hasta los tipos más granudos ricos en olivino y en los que se aprecian bien los cristales claros de las plagioclasas.

El granito gnéisico del oriente de la banda esquistosa.—La gran zona granítica que se extiende desde Nigrán (A-1), por el valle de Miñor (A-1 y B-2) y Pinzás (B-3), hasta Barrantes y Tebra (B-4), presenta en algunas zonas análogas propiedades a las que hemos descrito para el macizo de La Grova, o sea, cierta variabilidad en su textura y frecuencia de zonas esquistosas, lo que justifica su inclusión como formando parte del complejo petrográfico migmático.

Sin embargo, hacia la parte oriental, y conforme nos acercamos al granito que hemos llamado granudo, se observa que el granito gnéisico pierde sensiblemente este carácter y se convierte en un granito de grano fino muy poco orientado.

No podemos precisar si se trata de otro granito o si es uno mismo en diferentes zonas de deformación tectónica. El hecho es que la intensa cataclasis que se observa en el granito gnéisico no aparece en este granito de grano fino.

Podría considerarse esta falta de orientación como consecuencia del metamorfismo de contacto originado por la intrusión posterior del granito granudo de dos micas, que se extiende más al este.

Vamos a precisar la descripción de un típico granito de esta zona. Yendo por el camino que va de Vilachán do Monte hacia Cristelos (B-4), o sea, saliendo hacia el este de la gran banda de esquistos metamórficos que hemos descrito, el granito adquiere pronto un aspecto poco orientado y de grano relativamente fino. En general está muy descompuesto; sin embargo, podemos recoger muestra bastante fresca en Outeiro da Torre, cerca de la central eléctrica del río Cereijo (B-4), que corre desde Pinzás (B-3) hacia Tebra (B-4). Microscópicamente se trata de un granito de estructura uniforme, grano fino, con feldespatos blancos y bastante biotita; no se observa orientación. Está bastante fisurado, destacándose los siguientes sistemas de diaclasas: una E.-W., vertical, y otra NW.-SE., que buza 35º al SW., siendo muy poco marcadas las N. 170º.

Al microscopio observamos textura granuda fina con ligera cataclasis. Sus componentes son cuarzo alotriomorfo, presentando en ciertos cristales extinciones ondulantes y otras veces asociaciones mirmequíticas con la plagioclasa; microclina, en placas transparentes de regular tamaño; oligoclasa, algo alterada en caolín y sericita, idiomorfa con relación al cuarzo y la microclina, se presenta en maclas múltiples; biotita en láminas muy birrefringentes y con fuerte pleocroísmo castaño intenso, sólo parcialmente transformada en

clorita y con numerosísimas inclusiones con aureolas pleocroicas; la moscovita es más escasa y se presenta más bien reunida en agrupaciones. Ambas micas se presentan también incluídas en forma de pequeños cristales en los feldespatos.

En resumen, puede clasificarse como un granito de dos micas normal, con ligera deformación cataclástica.

Rocas de este tipo se encuentran por toda esta zona oriental, ya en las proximidades de la banda esquistosa desde Priegue (A-1), La Ramallosa y Donas (A-2), microfotos 5, 6 y 7, por Mañufe y Couso (B-2) y Pinzás (B-3), y que ya más hacia el este pasan a granitos no orientados de grano fino, según veremos en el apartado siguiente, al describir el granito granudo que se extiende todavía más al este.

4. El granito granudo de dos micas

La extensión de rocas graníticas que procedentes de la Hoja de Vigo entra en esta de Túy por las alturas de Chandebrito (B-1), y se prolonga por Chaín (B-2) y Morgadanes (B-2 y C-2), hasta constituir las cumbres de los montes de San Antonio (C-2) y San Julián o Monte Aloya (C-3), se caracteriza por una falta de orientación y una estructura granuda y maciza que lo diferencia claramente en algunos puntos del granito gnéisico anteriormente estudiado.

No hay duda que ambos granitos tienen entre sí grandes semejanzas, pero sus diferencias, por otra parte, son tan patentes que no dudamos en considerarlo separadamente hasta que estudios petrográficos y geológicos más precisos establezcan la verdadera posición de ambas rocas.

Ya en el paisaje es fácil distinguir ciertas características que llaman la atención sobre posibles diferencias genéticas. Así, los montes de Chandebrito (fotos 4 y 22), de Chaín (foto 23), y de San Julián y San Antonio (fotos 5 y 10), se caracterizan por un roquedo áspero, en el que destacan abundantes cerros pedregosos, lo que contrasta con las superficies en general suavemente onduladas de los montes de La Grova (A-3) y de los altos de Burgueira (A-4), de granito gnéisico.

La falta de una orientación clara y dominante en sus minerales, especialmente en las micas, unida al tamaño del grano, son una de las principales características que hemos utilizado para su clasificación; sin embargo, por esto solamente no sería posible inclinarse a establecer con este granito una

categoría bien diferenciada del granito gnéisico-esquistoso, anteriormente estudiado.

Dentro de su estructura granuda se observan variaciones; así, por ejemplo, hacia el norte de la Hoja, por Chandebrito, es algo porfídico y tiene una orientación apenas observable. No hay duda que en algunas zonas no es fácil distinguir si estamos en presencia de uno u otro de ambos granitos, y por ello los límites que damos en el mapa que presentamos tienen solamente el carácter de provisionales.

Donde se presenta más característico este granito granudo es hacia el centro de la Hoja, o sea al NE. de Chaín y Morgadanes, en donde su carácter macizo es evidente y su disyunción paralelepipédica es la que hemos dado como característica de los granitos discordantes. Los minerales constituyentes son grandes feldespatos blancos, microclina y plagioclasa ácida, en general en un estado bastante avanzado de alteración caolínica. Cuarzo en granos xenomorfos transparentes de dos a tres milímetros de diámetro; moscovita en láminas de hasta tres y cuatro milímetros; biotita algo más escasa que la moscovita y, por último, algo de turmalina bien repartida por toda la masa. No presenta ni indicios de orientación.

Una muestra de este granito, procedente de la falda este del Monte Aloya, del lugar de Paredes de Arriba (D-2), fué estudiada al microscopio con el siguiente resultado: roca de textura granuda con señales de ligera cataclasis. Sus componentes son: cuarzo transparente con inclusiones según planos, que en láminas delgadas aparecen dispuestos en línea. Presenta a veces trituración y extinción ondulante; microclina, también transparente, con comienzo de desmezcla y con extinción ondulante acusada; oligoclasa con fino maclado múltiple y con fibrillas de sericita, de alteración según los cruceros; moscovita en grandes láminas, que si son cortadas normales al pinacoide base muestra alta birrefringencia. Tiene pequeñas inclusiones de circón; biotita escasa; las secciones alteradas en clorita muestran segregación de finos granitos de magnetita; apatito granular o exagonal.

En general, se trata de un granito de composición bastante uniforme, que no presenta enclaves ni corridas esquistosas y muy pocas pegmatitas, pero éstas, cuando existen, son claramente discordantes, es decir, sin adaptarse a cualquier orientación regional, como ocurre en el granito gnéisico de la zona occidental de la Hoja. Según hemos observado, estas pegmatitas pueden contener, además de turmalina, otros minerales, como berilo, por ejemplo en las pegmatitas que cortan la carretera forestal que desde Túy sube al Monte Aloya y que reproducimos en las fotos 24 y 25. Estas pegmatitas presentan, además, salbandas de granito aplítico bien visible en las fotos mencionadas.

Existe también dentro del ámbito de la Hoja un tipo de granito de grano



Foto 26 (B-3).—Disyunción en bolos del granito de grano fino del Monte Tetón.



Foto 27 (B-3).—Disyunción en bolos del granito de grano fino del Monte Tetón.

fino, pero sin orientación, que podría agruparse con este granito granudo que acabamos de describir. Se encuentra extendido por el valle de Miñor, y más hacia el sur por las alturas amesetadas de Pinzás, donde da lugar a un paisaje típico de bolas, de disyunción paralelepipédica, que se extiende hacia Tebra (B-3). Este granito es también de dos micas, y de él es fácil recoger muestras en un buen estado de conservación. Así, pueden servir de ejemplo los recogidos en Cimadevilla (B-3) y en Ral (B-4), que vamos a describir: Granito de grano medio de dos micas de Cimadevilla, estado muy fresco; al microscopio se observa textura granuda; sus componentes esenciales son oligoclasa, microclina pertítica, cuarzo, biotita y moscovita. Los secundarios son: caolín y calcita, procedentes de la plagioclasa, y clorita y magnetita procedentes de la biotita. La microclina ha sido la última en cristalizar, siendo mineral de relleno, y por eso el cuarzo, que es anterior, ha podido desarrollar la forma típica de cuarzo β, con predominio de la pirámide sobre el prisma. La oligoclasa idiomorfa, es anterior al cuarzo y a la microclina y presenta un maclado múltiple muy fino. La microclina tiene estructuras pertíticas formadas por la desmezcla de la albita que contiene en disolución sólida a altas temperaturas. La biotita, más ferruginosa que la clorita, segrega granillos de magnetita al pasar a clorita. Se trata, por lo tanto, de un granito de dos micas sin orientación y sin señales de deformación cataclástica.

El granito de dos micas, de grano fino de Ral, presenta al microscopio textura granuda fina, cuyos componentes esenciales son: cuarzo intersticial, excepto cuando está incluído en la microclina, que entonces es idiomorfo; oligoclasa zonar e idiomorfa con maclas individuales de Karlsbad o múltiples de la albita; está bastante alterada en caolín y sericita; microclina en menor proporción que la plagioclasa. Es mineral de la última cristalización y se presenta trasparente; biotita parda, pleocroica, con inclusiones de circón y magnetita; moscovita menos abundante que la biotita. Se trata, por lo tanto, de un granito macizo sin deformación cataclástica.

Toda la cumbre del Monte Tetón, de 463 m., hasta la ermita de San Mamés (B-3), está formada por este granito no orientado y de grano fino, cuya característica disyunción en bolas indica importantes procesos de diferenciación magmática. Aquí hemos observado que núcleos más o menos esféricos de granito bastante fresco se hallan como empotrados en la masa del granito alterado. Estos fenómenos no los hemos observado nunca en el granito gnéisico. Debemos, por lo tanto, considerar estos granitos de grano fino, que como ya hemos indicado se extienden hacia el oeste por los montes entre Tebra y Pinzás (B-3), como constituyendo granitos discordantes dentro del granito gnéisico. Su cartografía, sin embargo, presenta dificultades por no ser nada fácil determinar sus límites. La presencia de frecuentes pegmatitas ge-

neralmente orientadas de NE. a SW., confirman este punto de vista. Por los altos de Pinzás estas pegmatitas son más raras.

Este granito está constantemente fracturado con diaclasas rumbo norte 120º buzando 70º al NE. y N. 60º buzando 70º al NNW. (fotos 26 y 27).

También es digno de notarse que los raros esquistos que se encuentran en este granito se hallan englobados en forma irregular y como replegados, no siendo posible determinar en ellos ni rumbos ni buzamientos, como si hubiesen sido removidos de su posición concordante por el influjo de la intrusión granítica.

5. El granito de biotita porfiroide

Toda la parte oriental de esta Hoja de Túy, como se indicó anteriormente, se halla ocupada por una roca granítica, bien individualizada por sus caracteres morfológicos y petrográficos, y que constituye un extenso afloramiento de granito de biotita que abarca también parte de las hojas limítrofes del norte, este y sur. Tiene una superficie total de unos 266 kilómetros cuadrados, de los cuales 118 están en esta Hoja que estudiamos, 90 kilómetros en la Hoja 262, de Salvatierra de Miño, 37 kilómetros cuadrados en la Hoja 223, de Vigo, unos 18 kilómetros cuadrados en la Hoja 224, de Puenteareas, y en la Hoja 299, de Tomiño, solamente unos tres kilómetros cuadrados al norte del vértice Cardio (Portugal).

Se trata, pues, de un gran plutón intrusivo, discordante con relación a los terrenos encajantes y con límites bien determinados. Dentro de él se hallan enclavados los pueblos de Porriño, Puenteareas y Salvatierra, en la parte española, y Monçao en la parte portuguesa, según puede verse en la figura 3.

Cuerpos intrusivos de este tipo no son raros por la Galicia occidental y por el norte de Portugal; Parga-Pondal (1931, 1933 y 1935), y Parga-Pondal y Torre Enciso (1953), se han referido en diversas ocasiones a la distribución y principales características de estos granitos de biotita intrusivos y porfiroides. Actualmente tenemos en estudio la geología petrográfica y quimismo de este plutón (Parga-Pondal) y los datos que siguen proceden de este trabajo.

Los límites, dentro de esta Hoja, están bien precisados en el mapa que presentamos. Viniendo por el norte de la Hoja de Vigo, este granito limita con gneises biotíticos y esquistos biotíticos en el lugar de La Relba (D-1), donde se hallan los edificios de la fábrica de Zeltia.

En la excavación realizada durante las obras de estos edificios hemos po-

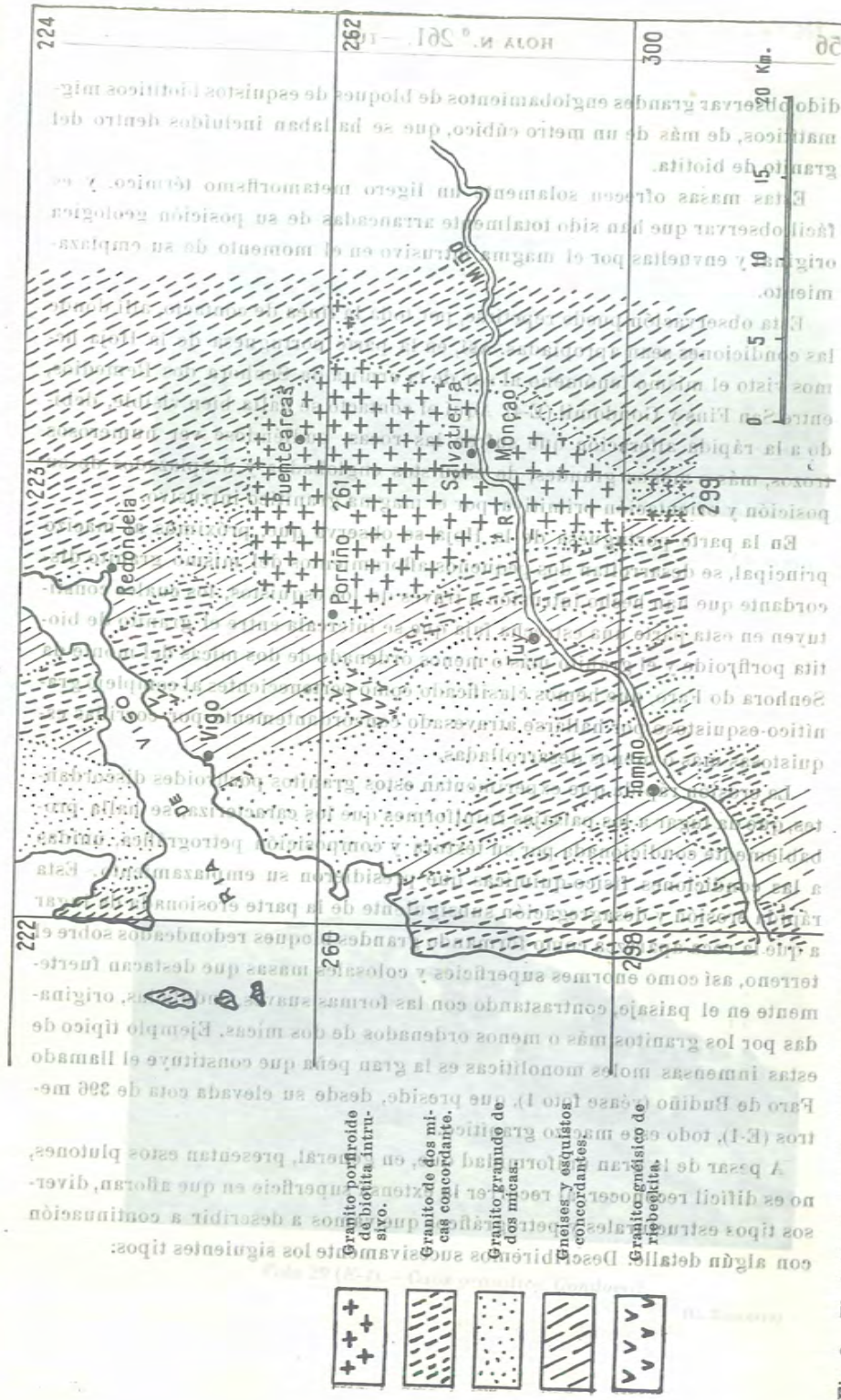


Fig. 3.—El plutón de granito de biotita intrusivo de Porriño-Monçao, enclavado en las Hojas de Vigo, Puenteareas, Túy, Salvaterra y Tomiño.

dido observar grandes englobamientos de bloques de esquistos biotíticos migmatíticos, de más de un metro cúbico, que se hallaban incluídos dentro del granito de biotita.

Estas masas ofrecen solamente un ligero metamorfismo térmico, y es fácil observar que han sido totalmente arrancadas de su posición geológica original y envueltas por el magma intrusivo en el momento de su emplazamiento.

Esta observación puede repetirse, por toda la línea de contacto, allí donde las condiciones sean apropiadas. Así, en la parte portuguesa de la Hoja hemos visto el mismo fenómeno al sur de la ermita da Senhora dos Remedios, entre San Fins y Gondomil (E-4). Aquí el contacto se halla bien visible, debido a la rápida alteración que sufren las rocas, pudiéndose ver numerosos trozos, más o menos grandes, de esquistos englobados y desplazados de su posición y orientación primitiva, por el magma granítico intrusivo.

En la parte portuguesa de la Hoja se observa que, próximos al macizo principal, se desarrollan dos pequeños afloramientos del mismo granito discordante que han hecho intrusión a través de los esquistos, los cuales constituyen en esta parte una estrecha faja que se intercala entre el granito de biotita porfiroide y el granito más o menos ordenado de dos micas del monte da Senhora do Faro, que hemos clasificado como pertenecientes al complejo granítico-esquistoso por hallarse atravesado concordantemente por corridas esquistosas más o menos desarrolladas.

La erosión rápida que experimentan estos granitos porfiroides discordantes, que da lugar a los paisajes ruiniformes que los caracteriza, se halla probablemente condicionada por su textura y composición petrográfica, unidas a las condiciones físico-químicas que presidieron su emplazamiento. Esta rápida erosión y desagregación subsiguiente de la parte erosionada da lugar a que la roca aparezca como formando grandes bloques redondeados sobre el terreno, así como enormes superficies y colosales masas que destacan fuertemente en el paisaje, contrastando con las formas suaves, onduladas, originadas por los granitos más o menos ordenados de dos micas. Ejemplo típico de estas inmensas moles monolíticas es la gran peña que constituye el llamado Faro de Budiño (véase foto 1), que preside, desde su elevada cota de 396 metros (E-1), todo este macizo granítico.

A pesar de la gran uniformidad que, en general, presentan estos plutones, no es difícil reconocer, al recorrer la extensa superficie en que afloran, diversos tipos estructurales y petrográficos que vamos a describir a continuación con algún detalle. Describiremos sucesivamente los siguientes tipos:

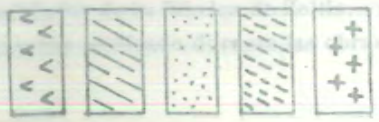




Foto 28 (E-4). – Reborde del macizo de granito porfiroide entre las minas de Taiao y Gondomil.

(C. Teixeira)



Foto 29 (E-4).—Caos granítico, Gondomil.

(C. Teixeira)

a) Los granitos de biotita porfiroides.
b) Las dioritas hornbléndicas porfiroides.
c) Las aplitas filonianas.
d) Los granitos de biotita de la parte portuguesa.
e) Quimismo de los granitos porfiroides de biotita.

a) Los granitos de biotita porfiroides.—El tipo más extendido es, indudablemente, un granito de gran acidez, muy rico en cuarzo y con grandes feldespatos ya rosados, ya blancos, más o menos porfídicos, que destacan sobre un fondo compuesto de cuarzo, feldespato y biotita, dispuestos sin ninguna orientación ni ordenación. Se pueden recoger buenas muestras en cualquiera de las numerosas canteras donde se explota, bien para obtener adoquines que se utilizan en el empedrado de las calles y carreteras, bien para la fabricación de los postes que aquí se emplean para sostener el viñedo, o para la construcción de edificios, en bloques paralelepipédicos llamados perpiaño.

