

ME

Modelo

MEMORIAS
DE LA
REAL ACADEMIA DE CIENCIAS
EXACTAS, FISICAS, Y NATURALES
DE
MADRID

SERIE DE CIENCIAS NATURALES

TOMO XIII

GEOMORFOLOGIA DE LA CUENCA MEDIA DEL SIL

POR
FRANCISCO HERNANDEZ-PACHECO

MEMORIA GALARDONADA CON SEGUNDO PREMIO EN EL CONCURSO
EXTRAORDINARIO DEL CENTENARIO
DE LA REAL ACADEMIA DE CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES



M A D R I D
DOMICILIO DE LA ACADEMIA
VALVERDE, 22.—TELEFONO 21-25-29
1 9 4 9



El Sil, profundamente encajado en la Penillanura inferior, cerca de San Esteban. La garganta está fraguada en artoneis y neis micáceos con planos de neisificación verticales y normales a la dirección general del valle. (Fot. H.-Pacheco.)

INTRODUCCION

Galicia en su conjunto y las zonas septentrionales de Portugal, el verdadero NW. peninsular, constituye dentro del viejo Macizo Hespérico de Hernández-Pacheco, la región mejor caracterizada.

Sus rasgos geológicos, en general, están ya lo suficientemente conocidos para tener de tal país idea clara, y poder darse cuenta cómo con sus masas eruptivas, formadas por extensos batolitos, fundamentalmente graníticos, con sus zonas estrato-cristalinas o profundamente metamorfizadas y con sus potentes formaciones del Paleozoico inferior, intensamente conmovidas y plegadas por la vieja tectónica herciniana, este conjunto ha constituido un inmenso monolito, un resistente pilar que desde los tiempos medios del Paleozoico ofrece rasgos geomorfológicos de extrema uniformidad.

Pero si geológicamente, el extremo noroccidental de la península nos es conocido y en algún caso, con gran perfección, fisiográficamente no sucede lo mismo. Tal país se sabe es muy viejo, en él, las formaciones primitivas son las que dominan, con caracteres muy marcados; debido a continuada serie de fenómenos metamórficos, lo que las presta su uniformidad y su especial fisonomía.

Si analizamos tales regiones fisiográficamente, pronto nos daremos cuenta que allí existen problemas de un alto interés. Los ríos corren paradójicamente encajados en profundas gargantas, a veces gigantescas en sus proporciones, habiendo despreciado, aparentemente, el camino llano, libre de accidentes que a su paso se ofrecía.

Los relieves son en su conjunto también anormales y en algún

caso desconcertantes, pues las zonas destacadas, las de mayor altitud media que sobrepasa a veces los 1.500 y aun los 2.000 m., en ocasiones son las que nos ofrecen más sencillos relieves, que llegan en ocasiones a determinar embotadas superficies, mientras que zonas bajas, elevadas sólo a 200-300 metros, se caracterizan por topografía compleja y a veces atormentada y áspera.

Amplias depresiones, como las del Bierzo, Monforte de Lemus, del Guinzo de Limia, y en el país vecino, Portugal, la de Chaves, entre otras, representan pequeñas fosas tectónicas de edad muy reciente, dominadas por relieves en gradería, hendidos por líneas de fallas que cuarteán toda la región, determinadas por bloques desnivelados y situados a diversas altitudes y separados entre sí por pequeñas fosas, típicas y bien caracterizadas.

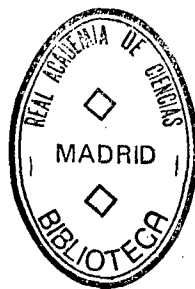
Por ello, si geológicamente el país que vamos a describir es viejo y uniforme, fisiográficamente ofrece rasgos de extrema juventud o mejor, de rejuvenecimientos muy variados, si bien dentro de un tipo morfológico especial, lo que está reflejado fielmente por los rasgos de su red fluvial y por las especiales características de su peculiar relieve.

Debido a todo lo indicado, tal región ofrece, respecto a sus condiciones morfológicas, muy especiales caracteres que en relación con el aprovechamiento hidroeléctrico de su red fluvial, hacen de ella un país ideal, como a lo largo de nuestro estudio podremos ver.

El análisis y descripción de tales características morfológicas, es el tema fundamental del presente trabajo que he procurado orientar, sin salir de las normas geomorfológicas, como estudio de aplicación en relación con el problema más transcendental de nuestra Península, el aprovechamiento de la energía de las aguas que corren por sus ríos.

Como ejemplo de lo que es este país en tal respecto, he elegido y estudiado la zona meridional de la cuenca media del río Sil, donde los rasgos morfológicos, debido a reciente evolución, se muestran más acusados y típicos y en donde, además, obras hidroeléctricas de gran importancia están en la actualidad en ejecución, lo que hace que este estudio pueda ofrecer ejemplos concretos, que relacionen las condiciones fisiográficas del país, con los embalses y saltos de agua de gran importancia, mostrando así de modo claro y preciso, la relación entre la morfología terrestre y la industria hidroeléctrica.

Hay que indicar y ello es de gran importancia que estas características del país gallego y en especial de la zona que estudiamos, se continúan sin interrupción y con idénticos rasgos por las zonas septentrionales de Portugal, al menos hasta el encajado valle del Duero, siendo pues tal región, fisiográfica y geológicamente considerada, continuación natural de aquella otra, ofreciéndonos por ello su conjunto, los mismos rasgos e idénticos problemas, como hemos podido comprobar recientemente, al recorrer el país vecino en misión científica.



LA GEOMORFOLOGIA GALAICA DE LA CUENCA MEDIA DEL SIL EN RELACION CON LA INDUSTRIA HIDROELECTRICA

ANALISIS BIBLIOGRAFICO

Creo muy conveniente hacer un análisis relativamente detenido, de todo lo publicado y cuyo conocimiento ha llegado a nosotros, en relación con las características geomorfológicas del NW. peninsular, pues ello nos ha de servir para fijar en el tiempo, ciertos movimientos epirogénicos, así como poder datar la edad de determinadas formaciones sedimentarias que por carecer de fauna fósil, no es posible clasificarlas de otro modo.

Acompaño a tal análisis bibliográfico, la lista de las publicaciones que se han consultado directamente y también de las que tenemos noticias científicas muy completas, por trabajos de otros autores.

En tal conjunto, destaca la escasez que con respecto a morfología gallega y del N. de Portugal existe, si bien en este país, se estén llevando a cabo en la actualidad, un conjunto de investigaciones respecto a tales problemas, muy interesantes.

Por otra parte, este análisis nos servirá para poder fijar la extensión aproximada que en tal territorio del NW. peninsular tiene, el país caracterizado por la uniformidad de su geomorfología.

Trabajos en relación con el país gallego.

Desde finales del siglo pasado el territorio gallego viene siendo estudiado por distinguidos geólogos, destacando en aquella época los trabajos de Macpherson (3-5-9-10-11-12-16), en los que se dan a conocer los rasgos tectónicos de este país, admitiéndose ya entonces la existencia de una tectónica prehercínica que afectó a los materiales

precámbricos y de los cuales se ocupó con relativo detenimiento el citado geólogo. También describió numerosas rocas eruptivas y en particular las del núcleo montañoso de Sierra Capelada.

Barrois (4) estudió algunos granitos en los confines de Asturias y Galicia, así como los terrenos antiguos de estas zonas, lo que se hizo posteriormente con más detalle por Mallada (14), al tratar de tales formaciones en su descripción del Mapa Geológico de España.

Anteriormente Schulz (1) hizo la descripción geognóstica general de estas tierras, trabajo muy meritorio para la época en que fué llevado a efecto, 1835, y en el que ya se dan las normas generales de la distribución de las formaciones geológicas y de las grandes masas eruptivas, tanto en Galicia, como en los límites del país gallego con Asturias.

Becerro de Bengoa (8) nos da una visión muy interesante de carácter literario del país gallego. En ella se describe bien el relieve y, en general, el ambiente geográfico, caracterizado según él fundamentalmente, sólo por lo angosto y profundo de sus valles. Aún Galicia no era conocida en sus altas tierras, de tan amplios y variados horizontes.

Calderón (15-17-18-19-20) da a conocer algunos fenómenos sísmicos ocurridos en Galicia. Aunque los datos son sumamente escuetos, se ve el marcado carácter local de tales fenómenos, pues la onda sísmica no pasa a comarcas relativamente próximas.

En estas primeras épocas los estudios tectónicos comenzaban ; de todos modos ya Suess, en su trabajo «Das Antlitz der Erde», se inspiró con respecto a la tectónica peninsular muy fundamentalmente en Macpherson (12) y también en el trabajo de Calderón «Ensayo orogénico sobre la Meseta Central de España» (1). Lo mismo sucedió más tarde respecto a Fischer y Villkomm, cuando dichos autores se ocuparon de la Península.

Ahora bien, el establecimiento de las grandes fracturas que afectan al país y en particular, la existencia de una verdadera red más o menos ortogonal que hoy vemos cruza a Galicia, no había sido fijada, pues tales problemas se iniciaron algunos años más tarde.

(1) CALDERÓN y ARANA, S.: Ensayo orogénico sobre la Meseta Central de España. Anales Soc. Esp. Hist. Nat. t. XIV. Madrid, 1885.

Lo mismo sucedió con el estudio de los rasgos morfológicos, pues por entonces, aún no habían comenzado tales especulaciones científicas.

Poco después Hernández-Pacheco (Eduardo) (22) reúne los conocimientos que del país galaico-duriense se tenían hasta entonces, limitando tal región y dándonos las características fundamentales respecto a su relieve, indicando cómo la Cordillera Cantábrica se deprime al penetrar en Galicia, destacando cuáles son las principales alineaciones montañosas. Se ocupa de los rasgos tectónicos, que son los ya indicados por Macpherson (16), así como de las características geológicas y de la distribución y disposición de las diferentes formaciones y terrenos.

Al final se ocupa de los movimientos epirogénicos, que los fija en el terciario superior y en el cuaternario antiguo, diciendo a este respecto (pág. 37), «pero si se aprecia que la región no está actualmente reducida por completo a tal estado—a penillanura—parece lógico admitir que en esta época—plioceno—, no muy remota, debe haberse producido en el país algún fenómeno que haya dado por resultado el rejuvenecimiento de las formas montañosas»; insistiendo más adelante, «En el post-plioceno, probablemente un movimiento de conjunto en sentido inverso al anterior, un movimiento basculatorio, haría que el macizo gallego se hundiese hacia el NW., dando lugar a que los valles próximos a la costa se hundieran bajo las olas y el mar penetrase por ellos hasta larga distancia tierra adentro, dando origen de este modo a las interesantes rías».