Estas canteras se encuentran diseminadas abundantemente por todo el macizo, y principalmente en la parroquia de Atios, al sur de Porriño.

Al microscopio el cuarzo se presenta típicamente granudo y ofrece limpias secciones, con extinción perfectamente homogénea.

El principal feldespato es la microclina, que se presenta en las preparaciones delgadas, bien en grandes láminas correspondientes a las secciones de los fenocristales o también en cristales más pequeños, formando parte de la base hipidiomorfa granuda de la roca. Los fenocristales de microclina poseen estructuras micropertíticas, de albita y microclina, características, o se presenta, aunque más raramente, con el típico reticulado, debido a la coexistencia de las maclas de la albita y periclina.

En las muestras frescas de las rocas, la microclina está bien conservada y sin sufrir alteraciones fundamentales, pero en las muestras algo alteradas se observa una clara formación de productos secundarios, como caolín, que a veces llega a producir una avanzada descomposición.

Siguen en importancia las plagioclasas, que tanto cuando forman fenocristales como cuando constituyen la pasta, se ofrecen en dos tipos: la albita-oligoclasa, con carácter óptico positivo, a veces límpida y sin maclas, y otras veces con un fino estriado de sus maclas múltiples, y la oligoclasa-andesina ópticamente negativa, también maclada finamente o con estructuras zonadas. Ambas plagioclasas suelen estar bien conservadas, pero en las muestras algo alteradas ofrecen una descomposición en moscovita, que se orienta paralelamente a los cristales feldespáticos, y en otros productos de alteración, como caolín y sericita.

El único mineral fémico que presentan estos tipos ácidos es la biotita, que

se ofrece generalmente en láminas bien desarrolladas, con pleocroísmo desde el castaño amarillento al pardo oscuro casi negro (véase microfotografía 8). Como minerales secundarios, la biotita da lugar frecuentemente a clorita con pleocroísmo de tonos verdes. Otros minerales que debemos considerar como accesorios son la titanita o esfena, que a veces es bastante abundante, y la ortita o alanita, que fué señalada hace más de veinte años por uno de nosotros en estos granitos (Parga-Pondal, 1933) y que se presenta en perfectos cristales idiomorfos, según se ve en las microfotografías 9 y 10, con estructuras zonadas, carácter óptico negativo y ligero pleocroísmo cuando se halla incluído, o en contacto, con la biotita. En una muestra (E-3-5) de este granito de tipo ácido, procedente del Km. 4 (E-3) de la carretera de Caldelas a Salvatierra, hemos hallado un típico cristal idiomorfo, macroscópico, de ortita, de más de dos milímetros de largo, perfectamente observable a simple vista.

Otro mineral accesorio que se encuentra en casi todas las preparaciones, es el apatito, siempre en diminutos cristales incluídos generalmente en la biotita.

El circón también se halla, aunque no muy frecuente, produciendo las características aureolas pleocroicas en granos de fuerte refringencia.

También hemos encontrado un mineral que se presenta, análogamente al circón, en pequeños granos, y que cuando está en contacto con la biotita da lugar a intensas aureolas pleocroicas, pero que aunque tiene bastante relieve no da los colores de polarización tan fuertes como el circón y además se distingue de éste por tener carácter óptico negativo en unos granos y positivo en otros. Aunque con estos pocos caracteres no es fácil su clasificación, nos inclinamos a considerarlo como afín a la eudialita, siendo probablemente análogo a la eucolita, o sea un silicato de circonio y lantánidos.

El análisis químico de una muestra de este granito de biotita procedente de cerca de Porriño (muestra 223-D-4-6), fué realizado en 1934 en el Laboratorio de Geoquímica de la Universidad de Santiago, por el químico I. Suárez Paz, y lo reproducimos en el cuadro III-1. Otro análisis químico de un granito análogo procedente de Pesqueiras, cerca de Salvatierra (muestra 262-A-2-1), efectuado por I. Parga-Pondal en 1934, se reproduce en el mismo cuadro. Más adelante comentaremos estos resultados del estudio químico.

b) Las dioritas de hornblenda porfiroides.— Dentro de este gran plutón que estamos estudiando se desarrollan amplias zonas en las que el tipo ácido que acabamos de describir es sustituído por una roca más oscura en la que dominan los minerales fémicos. Bien diferenciado por los naturales del país, le denominan granito negro.

Una de estas zonas se extiende dentro de esta Hoja por la parroquia de Gulanes (E-1) y Cabreira (E-2), y otras por la de Lira, en la Hoja 262 de Salvatierra de Miño.

De estas localidades, especialmente de las importantes canteras situadas cerca de Cabreira y más al sur hacia Arantey (E-3), hemos recogido varios ejemplares que estudiaremos con algún detalle.

Se trata de rocas oscuras, de grano más bien fino, constituyendo la base de la roca, y en la que destacan fenocristales color claro, de uno a tres centímetros de largo. Son, pues, rocas porfiroides más melanocratas que las anteriormente estudiadas. Generalmente forman a modo de grandes bolsadas dentro del granito claro que ya hemos descrito, y aunque por todo el plutón que estudiamos pueden descubrirse estas segregaciones o englobamientos básicos, en estas zonas ya mencionadas de la parte oriental de la Hoja constituyen grandes extensiones bastante uniformes de rocas oscuras.

Al microscopio (véanse microfotografías 11 y 12) presenta una textura hipidiomorfa granuda de grano más bien fino, formada principalmente por cristales de feldespato y hornblenda. Los fenocristales pueden ser de plagioclasa o de microclina, pero ésta es siempre escasa y presenta análogas propiedades que en los tipos ácidos ya descritos.

La biotita es menos abundante que la hornblenda, y el cuarzo es más bien escaso.

Entre los feldespatos hay dos tipos que se diferencian claramente, uno generalmente límpido, óptico negativo, que da lugar a cristales sin maclas, que pudiera ser ortosa, y otro con estructura zonada y a veces con maclas múltiples con signo óptico positivo y que corresponde a la oligoclasa-andesina; éste es, con mucho, el más abundante. En general está bien conservado, aunque en el centro de las estructuras zonadas presenta, como productos de alteración, sericita y calcita.

La hornblenda, siempre bien conservada, presenta la característica exfoliación cruzada con ángulo de extinción c/n_g de 20º, y a veces maclada. Su pleocroísmo varía del amarillento al verde oscuro, de la siguiente forma: amarillo, verde oscuro, verdeazulado; suele presentar inclusiones de ilmenita y de titanita.

La biotita, con pleocroísmo amarillopardo oscuro, en general está transformada en clorita color verde y presenta, análogamente a la hornblenda, inclusiones de apatito, circón, ilmenita y de titanita. Este último mineral a veces se ofrece en concentraciones de cierta importancia.

Por último, en todas las preparaciones observamos, si bien muy escasamente, algún cristal de ortita, entre los cuales debemos destacar uno grande perfectamente desarrollado, con estructura concéntrica y maclado de forma

que se extinguen perfecta y separadamente las dos mitades del cristal, con un ángulo C/n_γ de 32°.

Para la caracterización química de estos granitos de hornblenda se han realizado dos análisis de las muestras de Cabreira, uno de la 261-E-2-3, efectuado por I. Suárez Paz, y otro de la 261-E-2-4, correspondiente a una zona más básica, por I. Parga-Pondal. Sus resultados pueden verse en el cuadro III-1.

c) **Las aplitas filonianas.**—Una característica que ya hemos mencionado varias veces es que los plutones discordantes del tipo que nos ocupa carecen de pegmatitas y rocas filonianas de fuerte diferenciación ácida. Esta característica es válida para este granito de Porriño-Monçao. Las pocas rocas filonianas que lo cruzan son aplitas poco diferenciadas, y en la parte portuguesa, cerca de Gondomil, un importante filón granudo que, según comunicación verbal del Prof. Torre de Assunção, es una microdiorita que lleva rumbo aproximado N.-S., y que ha sido señalado en el mapa, corresponde a la facies diorítica de este plutón.

Los filones aplíticos son más bien vetas de escasa potencia; de cinco a 25 cm. son los más frecuentes, no sobrepasando los 40 cm.; son de color claro y grano fino, sacaroideo. Al microscopio presentan la clásica textura aplítica, o sea panalotriomorfa granuda, compuesta de un agregado isométrico de minerales de un tamaño que oscila de uno a dos milímetros de sección, según pueden verse en las microfotografías 13 y 14, tomadas sobre una preparación de la aplita que en Bugarín (Puenteareas) cruza al granito de biotita, que tiene unos 20 cm. de ancho y es compacta y de un color rosado.

Entre los minerales constituyentes dominan fuertemente los feldespatos y el cuarzo, siendo la biotita y la clorita los únicos minerales coloreados y muy escasos. Entre los feldespatos predomina la albita-oligoclasa y la ortosa, la primera siempre bastante alterada. El cuarzo puede presentar extinciones ondulantes y trituración, si bien ésta no muy intensa.

Otros filones aplíticos cruzan este granito cerca de Salceda (E-2), siendo sus contactos siempre bien definidos y su espesor de unos seis centímetros.

Por considerar interesante conocer la composición química de este magma aplítico, leucocrato, hemos realizado un análisis químico (I. Parga-Pondal), de la aplita de Bugarín, muestra 224-A-4-1, antes descrita, y su resultado puede verse en el cuadro III-1.

d) **Los granitos de biotita de la parte portuguesa.**—La parte portuguesa de este plutón de granito porfiroide fué estudiada recientemente por el profesor de la Universidad de Lisboa Dr. C. F. Torre de Assunção, quien ha tenido la atención de darnos a conocer las pruebas de imprenta



Foto 32 (C-4).—La terraza cuaternaria cubriendo al granito aplítico caolinizado, en Achán.



Foto 31 (D-3).—La terraza cuaternaria 3_8 en Soutelo.

de su valioso trabajo, en colaboración con el Dr. J. Brak Lamy, titulado «Granitos porfiroides do Minho». Se describe en él la petrografía y quimismo de los granitos de Monçao y Paredes de Coura.

Los interesantes resultados a que llegan estos petrógrafos son los siguientes: los granitos de Monçao y de la parte portuguesa de esta Hoja poseen textura porfiroide, más o menos caracterizada, debido a la presencia de grandes cristales de microclina, micropertita y plagioclasa. Ciertas muestras, como las de una cantera de Gondomil (fotos 28 y 29) (E-4 de esta Hoja), son hermosos ejemplares de textura porfiroide con grandes cristales feldespáticos levemente rosados, en los que se ve la macla de Karlsbad. Aparte de estos cristales, se trata de una roca medianamente granuda.

El profesor Assunção observa una cataclasis, a veces débil, en ciertas muestras, que se traduce, por extinciones ondulantes, en cuarzo y feldespatos, así como por granulaciones de estos minerales. No observa texturas orientadas.

En el granito de Friestas (E-4 de esta Hoja) observa que el cuarzo es mirmequítico en los bordes de las plagioclasas. Entre los feldespatos de los fenocristales encuentra microclinopertita y pertita comunes, y en los ejemplares de Friestas se observa oligoclasa-andesina y albita-oligoclasa. Dice que en ningún caso vió fenocristales de ortosa. En general se presentan alterados en procesos de caolinización y sericitización. La biotita es siempre abundante, no encontrando moscovita. La biotita se transforma, en el granito de Friestas, en cloritas, tan pronto penina como proclorita, de color verde hierba, pleocroica, en hermosos agregados fibroso-radiados. La titanita, o esfena, es un mineral relativamente abundante asociado a la biotita y clorita, y lo considera como derivado de la primera.

Otros minerales accesorios menos frecuentes son el circón, que presenta aureolas pleocroicas en la biotita, y el apatito. Por último, un mineral al que dedica un estudio detallado es la ortita o alanita, debido a su constante, aunque poco abundante, existencia en los granitos portugueses, que confirman los hallazgos de Parga-Pondal (1933) de este mineral en los granitos gallegos.

Precisa Torre de Assunção el valor de la birrefringencia de estos cristales, que es 0,018; el alargamiento de los cristales, según el eje *b*; mide los ángulos de las secciones euédricas, que indican que los cristales tienen como caras predominantes (100) y (001) y como terminaciones (110) ó (111).

Determina el contenido en ortita de los granitos, que en volumen es del 0,2 al 0,3 por ciento. En fin, efectúa un estudio de gran interés sobre la petrografía de este plutón, confirmando su identidad con los granitos gallegos.

e) Quimismo de los granitos porfiroides de biotita.—El quimismo del plutón granítico de Porriño-Monçao se conoce hoy con bastante detalle, pues como hemos visto disponemos de cinco análisis, que corresponden a diferentes tipos de la diferenciación del magma granítico o del grado de asimilación del proceso de granitización que lo originó. Un avance del resultado de este estudio químico ya fué comunicado al Congreso Internacional de Londres, 1948 (G. Martín Cardoso e I. Parga-Pondal, 1950).

En el cuadro III-1 se reúnen estos análisis, y en III-2 se dan los números moleculares, según Niggli.

CUADRO III-1

	1	2	3	4	5
SiO_2	75.73	71.83	70.39	64.82	57.45
Al_2O_3	12.31	13.86	15.44	14.53	15.67
Fe_2O_3	0.86	1.81	1.14	1.86	2.58
FeO	0.48	0.52	1.56	3.97	8.63
MnO	0.02	0.02	0.04	0.03	0.09
MgO	0.52	0.08	0.48	0.91	0.85
CaO	0.87	0.59	2.06	3.35	3.83
Na_2O	2.83	4.11	3.29	4.67	4.18
K_2O	5.62	6.53	4.49	4.33	3.81
H_2O+ ...	0.36	0.06	0.54	0.64	0.80
H_2O-	0.10	0.18	0.06	0.16	0.06
TiO_2	0.15	0.28	0.43	0.94	1.38
P_2O_5	0.36	0.32	0.19	0.06	0.56
TOTALES ...	100.21	100.19	100.11	100.27	99.89

1. Aplita; Bugarín. Analizada por I. Parga-Pondal.
2. Granito de biotita; Porriño. Analizada por I. Suárez-Paz.
3. Granito de biotita; Pesqueiras. Analizada por I. Parga-Pondal.
4. Diorita de hornblenda; Cabreira. Analizada por I. Suárez-Paz.
5. Diorita de hornblenda; Cabreira. Analizada por I. Parga-Pondal.

CUADRO III-2

Números moleculares según P. Niggli

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*ti*	*qz*	$\frac{2\,alk}{al+alk}$
1	462	44.5	11.5	5.5	38.5	.57	.40	0.7	208	.93
2	382	43.5	10.	3.5	43.	.51	.07	1.0	100	.99
3	347	44.5	14.5	11.	30.	.47	.24	1.5	127	.79
4	254	33.5	24.	14.	28.5	.38	.22	2.8	40	.92
5	182	29.5	33.5	17.	20.5	.37	.12	3.0	0	.82

De su estudio comparativo se deduce que la variación observada en el quimismo de estas rocas, más bien que una evolución magmática, desarro-



Foto 35 (C-4).— Yacimiento de caolín, de Achán.



Foto 33 (C-4). — El granito aplítico caolinizado de Achán recubierto por la terraza cuaternaria.

llada según las clásicas teorías de la diferenciación, demuestra que nos hallamos ante un avanzado fenómeno de asimilación de unos sedimentos mediante un claro proceso de granitización.

De acuerdo con estos puntos de vista, debemos considerar el origen de este plutón granítico como la intrusión a niveles superiores de un magma formado mediante un proceso de granitización, originado a gran profundidad y, por tanto, en una fase avanzada de homogeneización.

El granito de Porriño-Monçao ha sido, pues, emplazado en el sinclinal ocupado por los esquistos y gneises de la gran banda que, en dirección N.-S., recorre todo el occidente gallego.

Su intrusión es, pues, tardía, concordante en su conjunto y claramente discordante en el detalle, metamorfizando dichos esquistos, englobándolos y asimilándolos en su masa y dando lugar, mediante intensos fenómenos de endometamorfismo, al englobar zonas del enjambre de filones básicos, más resistentes a la asimilación, a las facies melanocratas de quimismo diorítico. La abundancia de minerales hidroxilados, como la biotita y la hornblenda, y, entre los accesorios, de la ortita, así lo atestiguan.

6. Los sedimentos recientes

Dos son los tipos de sedimentos recientes que se registran en el ámbito de esta Hoja: los depósitos de las terrazas, desarrolladas en los valles del Miño y del Louro, así como en el valle de Miñor, y los depósitos de las playas.

a. Las terrazas del Miño y del Louro.—Las terrazas del Miño han atraído hace tiempo la atención de los geólogos. A ellas se refieren numerosos trabajos, entre los que se distinguen los de Lautensach (1941), Vidal Box (1941), Zbyszewski (1943), Montenegro de Andrade (1945), Feio (1948), Zbyszewski y Teixeira (1949) y Teixeira (1949 *a* y *b*, 1952). De los anteriores trabajos destacan dos, por su generalidad e importancia: el de Lautensach (1941) y el de Teixeira (1952). Ambos se refieren a las terrazas del tramo inferior del Miño, si bien Teixeira dirige su atención, de modo especial, a las terrazas de la parte portuguesa.

Según Lautensach, profesor de la Universidad de Greifswald, se distinguen en el Miño inferior tres niveles de terrazas:

1. La terraza inferior, formada por limo de inundación, que sólo en algu-

nas ocasiones contiene cantos cuarcíticos. Su superficie se sitúa unos cinco metros por encima del nivel de las aguas del río en estiaje, si bien río arriba su altitud puede llegar a 10 metros. Se encuentra especialmente desarrollada a ambos lados del Miño, en las proximidades de Valença y Túy.

2. La terraza media, que alcanza un nivel de 20-25 m. en las proximidades de Túy, y

3. La terraza superior, a la que corresponde un nivel de 45 a 55 metros en dicha zona, ambas constituídas por cantos rodados de cuarcita, de tamaño y abundancia variable, que por el grado de consolidación podrían casi considerarse, según Lautensach, como un conglomerado. Estos cantos yacen en medio de una materia fundamental de limo o arcilla endurecida, de color generalmente castaño o rojizo, y en ocasiones los depósitos se encuentran estratificados, bien por la disposición de los cantos o alternancia de los tamaños, bien por la intercalación de capas de arena o de limo.

Lautensach no encuentra diferencias esenciales entre los depósitos de las terrazas media y superior. La potencia de ambos depósitos puede oscilar entre unos decímetros y unos 20 metros, pero en algunos sitios la terraza superior alcanza espesores mucho mayores. Cerca de Túy la terraza media penetra unos cinco kilómetros por el valle del Louro, y en torno a Túy y Valença alcanza esta terraza gran amplitud, quedando sobre ella, según Lautensach, las estaciones ferroviarias de estas dos ciudades. Dicha terraza se prolonga, por la margen derecha del río, a lo largo de la carretera Túy-La Guardia, y por la izquierda, a lo largo del ferrocarril Valença-Caminha.

En cuanto a los depósitos de la terraza superior, penetran por el valle del Louro hasta siete kilómetros, y en las lomas y colinas situadas entre la carretera y el río pueden rebasar los 100 metros de altitud. La estación ferroviaria de Guillarey se encuentra en esta terraza.

No siempre los depósitos de las terrazas media y superior se superponen al substrato rocoso. En muchos sitios se encuentran por debajo capas alternantes de arena y caolín, como ocurre por ejemplo en el valle del Louro y en Sao-Pedro-da-Torre. Al depósito inferior de arena-caolín se superpone el depósito de cantos rodados, pareciendo indicar que la formación de cada una de las terrazas superiores debió de realizarse en dos etapas diferentes. Las capas de arena-caolín se depositarían coincidiendo con el auge de los correspondientes períodos interglaciares, en tanto los aluviones de cantos rodados pertenecerían, según Lautensach, a los últimos momentos de dichos períodos, caracterizados por precipitaciones más intensas y abundantes.

Refiriéndose al perfil longitudinal de las terrazas, afirma Lautensach que en la región Valença-Túy la terraza superior muestra en su perfil una concavidad o depresión de 20 metros. El perfil longitudinal de la terraza media

presenta también este fenómeno, más acusado en la base que en la superficie superior. Otra concavidad o inflexión de unos 20 metros de desnivel encuentra Lautensach en el perfil longitudinal de la terraza media en la región de Monção-Salvatierra, es decir, que ambas concavidades o depresiones aparecen en el cruce del valle del Miño con dos importantes líneas tectónico-estructurales de dirección norte-sur. En opinión de Lautensach, la existencia de estas depresiones en el perfil longitudinal de las terrazas superior y media, demuestra que el movimiento de hundimiento relativo que las ocasionó quedó terminado después de la formación de la terraza media, y el gran desarrollo de los depósitos de terrazas en el valle del Louro, denota la participación del mismo en este proceso.