Un lapso de tiempo pasa después sin que el territorio sea estudiado geológicamente, sólo interrumpidos a su comienzo por el trabajo de Scheu (23), en el que se estudian y describen las rías gallegas con visión de conjunto y dando ya las normas generales de su génesis y morfología.

Este período termina, al iniciar Hernández Sampelayo sus estudios referentes a los yacimientos de hierro de Galicia (29) y las investigaciones estratográficas para la explicación del nuevo Mapa Geológico (28), ocupándose especialmente de las formaciones del Paleozoico inferior y dándonos al mismo tiempo a conocer interesantes datos de la geología y tectónica del país (43) y en especial, de las alineaciones fundamentales de los principales plegamientos.

También por esta época se ocupó de las características geotectónicas de Galicia el Profesor Hernández-Pacheco (27), pues al tratar de esta región en su discurso de recepción en la Real Academia de Ciencias y después de destacar la relativa sencillez de sus rasgos geológicos, nos dice (pág. 32), en relación con las grandes fracturas que la afectan ; «Ejemplo de esta clase de accidentes es la geoclava que en dirección N. a S. corta todo el macizo galaico-duriense ; comienza al S. del Duero, que cruza cerca de Ragoa, avanza al N. por el valle del Corgo, pasa por Villa-Pouca de Aguiar y los manantiales termalles de Vidago y Chaves en Portugal y las de aguas carbónicas de Verín, continuando la dislocación, reducida a depresión longitudinal, por Monforte de Lemos, donde la ocupan depósitos sedimentarios modernos hacia el N., donde coincide con la ría de Foz y termina en el Cantábrico».

Ya veremos que tal fractura y otras de menor importancia derivadas más o menos de ella, dan fundamental carácter al país por nosotros estudiado en detalle.

Gómez Núñez (30), por estas épocas, describe El Bierzo, siendo su trabajo más bien descriptivo y de marcado carácter histórico-geográfico, en su sentido amplio. Se ocupa de las Médulas, como principal aliciente romano, para hacer de esta zona, una de las provincias más importantes en relación con la explotación del oro. Existen algunos errores, pues considera al lago Carucedo como de origen glaciar.

También destaca la importancia de los yacimientos de hierro y carbón, que hacen de esta depresión un gran centro industrial, así como de las futuras modificaciones que El Bierzo pueda sufrir en relación con los riesgos proyectados.

Poco después de esta época, recorrí bastante detenidamente, en unión de mi padre y maestro, Galicia, pudiendo comprobar el carácter especial que con respecto a la morfología ofrecen tales tierras. Nos ocupamos fundamentalmente del relieve, viendo que se deriva del juego o movimiento experimentado por los diferentes compartimientos corticales que a manera de bloques, quedan separados entre sí, por grandes fracturas y fallas.

Respecto al poder erosivo de los ríos, pude darme cuenta posteriormente, al recorrer las cuencas del Ulla, Tambre y Jallas, así como

del doble encajamiento de sus valles, motivado por dos ciclos erosivos, valles que se encajaron en plataformas más o menos amplias y homogéneas, a través de las cuales avanzaban en épocas anteriores al cuaternario superior, siguiendo anchas y pandas vallonadas.

Pude apreciar que las zonas divisorias de aguas, quedaban formadas muy frecuentemente por planas plataformas, que ofrecen acentuados caracteres de penillanura, situadas a diferentes alturas, en virtud de fenómenos de basculación y movimientos en masa y en sentido vertical que los diversos compartimientos corticales había experimentado.

En esta excursión, me acompañó el Sr. Parga Pondal, que se ocupaba entonces del estudio de los granitos gallegos.

Después de estos trabajos de campo nuestros, Hernández Sampey (43-49-61) se ocupó en general de la geología gallega, desarrollando diversas cuestiones relacionadas con morfología y tectónica, y en especial, con las cuestiones referentes a estratigrafía del Paleozoico de este país, así como con la minería de la región.

Al ocuparse de la morfología, indica este distinguido ingeniero, que «El examen atento de la morfología, ya iniciado al estudiar las costas de Lugo, evidencia dos formas de Galicia: la oriental, pizarrosa, con sus cordilleras longitudinales Norte-Sur y borde recto de la costa, y la Galicia granítica occidental de orientaciones orogénicas confusas y contorno redondeado».

Vemos aquí una fundamental acción erosiva diferencial, que hace destacar hacia Oriente, en el relieve, a las cuarcitas, mientras que a Occidente todo es mucho más uniforme, siendo los arrumbamientos generales de SW. a NE. «...autoriza a suponer—nos indica—una coincidencia entre las líneas geológicas y geográficas, o sea que los pliegues arrumbados de NE. a SW. deben estar representados, en el macizo granítico, por las líneas orogénicas de las corridas montañosas».

Con respecto a la tectónica, hace ver cómo la disposición de los arcos tectónicos de Galicia y Asturias fueron ya señalados por Schulz (1), lo que sirvió a Macpherson (3-16) para fundamentar su hipótesis del recurvamiento por choque contra el granito, de las oleadas tectónicas, modo de ver, primero, compartido por Hernández-

Pacheco (22), y luego modificado (27) y atribuido al juego de las grandes fracturas que dieron origen a las Hispánidas.

Cueto (33) atribuye tal cambio de arrumbamiento a la formación, después de cada fase orogénica, de una zona inmediata al conjunto plegado y concéntrica con ella, que ofrece acusada tendencia a deformarse.

Más recientemente, todos estos fenómenos tectónicos están en parte descritos por Hernández-Pacheco, Eduardo (35), al ocuparse de las terrazas de los ríos españoles, trabajo en el que se tuvieron ya en cuenta las observaciones de Lautensach (36) a este respecto.

De gran interés por la extraordinaria cantidad de datos geográficos, en relación con la especial orografía de Galicia es el libro de Otero Pedrayo (37). En él se describen estas tierras de modo magistral, siendo tal publicación un auxiliar inestimable para todo aquel que quiera tratar cuestiones fisiográficas de estas zonas peninsulares.

Las altas zonas montañosas gallegas, ya en los límites con León y Zamora, son también estudiadas, describiéndose en el tipo de glaciario, así como la morfología especial que ofrecen tales macizos en relación con la acción erosiva glaciaria (39-40-41). De estas cuestiones también se ocupó Lautensach (44-45), que es, sin duda, el geógrafo que mejor síntesis ha hecho de estas comarcas fronterizas con Portugal.

Posteriormente, el Prof. Vidal Box (60), estudia las cuencas de los ríos Sil y Miño, en algunos de sus segmentos, fijando los niveles de sus terrazas y analizando las características generales del país recorrido, y en particular la morfología de ciertas cuencas, tales como la de El Bierzo. Nos indica al comenzar su trabajo que «Las comarcas montañosas de la provincia de León, que por el N. y NW. se continúan por tierras de Galicia y Asturias, constituyendo uno de los problemas geográfico-geológicos de mayor interés, al servir de enlace natural entre dos países con fisonomía y arquitectura geológica diferente.

Por una parte, las regiones centrales de Castilla la Vieja, con historia geológica bien conocida y rasgos morfológicos bien interpretados; por otra, el macizo antiguo, paleozoico y cristalino de Galicia, hoy todavía con su uniformidad litológica y formas nuevas de relieve, una de las incógnitas en el conjunto peninsular».

Vidal Box, teniendo en cuenta los trabajos de Stickel (39-40), Aragón (24), Vosseler (41) y otros autores que se ocuparon de formas concretas de glaciario en estas zonas del NW. peninsular, y de Lautensach (36) y Hernández-Pacheco, E. (35), que trataron de los diferentes niveles de terrazas existentes a lo largo de ciertos ríos gallegos, determina los conjuntos fundamentales de tales formaciones en diversas zonas, señalando como problema fundamental la relación que entre las superficies de erosión y las de depósito o terrazas pueda existir, cuestión ésta que ha de fundamentarse en nivelaciones suficientemente exactas y necesarias, para que nos den los elementos de juicio para fijar, si existieron o no, deformaciones de tales depósitos después de su formación, pudiendo así hacerse la historia geomorfológica del macizo gallego y de su accidentada costa. Para ello ha de comenzarse por trazar el perfil hidrográfico de los ríos gallegos, con gran exactitud y minuciosidad.

Respecto a la edad de determinadas formaciones de El Bierzo, el Prof. Vidal Box fija la época de una formación rojiza de conglomerados poco cementados, a la que data como mio-pliocena, formación bien representada en Las Médulas.

Además señala la existencia entre Fresnedo y Toreno, al N. de Ponferrada, de un conjunto detrítico bastante coherente y de facies fina, que se presenta buzando unos 20° hacia el S. y SW. Tal formación, según Vidal Box, es francamente miocena. Queda cubierta por aluviones y casajos arcillosos modernos, que se extienden hacia el S. (50).

Nosotros, en la formación de Las Médulas, creemos ver un conjunto plioceno, coincidiendo con Vidal Box en la edad miocena—¿Vindoboniense?—del conjunto inclinado, situado entre Fresnedo y Toreno.

Schulz (1) y Monreal (2) consideraban a estos sedimentos como anteriores al Cuaternario. El último de los citados autores decía en 1878: «Hay que considerar como terciarios no solamente los terrenos que se extienden desde Villafranca de El Bierzo a Ponferrada, sino también los manchones de Las Médulas, Ribón, etcétera.»

Los mismos depósitos fueron dados por Casiano de Prado en 1862 (bis) como diluviales, y lo mismo opinó Mallada en 1911 (21), mientras que Stickel los compara con las formaciones terciarias de

Castilla, y a los materiales arcilloso rojizos, en parte los considera como terciarios y en parte cuaternarios (39).

En el Mapa Geológico (1932 y 1936) tales formaciones están teñidas de amarillo, como correspondientes al Mioceno, y los depósitos más altos hacia la divisoria con el río Calza, como cuaternarios, no figurando las formaciones recientes de Bembibre.

Respecto a las unidades morfológicas de El Bierzo, distingue Vidal Box tres niveles (50); uno determinado por la campiña, situado a altitud comprendida entre 420 y los 500 m., otro por el nivel de arrasamiento de 600-700 m. y el tercero por un segundo nivel de arrasamiento comprendido entre 700 a 850 m.

En la campiña destacan claramente los dos niveles de terrazas.