Por el contrario, entre Monção y Orense cree Lautensach ha debido de producirse un movimiento de abombamiento que dió por resultado el alzamiento de los niveles de estas terrazas.

De acuerdo con los hechos descritos, el origen de estas terrazas en la región del Miño inferior, debe atribuirse, según Lautensach, a las oscilaciones glacio-eustáticas del nivel del mar, simultaneadas con movimientos en la vertical de origen tectónico, que determinarían las inflexiones que este autor cree haber observado en el perfil longitudinal de las terrazas media y superior.

En cuanto a la antigüedad de las distintas terrazas, Lautensach considera de edad postglaciar la terraza inferior, correspondiendo al flandriense. La terraza media pertenecería al interglaciar Riss-Würm, y la superior al interglaciar Mindel-Riss. En apoyo de estas conclusiones menciona, entre otros hechos, diferentes hallazgos prehistóricos.

El período interglaciar más antiguo no está representado, según Lautensach, en el valle del Miño por un cuarto nivel de terrazas, si bien por encima de la terraza superior se encuentran frecuentemente replanos carentes de cobertera de cantos rodados, a los que podría atribuirse aquella edad.

Por último, durante el würmiense, el fondo del valle del río quedaría bastante por debajo del nivel actual del mar a consecuencia de un movimiento negativo del mismo. Así lo demuestran los sondeos efectuados con motivo de la construcción del puente internacional entre Túy y Valença. El valle del Miño habría sido, pues, erosionado hasta una profundidad mayor que la actual, y más tarde rellenado por los materiales de la terraza inferior.

En resumen, Lautensach ve del siguiente modo la formación de las terrazas en la zona que nos ocupa. En una primera etapa de erosión vertical y lateral se originó la superficie que sirve de base a la terraza superior. A continuación vino la primera fase de sedimentación y relleno, que dió lugar a depósitos de 20 metros de espesor (terraza superior). Más tarde, en

una segunda fase de erosión, el Miño se encajó unos 45 metros, profundizando su lecho hasta unos 25 metros por debajo de la base de los depósitos de la terraza superior. En una nueva fase de erosión vertical y lateral, se formó la superficie que sirvió de base a la terraza media, cuyo espesor puede estimarse en 15 metros. Siguió después una tercera fase erosiva, durante la cual el lecho del Miño se hundió por lo menos unos 50 metros, encajándose en los depósitos de la terraza media y aun en el substrato rocoso. Finalmente, se produjo una última fase de sedimentación y relleno que dió por resultado un depósito de unos 30 metros de potencia, y desde entonces el río se encajó en este depósito alrededor de cinco metros.

Las ideas de Lautensach fueron en general aceptadas sin discusión durante bastante tiempo, hasta que Mariano Feio, en un trabajo publicado en 1948, negó la existencia de las deformaciones que aquel autor creía haber observado en el perfil longitudinal de las terrazas. También C. Teixeira, profesor de la Universidad de Lisboa, en un reciente trabajo sobre las terrazas de la parte portuguesa del Miño (1952), manifiesta que no pudo observar la existencia de las deformaciones admitidas por Lautensach.

Describe Teixeira, en su notable trabajo, las terrazas de la parte portuguesa del Miño en el tramo comprendido entre Melgaço y su desembocadura, sin que falten alusiones a las terrazas de la orilla española, que reconoce, sin embargo, no haber visitado con detenimiento. En la margen portuguesa del Miño inferior (tramo fronterizo) dice hay una serie de terrazas escalonadas que desde la más baja a la más alta son las que se enumeran a continuación:

a. La terraza 0, o terraza de inundación, ampliamente desarrollada en Valença y más o menos desenvuelta en casi todo el Miño inferior, que alcanza un nivel de cinco a seis metros por encima del lecho del río en estiaje. Río arriba, su altitud puede elevarse hasta 10 ó 12 metros.

b. La terraza 1, también desarrollada y frecuente, a la que corresponde un nivel de 15 a 20 metros.

c. La terraza 2, que en el tramo comprendido Melgaço y Caminha está a veces bien representada, con niveles que oscilan entre 30 y 40 metros.

d. La terraza 3, asimismo bien representada, a la que corresponde un nivel aproximado de 50 metros.

Estas cuatro primeras terrazas son las únicas que encuentra Teixeira en la porción del Miño más próxima a la desembocadura. Aguas arriba del río se suman a las anteriores terrazas las siguientes:

e. La terraza 4, muy frecuente, que alcanza cotas de 60-70 metros. Muy desarrollada, sobre todo en las regiones de Monção y de Valença.

f. La terraza 5, de 75 a 80 metros de altitud, escasamente representada.

g. La terraza 6, que incluye los depósitos más elevados, con altitudes



Foto 34 (C-4).—Lavadero de caolín, en Achán.



Foto 36 (D-3).—La terraza 4_{10} del cerro de la plaza de toros de Guillarey, de cantos rodadas pequeños y arcilla rojiza infrayacente.

de 90-100 metros. Esta terraza sólo se la conoce en Melgaço y en los alrededores de Monção y de Valença.

En la orilla española del Miño cree Teixeira que las terrazas se disponen de idéntica manera que en la parte portuguesa. Así, por ejemplo, en la zona de Túy hay una extensa terraza de inundación, cuyo nivel queda 5 ó 6 metros por encima del río. Sigue a éste otro amplio nivel de terrazas, que corresponde a la llanura que se extiende entre el río y la estación del ferrocarril, sobre la que se encuentra el lugar de San Bartolomé, y cuya altitud puede estimarse en unos 15 metros. En otro nivel de terraza, cuya superficie se eleva a 35 metros, se encuentra el cementerio de Túy y el pueblo de San Miguel. Sobre esta terraza existe aún otra, con abundantes cantos, que alcanza un nivel de 45 a 50 metros, sobre la que se halla el edificio de los Maristas.

Según Teixeira, las anteriores terrazas tienen su prolongación por el valle del Louro, en el cual comprueba además la existencia de un nivel de terrazas de 60-70 metros.

Las terrazas del Miño son terrazas de acumulación, con cantos rodados predominantes, alternando a menudo con capas arcillosas más o menos potentes, y cubiertas frecuentemente por una gruesa capa de limo. Los cantos rodados son de cuarcita o de cuarzo, y en la composición del material restante entran de ordinario el feldespato, la mica y el cuarzo, así como abundante arcilla.

En opinión de Teixeira, el enlace de las terrazas del Miño con los correspondientes niveles de playas antiguas del litoral inmediato, es claro, tanto en la parte portuguesa como en el lado español. Esta afirmación es válida para los niveles de 5-6 m., 15-20 m., 30-40 m. y 50 metros, únicos que existen en las proximidades de la desembocadura del Miño.

Respecto a su edad, estima Teixeira que las terrazas 0 y 1 (de 5-6 metros y de 15-20 m.) pertenecen al interglaciar Riss-Würm, correspondiendo, respectivamente, al Grimaldiense II y I. La terraza 2 (de 30-40 m.) pertenecería al interglaciar Mindel-Riss, representando al Tirreniense. La terraza 3 (50 m.), y posiblemente la 4 (60-70 m.), serían tal vez milazzienses, y las terrazas 5 y 6 (de niveles comprendidos entre 75 y 100 m.) deben considerarse sicilienses. La regresión würmiense coincidiría con la excavación del lecho del río por debajo del nivel del mar.

Como ya se dijo, el estudio del perfil longitudinal de las terrazas no permite deducir, según Teixeira, la existencia de deformaciones tectónicas importantes posteriores a su formación, pues los distintos fragmentos de terrazas se encuentran en su posición normal, siendo probable que Lautensach llegase a conclusiones diferentes por haber enlazado fragmentos de terrazas pertenecientes a distintos niveles. Sin duda Lautensach tropezó con la difi-

cultad de no disponer de una cartografía suficientemente exacta para sus investigaciones.

Las observaciones de Teixeira son, a nuestro juicio, más exactas y precisas. Distingue niveles de terrazas que, o no habían sido observados por Lautensach, o habían sido englobados por este autor dentro de la misma terraza. Y así, mientras las terrazas 0 y 1 de Teixeira coinciden bastante bien con la inferior y media de Lautensach, la terraza superior de Lautensach, en parte parece corresponder con la núm. 3 de Teixeira, en parte puede ser desdoblada en una serie de niveles de terrazas altas que abarcan desde la 2 a la 6 de Teixeira. Hay que tener en cuenta también que para Lautensach una misma terraza puede presentarse en distintos niveles de altitud.

Este desacuerdo impide también que pueda existir buena concordancia en las edades atribuídas a las distintas terrazas por estos autores. Los puntos de vista difieren incluso para la terraza de inundación que Lautensach atribuye al flandriense, y Teixeira al grimaldiense II. Ahora bien, los datos contenidos en los últimos trabajos de Teixeira (1949, 1952) están mucho más de acuerdo con lo que hoy se conoce sobre el Cuaternario en Europa (Zeuner, 1952).

Damos a conocer a continuación los resultados de los trabajos de cartografía de las terrazas de la orilla española del Miño y del valle del Louro. Según estos trabajos (véase el mapa), en la parte española del Miño comprendida en esta Hoja de Túy, existen las siguientes terrazas (*):

a) La terraza de inundación, que alcanza un nivel aproximado de cinco metros sobre el cauce normal del río, formada por légamos arcillo-arenosos sin cantos rodados. Representada por retazos pequeños a lo largo del curso del río, adquiere considerable extensión al nordeste de Túy (foto 30).

b) La terraza 1, de 12 a 20 m. de nivel. Constituída por cantos rodados en bancos bastante potentes que descansan sobre arcillas rojo-amarillentas. Bien desarrollada todo a lo largo de la orilla derecha del Miño, cruzados repetidamente por la carretera Guillarey-Túy y por la de Túy a La Guardia en el trozo comprendido por Túy y Areas (C-4). Más al sur, forma un amplio arco que llega a penetrar en la Hoja 299, y cuya rama occidental flanquea por la izquierda el río Furnia (C-4), en cuya orilla derecha también se la encuentra.

c) La terraza 2, con altitudes comprendidas entre 30 y 40 m. Formada frecuentemente por más de una capa de cantos rodados alternando con arcillas rojizas. En forma de media luna se la encuentra entre el Miño y su afluente el Caselas (E-3), y en retazos más pequeños se la puede seguir hasta Rapadouro (D-3). También se la encuentra al norte y al suroeste de Túy en retazos sensiblemente paralelos a los de la terraza 1.

d) La terraza 3, con altitudes de 45 a 70 m. sobre el nivel normal del Miño. Incluye muy probablemente dos niveles diferentes, no siempre fáciles de deslindar. La capa superficial de cantos rodados es a veces en esta terraza más delgada. Retazos bien desarrollados de la misma se pueden observar en la parte oriental de la Hoja, entre el Caselas y el Miño, y también al oeste del Caselas hasta el arroyo de Baldranes (E-3). Se la encuentra también ampliamente representada al suroeste de Túy, siempre algo retirada del Miño (foto 31).

(*) El levantamiento de las terrazas lo efectúa el Ayudante de Minas del Instituto Geológico, Sr. Piñero.

En el valle del Louro existen también las mismas terrazas. Adquieren en especial gran desarrollo la 1, la 2 y la 3 (véase plano), si bien en parte son diferentes a las del Miño. Los cantos rodados de la parte superior de los niveles son, por lo general, bastante pequeños y no siempre bien rodados. Bajo ellos, se encuentran las arcillas rojizas o amarillentas en espesores variables, y capas de caolín, a veces explotables por su grado de pureza. El caolín aflora también con cierta frecuencia.

En esta zona (D-1 y D-2), se han hecho varios importantes sondeos por una empresa minera en 1952 (Parga-Pondal, comunicación verbal). En uno de éstos, realizado en las gándaras de Torneiros (D-1), a 400 m. al oeste del kilómetro 105 del ferrocarril, se encontró a los 45 metros de profundidad granito de biotita fresco, cubierto por una capa de 22 metros de granito alterado, y ésta a su vez cubierta por arenas graníticas de unos 10 metros de espesor. La capa más superficial era de arenas arcillosas amarillentas. En otro sondeo, practicado medio kilómetro al este del Km. 99 del ferrocarril, en las Gándaras de Budiño (D-2), se llegó a los 50 metros de profundidad, siempre en arcillas amarillentas sin encontrar granito, y atravesando a unos 45 metros pequeñas zonas de gneis biotítico. En otros sondeos se encontraron capas de arcillas, tan pronto blanco-amarillentas como rojizas, alternando con otras capas de arenas de composición variable, ya finas y micáceas, ya gruesas, silíceas y de vario color. Por ejemplo, el sondeo efectuado en las gándaras de Budiño, 500 m. al este del Km. 160 del ferrocarril (D-2), dió el siguiente resultado. De arriba abajo: 0,70 m. de tierra vegetal; 3,80 m. de arenas gruesas; 2,50 m. de arcilla roja; 4,40 m. de arenas micáceas amarillentas; 2,15 m. de arcilla amarilla; 2,90 m. de arenas micáceas amarillentas; 2 m. de arcilla, y 6 m. de arenas micáceas finas, alcanzando el sondeo los 23 m. de profundidad en estas arenas sin llegar a roca firme.

Estos sondeos indican, sin dejar lugar a dudas, que esta zona del valle tectónico del Louro fué rellenada por estas arcillas y arenas en capas alternantes, y por tanto debe desecharse la idea expresada por algunos autores (véase

García Sainz, 1944), de que los depósitos de caolín de estas gándaras hayan sido originados *in situ*.

Los anteriores datos demuestran también la gran profundidad que alcanzó el vaciamiento de este valle tectónico durante las épocas de máxima regresión, en completo acuerdo con los datos que se poseen acerca del alcance de la excavación erosiva del cauce del Miño por debajo del nivel actual del mar, y que se desprenden de los sondeos practicados para la construcción del puente internacional (Carvalho, 1886).

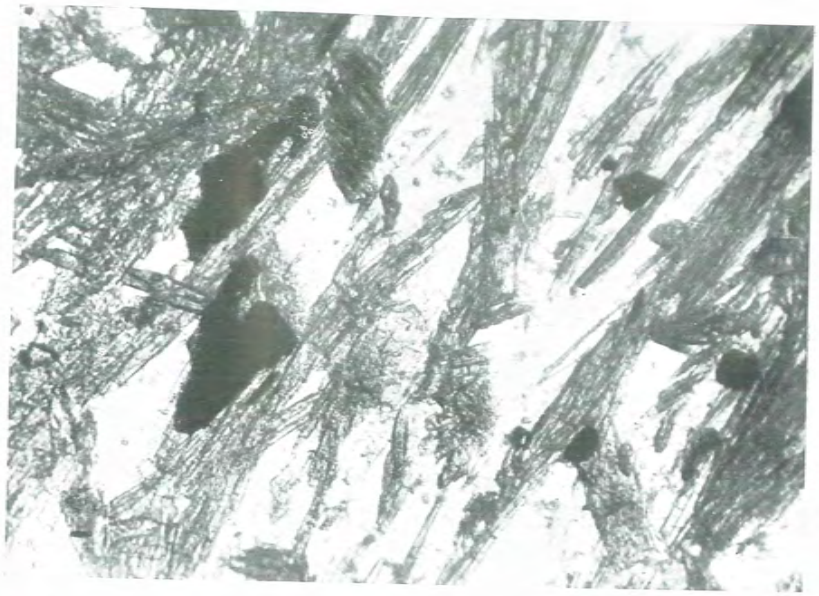
Finalmente, si se comparan los resultados que se deducen de la cartografía de las terrazas de la parte española del Miño, con los obtenidos por Teixeira en la orilla portuguesa dentro de esta Hoja de Túy, se observa que existe, en general, buena concordancia. La principal divergencia se refiere a que en el plano levantado por el personal del Instituto Geológico y Minero de España, la terraza 3, de 45 a 70 m., de la orilla española, incluye probablemente dos niveles diferentes de terrazas, que corresponderían con la 3 y 4 de Teixeira. También se observan en el plano español algunas diferencias entre los niveles de terrazas, determinados con ayuda del altímetro, y los datos que resultan del examen de las curvas de nivel en que se localizan, hecho que quizá sea debido a posibles pequeños defectos del Mapa Topográfico Nacional.

Creemos no es lo más adecuado, si se desea aclarar el problema de las terrazas del Miño, emprender el estudio por separado de las terrazas de una y otra orilla del río, y que sería mucho más ventajoso estudiar conjuntamente las de ambas orillas. Sólo un estudio conjunto permitiría apreciar si las terrazas de ambos lados se corresponden exactamente, como parece, o si algunas de ellas son terrazas impares originadas por evolución de los meandros. Éstas y otras razones hacen deseable que las terrazas cuaternarias del Miño sean estudiadas de un modo conjunto, a fin de evitar los inconvenientes que se derivan de un estudio unilateral de las mismas.

b. Las terrazas del valle de Miñor.—Los depósitos de terrazas existentes en este valle se hallan muy modestamente desarrollados y no son comparables a las formaciones del Miño y del Louro.

Hay, desde luego, una terraza de inundación que alcanza como máximo 5 ó 6 m. de altura sobre el nivel del río, y está constituída por arcillas y légamos oscuros con algunos cantos rodados de cuarzo. Esta terraza adquiere cierta amplitud al sur de la carretera de La Ramallosa a Gondomar, y en retazos pequeños se la ve hacia la desembocadura de los demás arroyos de la zona.

Por lo que respecta a los demás depósitos, no llegan a formar terrazas extensas bien delimitadas, sino que constituyen restos más o menos dispersos y



Microfoto 1 (C-2).—Secciones prismáticas de hornblenda y cristales opacos de pirita en anfibolita. Fondo feldespático de andesina. Nicoles paralelos, 50 aumentos.



Microfoto 1 bis.—La misma, con nicoles cruzados.

que, sin clara solución de continuidad se escalonan hasta alcanzar alturas de hasta 30 ó 40 metros. En su constitución entran arcillas y arenas rojoamarillentas, a veces caoliníferas, con capas de cantos rodados o semirrodados de cuarzo de tamaño generalmente pequeño y en espesores variables.

Hay depósitos interesantes en los cerros de Esparelas y Burgovedra o Junquera (A-2). En el primero, los cantos rodados se empiezan a ver a los 15 metros de altura, y siguen hasta alcanzar su cima, de 21 m. de altitud, abundando especialmente en la ladera norte.

Entre los kilómetros 49 y 50 de la carretera de Vigo a Bayona (A-1), los depósitos de terraza se extienden por el monte de la tejera de Vilameán con 22 m. de altitud. También los hemos encontrado al oeste de la carretera en un ramal que conduce hacia la playa América, en donde las capas de cantos rodados y semirrodados descansan sobre un depósito de arenas y arcillas caoliníferas, explotadas estas últimas para la fabricación de ladrillos.

Hacia Nigrán de Abajo (A-1) existen arcillas amarillentas con cantos rodados de superficie rugosa a alturas de unos 40 m., y más hacia el sur, en Lagoiña y Barja, continúan viéndose los cantos rodados, alcanzando en algunos sitios potencias de 70 centímetros a un metro.

c. Las playas.—Las playas existentes en el corto segmento de costa que comprende esta Hoja de Túy, son la de Patos, en la ensenada de Carreira, y las de Madorra, Panjón, América y Sabarís, en la ensenada de Bayona.

Los minerales densos de estas playas están siendo objeto de estudio detenido por parte de uno de nosotros (Parga Pondal) en colaboración con la doctor J. Pérez Mateos. A continuación damos un resumen de los resultados obtenidos:

La playa de Patos, situada en la ensenada de Carreira, al norte de Monte Ferro, se halla formada por una arena cuarzosa, blanca y fina, en la que destacan, hacia el extremo oriental, grandes concentraciones de minerales en que predominan los silicatos de metamorfismo, granate, estaurolita y andalucita. Otros minerales observados son: turmalina, epidota, rutilo, ilmenita, circón y distena.

La playa de Madorra, situada al noroeste de Panjón, está formada por arena fina de cuarzo, bastante uniforme, donde se ha comprobado la presencia de andalucita, granate, estaurolita, turmalina, ilmenita y distena. La proporción es muy variable, siendo la andalucita muy abundante y la distena sumamente escasa.

La arena de la playa de Sabarís, recogida en el extremo suroeste, cerca de la península de Santa Marta, es, en general, de grano fino, con bastante cuarzo, pero con abundante biotita, moscovita y numerosos restos de moluscos. Entre

los minerales densos se halló andalucita predominante, turmalina en bastante proporción, siguiéndole después la silimanita, el granate, la estaurolita, la ilmenita y el circón.