La superficie de arrasamiento de los 600-700 m. enrasa uniforme y horizontalmente a las superficies de los cerros planos rojizos y a las aplastadas pirámides del Terciario, con las rasas superficies de los granitos y pizarras paleozoicas, dando todo este conjunto origen a un mismo nivel, el llano de La Valgoma.

La segunda superficie de arrasamiento, situada entre 700 y 800 metros, está representada en la cuenca de Bembibre y valles de Boeza, dando origen a una planicie discontinua, con altitud superior a 700 metros limitada por el Boeza, extendiéndose hasta las empinadas laderas silúricas y carboníferas situadas al N.E. de Folgoso de la Rivera.

Esta superficie se desarrolla fundamentalmente sobre arcillas y conglomerados rojizos, la cual, hacia el N.E. pasa a la zona pizarrosa, situada a 800 m., en la cual se ha encajado el Sil. Hacia el S., tal unidad, al estar disecada por la red fluvial, desaparece en parte, conservándose sólo en cerros aislados de forma cónica, las cuestas, con cotas poco superiores a 800 m.

La planicie a que dan lugar los depósitos terciarios, con potencias visibles de 100 m. en la margen derecha del Sil y en la vega de El Barco, es considerada por Vidal Box como la más reciente de la depresión de El Bierzo, siendo de época pliocena.

La génesis de esta región se desarrolló, según Vidal Box, siguiendo las siguientes etapas:

La fosa de El Bierzo se produce debido a movimientos anteriores

a los depósitos rojizos que forman la planicie pliocena antigua, elevada de 700 a 800 m.

Posteriormente tienen lugar movimientos de conjunto, después de soldarse entre sí los distintos compartimientos que con individualidad funcionaron en el Terciario medio y superior.

Debido a diferentes encajamientos de la red fluvial, los depósitos rojizos del Lago Carucedo y de Las Médulas, quedan situados a diferentes alturas con respecto al Sil, fenómeno que tiene lugar en el Plioceno y aún en el Cuaternario.

Finalmente, el país ha permanecido firme, sin movimientos de bloques, después del terrazamiento fluvial, pudiéndose seguir con bastante uniformidad el perfil de las terrazas a lo largo del valle del Sil.

Admite también el Prof. Vidal Box, que antes de depositarse los materiales rojizos de El Bierzo, existía en estas zonas un relieve suave, de planicies niveladas, quizá sobre restos de rasas preterciarias (para nosotros oligocenas), representativo tal nivel de las actuales de cumbre.

Posteriormente, tal superficie se desquicia durante los movimientos pliocenos, época en que ciertas zonas quedan, dando lugar a las más elevadas de cumbres, cuyos retazos aplanados se destacan hoy patentemente.

A consecuencia de todo ello, evoluciona El Bierzo, constituyéndose en él las unidades morfológicas descritas.

En líneas generales coincidimos con las opiniones de Vidal Box, pero suponemos que durante el Mioceno, dominaron casi en absoluto los fenómenos de arrasamiento, siendo fundamentalmente en el Cuaternario cuando se produce el encajamiento epigénico de la red fluvial de Galicia, a consecuencia de los movimientos epirogénicos que tuvieron lugar en el Plioceno.

En otro trabajo del mismo geólogo Sr. Vidal Box (71) se describen una serie de capturas en la alta cuenca del Sil y del río Luna, debido a ciclos de acción erosiva remontante motivados por los movimientos que todo el país ha experimentado, al final del Plioceno y comienzos del Cuaternario.

Los bloques corticales en esta zona se movieron con independencia, lo que es típico durante tales épocas en el territorio de Galicia,

dando origen a la captura de la alta cabecera del río Luna, que desagaba hacia el E., por el Sil, el cual fraguó una profunda hoz en la zona de unión de ambos bloques, fractura que es patente hoy en el citado accidente que da origen a la angosta garganta del Puente de las Palomas, encajada en parte en la altiplanicie de La Babia.

Este interesante fenómeno nos indica hasta dónde ha alcanzado el rejuvenecimiento de la red fluvial cuaternaria, que ha sido muy enérgico en toda la cuenca del Sil.

Posteriormente, al primer estudio de Vidal Box (60), los Ingenieros de Minas señores Hernández Sampelayo P. y A. (65), publican un trabajo referente a este país. Se discute fundamentalmente en él las hipótesis indicadas por el profesor Vidal Box, para fijar la morfología de esta cuenca, así como la edad de las formaciones que en parte la rellenan.

Datan los señores Hernández Sampelayo como de época Vindoboniense a los materiales inferiores y en ciertas zonas inclinados; las restantes formaciones darían origen a una serie tectónica que se enlaza, sin fácil separación, con los depósitos típicamente cuaternarios (terrazas).

Discuten los señores Hernández Sampelayo, al final, los puntos de vista a que llega el profesor Vidal Box, indicando que «se llega a concluir sin argumentos fehacientes, que El Bierzo es una fosa de hundimiento», así como la edad de las formaciones que lo rellenan.

Las razones que se dan para no admitir el modo de ver del señor Vidal Box, merecen ser tenidas en cuenta, pero no creo desvaloralicen la tesis mantenida por este geólogo, la que comparto, respecto a El Bierzo, salvo pequeñas discrepancias de detalle.

Por otra parte, no modifican los citados geólogos lo referente a la evolución geomorfológica, a la que llega el señor Vidal Box, quedando, pues, en el mismo estado, por lo que hasta el presente el problema sigue en el punto indicado por Vidal Box y aceptado por nosotros.

Cueto (64), analiza por esta época la posición de los Pirineos en el sistema alpino y apoyándose en las diversas opiniones del conjunto de los Alpides, llega a admitir que debe considerarse a los Pirineos, no como «un anticlinorium alpino con núcleo variscico—según

opina Seidlitz (*)—, sino más bien ser concebido, como un anticlinorium caledoherciniano (conteniendo también elementos arcaicos), al que los movimientos alpinos adicionaron, tanto por el flanco septentrional, como por el meridional, importantes zonas mesozoicas y terciarias». Esta interpretación difiere poco, como indica el autor, de la de Suess, quien admite que de todas las montañas de España, los Pirineos son los que más profundamente penetran en la estructura de los Altaides. De modo semejante opina Stille (31).

Para Cueto y Ruy Díaz, la rama pirenaica de la vieja cordillera conservó su movilidad, siendo afectada por las diferentes fases tectónicas a partir del Paleozoico, e incluso en el Mesozoico y aun en el Terciario.

Cueto busca el enlace tectónico de los Pirineos, admitiendo que son la prolongación de los Alpídes, mediante la rama septentrional externa del arco galaico astúrico, con el resto de las cordilleras del NW. de Europa.

La rama meridional del arco, después de ocultarse bajo la cobertera terciaria de la altiplanicie del Duero, surge de nuevo en el Sistema ibérico, viéndose bien como tal alineación orotectónica, termina hacia occidente, incurvándose, es decir, trazando el gran arco galaico-astúrico.

Creyendo ver—y nosotros con él—que por occidente y hacia N., el viejo núcleo cantábrico paleozoico se enlaza con las antiguas cordilleras caledonianas y más hacia oriente y bajo el Cantábrico con el eje hercínico-pirenaico.

Trabajo interesante en relación con la edad de los granitos es el de Parga Pondal (50), publicado en 1935, pues en él se ocupa de la edad de los granitos gallegos. Este autor divide la edad de los granitos en tres grupos, que los caracteriza del siguiente modo: Granitos arcaicos, aquellos que ofrecen textura neísica y con los feldespatos muy caolinizados; la moscovita abunda, siendo rara o faltando la biotita; granitos huronianos, de textura granuda, con los feldespatos muy alterados y con mica blanca y negra en cantidad ponderada, y finalmente, granitos hercínicos, con textura porfiroide, biotíticos y con

(*) Seidlitz, (W).—«Discordanz und Orogenese der Gebirge am Mittelmeer». 1931.

grandes fenocristales de feldespatos poco o nada alterados. En general, la roca se presenta bien conservada.

Indicamos nosotros que la alteración puede ser debida a fenómenos del diatrofismo y en cuanto a la composición mineralógica Schneider (71), la relaciona más que con la edad, a la situación que en las diferentes áreas o zonas tectónicas ocupan estos materiales batolíticos. Así, pues, granitos de muy diferente composición mineralógica y aspecto, pueden corresponder a un mismo período orogénico. No obstante, es muy probable que existan en Galicia granitos prehercínicos, que como veremos, se admiten por los especialistas portugueses que de estas cuestiones se han ocupado.

Trabajos relacionados con el territorio septentrional portugués.

Posteriormente al trabajo de Carlé (58), que se ocupó regionalmente de Galicia, no conozco trabajos referentes a tectónica y morfología del NW. de España, pasando, pues, a hacer el análisis de los trabajos que se refieren al territorio portugués relacionado con Galicia.

En relación más o menos directa con el país que vamos a describir, en estos últimos años, se han dado a conocer diferentes trabajos y notas en Portugal.

Zbyszewski, G. (59) se ocupa de los movimientos y características de la costa portuguesa, cuestión ésta que ha sido más o menos extensamente estudiada por diversos autores—Ribeiro, O. y otros (63-66-67-68), Vasconcellos (6); Choffat, P. (84-91); Nobre, A. (13); Fleury, E. (26); Lautensach (36); Boucart; Carrington da Costa, J. (75), y Freire de Andrade, C. (54)—habiendo todos ellos señalado niveles costeros levantados o al menos depósitos marinos cuaternarios.

Portugal, en este respecto, se encuentra en situación privilegiada, pues adosado al Macizo Hespérico o formando parte integrante del mismo, ofrece en su litoral diversidad de fenómenos relacionados íntimamente con estas cuestiones, pudiendo esperarse que por tal estudio se llegue a relacionar directamente las formaciones marinas o terrazas litorales, con los depósitos o niveles fluviales, así como con las fases del glaciario.

Sólo tendremos ahora en cuenta los estudios llevados a cabo en

los confines de Galicia o países vecinos ; por ello nos ocupamos del país litoral comprendido entre Duero y Miño.

Según se desprende del trabajo de Zbyszewski (59), en las inmediaciones de Oporto existen dos terrazas litorales. La más elevada o *alta plataforma* ocupa y se extiende por toda la región de esta ciudad, alcanzando hasta la base de las colinas paleozoicas de San Pedro da Cova, Vallongo y San Félix.

El arrasamiento de tal superficie se ha llevado a cabo, sobre granitos y terrenos cristalofílicos precámbricos. Sobre tal superficie descansa una capa, a veces espesa, de sedimentos modernos, integrada por cascajos en la base, englobados en una masa arenoso-arcósica, muy caolínica, resultante de la descomposición de rocas graníticas. Las areniscas son en general gordas y amarillentas o rojas intensas, destacando algunos lentejones de arcillas verdosas.

En la parte superior de tal formación, los materiales gruesos de arrastre se hacen cada vez más abundantes, terminando por dominar. Este hecho ha sido destacado por Lautensach (36-44-45-55). Tal conjunto aparece cubierto por un limo muy alterado, pardo, que encierra cantos rodados. Tales depósitos pueden observarse en los desmontes de las grandes avenidas de circunvalación de la ciudad de Oporto.

El conjunto es muy irregular e incoherente, sin clara estratificación, pudiendo representar formaciones de inundación, así como depósitos típicamente fluviales. Carrington da Costa (56) los relaciona con la presencia de un antiguo estuario. En este caso, los depósitos marinos estarían hundidos en el mar a una cierta distancia de la costa.

Este depósito es, pues, el más elevado y el más antiguo. Choffat (68) lo considera como de edad pliocena. Lautensach (36-44-45-55) lo ha relacionado con la terraza superior del Miño, denominándolo «Superficie de los limos rojos», nivel señalado por Boucart en Marruecos y en otras zonas de la costa portuguesa. Tal plataforma alcanza los 200 m. de altitud al S. de Oporto, descendiendo hacia el N., por cuanto hacia Viana do Castelo queda situada a los 60 m., y en La Guardia, Galicia, sólo queda ya a 45 m. de altitud.

Hacia este punto, según Lautensach (36-78) pasaría el eje de flexión que separaría el país elevado que queda al S. del sumergido

que se extiende hacia el N. y que ha dado origen al fenómeno de las rías.

A nivel más bajo y en la zona de Oporto destaca otro depósito o *baja terraza litoral*, más moderna, que ya fué señalado por Vasconcellos (6), Nobre (13), Serpa Pinto (38), Lautensach (36) y Carrington da Costa (56). Tal nivel hacia el S. continúa hacia Espinho, luego se inflexiona hacia el E. para desaparecer sobre formaciones recientes, en la llanura de Aveiro.

El substrato de tal formación aparece en la costa, dando origen a arrecifes, quedando cubierto por arenas y formación de médanos que determinan un cordón que enmascara a un pequeño resalte de la costa, formado en granito neísico, que queda cubierto por una masa de grava ferritizada, cementada, en la que destacan cantos rodados de grandes dimensiones. El conjunto queda cubierto por limos pardos, con indicios de industria *asturiense* del Paleolítico superior.

Existen también sobre tales depósitos, restos de conchas de moluscos; *Pectunculus glycimeris* L., *Macra sólida* L., y *Anomia ephippium* L., pero recogidos en la superficie del suelo, pudieron ser más recientes que la terraza.

Este nivel se conserva bien hacia Casteio de San João da Foz, bajo las construcciones. También existen aquí vestigios *Asturiense* y una fauna de moluscos relativamente variadas: *Pectunculus glycimeris* L., *Macra sólida* L., *Mytilus edulis* L., *Purpura lapillus* L., *Helix aspersa* Muller, etc., semejante a la del Cabo Espichel.

Tal nivel queda situado a unos 10 m. de altitud y sus materiales continúan hacia el N. por Leixões. En ella existen esculpidos pilancones, cuyas pulidas paredes y el relleno de cantos rodados atestiguan ser formas de erosión muy recientes. Algunos cantos de los que rellenan tales pilancones, alcanzan dimensiones de 80 cm. de diámetro. Por encima existe un depósito de playa levantada con *Patella vulgata* y *Taper sp.*, recogida por Lautensach (36).

Al E. de Aputia, en la carretera de Necessidades, aparecen arenas gruesas, recubiertas por una capa de grava gruesa fluviales, semejantes a las de la llanura inferior del Cávado, cerca de Espozende, capa que alcanza una potencia de 1,50 m., estando muy inclinada. Ello indica la existencia en estas zonas de movimientos recientes, que

ha elevado a la zona paleozoica de San Félix y hecho descender el litoral. Los cantos aún se los ve a altitudes más elevadas hacia el Este. El origen de esta formación parece ser debido a los aportes del Cávado, que pudo haber desembocado antes al S. de su actual estuario. Más al N., esta baja terraza litoral alcanza cerca de un kilómetro y medio de anchura, apareciendo cubierta por limos pardos. Su límite oriental sería entonces el litoral portugués, según opina Lautensach (36).

Entre Viana do Castelo y el estuario del Miño, se reconocen aún la existencia de pilancones ya señalados por Choffat (84-91) y depósitos playeros reconocidos por Serpa Pinto (38) en cuya base existen depósitos de turba, reconocibles en marea baja, que descansan sobre el substrato granítico. Toda la baja llanura es una plataforma de abrasión marina cuya edad sería *Achelense-Musteriense*. Según Obermaier (32), este nivel inferior correspondería al Würmiense. Para Lautensach (36) sería inmediatamente posterior al Post-glaciar.

Hacia tierra adentro, aparece otra playa cuaternaria más elevada, que alcanza los 40-60 m. de altitud.

A lo largo de los ríos se reconocen terrazas, pudiendo Lautensach (44-45) haber reconocido tres diferentes niveles a lo largo del Miño y hacia Valença, situados respectivamente a 5 m., 20 y 60 m. En la base de ellos el granito está muy alterado y cubierto por materiales caolínicos. La segunda terraza fluvial, según el autor últimamente citado, se corresponde indudablemente con la terraza litoral inferior. Ambas están fuertemente ferritizadas, mientras que la superior, cubierta de limo pardo, correspondería a la terraza superior litoral o de Oporto. Interesante a este respecto es el trabajo de Medeiros (92).

Mientras que la superior, cubierta de limo pardo, correspondería a la terraza mas alta del litoral o de Oporto.

Existían, así, tres períodos de aluvionamiento separados por dos épocas de encajamiento vertical, lo que hemos podido reconocer nosotros, tanto en el valle del Duero y sus afluentes, como en los ríos Tambre y Ulla en 1939, por ofrecer todos ellos un doble perfil muy característico. El segundo período de encajamiento debió ser extraordinariamente intenso, lo que es denunciado por el perfil agudo en V que presentan todos los valles.

Las dos terrazas superiores, según Lautensach (44-45), han sido deformadas posteriormente a su constitución, pues parecen presentar un abombamiento reciente que alcanza una flecha de 130 m. entre Orense y Monsão. Tal observación nos parece dudosa y debido a defecto de precisión en las observaciones, tanto respecto a localización de las terrazas, como a nivelación.

La elevación del continente después de la última glaciación según Lautensach (44-45), sería de unos 130 m., distinguiendo este geólogo aun por encima, otros varios niveles de rasas en la roca, sin aluviones, estando sobre todo bien marcado el nivel de los 200-250 m. que para él correspondería al interglaciar más antiguo.

Para nosotros, tal cuestión es mucho más compleja, pues tales niveles pueden con toda probabilidad representar a viejas superficies de arrasamiento, desniveladas y situadas a altitudes diferentes en virtud del movimiento y basculación de diferentes bloques corticales.

En el Lima se han fijado dos niveles de terrazas, estando la más alta a 20-30 m. de altura sobre el río. Se admiten también aquí deformaciones de las terrazas que es necesario comprobar.

En el Duero, nosotros hemos computado la existencia de cuatro niveles de terrazas, pero éstas corresponden en absoluto al proceso normal de encajamiento fluvial y no parecen tener relación con las deformaciones y movimientos verticales sufridos por el litoral atlántico.

Por el estado actual de estos estudios, es aún difícil separar el Plioceno superior del Cuaternario, ni aun establecer una cronología de este último, pues hay que tener en cuenta que en el país que estudiamos y en general en todo el NW. peninsular, la corteza terrestre se ha movido y desnivelado en compartimientos diferentes y con valores diversos, lo que aún complica más la resolución de este problema.

Más recientemente, la cuenca del río Cávado ha sido estudiada (66). En esta zona comprendida entre Esia, Criaç, Apulia, Fão, etcétera, hasta Las Necesidades, se indica un nivel de playa levantada que desde el litoral se eleva lentamente hasta alcanzar 30 m. de altitud. Los depósitos playeros descansan sobre un zócalo granítico. Los cantos que recubren el depósito van disminuyendo de tamaño y cantidad, hasta enrasar con la superficie bien nivelada, fraguada en

el substrato rocoso. Superficialmente aparecen útiles tallados *lan-guedocenses* primitivos.

Esta superficie de playa marina y superficie de abrasión bien conservada, se eleva poco a poco hasta enlazar más o menos, con otro nivel que está por encima de una ladera próximamente a los 100 m. de altitud. Tal rasa aparece cubierta por finas arenas y gravas bien rodadas, uniforme conjunto que está cementado por masas caolínicas impregnadas de limonita, que constituyen verdaderos cascajos. La naturaleza marina del depósito se aprecia bien en un corte de la carretera de Necesidades a Póvoa, junto a Laundos, donde masas de arena cubren arrecifes de cuarcita y grauvacas paleozoicas, que muestran la labor erosiva de las olas.

En esta área del litoral, se descubren por lo menos dos plataformas de abrasión marina. La inferior puede tal vez atribuirse al *Tirreniense*, frecuente y bien conservado en la costa portuguesa y que se eleva a 20-30 m. sobre el nivel actual del mar.

La otra playa, situada a unos 100 m., no tiene tan extensa representación, pero concuerda por su altitud con las áreas atribuidas al Plioceno.

La plataforma inferior se enlaza hacia el interior, con un nivel muy frecuente existente a lo largo del valle del Cávado y marcado por depósitos de cascajos rodados, que dan origen a una terraza elevada 30 m. por encima del río.

Cerca de la Capilla del Señor de los Afligidos, en Gilmonde, los cortes de la carretera nos muestran una formación de aluviones con marcada estratificación cruzada, con intercalación de cascajos y de arcillas gredosas, que representan un depósito de estuario, el cual desembocaba en el nivel de playa levantada situado hoy a unos 30 metros de altitud. Es, pues, un ejemplo magnífico de enlace de una terraza fluvial, con una playa levantada.