Están en estudio las arenas de las playas de Panjón y de América.

Los autores citados, han estudiado también la arena del Miño, recogida en el cauce del río frente a Caldelas de Túy. El estudio de sus minerales pesados, siempre en pequeña proporción, indica la existencia de andalucita, silimanita y estaurolita, como predominantes, y en menor cuantía, turmalina, circón, ilmenita, rutilo y distena.

IV

TECTÓNICA

La Hoja de Túy ocupa el extremo sur de la gran banda de rocas graníticas y esquistosas, en general gneisificadas, que constituyen probablemente una parte importante del fondo de un antiguo geosinclinal de edad difícil de precisar, que estimamos provisionalmente como correspondiente al neoalgónquico, y que ha sido posteriormente plegada y metamorfizada. Esta banda se extiende en forma de arco, solamente interrumpido por la intrusión de plutones graníticos de edad claramente posterior, desde Lage y Malpica, pasando por los dominios de esta Hoja e internándose en Portugal, con una orientación sensiblemente norte-sur.

Un elemento geológico-tectónico de gran significación dentro de este conjunto estructural, lo constituye la faja de gneises glandulares atravesados por un enjambre de filones básicos, ya señalada por Carlé en 1945 y que fué descrita con algún detalle en las Hojas de Lage y Carballo, faja que precisamente se extingue en la zona media de esta Hoja de Túy, sin que vuelva a aparecer más al sur, siendo desconocida en Portugal, según comunicación verbal del profesor Teixeira.

Ocupa pues, la Hoja de Túy, una posición especial entre Galicia y Portugal y, a nuestro juicio, podría admitirse que, quizás en una época bastante antigua, acciones tectónicas de cierta importancia han modificado la continuidad natural del geosinclinal mencionado, puesto que los niveles profundos que corresponden a la banda de gneises glandulares y filones básicos quedan interrumpidos en esta Hoja. Por otra parte, justamente hacia el centro de esta Hoja, en el monte Galiñeiro, hay una intrusión de rocas alcalinas que por su carácter discordante parece también señalar una antigua zona de debilidad tectónica en este lugar.

Dentro del conjunto de rocas ya señaladas que atraviesan toda Galicia occidental, los granitos concordantes ocupan los anticlinales, y los gneises glandulares y las formaciones esquistosas deben corresponder a las zonas sinclinales.

De acuerdo con esto, en la Hoja de Túy debemos considerar todos los granitos de la Grova como ocupando una zona anticlinal, mientras que las formaciones esquistosas y de gneises glandulares ocuparían las zonas sinclinales del geosinclinal primitivo. Las grandes masas de granitos de dos micas, que hemos descrito en otra parte de esta Memoria, representarían manifestaciones de la fase principal de la orogenia, probablemente herciniana, que plegó el anterior geosinclinal. Y en fase postectónica de esta misma orogenia harían intrusión los granitos discordantes biotíticos que se extienden por toda la zona oriental de esta Hoja. A partir de entonces, el conjunto ha sido cratonizado, y todas las acciones posteriores corresponden a una tectónica de estilo germánico que vamos a analizar a continuación.

Posteriormente, durante el mesozoico, debió de producirse la escisión en bloques del espacio gallego, a consecuencia de la formación de profundas fracturas que, aunque de rumbo sensiblemente este-oeste, no serían estrictamente paralelas, sino más bien algo divergentes. Hacia el norte de Galicia occidental dominan los rumbos norte 100-110° (véanse Hojas de Lage y Carballo de este Instituto, núms. 43 y 44), mientras que hacia el sur todo induce a suponer rumbos dominantes N. 60-80°.

De este sistema de fracturas, que en algunas zonas de Galicia se presentan en haces apretados, las más antiguas y profundas habrían sido resoldadas por el material filoniano, generalmente constituído por rocas básicas, que hoy se encuentra en ellas, pero debemos admitir que, a lo largo de los tiempos geológicos, y en diferentes ocasiones, en general coincidentes con las distintas fases de los movimientos alpinos, muchas de estas fracturas se reactivarían, y se abrirían otras nuevas, con o sin relleno de rocas filonianas, quedando con ello el macizo gallego cuarteado en bloques que experimentarían periódicamente desnivelaciones relativas, alzándose unos, rezagándose otros. Esta fracturación en bloques iría quizá precedida por movimientos de abombamiento epirogénicos que, al producir distensiones en la corteza terrestre, favorecería el cuarteamiento ulterior en las zonas más débiles. Como resultado de estos alzamientos, ya en masa, ya en bloques parciales, las fuerzas erosivas tendrían ocasión de actuar repetidamiente sobre el relieve, y, a consecuencia de ello, el modelado atravesaría por fases sucesivas de rejuvenecimiento y de arrasamiento erosivo, que al insertarse unas en otras darían lugar a un paisaje policíclico.

Conclusiones análogas a las anteriores en lo que se refiere a la reiteración



Microfoto 2 (B-4).— Sección de andalucita de un cristal de una pegmatita concordante con los esquistos metamórficos en Vilachán do Monte. Nicoles cruzados, 50 aumentos.



Microfoto 3 (B-4) —Micacita. Luz paralela, 50 aumentos.

de movimientos de alzamiento, etapas de estabilidad y ciclos erosivos, pueden verse en los trabajos de Hernández-Pacheco, F. (1949 *a*) y Carrington da Costa (1950).

La existencia de un sistema de fracturas N. 60-80º hacia el sur de Galicia y norte de Portugal, es aceptado por muchos autores. Ya Cueto y Rui-Díaz (1932) las admitía, relacionándolas con la formación de las rías bajas gallegas. Dantín Cereceda (1942, 1944), también las admite, abundando en la misma opinión Carlé (1940) y los autores portugueses (véase, por ejemplo, Teixeira, 1944 y 1946). Varias de estas líneas de fractura, originadas o rejuvenecidas durante los movimientos alpinos, son seguidas en tramos más o menos largos por los ríos Miño, Limia y Cávado, y en ellas se emplazan con frecuencia manantiales termales (Teixeira, 1944 y 1946, L. de Azcona, 1948, en la memoria de la Hoja geológica núm. 21, y Hernández-Pacheco, F., 1949 *b*). Concedemos también gran importancia a estas fracturas, y sobre su influencia en el modelado del relieve de esta Hoja, ya nos hemos extendido en el capítulo II.

Hay que añadir aún que Falcão Machado (1935), creía que una de estas fracturas separaba, al norte del Miño, hacia la zona de Bayona, la región hundida de las rías, del territorio situado al sur, marginado por playas litorales levantadas, en contraste con Lautensach y Bourcart, quienes, según cita de Teixeira (1944), consideraban el espacio comprendido entre el Miño inferior y Bayona como una zona de inflexión («eje de Vigo») de dirección este-oeste, al norte de la cual un hundimiento reciente daría lugar a la formación de las rías bajas.

Un segundo sistema de fracturas de gran importancia, al que también nos hemos referido en el capítulo II, cruza el occidente de la región gallega en dirección aproximadamente norte-sur. Estas fracturas son, sin duda, más modernas, puesto que se manifiestan en el paisaje más vigorosamente que las anteriores. Su manifestación más aparente en la Hoja de Túy es el valle de Louro, que no es sino el segmento más meridional de la gran fractura occidental gallega que cruza el país sin solución de continuidad desde la playa de Baldayo (Hoja n.º 44) hasta la orilla del Miño, pasando por Carballo, valles del Dubra y del Sar, Padrón, Caldas de Reyes, Pontevedra, Redondela, Porriño y Túy. Sobre este gran accidente tectónico encontramos numerosas fuentes termales (Carballo, Los Ángeles, Caldas, etc.) e importantes depósitos de caolín, muy probablemente originados por acciones pneumatolíticas e hidrotermales, y más tarde removidos en parte por las aguas fluviales. Unas y otros se encuentran de preferencia en los puntos de cruce de esta falla con las del sistema este-oeste.

Ya Choffat (1917, citado por Dantín, 1942) había señalado esta línea de dislocación, que suponía partía del valle del Sar y que, en parte, confundía con

otra fractura o fosa paralela que se encuentra a unos 8 ó 10 Km. al este, la cual iniciándose en Santiago, pasa por Caldas de Cuntis, Mondariz (balneario), valle inferior del Tea, en cuyo cauce se ven, en varios sitios, borboteos de gas carbónico (observación de Parga-Pondal), y que, desde Salvatierra a Monção, se interna en Portugal, adquiriendo allí gran importancia (Teixeira, 1946).

Carlé, en un croquis publicado en uno de sus trabajos (1947), señala también la fosa tectónica más occidental de las dos citadas, suponiendo se inicia en el valle del Sar.

Concretándonos a la Hoja de Túy, ya hemos dicho (véase capítulo II), que es muy probable que todo el espacio comprendido entre el valle del Louro y la costa esté cortado por pequeñas fracturas de este mismo sistema, que impondrían su rumbo a los pequeños riachuelos que van a parar al Miño.

También la costa rectilínea que se extiende desde La Guardia hasta el cabo Silleiro se debe, probablemente, a un accidente tectónico paralelo que se prolongaría hacia el norte por debajo del mar. Su carácter de costa de fractura ya había sido reconocido por Scheu en 1913, y posteriormente varios autores, entre ellos Carlé (1940), participaron de la misma opinión.

De las consideraciones anteriores se deduce la importancia que en Galicia occidental tienen estas fracturas este-oeste y norte-sur, sin que desconozcamos la existencia de otras fracturas y fallas, también importantes, que no encajan bien en ninguno de estos dos sistemas.

En la Hoja de Túy son de gran significación la fractura o fracturas este-oeste que cruzan por el valle de Miñor, y al norte de las cuales comienza el dominio de hundimiento de las rías bajas gallegas. Es también de fundamental importancia la gran fractura occidental gallega, representada en esta Hoja por el valle del Louro, al oeste de la cual quedan las zonas de hundimiento correspondientes a las rías gallegas.

Veamos cuáles fueron, a nuestro juicio, los acontecimientos que condujeron al actual estado de la morfología en la Hoja de Túy. Si nos atenemos a lo que se lee en las formas del paisaje, nos encontramos en primer lugar con restos de una antigua penillanura, perteneciente a un pasado ciclo erosivo muy adelantado en su desarrollo, representada por las cumbres de las montañas y los altos amesetados de Pinzás. La elevada posición actual de estos restos demuestra que un importante movimiento de alzamiento debió de afectar a toda esta zona, el cual determinaría el rejuvenecimiento del modelado, hoy en fase de madurez.

Hay que suponer que después de producirse este movimiento de alzamiento, más acusado en la provincia de Pontevedra que en la de La Coruña, la red fluvial coincidiría, en sus líneas generales, con la actualmente existente, aprovechando quizás para su desarrollo las facilidades que le brindaba



Microfoto 4 (A-2, 1).—Textura diabásica de una diabasa, augitolitanada en secciones basales, clorita, andesina y magnetita. Nicoles paralelos. × 50.



Microfoto 4 bis.—La misma, con nicoles cruzados.

el sistema de fallas N. 70°. En un momento posterior se producirían las importantes fracturas norte-sur que cruzaron transversalmente los valles fluviales preexistentes y sirvieron de guía a afluentes pequeños. De esta época data, por tanto, la formación del valle del Louro y la falla costera que originó la costa rectilínea La Guardia-cabo Silleiro, la cual se prolongaría probablemente hacia el norte. Simultáneamente con el proceso anterior, o quizás en una etapa que le siguió inmediatamente, toda la banda de tierras litorales de la provincia de Pontevedra que queda al oeste de la gran falla occidental y al norte del cabo Silleiro, experimentaría un proceso de hundimiento que daría lugar a las rías bajas y, en nuestra Hoja, a la ensenada de Bayona.

La parte más importante de los acontecimientos que acabamos de describir ha debido de producirse en tiempos plioceno-cuaternarios, coincidiendo nosotros en ello con la mayoría de los geólogos que se ocuparon de estos problemas, desde Scheu (1913) y Hernández-Pacheco, E. (1930, 1932). Durante el cuaternario tendría lugar, además, la formación de las terrazas del Miño y del Louro, con intervención de las oscilaciones eustáticas del nivel del mar (véase capítulo III), y el último retoque del modelado que había de darle su aspecto actual.

Lo hasta aquí expuesto está de acuerdo con las ideas que sobre la tectónica de Galicia se desarrollan en un trabajo de próxima publicación de Parga-Pondal y Torre Enciso, y la parte relativa a la evolución del litoral y del hinterland inmediato, constituyen un resumen muy abreviado de las observaciones y trabajos personales que, sobre la costa y algunas rías gallegas, viene preparando Torre Enciso.

Sismología

La línea sismotectónica que pasa por La Guardia, Tomiño, Túy y Puenteareas, Carballino, es una de las que han tenido más actividad en los últimos años y, además de los epicentros representados en la memoria explicativa de la hoja geológica de La Coruña, núm. 21 (1948), se pueden añadir los siguientes, pertenecientes a este siglo, proporcionados por el Servicio Sismológico Nacional:

Fecha	Probable epicentro	Grado	Observaciones
24 febr. 1904	Tomiño (Pontevedra)	V	Grietas en monte.
26 abr. 1910	Prox. a Túy	V	Sentido en el norte de Portugal y sur de Galicia.
25 abr. 1910	Ginzo de Limia (Orense) .	IV-V	Idem, íd., íd.
25 dic. 1918	Nieves (Pontevedra)	VIII	Fuerte terremoto de gran área microsísmica en Galicia y norte de Portugal, donde se hundió la torre de la iglesia.
25 nov. 1920	Puenteareas (Pontevedra)..	III	Ocurrió un temblor débil.
29 nov. 1918	Bajo Miño.	IV	Ocurrió otro seísmo mediano.

Sobre el efecto de los mencionados seísmos, es interesante la nota publicada en el diario *El Miño*, de Orense, de 25 de febrero de 1904, referente al Monte Castelo, de la Parroquia de Santa María de Tebra, Tomiño, y próximo a la carretera que de Forcada conduce a Gondomar donde dice: «Esta mole acaba de experimentar una sacudida de tal magnitud que aparece resquebrajada, corrida unos cuantos metros y algo hundida e inclinada hacia la carretera. Enormes peñascos se han desprendido de lo alto del monte arrastrando cuanto encontraban por delante, y un trozo en la vecina carretera ha caído entero, permaneciendo en el fondo de una de las grietas formadas en aquella parte. A fin de evitar desgracias, quedó interrumpida la comunicación por la carretera a una distancia prudencial del sitio en que ocurrió la catástrofe, a cuyas inmediaciones acuden muchas personas ávidas de presenciar el cuadro que ofrece este singular fenómeno». Quizás esta descripción se haya exagerado un poco por el articulista, pero lo cierto es que una de las causas de los fenómenos descritos pudo ser un seísmo.



Microfoto 5 (A-1).—Granito gnéisico de dos micas cataclástico. Luz polarizada, 30 aumentos.



Microfoto 6 (A-1).—Granito de dos micas cataclástico. Luz polarizada, 50 aumentos.

V

CRÍTICA DE LOS ANTECEDENTES GEOLÓGICOS E HISTORIA GEOLÓGICA DE LA REGIÓN

La estructura geológica de la región que comprende esta Hoja de Túy ha permanecido, hasta el momento actual, casi desconocida. Los escasos autores que se ocuparon en describir sus rocas, apenas han considerado las relaciones que podrían existir entre ellas, ni las condiciones que presidieron su emplazamiento.

El único dato que se encuentra en la literatura geológica, referente a la edad de las formaciones que acabamos de estudiar, es el mencionado en el capítulo I, debido al profesor F. Quiroga, quien manifiesta su opinión de que los gneises del Valle Miñor corresponden a dos variedades diferentes en edad y composición. Afirma Quiroga que el granito gnéisico del cabo Silleiro y de los montes de la Grova, o sea, el que se extiende por toda la parte occidental de la Hoja, al oeste de la banda esquistosa que la cruza de norte a sur, es más antiguo que el gneis de anfíbol sódico que ocupa el macizo del Galiñeiro. Dice Quiroga que el primero «se mete por debajo de las pizarras de Belesar y, por tanto, también por debajo del gneis anfibólico del Galiñeiro, al cual es paralelo». Esta observación es exacta en cuanto se refiere al dispositivo estratigráfico de las mencionadas formaciones en las localidades que se citan, como puede verse analizando el corte I, en colores, del mapa geológico objeto de esta Memoria explicativa. Pero la realidad es que actualmente no pueden aplicarse a estas intrincadas formaciones de granitos variados y rocas metamórficas de gran complejidad, los sencillos criterios de la estratigrafía clásica. Sus leyes y métodos carecen aquí de significación y precisamente por ello debemos de desechar la clasificación de los terrenos llamados arcaicos, aplicada por J. Macpherson a Galicia y aceptada más tarde por distinguidos

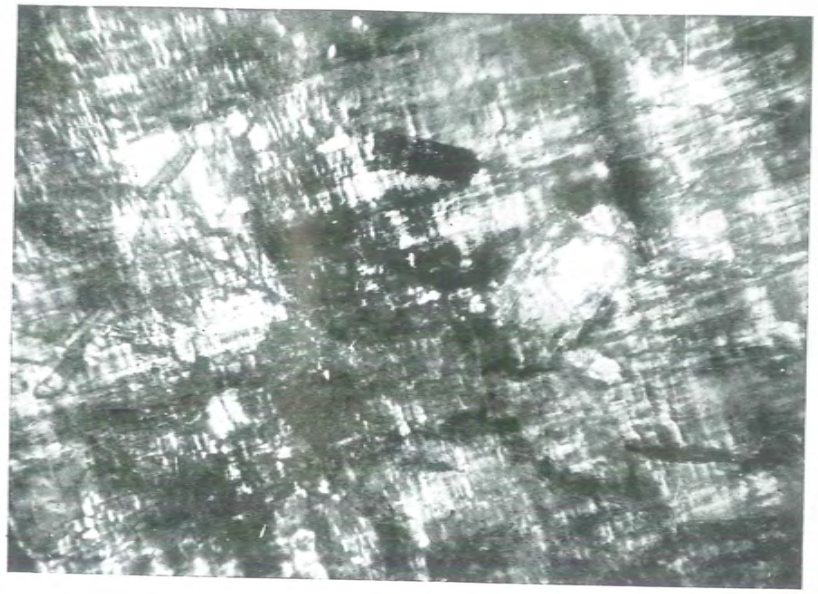
geólogos al elaborar sus descripciones sobre Galicia. Sabido es que la geología clásica consideraba a las formaciones de carácter regional, que hoy denominamos granitos gnéisicos, como formando parte de la base del terreno arcaico, con la denominación de gneis micáceo fundamental.

Según ya hemos indicado en la descripción del capítulo III, el granito gnéisico comprendido en esta Hoja y en todo el occidente gallego, es una formación relativamente compleja, en la que vemos aparecer, de forma sensiblemente concordante, zonas esquistosas, muy variadas en su aspecto, profundamente metamórfico, que se hallan enclavadas en una roca granítica atravesada por múltiples pegmatitas, también concordantes (véase la Hoja de Lage, 1953). La variabilidad de la formación es grande, a lo cual contribuye la intensa dislocación sufrida según un complejo enrejado de diaclasas y zonas de milonitización.

Sin duda se han producido intensos movimientos de bloques y, probablemente, no es imposible que existan juntos actualmente grandes trozos que pertenecieron, atendiendo a su origen, incluso a orogenias diferentes. Por estas razones estimamos muy difícil precisar edades y establecer cronologías, basadas únicamente en las consideraciones que se deducen de las observaciones de campo, forzosamente incompletas, debido, por una parte, a la analogía de las formaciones y, por otra, a la tupida vegetación que las cubre.

No obstante, nuestra opinión sobre este granito gnéisico de La Grova, es que, análogamente a lo expresado para los granitos de la costa desde Lage a Niñones (véase Hoja de Lage, núm. 43), se trata de un granito cuya gneisificación tiene carácter regional, y se realizó simultáneamente con todo el conjunto de rocas metamórficas que constituyen el fondo del geosinclinal, de edad probablemente neoalgónquica, del occidente gallego. Se trata, por lo tanto, en nuestro modo de ver, de un granito sincinemático, o sea, correspondiente a la fase inicial de la orogenia que plegó dicho geosinclinal.