Algunos kilómetros más hacia el interior, se ha comprobado la existencia de una hoz en el valle del Cávado. El valle encajado en esta zona entre escarpadas márgenes, está orientado sensiblemente de E. a W., cambiando, pues, aquí el rumbo general del río, que viene de ENE. Se trata de un segmento reciente del río, encajado

por epigenia a medida que el bloque, sobre el que actualmente corre, se iba elevando.

Se puede así suponer que el *Tirreniense* marca una pausa importante en los movimientos epirogénicos continentales del Cuaternario, lo que permitió se formase la plataforma litoral y la constitución de la terraza a lo largo del río. Ni por encima, ni por debajo de la terraza de 30 m., destacan otros niveles cuaternarios, pero como es corriente, el nivel pliocénico se descubre elevado más alto, a unos 70 m. de altitud.

La terraza se asienta sobre diversas formaciones excavadas por el río, esquistos pre-silúricos y granitos, cerca de Barcelos. Hacia el N., en las barreras, el depósito de cantos descansa sobre arcosas con estratificación cruzada y cascajos poco rodados de tamaño medio. Este depósito pasa a su vez a arcillas micáceas, con potencia de unos 6 m.

En Cruto, y desde este lugar a Prado, se observa la superposición de dos últimas formaciones. Tal conjunto se asienta sobre una topografía irregular, con apariencia de cuenca cerrada, rellena por arcillas que alternan con capas arenosas. A veces se presenta un nivel de arcilla negra con lignito y vegetales fósiles (*Lygodium Gaudini* *Pteris* sp.), de edad terciaria, formaciones que en Cruto desprenden gases combustibles. Tal depósito corresponde a un régimen fluvial de desagüe deficiente, con depósitos de aluviones en cuencas pantanosas. Tal fenómeno concuerda exactamente con lo que sucede en el país que nosotros hemos estudiado y donde hemos admitido la existencia de zonas deprimidas o cuencas de acentuadas características semi-endorreicas.

Nótase en tales cuencas, y este es el caso de la portuguesa de Cruto, y hacia las zonas más altas de sus depósitos sedimentarios, la presencia de aluviones torrenciales, lo que nos indica el cambio brusco de las condiciones generales del desagüe, que tiende desde entonces a una mayor regularización.

Tal fenómeno denuncia la existencia de movimientos locales, de bloques corticales que trastuecan las características fluviales de la red fluvial, lo que ha ocurrido igualmente en amplias zonas del país gallego.

Todos estos fenómenos pudieran coincidir, y esta es la opinión también de los colegas portugueses, con una fase final del Plioceno, a la que nosotros hemos denominado de *las rañas*, en la que existe un verdadero rejuvenecimiento general del relieve (59).

También coincidimos en que la extensión de estas depresiones o cuencas terciarias eran mayores entonces.

Aunque lejos y sin relación directa con el país gallego, recientemente se ha publicado una nota dando a conocer la morfología del macizo de Gralheira (67).

Queda situado tal relieve (25) de gran complejidad, al S. del Duero y entre los ríos Paiva y Vouga. Lautensach (44-45) incluye la parte más elevada del macizo en el nivel *superior o penillanura de cumbres*, denominación que ha coincidido con la nuestra, para designar los niveles de arrasamiento superiores en el dominio galaico-duriense.

La diferencia fundamental de este macizo de Gralheira, con otros situados más al N. del Duero y de Galicia, es que en éstos dominan los relieves embotados y con cimas aplanadas, mientras en aquéllos, debido a la diferenciación litológica y a la disposición en fajas de los distintos materiales, según la orientación hercínica, faltan los niveles planos o en cúpula, siendo substituídos por perfiles característicos en gradería con pendiente hacia el NW.

Se destaca el macizo, sobre la altiplanicie muy regular de Alberguería-das-Cabras, enteramente tallada en granito, elevada entre 1.000-1.1000 m., que queda hacia el N. Hacia el NE. destaca un país muy vallificado, recorrido por cordales orientados según las alineaciones hercínicas.

Al SE. todas las crestas parecen coincidir en otra transversal, pero en realidad el país aparece formado por una serie de arcos sucesivos cóncavos y convexos, en relación con el resto del macizo.

Las cumbres centrales quedan alineadas, formando la divisoria entre el Paiva al NE. y el Vouga al S. y SE., alcanzando los 1.057 m. en el pico Arada, los 1.073 en el de Cabrica y los 1.053 en San Macario, puntos culminantes del sistema.

La isoaltitud de las cotas más pronunciadas nos permiten admitir un aplanamiento o arrasamiento general de la región, tanto en la plataforma inferior de Alberguería-das-Cabras, que da origen a un

núcleo de dispersión fluvial, como en la crestería superior. El conjunto se inclina hacia el E.

La sucesión de crestas hacia el NE. en extensas alineaciones, están representados los terrenos Precámbrico, Silúrico y Carbonífero. plegados muy probablemente isoclinalmente. La variedad grande litológica, pizarras, pizarras silíceas muy duras, cuarcitas y conglomerados, han determinado la diferenciación en crestas, en *régimen apalachiano*, por evolución de una antigua y única superficie de arrasamiento cumbreña que se reconoce aún en muchos retazos planos, y por la isoaltitud de las cumbres principales.

Por el contrario, la altiplanicie de Albergueria, de gran uniformidad litológica, no cambió en esencia de su tipo primitivo, salvo el encajamiento en ella, no acentuado, de una red fluvial incipiente.

La sinuosidad de la línea cumbreña se explica por la acción erosiva diferencial motivada por la complejidad litológica y en particular por la gran dureza de las pizarras silíceas metamórficas, que atajó la acción erosiva remontante de las torrenteras afluentes al Paiva. Hacia el S., la acción fué enérgica, debido a la erosión remontante de los afluentes del Vouga, que corre a lo largo de una línea de fractura.

Así, tal relieve, fué el resultado de una intensa acción erosiva fluvial que se encajó en la uniforme superficie que niveló a granitos, esquistos y cuarcitas, caso poco frecuente en el territorio portugués, pero sí relativamente corriente, en amplias zonas gallegas.

Después de los estudios llevados a cabo por Zbyszewski en 1940 (59) la región de Oporto vuelve a ser estudiada en detalle y en relación con los depósitos pliocenos y cuaternarios (68), y así, la plataforma comprendida entre la alineación de Vallongo y el mar, vuelve a ser analizada.

En tal plataforma, se ha reconocido un nivel al S. del promontorio granítico de Lavadores, que queda cortado cerca del mar por un ribazo fósil. En la playa se reconocen arenas y cascajos mezclados con materiales más antiguos relacionados con el ribazo citado. Tal nivel poco inclinado, tiene una anchura extrema de un kilómetro y alcanza cotas extremas sobre el mar de 15 a 35 m. En ella se observa una formación de playa levantada.

Hacia el interior, se destaca más o menos claro, otro nivel entre

45-60 m., que es bien visible en un cerro inmediato a la carretera antes citada de Lavaderos y otros puntos. Los cantos rodados son mayores que los existentes en la playa inferior y están unidos por un cemento arcilloso amarillo claro.

Un escalón bien marcado, alcanza una plataforma absolutamente plana, cubierta también por depósitos de playa típicos, como sucede en Cuatro Caminhos, y alcanza los 90 m. cerca de Vila-Nova-de-Gaia, reconocido por Lautensach (36). Aun por encima, la erosión ha respetado algunos retazos de otro depósito de cascajos esparcidos en arena fina, aglomerado por cemento caolínico. Tal sucede en las barreras de Telheiros, donde alcanzan unos 10 m. de potencia, quedando asentados sobre una superficie granítica arrasada. La altitud de este depósito es de 115-120 m. A veces se ve la plataforma inferior desarrollarse a nivel más bajo de tal depósito.

En la margen N. del Duero, la correspondencia con estos niveles es perfecta.

El nivel inferior es considerado por Zbyszewski como *grimaldien-se* (59-72), al que sigue, ampliamente representado, el *Tirreniense* y, como ya hemos indicado, durante él, parece haber existido una pausa en los movimientos eustáticos de estas zonas peninsulares litorales.

La plataforma de los 80-90 m. correspondería al *Siciliense* (59). Entre el *Siciliense* y el *Tirreniense*, parece haber existido un episodio marino menos generalizado y que corresponde al *Milaciense*, no observado por lo general y situado como media a los 50 m. de altitud.

Serían finalmente pliocenos (correspondientes para nosotros a las *rañas*), los canturrales y cascajos situados a los 115-120 m. El carácter marino parece bien fijado por la naturaleza de sus sedimentos.

La cronología duda, es solo provisional, pues es preciso fijar mejor tales niveles y más en zonas como ésta, donde los movimientos recientes tanto han afectado a la altura relativa de las diversas playas levantadas. Los niveles pliocénicos y *sicilenses* están perfectamente horizontales. Las playas *Milicienses* y *Tirrenienses* se inclinan hacia el mar, pero esta inclinación parece ser la natural de tales superficies.

Existen restos de otra formación constituida por algunos cantos rodados enormes, que se eleva a más de 150 m. por encima del Duero.

Ocupan área extensa en los alrededores de las sierras de cuarcitas de Vallongo. Se enlazan tales depósitos con otras formaciones por bolsadas de cantos poco rodados y subangulosos y lentejones de arcillas amarillentas, resultado de la alteración de los esquistos. Los elementos que lo forman son extraordinariamente irregulares.

No es posible confundirlos con otros niveles de playas elevadas.

Estas arcillas con cantos y bloques rocosos pueden ser referidas al *Villafranchiense*, pues cubre a las altiplanicies en las cuales los ríos se encajan progresivamente durante el cuaternario. Tales materiales serían también para nosotros depósito de *rañas*.

Esta vieja y última superficie sólo en su borde fué rebasada por el mar, tallando en ella el alto nivel de finales del plioceno.

Muy recientemente, C. Teixeira (73-76-80) resume lo que hasta el presente se ha dicho referente a tectónica de las zonas del N. de Portugal. Indicando que en este litoral cantábrico-galaico-portugués existen pruebas de un fenómeno de hundimiento; indicando que, en relación a lo que concierne a Galicia, teniendo en cuenta a Hernández-Pacheco, E. (47), tal movimiento es del Plioceno, e incontestablemente en época anterior al cuaternario antiguo, movimiento que afectó a Galicia. A él es debido el fenómeno que dió como resultado la formación de las *rias*.

Hacia el S., y como ya indicó Lautensach (36), el país en general se elevó. El eje de este gran movimiento de báscula lo fijó tal autor a lo largo del valle bajo del Miño.

Modernamente, en pleno Cuaternario, ciertas zonas portuguesas, litoral de Aveiro, ha experimentado un proceso no muy acentuado de inmersión.

Teixeira, pues, vuelve a tratar lo ya por nosotros resumido, en relación a playas levantadas y niveles de terrazas, aclarando muchos conceptos y fijando nuevos puntos de vista; pero, en general, los problemas fundamentales son los ya conocidos y expuestos. (73-76-80).

No obstante, merece destacarse el hecho por él observado de que si se compara lo que sucede al S. del segmento comprendido entre Fão y La Guardia, se echa de ver que en éste no existen los tres niveles inferiores de playas cuaternarias, pues el más alto, el de 60 metros, se termina bruscamente contra un acantilado fósil.

Puede, pues, pensarse que en la región entre el Cávado y Miño, un movimiento de hundimiento anterior al cuaternario medio tuvo lugar.

Tal hundimiento explicaría también la actual posición pliocena de Prados-Barcelos y de Alvarães-San Roma de Naiva. Tales cuencas estarían anteriormente más elevadas, y algunas podrían haber sido invadidas por el mar; por ello tienen su fondo bajo el lecho del río que los atraviesa.

En las conclusiones de este trabajo, el autor hace destacar el papel que en tales fenómenos han tenido ciertas grandes fracturas, que él establece y que nosotros aceptamos sin discusión, pues a lo sumo sólo modifica algo su traza al prolongarla en sus zonas septentrionales y a través del territorio español.

Para dicho autor, el valle del Cávado es una línea tectónica muy notoria, jalonada por manifestaciones hidrotermales importantes. El Miño se acomoda igualmente a otra fractura semejante, pero de mayor importancia, también señalada por manifestaciones minero-medicinales, línea que va desde Valença a Monsão y Melgaço, línea hidrotermal en la cual las manifestaciones sísmicas adquieren cierto predominio.

Ambas fracturas limitan un gran bloque hundido miñoto. La conservación del Plioceno continental en la cuenca Prado-Barcelos, sólo en la margen derecha del río, así como su situación y la asimetría del valle, pueden ser explicadas de este modo.

Existen también fracturas transversales paralelas a la línea de costa, siendo la más importante la que pasa por Monsão y sigue los valles del Tea y del Vez. Esta limita el bloque miñoto por el E. separando dos regiones de diferente morfología; la del E., más elevada y de relieve más joven, y la del W., más baja, más erosionada y vieja. El hundimiento de esta última provocó en consecuencia la erosión en las regiones vecinas, situadas más al E. y fundamentalmente en el quebrado macizo de Gerez, Peneda y Suajo, como nosotros hemos podido comprobar en reciente recorrido por tan interesante país.

Hacia Galicia no se conoce ningún depósito de playas levantadas; por ello se supone que tal región ha sufrido un movimiento

de inmersión muy reciente, lo que está demostrado fundamentalmente por la presencia de las rías. Se trata, pues, de un macizo que se ha sumergido al levantarse el situado más al S., movimiento que Teixeira coloca en el cuaternario reciente, lo que nosotros comprobamos sobradamente al hacer el estudio del relieve galaico, en la región estudiada.

Pero tal suposición es ya mantenida por Hernández-Pacheco, E. desde hace tiempo (46-47), pues a este respecto indica : «El hundimiento del litoral ha producido un rejuvenecimiento de la red fluvial, independiente del muy anterior que se acusa en ciertas formas orográficas. Así, los ríos son escasos en terrazas y éstas confusas y poco definidas ; los rápidos frecuentes y el encajamiento de los valles patente. Los ríos y arroyos que desembocan en las rías, están muy lejos de haber alcanzado su perfil de equilibrio, y no es raro que las cascadas y los rápidos se observen inmediatos al litoral, como en el Pindo, en la ría de Corcubión. En el interior del territorio se observa que la acción erosiva remontante de los ríos está en plena actividad, lo cual indica, lo no muy antiguo, geológicamente hablando, de la época en que se produjo el fenómeno de hundimiento que dió origen a las rías».

Teixeira divide Galicia y el N. de Portugal en tres compartimientos principales. El comprendido entre el Vouga y el Cávado, que constituye una meseta inmóvil desde el Plioceno ; el limitado por el Cávado y el Miño, el cual ha sufrido un movimiento vertical de hundimiento después del Plioceno, pero antes del Cuaternario medio, y, finalmente, el de Galicia (Galicia occidental sólo, diríamos nosotros), que ha experimentado un hundimiento idéntico más reciente y más pronunciado, que dió origen a las rías.

El resto del país gallego puede ser dividido en otros dos compartimientos ; uno hacia el W., en la prolongación de las fracturas Moledo-Pedras Salgadas-Vidago-Chaves-Verín, ésta citada ya por Hernández-Pacheco, E. (27) y prolongada ahora por nosotros más hacia el N. siguiendo accidentes geomorfológicos, que la continúan un poco al W. del trazado anteriormente señalado, hasta rebasar el Sil cerca de su confluencia con el Miño. El otro bloque queda hacia Oriente.

En el primero dominan los movimientos de ahonde, pero dando

lugar a compartimientos muy irregulares; en el segundo, los de elevación, como demostramos en nuestro trabajo.

En relación con estas grandes líneas tectónicas, o importantes fracturas que afectan a estas zonas del N. de Portugal, está el trabajo de Choffat (84), en el que se estudia la línea de depresión entre Regua, junto a Duero (Portugal) y Verín (España).

Es, sin duda, una de las más fundamentales, orientada casi de Norte a Sur, que cruza la región galaico-duriense, amoldándose a la misma el valle del río Corgo; en cuya zona de cabecera destacan las pequeñas depresiones terciarias de Tourencinho, de Pedra Salgadas, de la cuenca de Vidago, esta última vertiendo ya al Tâmega, para continuar más hacia el N. por la amplia depresión de Chaves y penetrar en España por Villarelho, en dirección de Verín.

Toda ella en un recorrido de unos 80 kilómetros por tierras portuguesas, hiende el macizo estrato-cristalino y granítico, surgiendo a manera de jalones numerosas fuentes minerales carbónicas de Pedras Salgadas, Vidago, Vilaverde, Chaves, Villarelho, que ponen de manifiesto el gran accidente tectónico, también mencionado y prolongado hacia el N. por España, como hemos visto por Hernández-Pacheco, E. (27).

Fractura semejante y también de gran importancia es la que nos describe y fija Freire de Andrade (50) desde la zona de Bracelos, ya casi en el estuario del Cávado, hasta Montalegre, cerca de la frontera española, sumamente rectilínea y que de WSW. a ENE. cruza el territorio septentrional portugués en un recorrido de unos 100 kilómetros, que corta también el macizo precámbrico granítico, quedando jalonada por un gran número de fuentes y manantiales minerales de importancia y que podría prolongarse por tierras españolas, hacia Verín, cruzando así en la depresión de este gran balneario con la Regua-Verín, descrita por Choffat (84). De este tipo son igualmente las fracturas que dan lugar a los valles submarinos del litoral portugués (54).

No se ha indicado si el río Lima, en territorio portugués, se amolda o no a una fractura semejante, lo que sí parece estar indicado, por la serie de depósitos del Terciario superior que rellenan en parte a pequeñas cuencas, así como por la serie de fuentes mineromedicinales

que se alinean a lo largo de tal accidente. En este caso, la prolongación de tal línea tectónica pasaría por la depresión que ocupa la laguna de Antela, enlazando con la fractura que en el país que estudiamos da origen al relieve en bloque de la Sierra del Burgo, para perderse hacia el NE. pasado el valle del Sil.

Así, pues, el macizo granítico de la escarpada Sierra de Gerez no sería sino un gran pilar, limitado por la falla del Lima al N. y del Cávado al S., macizo a su vez fracturado por fallas locales, lo que explicaría su marcado carácter hidrotermal.

Hernández Sampelayo, en su discurso de recepción en la Academia de Ciencias (43 bis) hace una síntesis de la geología gallega, dividiendo este país en dos amplias zonas: la oriental pizarrosa, con sus alineaciones N.-S. y su borde rectilíneo de la costa, y la Galicia occidental, de orografía muy confusa. En esta zona las alineaciones y la orientación de los pequeños macizos va de NE. a SW., amoldándose a los plegamientos, marcándose así una coincidencia entre los rasgos tectónicos y el relieve geográfico.

Admite los plegamientos hercínicos; pero suponiendo que con anterioridad el país ya había sufrido una orogenia anterior, debido a lo cual las líneas que siguen los principales pliegues se incurvan por chocar contra el escudo de la Galicia occidental, ya muy consolidado.

En la época terciaria se rejuvenece todo el país, reflejándose las oleadas alpinas mediante oscilaciones epirogénicas que dan a Galicia su aspecto actual.

Finalmente, Teixeira muy recientemente vuelve a tratar de estas regiones fronterizas, al hacer un estudio de la depresión de Chaves, en el que se dan las normas de su origen y de su morfología (87).

Vemos por todo lo anteriormente expuesto que el país gallego aparece formado por un conjunto de dovelas de muy variado tamaño, individualizadas entre sí por grandes fracturas. Este mismo carácter ofrecen las zonas septentrionales de Portugal situadas al N. del Duero, debido a lo cual ha sido denominado tal país por distinguido geólogo portugués con el expresivo y gráfico nombre del «Teclado Miñoto».

Teniendo en cuenta los estudios de C. Teixeira (13-76) y los de Carrington da Costa (75), puede resumirse la génesis de los movimien-

tos que han afectado a este conjunto occidental de la Península del siguiente modo.

Es probable, pero sin comprobación posible, que las formaciones precámbricas peninsulares, bien datadas desde tiempos de Macpherson (3-16) hayan sido afectadas por tectónica caledoniana, pudiéndose asegurar por otra parte, debido a la ausencia del postdamiense en Portugal y a estar el resto de tal formación muy dislocada y en manifiesta discordancia con el silúrico, la existencia de movimientos cámbricos (fases salárica-sárdica).

Las fases caledonianas tuvieron actuación importante (fase tectónica entre el ordoviciense y gotlandiense), determinando así la emergencia de un gran bloque, que se denominó por Carrington da Costa caledónico, situado al N. del estrato-cristalino y granítico de las zonas de Evora, que ha de dar origen a un importante papel durante todo el período orogenético hercínico. Tal bloque estuvo cubierto posteriormente por los mares silúricos y eodévónicos, no existiendo el pretendido «bloque arcaico galaico-portugués» de Staub (34).