Las determinaciones de las edades efectuadas recientemente por uno de nosotros con una técnica espectroquímica original (López de Azcona, 1953), siguiendo el método basado en la transformación natural del Rb^{87} en Sr^{87}, en las moscovitas de las pegmatitas y granitos del occidente gallego, cuyos resultados preliminares ofrecemos en el cuadro V-1, confirma los puntos de vista que desde hace tiempo sostenemos (Parga-Pondal, 1935), de la posible existencia en Galicia de intrusiones graníticas pertenecientes a variadas orogenias.



Microfoto 7 (A-1).—Cristal de microclina del granito anterior. Luz polarizada, 30 aumentos.



Microfolo 8 (E-2).—Granito de biotita de Cabreira, cristal de biotita con inclusiones de apatito y circón.

CUADRO V-1

Edad de algunas moscovitas gallegas, según los valores provisionales de J. M. López de Azcona y E. Mingarro

Localidad	Roca	Millones de años	Atribución
Mavia-Burgueira (Túy)	Pegmatita	1.200	Arcaica.
Pontevedra	—	1.200	—
Escarabote (Boiro-Coruña)	Pegmatita con estaño	1.100	—
Taião (Hoja de Túy, Portugal)	Pegmatita	800	Huroniana.
Lage	Granito	350	Caledoniana.
Corme (Lage)	—	300	—
Baldayo (Carballo)	Pegmatita	320	—
Beo (Carballo)	—	320	—
San Amaro (Coruña)	—	320	—
Playa Rañal (Arteijo)	—	320	—
Valga (Padrón)	Pegmatita de berilo	320	—
Refojos (Túy)	Pegmatita	300	—
Puerto de Lage	—	250	Herciniana.
Nétoma (Carballo)	—	230	—
Playa Rañal (Arteijo)	—	230	—
—	—	280	—
Vimianzo (Camariñas)	—	230	—
Guillarey (Túy)	—	250	—
Ermita San Mamed (Túy)	—	270	—
Loureza (Tomiño)	—	280	—

De acuerdo con estos resultados, es indudable que en la gran banda de granitos gnéisicos del occidente gallego existen por lo menos grandes zonas de granitos pertenecientes a las orogenias anteriores a la herciniana. Es indudable que cada vez se hace más urgente un estudio sistemático de la cronología de los granitos del macizo peninsular.

Los otros tipos de granitos que hemos descrito dentro de esta Hoja de Túy, o sea los granitos granudos del centro de la Hoja y los granitos de biotita de la parte oriental, son, sin duda, granitos posteriores al granito gnéisico de La Grova.

El granito granudo es, a nuestro juicio, el granito principal de la orogenia herciniana, el cual se desarrolla ampliamente por varias zonas de Galicia, según tendremos ocasión de ver en la explicación de las hojas sucesivas de este mapa 1 : 50.000.

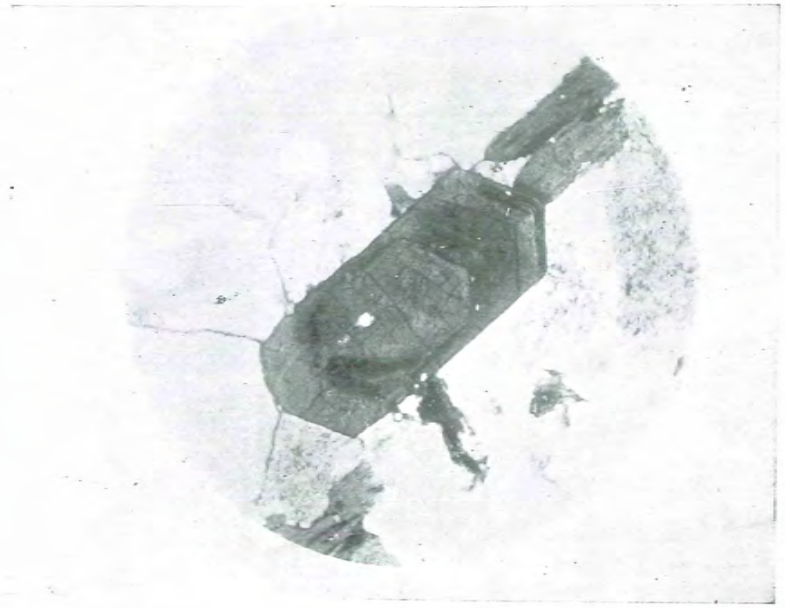
Nuestra opinión sobre la génesis del granito de biotita de Porriño-Monção ha sido expuesta a grandes rasgos al efectuar su descripción. En lo referente a su edad, es difícil precisarla con seguridad, pero consideramos que su intrusión es claramente postectónica herciniana, o sea, sin duda, más moderna que el granito granudo de dos micas que acabamos de mencionar.

Un problema de gran complejidad es el referente a la edad de las rocas alcalinas del monte Galiñeiro. Si se tiene en cuenta que según las investigaciones geológicas que llevamos realizadas por el occidente gallego (Parga-Pondal), son varios los afloramientos de estas rocas que actualmente se conocen y cuyo estudio detallado estamos realizando, consideramos prudente no emitir opinión sobre la edad de la intrusión de estos granitos gnéisicos de riebeckita, mientras estos nuevos afloramientos no sean conocidos más a fondo. Por la sola consideración de la presentación de las rocas del monte Galiñeiro, únicamente puede deducirse su carácter intrusivo, puesto que metamorfizan los esquistos gnéisicos de su contacto.

Por último, según hemos visto en la parte descriptiva, capítulos III y IV, asoma en esta Hoja procedente de la de Vigo una formación de gneises de biotita que constituyen el extremo sur de una gran banda de gneises, generalmente glandulares, que cruzan todo el occidente gallego desde Malpica, en la Hoja de Carballo, núm. 44, donde nos hemos ocupado ampliamente de su descripción.

También aquí vemos que esta interesante formación gnéisica está atravesada por un enjambre de filones básicos, de anfibolitas y anfibolitas granatíferas, que le da un carácter que la distingue entre las demás formaciones gnéisicas gallegas. En nuestra opinión se trata de las rocas más antiguas de la Hoja.

Como ya hemos indicado en los capítulos II y IV, la actual morfología es fácilmente comprendida si se tiene en cuenta las intensas acciones producidas por las múltiples fallas y fracturas que afectaron en épocas posteriores a todo el conjunto antiguo ya cratonizado convertido en penillanura, y luego fracturado de nuevo y erosionado hasta alcanzar el aspecto actual.



Microfoto 9 (262, A-2).—Cristal de ortita en el granito de biotita de Pesqueira. Luz paralela.



Microfoto 10 (262, A-2).—Cristal de ortita en el granito de biotita de Pesqueira. Luz polarizada.

VI

HIDROLOGÍA, MINERÍA Y CANTERAS

Las industrias a que se refiere este capítulo tienen actualmente poca importancia, aunque, dadas sus circunstancias, es de esperar que en el futuro tengan mayor importancia económica.

HIDROLOGÍA

Numerosos son, como en toda Galicia, los manantiales que brotan en esta Hoja, muchos de los cuales sin duda deben su origen a las aguas juveniles que surgen favorecidas por las numerosas fallas descritas en el capítulo de Tectónica.

Caldelas de Túy.—**Uno de los manantiales de más importancia clínica en la provincia de Pontevedra es el de Caldelas de Túy, situado en el Km. 90 del ferrocarril de Monforte a Vigo y en el Km. 6 de la carretera de Túy a Salvatierra.**

Según la tradición, el uso de este manantial con fines clínicos data de épocas inmemoriales, y un hecho que puede confirmarlo es que la parroquia tenga la denominación de San Martín de Caldelas. Sobre algunos casos de su curiosa historia puede verse P. Gómez de Bedoya (1765, pág. 53) y P. M. Rubio (1853, pág. 278).

La abundancia de arbolado y vegetales de todas clases hacen agradable

la permanencia en aquellos parajes; en su valle se aprecia gran variedad de vegetación, al mismo tiempo que se puede contemplar un bello paisaje portugués con hermosas plantaciones de membrillos, toronjas, limoneros y naranjales, todo ello comprendido en los límites de la Hoja geológica de Túy.

Brotan estas aguas en un pozo practicado en el granito con un caudal de 62 litros por minuto, con abundante burbujeo. Por los caracteres organolépticos vemos se trata de un agua incolora, transparente y con olor y sabor denso de sulfhídrico.

A mediados del siglo pasado, el Dr. A. Casares, decano de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Santiago, efectuó un análisis químico de estas aguas de Caldelas de Túy; sus resultados los consigna en el célebre ‹Tratado práctico de análisis químico de las aguas minerales y potables› (1866), y de él reproducimos los siguientes datos (pág. 229 y 230):

‹El manantial da por minuto 58 litros de agua. Es ésta clara y transparente, de olor débilmente sulfuroso; su peso específico, 1,013; su temperatura en el punto de salida, de 49º centígrados.

›Su composición es la siguiente:

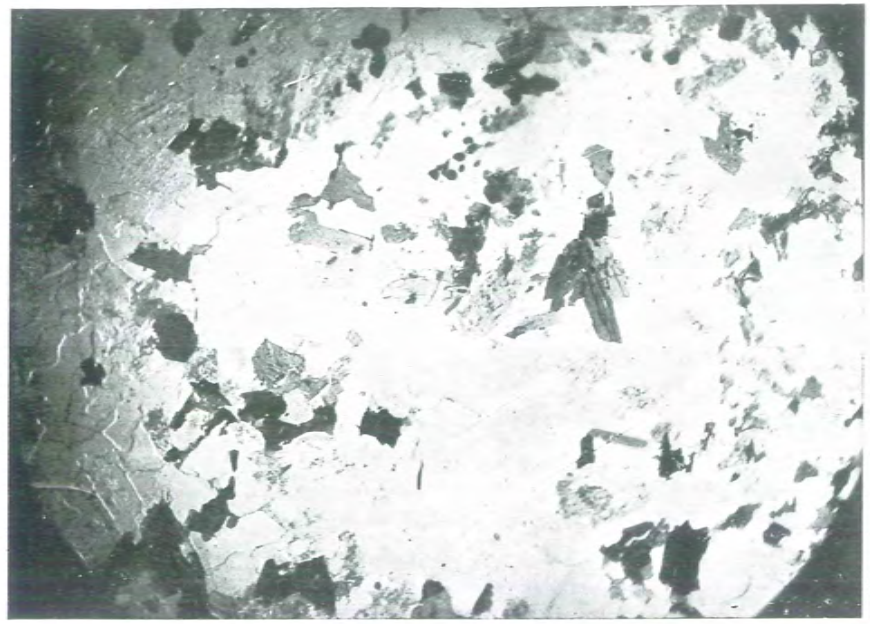
Agua	1.000
Cloruro sódico....	0,46
Sulfato cálcico ...	0,11
Sílice	0,02
Sustancia orgánica	Cantidad indeterminada.

›Aunque en ellas se percibe un ligero olor sulfuroso, que depende sin duda de una cantidad sumamente pequeña de sulfuro cálcico, producido por la desoxidación del sulfato, los reactivos no acusan su presencia.›

La radiactividad de estas aguas fué determinada por J. Muñoz del Castillo y F. Díaz de Rada (1913).

Nosotros (J. M. López de Azcona) hemos estudiado estas aguas con los siguientes resultados: la temperatura es de 47,5° C, el residuo seco a 150° 0,76 g/l. y después de calcinado 0,62 g/l. La densidad 1,0006; la radiactividad inicial, valorada en 18 de agosto de 1945, 3,1 m. μ c/l.; carece de radiactividad fija y la potencia radiactiva es de 89 μ c/día. El pH del agua natural es de 7,05 y después de hervida 8,07.

Efectuado el análisis espectroquímico a partir del residuo calcinado, con excitación por arco sobre electrodo de carbón purísimo, se han identificado los doce elementos siguientes: aluminio, calcio, cobre, hierro, potasio, litio, magnesio, manganeso, sodio, silicio y estroncio, y entre los no frecuentes, molibdeno, plomo y titanio; el primero, aunque poco frecuente en las aguas de la Península Ibérica, lo hemos encontrado con bastante insistencia en las



Microfoto 11 (E-2).—Granito de hornblenda y biotita de Cabreira. Luz paralela.



Microfoto 12 (E-2).—Granito de hornblenda y biotita de Cabreira. Luz polarizada.

aguas gallegas. Las proporciones en que están estos tres últimos son igual o inferior a 10^{-4}, del orden de 10^{-6} y ligeramente superior a 10^{-5}, respectivamente.

Los gases que se desprenden al brotar las aguas están constituídos en cerca de un 95 % de nitrógeno, le sigue el CO_2 y también existe sulfhídrico y el oxígeno. A la temperatura normal, el nitrógeno retenido en el agua es cercano a 16×10^{-6}.

Estas aguas tuvieron carácter oficial desde que se creó el cuerpo de médicos de baños, o sea desde los primeros años del siglo pasado, y por varias estadísticas que hemos consultado, pudimos comprobar que el número medio de agüistas durante el siglo XIX fué de 500 por temporada, utilizándose las aguas tanto en bebida como en baños y duchas. También se han utilizado para inhalaciones.

Salceda.—El manantial de aguas minero-medicinales de Salceda brota en el paraje de Pozo do Barro, de la entidad Mallon, de la Parroquia de San Vicente de Soutelo, del Ayuntamiento de Salceda de Caselas.

Al visitar este manantial no se pudieron tomar muestras por estar cubierto de escombro, pero por los datos de los vecinos de aquel lugar, parece ser estuvo clasificado como de aguas bicarbonatado-sódico-ferruginosas, su caudal era de 60 l/h., se tomaban en el manantial y también se remitían, embotelladas, a Túy.

MINERÍA Y CANTERAS

La minería de la Hoja está en general poco desarrollada, y casi puede decirse que se reduce a explotaciones de arcillas, caolín, feldespatos, cuarzo y canteras de granito.

Es indudable que, como consecuencia de las recientes fallas y fosas tectónicas que fracturaron a Galicia, se han producido ciertas zonas en que la alteración hidrotermal dió lugar a la caolinización del granito en la proximidad a dichas fracturas. Este origen debe atribuirse a las formaciones de caolín, cuyo arrastre y ulterior depósito formó las capas más o menos puras que, con potencias muy variables y alternando entre otros sedimentos arenosos y arcillosos, han rellenado el fondo de la fosa tectónica que se extiende entre Porriño y Túy, así como en otros lugares de la Hoja. La zona de concesiones

mineras de la mencionada fosa tectónica tienen un recorrido N.-S. de ocho kilómetros, con 18 demarcaciones y 2.111 Ha. concedidas, la casi totalidad de caolín y arcilla.

La investigación de estas zonas productivas se ha desarrollado bastante intensamente en los últimos años, pero sin que se hayan encontrado formaciones lo suficientemente potentes y en condiciones apropiadas que aconsejasen una explotación racional. Sin embargo, actualmente se explotan en forma esporádica determinadas zonas en que se ofrecen satisfactorias condiciones, como por ejemplo en las proximidades del cruce de la carretera con el ferrocarril cerca de Budiño (D-2), en la curva de la carretera denominada volta da Moura (D-2), o también a un kilómetro más al sur, cerca de La Gándara (D-3). En todos estos lugares se han puesto al descubierto capas que, aunque irregulares, ofrecen espesores interesantes.

Ciertas industrias, como la Cerámica Más, en la concesión «Romeo», y la de La Gándara, en la concesión «Gándaras», utilizan estas arcillas para fabricación de tejas, ladrillos y otro material refractario, alcanzando cifras de producción de relativa importancia.

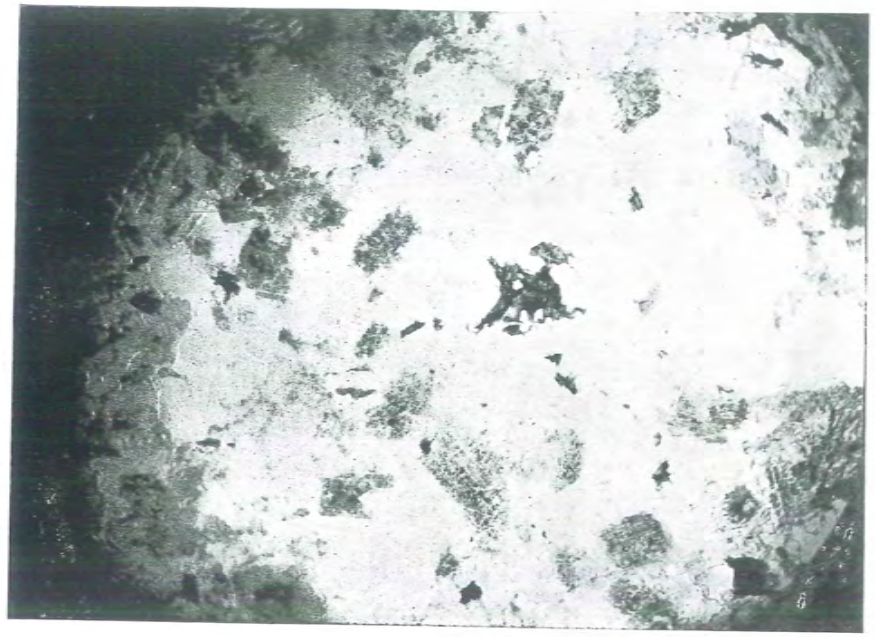
Una interesante explotación de caolín se ha iniciado recientemente al sur del lugar de Achán (C-4), justamente en el límite de esta Hoja con la de Tomiño (n.º 299), donde las terrazas cuaternarias del Miño cubren una formación de granito aplítico que se halla intensamente caolinizada y que puede verse en las fotos 32 y 33.

De esta aplita caolinizada se separa el caolín mediante levigación en instalaciones apropiadas que se reproducen en las fotos 34 y 35. La producción actual puede llegar a las tres toneladas diarias de caolín lavado.

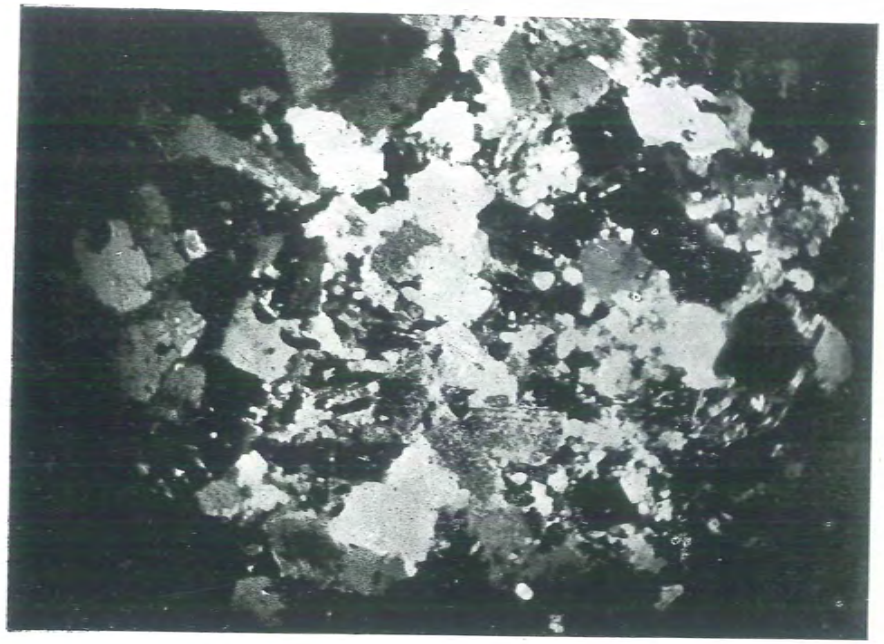
En la parroquia de Atios, al SE. del Porriño, se explotan algunos diques de cuarzo que se utilizan en Vigo para la fabricación de vidrio.

Adquiere también bastante importancia la producción de adoquines y postes para viñedos, que se obtienen en las numerosas canteras existentes en la parroquia de Atios, utilizando para ello las apropiadas cualidades del granito porfídico de toda esta zona. Trátase de una antigua explotación y empleo en que se pone de manifiesto la tradicional destreza de los canteros del país, que hace ya más de cien años causó la admiración de Schulz.

En tiempos pasados parece ser que se obtuvo oro de las arenas del río Miño, así en la relación que Ambrosio de Morales envió al rey Felipe II, en 1572, dice (véase H. Flórez, 1798, pág. 5): «Todavía quiero decir que se saca oro en Túy del río Miño y el obispo tiene un grano del tamaño de un garbanzo pequeño, que se sacó habrá dos años: y como lentejas se sacan hartos, y es de oro purísimo: y el conde de Monterrey arrienda un sitio en esta



Microfoto 13 (224, A-4).—Aplita de Bugarín. Luz paralela.