La fase saálica del conjunto hercínico en Portugal, fué muy enérgica; pero las opiniones respecto en cuál período fué el paroxismal principal, están muy divididas. Para el profesor Quiring (57), coincidió con la fase sudética (carbonífero inferior y medio); Fleury (26) admite que fué en la erzica, entre namuriense y westfaliense; C. Teixeira (76) la hace coincidir con la astúrica, entre el carbonífero medio y superior y, finalmente, Carrington da Costa (75) admite como fase fundamental la saálica en el Pérmico inferior.

El bloque meridional portugués emerge con la fase sudética, constituyéndose así definitivamente el bloque hercínico, el cual conjuntamente con el caledoniano integra el macizo hespérico. Con la fase erzica, continúa la actividad tectónica, originándose entonces los grandes batolitos granítico-dioríticos del Alentejo, y erupciones porfídicas, masas que se sobrepusieron a los anteriores caledónicos, a esta fase corresponde la rica mineralización del Alentejo.

Con la fase astúrica se unifica el macizo hespérico, y con la fase saálica se origina la gran intrusión granítica y la mineralización fundamental, según Coteló Neiva (69-70) en los macizos caledónicos, originándose al mismo tiempo las intensas dislocaciones y el arrumba-

miento general de las formaciones asturienses y estefanienses, según las normas hercínicas. Por todo lo cual, esta fase debió ser la más importante y fundamental, dentro de la tectónica hercínica, lo que coincide, con la opinión de los geólogos españoles, al tener en cuenta el dispositivo de las cuencas carboníferas asturianas.

En Portugal, el Carbonífero superior descansa sobre el bloque caledoniano emergido antes de originarse estas cuencas, desde hace mucho tiempo. En Asturias y en el Alentejo, aun se mantiene el mar al efectuarse tal fase tectónica; así, pues, las condiciones orogenéticas al iniciarse los movimientos son en tales países muy diferentes. En una, los depósitos en conjunto son recientes y plásticos; en la otra, el zócalo queda constituido por una masa muy rígida.

A ello dice Carrington da Costa (62) sea debido la constitución del amplio arco formado por todo el conjunto paleozoico asturiano o rodilla astúrica, al actuar los movimientos hercínicos saálicos y estrellarse éstos contra el viejo bloque galaico, ya perfectamente consolidado.

En la fase paleoquímica, que es en realidad la iniciación de la orogenia alpina, hacía ya mucho tiempo, desde el Pérmico, que el macizo hespérico está emergido y particularmente hacia Portugal y más hacia Occidente.

De este país provienen los materiales que han de originar los depósitos continentales portugueses descritos por O. Ribeiro (51 bis); pero es de suponer que ya la vieja cordillera hercínica estaría muy arrasada; por ello Carrington da Costa (75) admite un rejuvenecimiento del relieve, que coincide precisamente con tales fases paleoquímicas, que separan la tectónica paleozoica e inicia en tiempos secundarios, al principio, muy débilmente, del período orogénico alpino, que casi no alcanza sino indirectamente al país por nosotros estudiado.

Respecto a la edad de los granitos, son varios los autores que de tal problema se han ocupado.

Así, Coteló Neiva (69) nos dice que los granitos de las Beiras del Duero y del Miño, que forman un conjunto muy relacionado entre sí, pertenecen a un mismo tipo magmático o a tipos muy afines, siendo éstos los menos frecuentes. Son, con toda probabilidad, post-estefanienses y ante-triásicos, pues existen cantos rodados de ellos en estas

formaciones, y no los contienen los conglomerados estefanienses. Así, pues, tales granitos están muy relacionados con la fase saálica.

Además, se admite la existencia de una intrusión pre-hercínica o mejor pre-estefaniense, pues entre los sedimentos del estefaniense del carbonífero del Duero existen arcosas; así, pues, los granitos, de quien proceden tales detritus, estarían relacionados con tierras emergidas, ya en el paleozoico inferior (70).

Cotelo Neiva (69) duda de la existencia en Portugal de intrusiones graníticas que pudieran datarse como caledonianas.

Teixeira, C (76-79), al resumir tales cuestiones, nos indica la gran discrepancia que hay respecto a la cronología de esta roca, que ya estaba consolidada al final del paleozoico.

En algunos lugares los granitos han metamorfizado a las capas silúricas y estefanienses, encontrándose cantos rodados de tal roca en el estefaniense, como ya indicó Cotelo Neiva (70), por lo que se admiten, al menos, dos intrusiones, una asturiense o anterior; la otra sería posterior al estefaniense medio, es decir, urálica o saálica.

Existen muy probablemente granitos de edad anterior; pero para C. Teixeira no se han conservado en esta zona del N. de Portugal granitos de edad anterior al Pérmico inferior.

En relación con la serie de pilares y diques que atraviesan a las masas graníticas, el N. de Portugal y Galicia, y con los movimientos recientes, ambos países constituyen para C. Teixeira una región natural con tectónica muy curiosa. Existe una red compleja de fallas y fracturas, muchas de las cuales han actuado intensamente, debido a lo cual toda la región ha llegado a una estructura de pilares y fosas.

Otros autores (48-51-52-82) se han ocupado más que de la edad, de las características petrográficas y localización de tales rocas, pudiendo decirse, como ya indicamos para los granitos de Galicia, que la localización y sus características petrográficas están más en relación con su edad que no con el grado mayor o menor de alteración que la roca nos ofrezca, pues éste depende en su mayor parte de los fenómenos de diatrofismo que la roca pueda haber sufrido (51).

De todo lo expuesto se deduce que el NW. peninsular forma una entidad geográfico-geológica muy típica, la denominada por Hernández-Pacheco, E. región Galaico-duriense.

Predominan en ella las grandes masas batolíticas graníticas, las formaciones Estrato-cristalinas y las del Paleozoico inferior, en general intensamente metamorfozadas.

Este país fué afectado por fases tectónicas fundamentalmente dentro del paleozoico inferior, dominando la hercínica. Posteriormente el país se consolida y constituye un núcleo rígido y estable de acentuadas características cratógenas, lo que se prolonga durante todo el Secundario y Terciario inferior. Un resumen de las cuestiones tratadas en relación con la tectónica, he publicado recientemente (89), y en él se hace una síntesis del estado actual geotécnico de estas tierras de Galicia.

Las fallas y roturas que lo afectaron a lo largo de esta época y fundamentalmente durante el Permo-trías, sirven para individualizar una serie de bloques corticales, que en tiempos finales del Terciario y en virtud de interesantes fenómenos y rejuvenecimientos epirogénicos, dan el carácter fisionómico especial a estas tierras y a sus costas (81), a lo que contribuye la acción erosiva de las aguas corrientes, que ha sido muy enérgica a lo largo de los tiempos cuaternarios antiguos.

El análisis de tales fenómenos en un amplio territorio gallego, donde le geomorfología de tal país se muestra más clara y típica, así como la relación de tal relieve con los problemas hidroeléctricos, es el tema que me propongo desarrollar en el presente trabajo.

LISTA BIBLIOGRAFICA MAS DIRECTAMENTE RELACIONADA
CON ESTE TRABAJO

- (1) 1835.—SCHULZ (G.).—*Descripción geognóstica del Reino de Galicia.*
- (1 bis) 1862.—DE PRADO (CASIANO).—*Descripción física y geológica de la provincia de Madrid.* Junta General de Estadística. Madrid.
- (2) 1878.—MONREAL (L. N.).—*Datos geológicos acerca de la provincia de León.* «Bol. de la Com. del Mapa Geológico de España». Madrid.
- (3) 1879.—MACPHERSON (J.).—*Breve noticia acerca de la especial estructura de la Península Ibérica.* «An. R. Soc. Esp. Hist. Nat.», t. VIII, págs. 5-26. Madrid.
- (4) 1880.—BARROIS (Ch.).—*Sur le granite des Asturies et de la Galicie,* t. VIII, pág. 206.
- (5) 1881.—MACPHERSON (J.).—*Apuntes petrográficos de Galicia.* «An. Soc. Esp. de Hist. Nat.», t. X, págs. 49-87. Madrid.
- (6) 1881.—VASCONCELLOS (F. DE).—*Etudo dos depositos superficiaes do bacía do Douro.* «Com. du Serv. Geol. de Portugal». Lisboa.
- (7) 1882.—BARROIS (Ch.).—*Recherches sur les anciens terrains des Asturies et de la Galice.* «Mem. Soc. Geol. du Nord», tomo II. Lille.
- (8) 1883.—BECERRO DE BENGOA (R.).—*Viaje descriptivo de Palencia a La Coruña.*
- (9) 1883.—MACPHERSON (J.).—*Sección estratigráfica de los terrenos arcaicos de España.* «An. Soc. Esp. Hist. Nat.», tomo XII.
- (10) 1886.—MACPHERSON (J.).—*Idem, idem, idem.* «An. Soc. Hist. Nat.», t. XIII. Madrid.
- (11) 1886.—MACPHERSON (J.).—*Descripción petrográfica de los materiales arcaicos de Galicia.* «An. Soc. Esp. Hist. Nat.», t. XV, pág. 165. Madrid.
- (12) 1888.—MACPHERSON (J.).—*Del carácter de las dislocaciones de la Península Ibérica.* «An. Soc. Esp. Hist. Nat.», tomo XVII, pág. 331. Madrid.
- (13) 1892.—NOBRE (A).—*Etude geologique sur le bassin du Douro.* «Mem. de la Soc. Malacal de Belgique.» t. XXVII. Bruxelles.
- (14) 1896.—MALLADA (L.).—*Explicación del Mapa Geológico. Sistema Cambriano y Siluriano.*