Microfoto 14 (224, A-4).—Aplita de Bugarín. Luz polarizada.

ribera en 24 ducados, o en 24 mil maravedises, si bien me acuerdo, para solo sacar oro». Esta tradición aurífera y los reconocimientos efectuados dieron lugar a la petición del permiso de investigación «Araucania», número 1.341, de 282 Ha. de aluviones auríferos, el cual comprende el Miño en dos kilómetros al este del Louro y otros dos kilómetros de este río a partir del Miño.

VII

BIBLIOGRAFÍA

ÁLVAREZ BLÁZQUEZ, J, M., y BOUZA-BREY, F. (1949): *Industrias paleolíticas de la comarca de Túy.*—Cuadernos de Estudios gallegos, fasc. 13, páginas 201 a 250.

BARROIS, CH. (1882): *Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice.* Memoires de la Soc. Géol. du Nord, T. 2, Mem. 1, Lille. Un extracto de esta memoria se publicó en el Bol. de la Com. del Mapa Geológico de España, t. X, 1883, pág. 177-341, por don Justo Egozcue, con el título «Investigaciones sobre los terrenos antiguos de Asturias y Galicia, por M. Charles Barrois».

BOURCART, J. (1936 *a*): *Sur l'evolution du littoral de la Peninsule Iberique, de la presqu'ile de Peniche (Portugal) au Cap Finisterre (Galice espagnole).*—C. R. Acad. Sc., 202, pág. 1448 a 1450. París.

BOURCART, J. (1936 *b*): *Résultats d'ensemble d'une étude du Quaternaire et du Pliocène marin du littoral atlantique du Maroc et du Portugal.*—C. R. IV Congr. des Géographes et des Etnographes Slaves. Sofía.

BOUZA-BREY, F., e ÁLVAREZ BLÁZQUEZ, J. M. (1952): *Industrias paleolíticas do Baixo Miño (Concellos de A Guardia, O Rosal, Tomiño e Oya).*—Trabalhos de Antropologia e Etnologia, fasc. 1-2, vol. XIV, 65 pág. Porto.

CALDERÓN, S. (1910): *Minerales de España. II.*—Pág. 320. Madrid.

CARLÉ, W. (1940): *Gänge als Zeitmarken und tektonische Bezugsflächen. Mit einem Beitrag zur regionalen Geologie Galiciens (Nordwestspanien).*— Geol. Rundsch. Bd XXXI, Heft 3/4, pág. 230 a 240. Stuttgart.

CARLÉ, W. (1945): *Ergebnisse Geologischer Untersuchungen im Grundgebirge von Galicien (Nordwest-Spanien).* — Geotektonische Forschungen, Heft 6, pág. 13 a 36. Berlín. Hay traducción de este trabajo al castellano,

hecho por J. M. Ríos con el título ‹Resultado de investigaciones geológicas en las formaciones antiguas de Galicia›, publicada en Public. Extranj. s. Geol. de España, t. V, págs. 61 a 90. Madrid, 1950.

CARLÉ, W. (1947): *Die westgalicischen Meeresbuchten.*—Natur und Volk. 1.º Febr. Frankfurt a. M. Hay una traducción en castellano de este trabajo por J. Gómez de Llarena, con el título ‹Las rías bajas gallegas›, en Estudios Geográficos, X, n.º 35, páginas 323-330 (1949).

CARRIGTON DA COSTA, J. (1945): *A tectonica de Portugal no cuadro da orogenia hispanica.*—Las Ciencias, X, n.º 2. Madrid.

CARRIGTON DA COSTA, J. (1950): *Quelques remarques sur la tectonique du Portugal.* Bol. Soc. Geol. de Port., vol. VIII. O Porto.

CARRIGTON DA COSTA, J. (1953): *Los movimientos caledónicos y preliminares hercínicos en la Península Ibérica.*—Publ. extranj. sobre geol. de España, t. XII, n.º 2, pág. 155 a 169. Madrid.

CARVALHO, A. L. DE (1886): *Ponte Internacional sobre o Rio Minho.*—Rev. Obr. Pub. e Minas, 17, núms. 193 a 196.

CASARES, A. (1866): *Tratado práctico de análisis químico de las aguas minerales y potables.*—Madrid y Lima.

CUETO Y RUI-DÍAZ, E. (1932): *Algunas consideraciones sobre la tectónica de la Península Ibérica.*—Reseñas Cient. de la Soc. Esp. Hist. Nat., t. VII, n.º 2, pág. 65 a 142. Madrid.

CHOFFAT, P. (1917): *La ligne de depressiones Regua-Verin et ses sources carbonatées.* Com. Serv. Geol. de Portugal, t. XII. Lisboa.

DANTÍN CERECEDA, J. (1944): *Tectónica del macizo galaico.*—Estudios Geográficos, n.º 14, pág. 45 a 51.

ESPINOSA DE LOS MONTEROS, J. (1938): *Casas y cosas del Valle del Miñor.*—Santiago.

FALÇAO MACHADO (1935): *O Teclado minhoto.*—Alto Minho, n.º 2. Viana do Castelo.

FEIO, M. (1948): *Notas geomorfologicas. II. Em torno da interpretação dos terraços do Rio Minho.*—Bol. da Soc. Geol. de Portugal, vol. 7, fasc. 1 y 2. Porto.

FLÓREZ, H. (1798): *España Sagrada, tomo XXII. De la Iglesia de Túy, desde su origen.*—Madrid.

FRAGUAS, A. (1953): *Geografía de Galicia.*—Santiago.

GARCÍA BELLIDO, A. (1947): *La España del siglo primero de nuestra era.*—Espasa-Calpe. Madrid.

GARCÍA-SAINZ, L. (1944): *Las formaciones rojas loessico-fluviales del norte de España: su origen y semejanzas.*—Estudios Geográficos, n.º 15, pág. 247 a 345, con 21 fotos.

GÓMEZ DE BEDOYA Y PAREDES, P. (1764 y 1765): *Historia Universal de las fuentes*

minerales de España.—Imprenta de Ignacio Aguado, dos tomos en cuarto. Santiago.

HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1930): *Mouvements et depôts sur les côtes d'Espagne pendant le Pliocène et Pleistocène.*—7 pág., con 8 fotos y un mapa. Deux. Rapp. Com. Terr. Plio. et Pleist. de la U. G. I. (Congrès de Cambridge, 1928). Florence.

HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1932): *Las costas de la Península Hispánica y sus movimientos.*—Asoc. Esp. Progr. Cienc., Congreso de Lisboa. Sec. IV. Cienc. Nat., 2.ª parte, pág. 89 a 120. Madrid.

HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1949 *a*): *Geomorfología de la cuenca media del Sil.*—Memorias R. Acad. de Cienc., t. XIII, 114 pág. Madrid.

HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1949 *b*): *La tectónica peninsular y su relación con las aguas minero-medicinales.*—Discurso de recepción en la Real Acad. de Farmacia, 132 pág. Madrid.

HERNÁNDEZ-SAMPELAYO, P. (1922): *Rectificación del Mapa geológico de Galicia.*—Mapa en colores en escala 1:400.000, publicado en el tomo I de ‹Hierros de Galicia›, lám. III. Mem. Inst. Geol.

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA: *Mapa Geológico de España, escala 1:400.000.*—Varias ediciones.

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1932): *Mapa Geológico de España, escala 1:1.000.000.*—Ediciones de 1932, 1936 y 1952.

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1948): *Explicación de la Hoja número 21, La Coruña.*

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1952): *Explicación de la Hoja número 20, Sisargas (Coruña).*

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1953): *Explicación de la Hoja número 43, Lage (Coruña).*

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1953): *Explicación de la Hoja número 44, Carballo (Coruña).*

LAUTENSACH, H. (1928): *Morphologische Skizze der Küsten Portugals. Ein Landes kundlicher Ausschnitt.*—Sonderband der Zeitschr. Gesellschaft f. Erdkunde zu Berlin. Hundert jahrfeier 1828-1928, pág. 296-346. Berlín.

LAUTENSACH, H. (1941): *Interglaciale Terrassenbildung in Nordportugal und ihre Beziehungen zu den allgemeinen Problem des Eiszeitalters.*—Petermanns Geographische Mitteilungen, fasc. 9, págs. 297 a 311. (Traducido al portugués con el título *Formação dos terraços interglaciários do norte de Portugal e suas relaçoes com os problemas da época glaciária.*—Public. de Soc. Geol. de Portugal, 48 pág. Porto, 1945).

LÓPEZ DE AZCONA, J. M. (1947): *Composición elemental, por métodos espectrales,*

de las aguas medicinales de la Península Ibérica.—Not. y Com. del Instituto Geol. y Min., n.º 17.

LÓPEZ DE AZCONA, J. M.: *La edad de algunas rocas gallegas, según el método Rb. 87 - Sr 87.* (Inédito.)

LÓPEZ DE AZCONA, J. M.: *Las aguas minero-medicinales de la provincia de Pontevedra* (en preparación).

LÓPEZ-SEOANE, V. (1865): *Reseña geológica (y mineralógica) de Galicia.*—Resumen de los conocimientos geológicos de Galicia, publicado en la «Historia de Galicia, por Manuel Murguía». T. I. Lugo.

MACPHERSON, J. (1881): *Apuntes petrográficos de Galicia.*—An. Soc. Esp. Hist. Nat., tomo X, pág. 49 a 87. Se publicó un resumen en alemán por H. Rosenbusch, en la revista Neues Jahrbuch für Mineralogie, II, pág. 55, 1882.

MACPHERSON, J. (1883): *Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos de España.* Anal. Soc. Esp. Hist. Nat., tomo XII, pág. 341 a 378. Véase para Galicia, pág. 358-367.

MACPHERSON, J. (1886): *Descripción petrográfica de los materiales arcaicos de Galicia.*—An. Soc. Esp. Hist. Nat., tomo XV, pág. 165 a 203. Madrid.

MALLADA, L. (1895): *Explicación del Mapa Geológico de España.*—Mem. Com. Mapa Geol. de España, Madrid. Tomo I, 1895, 2.ª ed. 1927. Véase sobre Galicia: Rocas hipogénicas, pág. 68 a 76. Sistema Estrato-cristalino, pág. 363 a 393.

MALLADA, L. (1896): *Explicación del Mapa Geológico de España.*—Mem. Com. Mapa Geol. de España, Madrid. Tomo II, 1896, 2.ª edición 1927. Véase sobre Galicia: Sistema Cambriano, pág. 32 a 60. Sistema Siluriano, pág. 259 a 263.

MALLADA, L. (1911): *Explicación del Mapa Geológico de España.*—Mem. Com. Mapa Geol. de España, Madrid. Tomo VII. Véase sobre Galicia: Sistema Diluvial, pág. 137 a 151. Sistema Aluvial, pág. 396 a 399.

MARTÍN CARDOSO, G., y PARGA-PONDAL, I. (1950): *Quimismo de algunos granitos de Pontevedra.*—Internac. Geolog. Congres. 18 sesión, parte II, pág. 36. Londres, 1948.

MONTENEGRO DE ANDRADE, M. (1945). — *Alguns elementos para o estudo do terraço superior do rio Minho.*—Bol. Soc. Geol. Portugal, vol. 4, fas. 3. Porto.

MUÑOZ DEL CASTILLO, J., y DÍAZ DE RADA, F. (1913): *Sobre la radiactividad de varios manantiales de aguas minero-medicinales españolas.* An. Soc. Esp. Fís. y Quím., pág. 236.

PARGA-PONDAL, I. (1929): *Estudio químico de la nontronita de Chenlo (Pontevedra). Mineral nuevo para España.*—Arq. Sem. Estud. Gallegos, tomo II, pág.

nas 9 a 14. Véase amplio resumen en Reseñ. Cient. Soc. Esp. Hist. Nat. 1930.

PARGA-PONDAL, I. (1931): *Estudio petroquímico de la diorita cuarcífera de La Estaca de Vares (Galicia).*—An. Soc. Esp. Fís. y Quím., 29, pág. 552 a 555. Madrid.

PARGA-PONDAL, I. (1933): *Sobre la presencia de la ortita en los granitos gallegos.*—Bol. Univ. Santiago, 5, n.º 18, pág. 315. Santiago.

PARGA-PONDAL, I. (1935): *Ensayo de clasificación cronológica de los granitos gallegos.* –An. Fac. Cienc. do Porto, tomo 20, y Res. Cient. Soc. Esp. Hist. Nat., tomo 10, pág. 27 a 34.

PARGA-PONDAL, I., y MARTÍN-CARDOSO, G. (1952): *Estudio de la diáspora con corindón y andalucita de Goyán (provincia de Pontevedra).*—Notas y Comunicaciones Inst. Geol. y Min. de España, n.º 25. Madrid.

PARGA-PONDAL, I.: *Las rocas alcalinas de riebeckita de Galicia* (en preparación).

PARGA-PONDAL, I.: *El plutón de granito de Porriño-Monçao* (en preparación).

PARGA-PONDAL, I., y PÉREZ-MATEOS, J.: *Las arenas de la costa de Vigo* (en preparación).

PARGA-PONDAL, I., y TORRE ENCISO, E. (1953): *Sobre una relación entre los tipos de disyunción de los granitos gallegos y su historia geológico-tectónica.*—Notas y Com. del Inst. Geol. y Min. de España, n.º 32, págs. 3 a 33. Trabajos del Lab. Geol. de Lage, n.º 1.

PARGA-PONDAL, I., y TORRE ENCISO, E.: *Contribución al conocimiento de la tectónica de Galicia* (en preparación).

QUIROGA, F. (1892 *a*): *Gneis y diabasa del valle de Miñor (Pontevedra).*—Anal. Sociedad Esp. Hist. Nat., tomo XXI, pág. 98 a 102 (actas).

QUIROGA, F. (1892 *b*): *Gneis de glaucofán del monte Galiñeiro en el valle de Miñor (Pontevedra).*—An. Soc. Esp. Hist. Nat., tomo XXI, págs. 107-110 (actas).

RUBIO, P. M. (1853): *Tratado completo de las fuentes minerales de España.*—742 pág. Madrid.

SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1929): *Estudio petrográfico sobre algunas rocas de la ría de Vigo.*—Asoc. Esp. Progr. Cienc. XIII Congreso de Barcelona, Sec. IV, Cienc. Nat., págs. 147 a 152.

SCHULZ, G. (1834): *Mapa petrográfico del Reino de Galicia.*—F. de la Torre, litografía en Madrid.

SCHULZ, G. (1835): *Descripción geognóstica del Reino de Galicia.*—Collado, impresor. Madrid. 52 págs.

SCHEU, E. (1913): *Die Rias von Galicien, Ihr Werden und Vergehen. Habilitationsschrift.* Universität Leipzig.

TEIXEIRA, C. (1944): *Tectónica plio-pleistocena do Noroeste Peninsular.*— Bol. Soc. Geol. de Portugal, vol. IV, fasc. 1 y 2, pág. 19. Porto.

TEIXEIRA, C. (1945 *a*): *A geologia do granito e a tectonica Galaico-Minhota.*—Las Ciencias. An. Asoc. Esp. Progr. Cienc. X. n.º 4, págs. 839-846. Madrid.

TEIXEIRA, C. (1945 *b*): *Alguns aspectos da Geologia dos granitos do norte de Portugal.*—Public. da Soc. Geol. de Portugal.

TEIXEIRA, C. (1946): *Essai sur la paleogeographie du littoral portugais au nord du Vouga.*—Rev. Petrus Nonius, fasc. 3-4, vol. VI, 28 págs. Lisboa.

TEIXEIRA, C. (1949): *Plages anciennes et terrasses fluviatiles du littoral Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique.*—Bol. do Mus. e Lab. Min. e Geol. da Univ. de Lisboa, n.º 17, págs. 33 a 48. Lisboa.

TEIXEIRA, C. (1952): *Os terraços da parte portuguesa do rio Minho.*—Comunic. dos Serviços Geológicos de Portugal, 33, pág. 221 a 245. Lisboa.

TORRE DE ASSUNÇAO, C. F., e BRAK-LAMY, J. (1953): *Granitos porfiróides do Minho (Regiões de Paredes de Cousa e de Monção).*—Bol. da Soc. Geol. de Portugal, XI, págs. 101 a 118. Porto.

VALENZUELA Y OZORES, A. (1856): *Memoria geognóstico-agrícola sobre la provincia de Pontevedra.*—Mem. R. Acad. de Cienc. de Madrid, tomo IV, páginas 1 a 114.

VALENZUELA Y OZORES, A. (1862): *Memoria estadística sobre la provincia de Pontevedra y censo de 1860.*—Imp. D. José Vilas, Pontevedra.

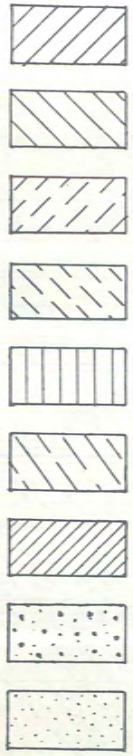
VALENZUELA Y OZORES, A. (1865): *Memoria agronómica de la provincia de Pontevedra.*—276 pág. Imp. de Antúnez, Pontevedra.

VOSSELER, P. (1931): *Die Ausbildung und Zerstörung tertiärer Rumpflächen im Nordwesten der Iberischen Halbinsel.*—C. R. Congr. Intern. Geogr., vol. II. París.

ZBYSZEWSKI, G., et TEIXEIRA, C. (1949): *Le niveau quaternaire marin de 5-8 mètres au Portugal.*—Bol. Soc. Geol. Portugal, vol. VIII. Porto.

ZEUNER, F. E. (1952): *Dating the Past. An introduction to geochronology.*—3.ª edición. Londres.

EXPLICACION DE LOS TRANSPARENTES



Granito de dos micas

Granito de biotita

Granito neisico de dos micas

Granito de Riebeckita

Esquistos

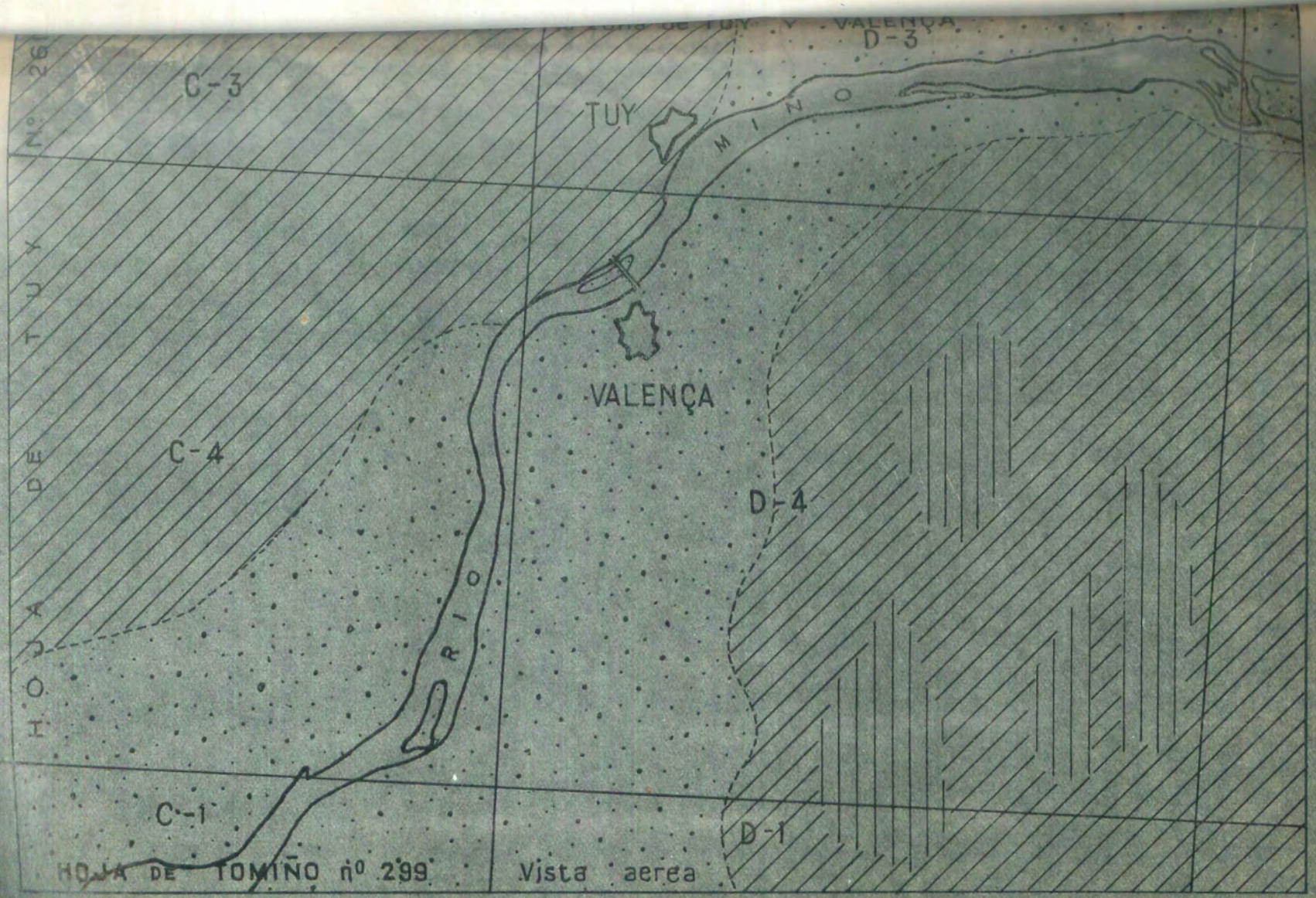
Esquistos migmatiticos (TRAZOS IRREGULARES)

Neises glandulares

Terrazas

Sedimentos recientes

Fotografías aéreas proporcionadas por el Ministerio del Aire.
Publicación autorizada por el Consejo Superior Geográfico.



HOJA DE TOMIÑO nº 299 Vista aerea


HOJA DE TOMINO Nº 262
69796 BJSIV
C-1
D-1
C-4
D-4
C-3
YUT
TOMINO

HOJA DE TUY Nº 26

C-3

C-4

C-1

D-3

D-4

D-1

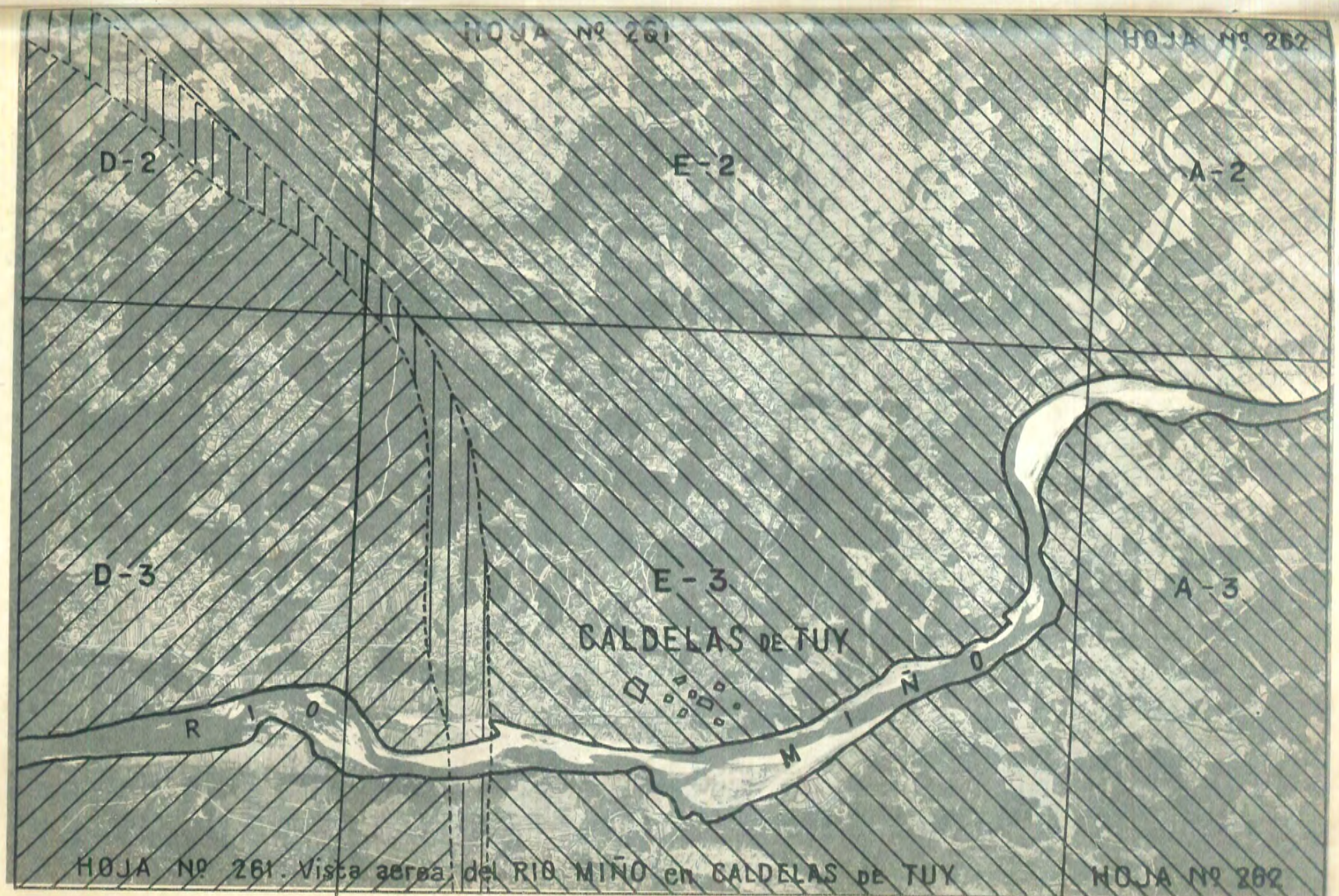
TUY

VALENÇA

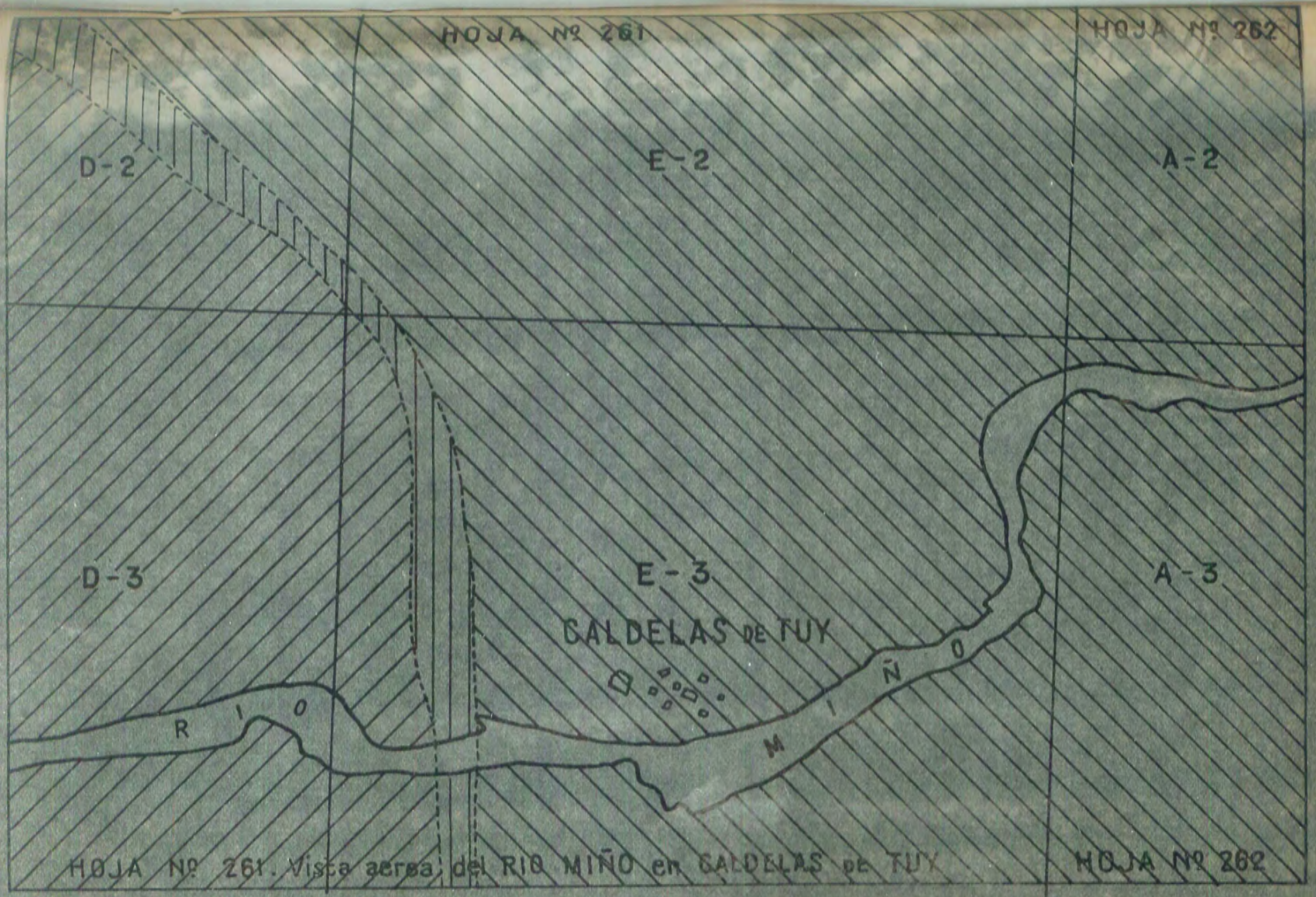
M I Ñ O

R I O

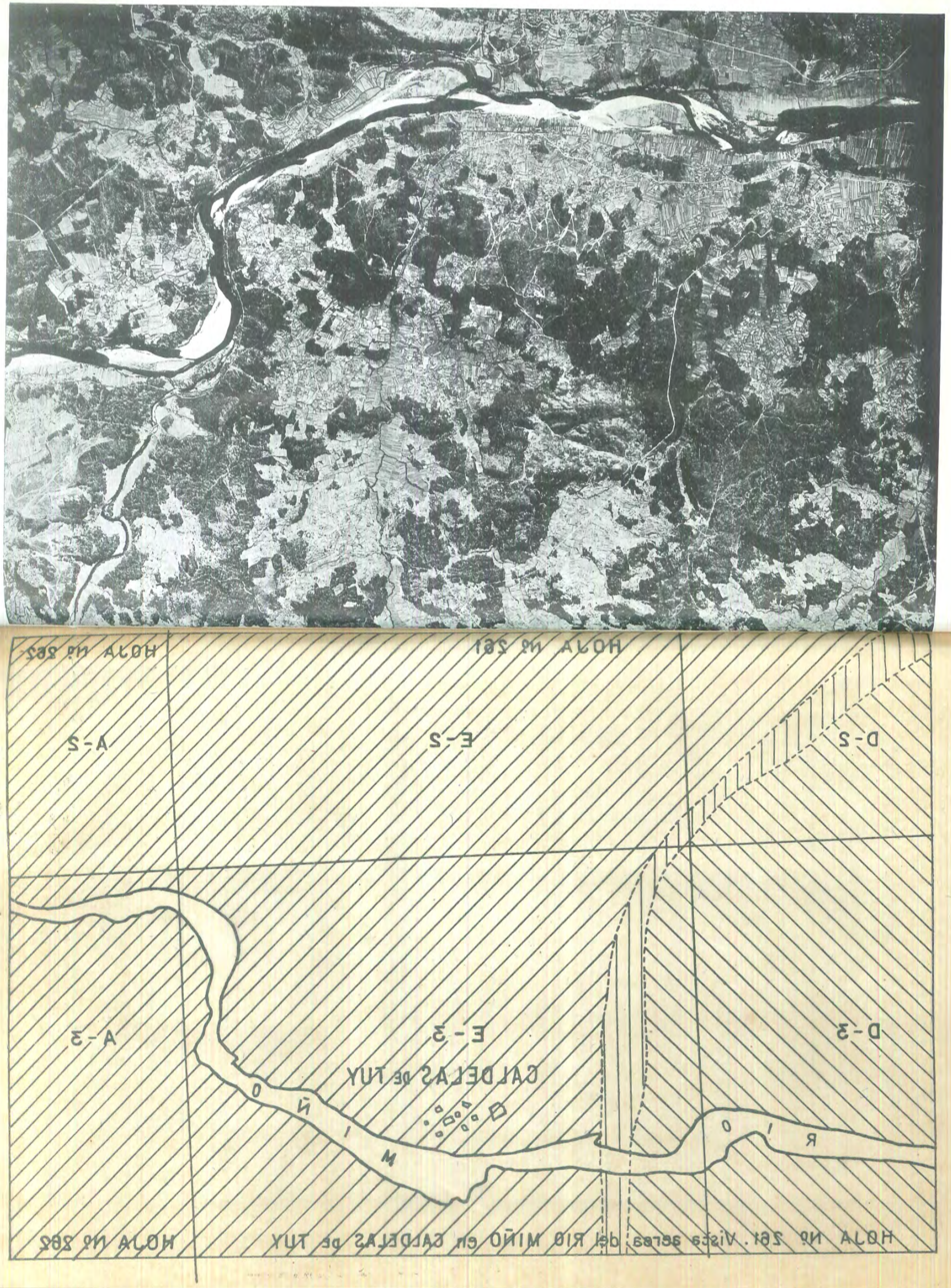
HOJA DE TOMIÑO nº 299 Vista aerea



HOJA Nº 261. Vista aerea del RIO MIÑO en CALDELAS DE TUY



HOJA Nº 261. Vista aerea del RIO MIÑO en CALDELAS DE TUY


HOJA Nº 261. Vista aérea del RIO MIÑO en CALDELAS de TUY
HOJA Nº 261
HOJA Nº 262
V-3
E-3
D-3
CALDELAS de TUY
M I Ñ O
R I O
V-2
E-2
D-2

HOJA Nº 260

HOJA Nº 261

BAYONA

GONDOMAR

E-2

A-2

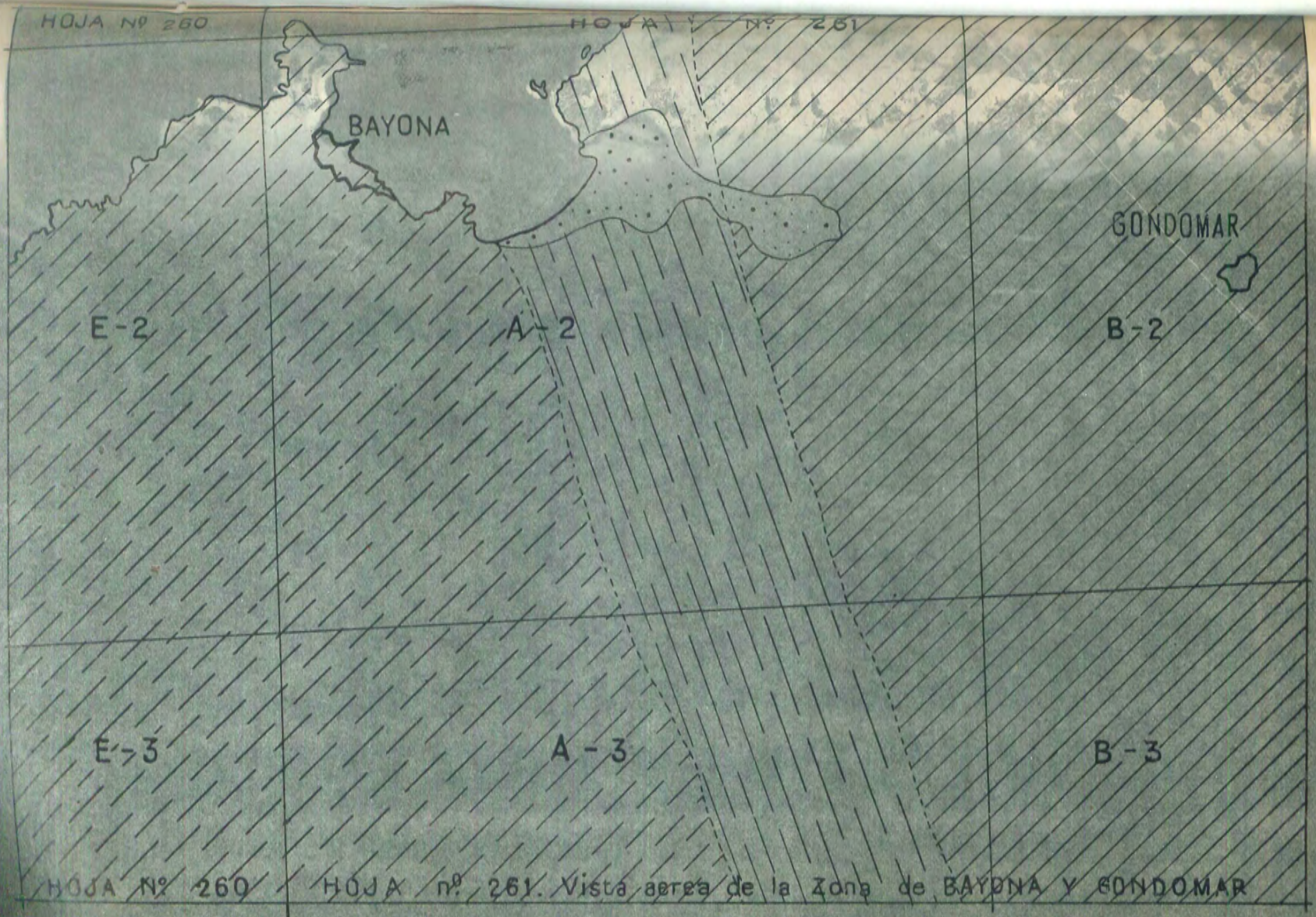
B-2

E-3

A-3

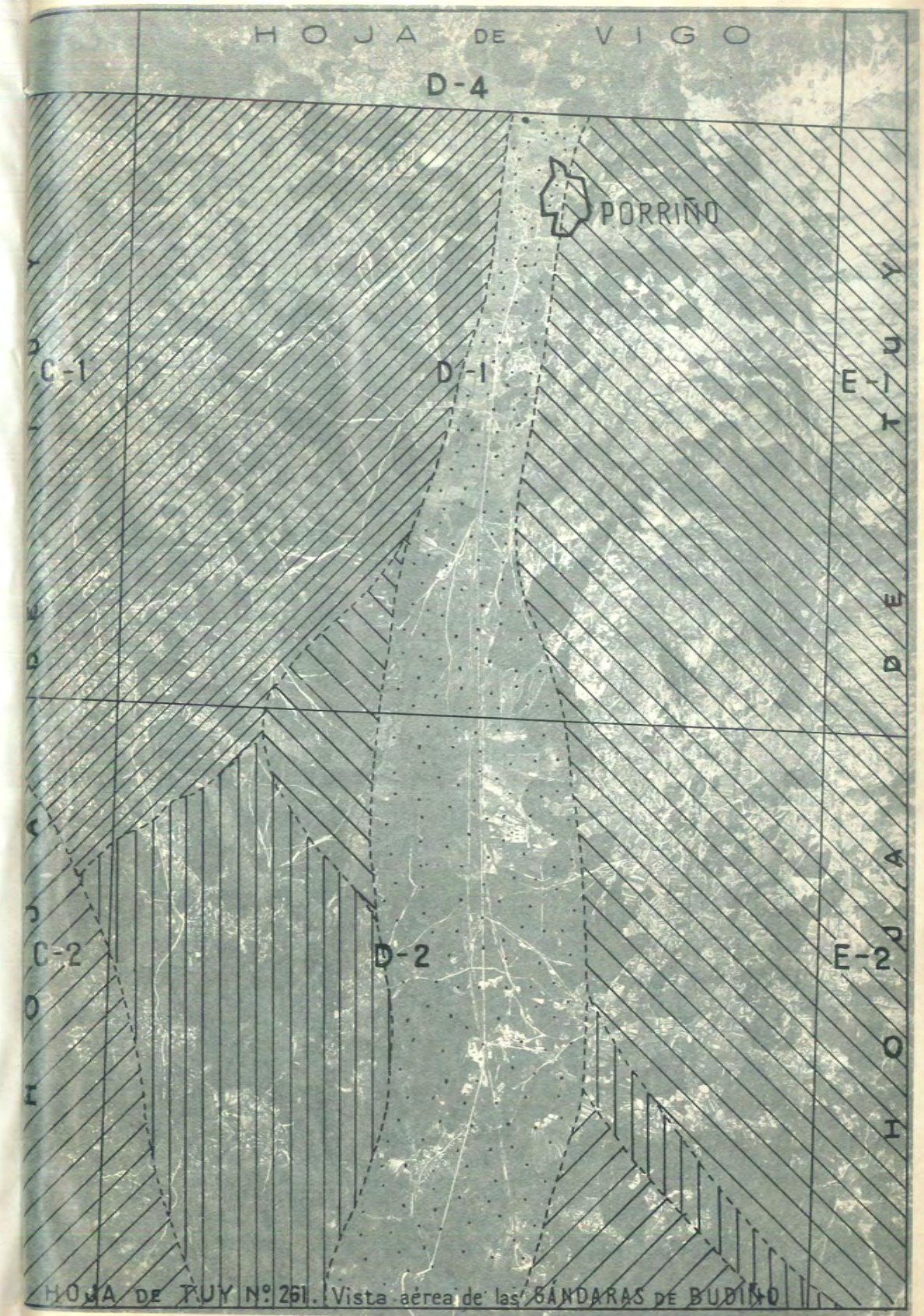
B-3

HOJA Nº 260 / HOJA nº 261. Vista aerea de la zona de BAYONA Y GONDOMAR

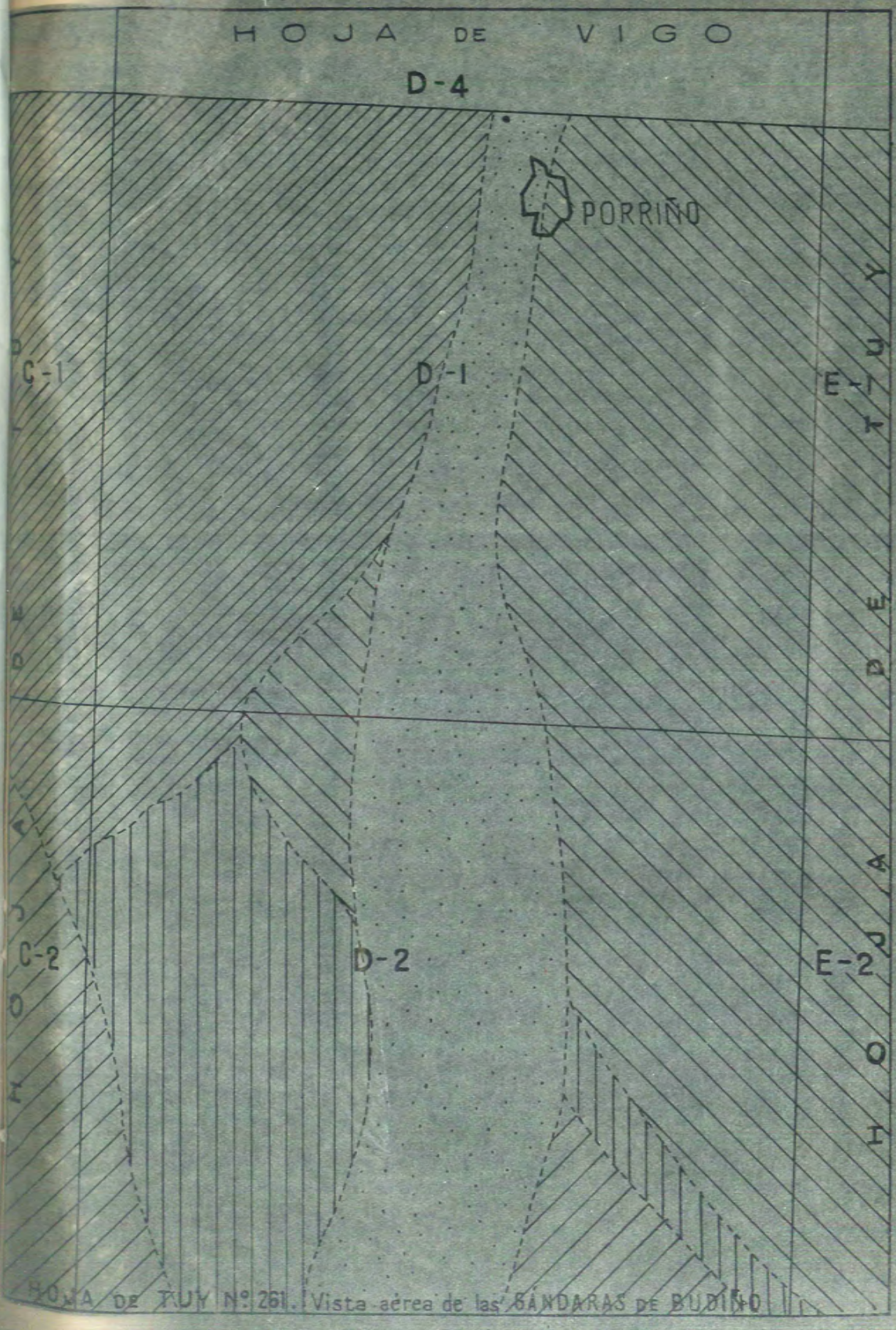


HOJA Nº 260 / HOJA nº 261. Vista aerea de la zona de BAYONA Y GONDOMAR


HOJA Nº 260
HOJA Nº 261
BAYONA
GONDOMAR
B-2
A-2
E-2
B-3
A-3
E-3
HOJA Nº 260
HOJA nº 261. Vista aerea de la Zona de BAYONA y GONDOMAR

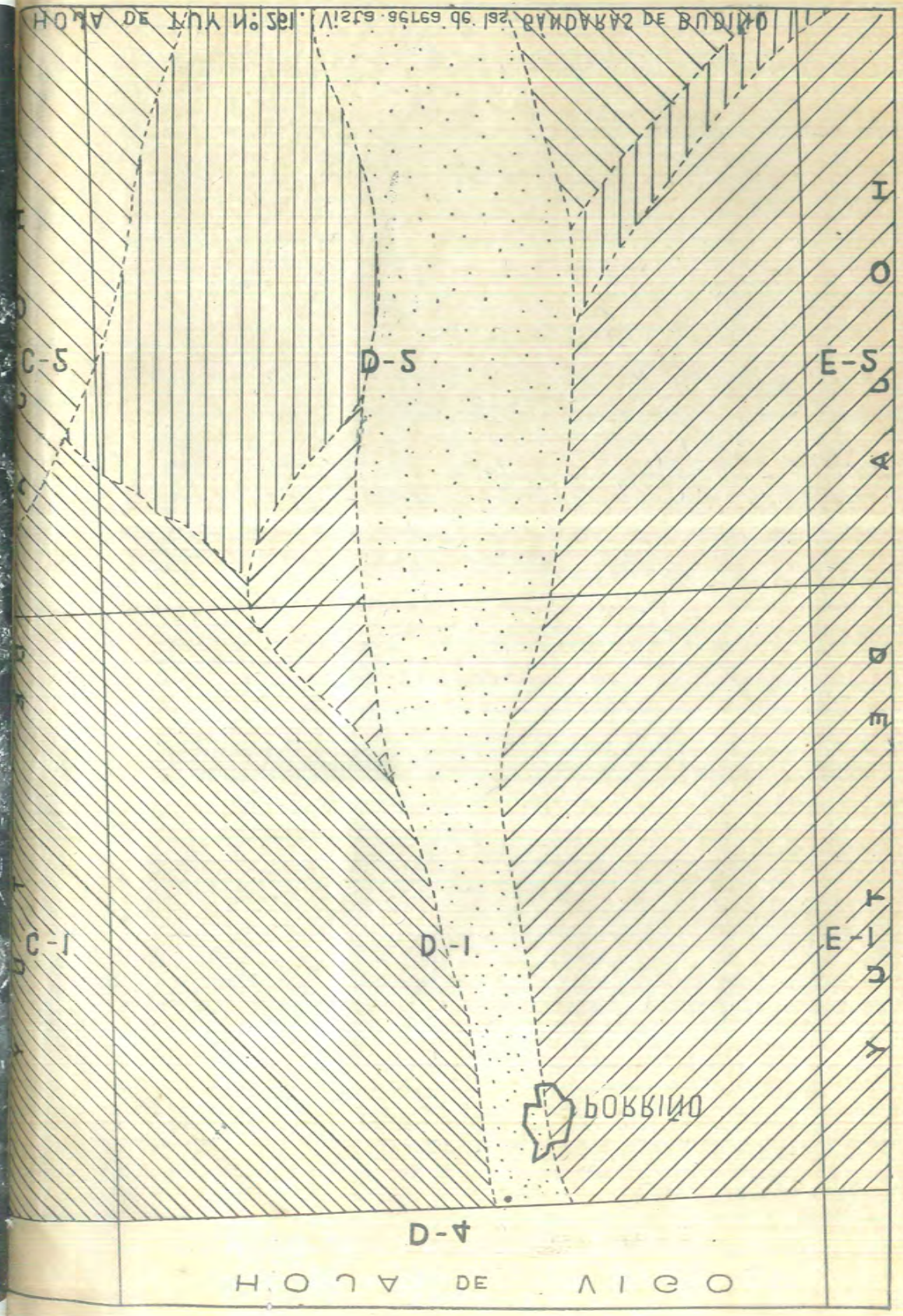


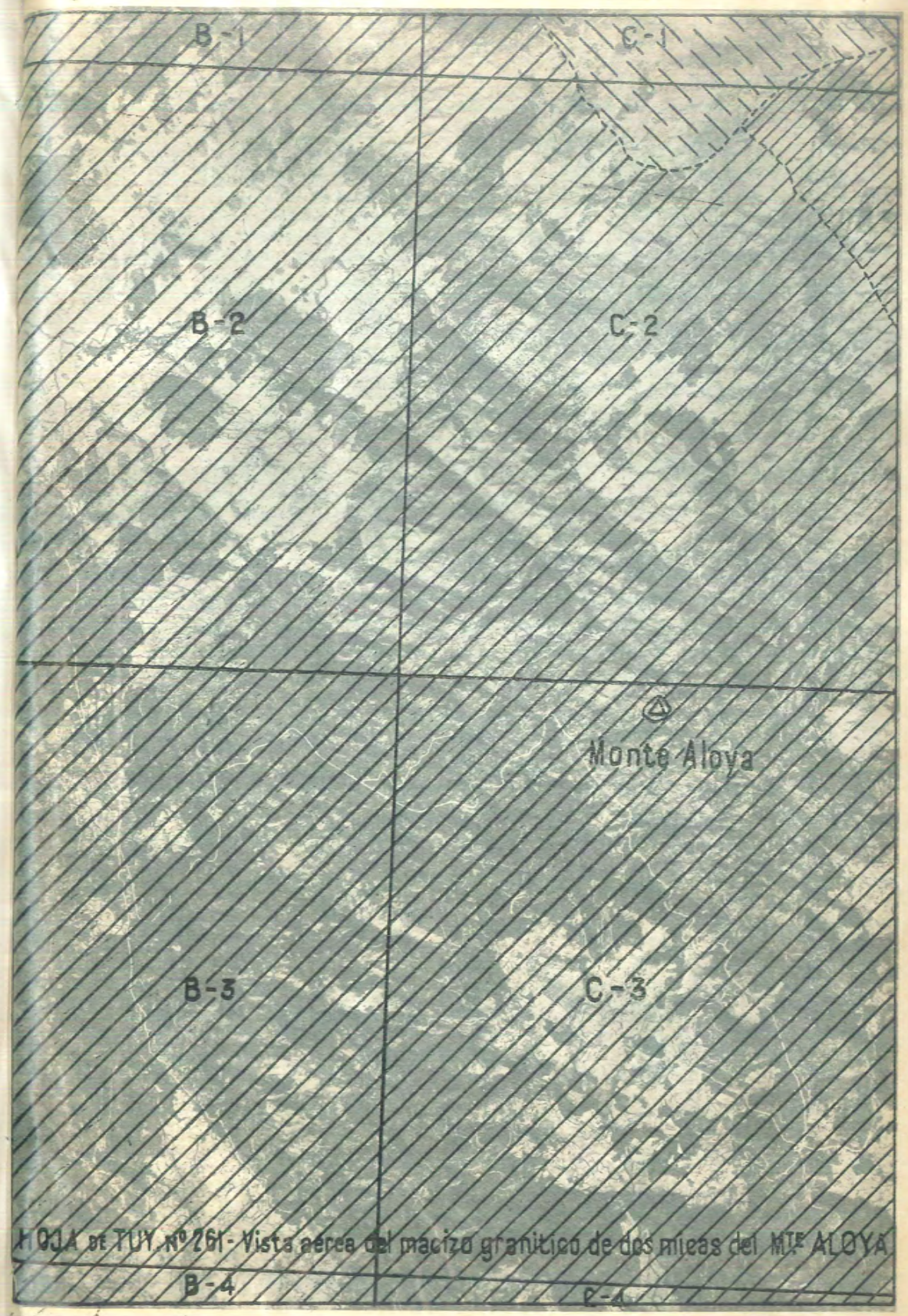
HOJA DE TUY Nº 261. Vista aérea de las BANDARAS DE BUDIÑO



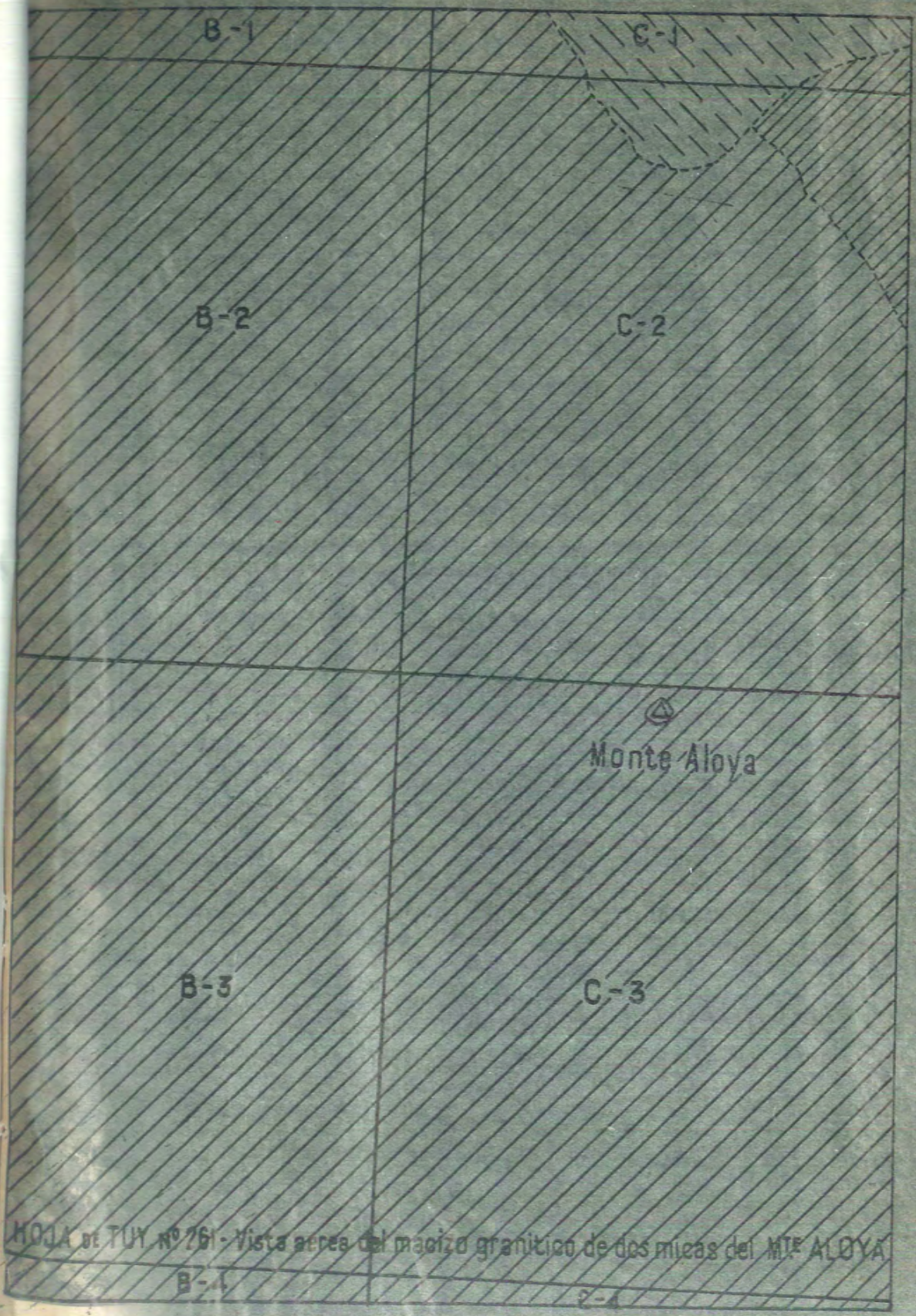
HOJA DE TUY Nº 261. Vista aérea de las BANDARAS DE BUDIÑO




HOJA DE TUY Nº 251. Vista 69769 de las SANDARAS DE BUDIÑO
C-5
D-5
E-5
C-1
D-1
E-1
PORRIÑO
D-4
HOJA DE VIGO

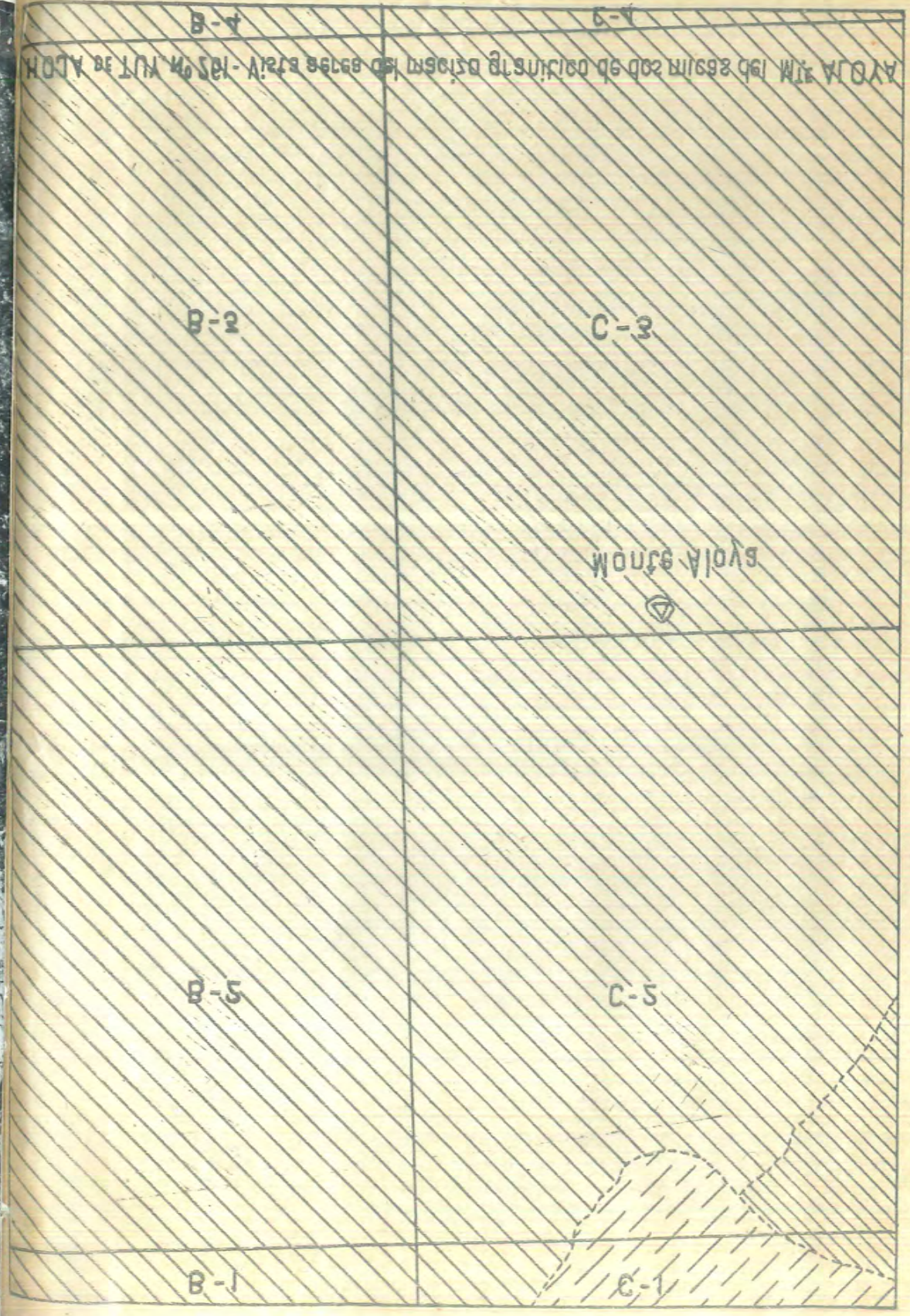


HOJA DE TUY Nº 261 - Vista aérea del macizo granítico de dos micas del MTE ALOYA



HOJA de TUY Nº 261 - Vista aerea del macizo granitico de dos micas del Mte ALOYA




B-4
C-4
B-3
C-3
Monte Alloyo
B-5
C-5
B-1
C-1