- (15) 1897.—CALDERÓN Y ARANA (S.).—*Noticia de un terremoto sentido en El Ferrol el día 24 de abril de 1897.* «Act. Soc. Esp. Hist. Nat.» t. XXVI, pág. 161. Madrid.
- (16) 1900.—MACPHERSON (J.).—*Ensayo de historia evolutiva de la Península Ibérica.* «An. Soc. Esp. Hist. Nat.» tomo XXIX, pág. 123. Madrid.
- (17) 1904.—CALDERÓN Y ARANA (S.).—*Fenómenos sísmicos ocurridos en Galicia durante el mes de junio.* «Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.», t. IV. Madrid.
- (18) 1906.—CALDERÓN Y ARANA (S.).—*Terremotos ocurridos durante el mes de mayo en Santiago y La Coruña, etc.* «Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.», t. VI, pág. 331. Madrid.
- (19) 1908.—CALDERÓN Y ARANA (S.).—*Un caso de avance en el mar (Coruña).* «Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.», t. VIII, página 99.
- (20) 1910.—CALDERÓN Y ARANA (S.).—*Datos sobre el terremoto sentido en Galicia y N. de Portugal el día 24 de noviembre de 1910.* «Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.», t. X, pág. 43.
- (21) 1911.—MALLADA (L.).—*Explicación del Mapa Geológico de España,* t. VII.
- (22) 1912.—HERNÁNDEZ-PACHECO (E.).—*Ensayo de Síntesis Geológica del N. de la Península Ibérica.* «Trab. Mus. Nac. Cienc. Not. Ser. Geol.», núm. 3.
- (23) 1913.—SCHEU (E.).—*Die Rias von Galicien.* Z. Ges. Erdk. Berlín.
- (24) 1913.—ARAGÓN (F.).—*Lagos de la región leonesa.* «Trab. del Mus. Nac. de Cienc. Nat. Ser. Geol.», núm. 5. Madrid.
- (25) 1922.—AMORIN GIRAÔ.—*A bacia do Vouga.* Coimbra.
- (26) 1922.—FLEURY (E.).—*Les plissements hercymiens en Portugal.* «Com. do Serv. Geol. de Portugal», t. XIII. Lisboa.
- (27) 1922.—HERNÁNDEZ-PACHECO (E.).—*Discurso de recepción en la R. Academia de Ciencias.* Madrid.
- (28) 1922.—HERNÁNDEZ SAMPELAYO (P.).—*El sistema Siluriano. Explicación del nuevo Mapa Geológico de España.* «Mem. del Instit. Geol. y Min. de España.»
- (29) 1922.—HERNÁNDEZ SAMPELAYO (P.).—*Hierros de Galicia.* «T. I. Mem. del Instit. Geol. y Min. de España». Madrid.
- (30) 1923.—GÓMEZ NÚÑEZ (S.).—*El Bierzo.* «Bol. R. Soc. Geograf. Nac.», t. LXIV.
- (31) 1924.—STILLE (H.).—*Grundfragen der Vergleichenden Tektonik.* Berlín.
- (32) 1925.—OBERMAIER (H.).—*El hombre fósil.* Com. Inst. Paleont. y Prehist. Mem. núm. 9. 2.^a edic. Madrid.
- (33) 1926.—CUETO Y RUY-DÍAZ (E.).—*Orografía y geología tectónica del país Cantabro-Asturiano.* «Bol. Inst. Geol. y Min. de España», t. XLVII, VII de la tercera serie. Madrid.
- (34) 1927.—STAUB (R.).—*Ideas sobre la tectónica en España.* Real Acad. Cienc. de Córdoba. Córdoba.
- (35) 1928.—HERNÁNDEZ-PACHECO (E.).—*Los cinco ríos principales de*



Fig. 1.—La plana sierra de Queija dando origen a la Penillanura de cumbres. Por delante, los replanos de la Penillanura inferior cortados por el valle del Vivey. (Fot. H.-Pacheco.)



El Vivey en Las Hermitas encajado en V bajo la Penillanura inferior que destaca al otro lado del río. El terreno es fundamentalmente granítico. (Fot. H.-Pacheco.)



Fig. 1.—Superficie de la Penillanura inferior hendida por el Sil, en Parada del Sil. Se aprecia la sensible horizontalidad del viejo relieve que domina al País bajo, dominando en el conjunto los granitos y neis. (Fot. H.-Pacheco.)

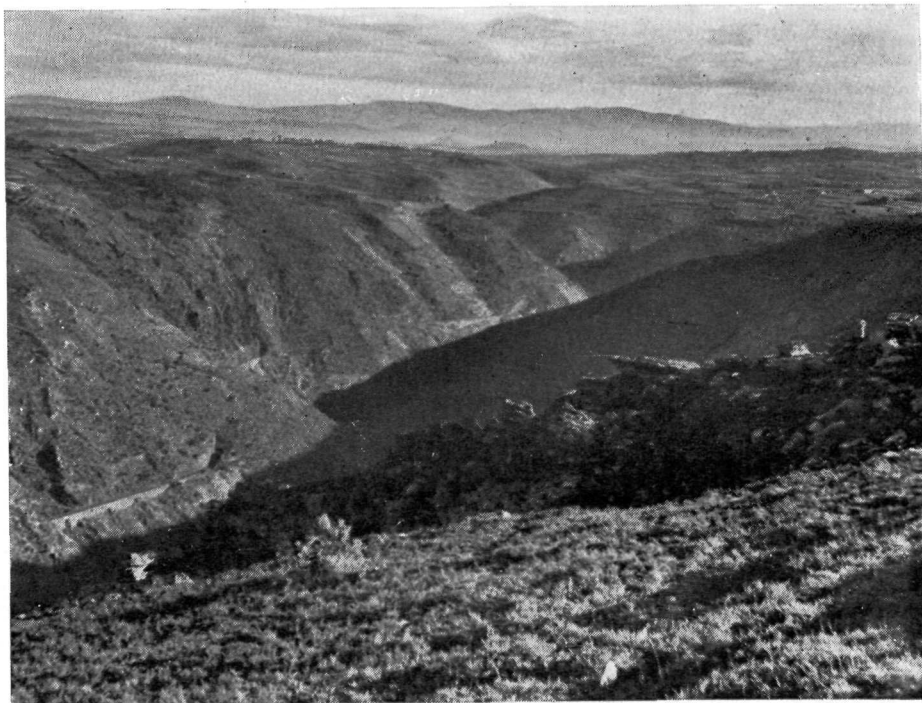


Fig. 2.—La penillanura de la depresión de Monforte de Lemus, hendida por el Cabe, en parajes inmediatos a su unión con el Sil, cerca de San Esteban. (Fot. H.-Pacheco.)



Fig. 1.—El país granítico bajo, en la zona de Junquera de Ramuin, ligeramente vallificado por incipiente red fluvial. Al fondo, escarpe granítico debido a la falla occidental, y detrás la cumbre de la Sierra de San Mamed. (Fot. H.-Pacheco.)



Fig. 2.—Depresión erosiva de Alberguería, en el alto valle del Járes, dominada por relieves granítico-neísicos de Prada, que formará el vaso determinado por la gran presa del estrecho de Alberguería. (Fot. H.-Pacheco.)

- España y sus terrazas.* «Trab. del Mus. Nac. Cienc. Nat. Ser. Geol.», núm. 36.
- (36) 1928.—LAUTENSACH (H.).—*Morphologischen Skiess der Kuesten Portugals. Sonderbaud. Zeistschrift Gesselschaft Wrkunde.* Berlín.
- (37) 1928.—OTERO PEDRAYO (R.).—*Paisajes y problemas geográficos de Galicia.* Madrid.
- (38) 1928.—SERPA PINTO (R. de).—*O Asturiense en Portugal.* «Trab. de la Soc. Portuguesa de Antrop. y Etno.», vol. IV, fasc. I. Porto.
- (39) 1929.—STICKEL (R.).—*Observaciones de morfología glaciär en el N. de España.* «Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.», tomo XXIX.
- (40) 1929.—STICKEL (R.).—*Die Geographischen Grund-zuge Nord-westspaniens einschlieblich von Altkastillen.*
- (41) 1931.—VOSSELER (P.).—*Die Ausbildung und Zertörunglerliärer Rumpfflächen im Nordwesten der Iberischen Halbinsel.* Cong. Inter. de Geograf. de Paris.
- (42) .
- (43) 1931.—HERNÁNDEZ SAMPELAYO (P.).—*Hierros de Galicia*, t. II. «Mem. Inst. Geol. y Min. de España». Madrid.
- (44) 1932.—LAUTENSACH (H.).—*Portugal. Peter mitt.*
- (45) 1932.—LAUTENSACH (H.).—*Portugal.* «Justus Perthes». Gotha.
- (46) 1932.—HERNÁNDEZ-PACHECO (E.).—*Sintesis fisiográfica y geológica de España.* «Trab. del Mus. Nac. de Cienc. Nat. Ser. Geol.», núm. 38.
- (47) 1932.—HERNÁNDEZ-PACHECO (E.).—*Las costas de la Península Hispánica y sus movimientos.* Asoc. Esp. Prog. Cienc. Congreso de Madrid.
- (48) 1933.—LACROIX (A.).—*Sur quelques granites des environs de Pôrto.* «An. da Facultade de Ciências do Porto», tomo XVIII. Pôrto.
- (49) 1934.—HERNÁNDEZ SAMPELAYO (P.).—*Geología gallega. Discurso de recepción en la Real Acad. de Cienc.* Madrid.
- (50) 1935.—FREIRE DE ANDRADE (C.).—*Considerações sôbre a linha de depressões Barcelas-Montalegra.* «Bol. Mus. de Minerología y Geol. da Universidade de Lisboa», número 4. Lisboa.
- (51) 1935.—PARGA PONDAL (I.).—*Ensayo de clasificación cronológica de los granitos gallegos.* «Ann. da Fac. de Ciênc. do Pôrto», t. XX. Pôrto.
- (52) 1936.—ROSAS DA SILVA (D. L.).—*Granitos do Pôrto.*
- (53) 1936.—SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (M.).—*Estudio de las rocas eruptivas de España.* Madrid.
- (54) 1937.—FREIRE DE ANDRADE (C.).—*Os vales submarinos portugueses.* Lisboa.
- (55) 1937.—LAUTENSACH (H.).—*Portugal II*, núm. 230. Gotha.
- (56) 1938.—CARRINGTON DA COSTA (J.).—*O Pôrto.* (Geografía-Geología). «Nova monografia do Pôrto.»

- (57) 1939.—QUIRING (H.).—*Die ostasturischen Steinkohlen becken.* Archiv. fur Lagerst. Heft. 69, Preus. Geolog. Lands. Berlin.
- (58) 1940.—CARLÉ (W.).—*Gänge als Zeitmarken und tektonische Bezugsflächen. Miteinem Beitrage zur regionales Geologie Galiciens (Nordwetspanien).* Geologische Rundschau, Zeitschrift für Allgemeine Geologie. Band. 31 Heft 3/4. Stuttgart.
- (59) 1940.—ZBYSZEWSKI (G.).—*Contribution a l'etude de littoral quaternaire au Portugal.* «Publ. do Mus. e Lab. Min. y Geol. da Facultade da Cien.», XV. Pôrto.
- (60) 1941.—VIDAL BOX (C.).—*Contribución al conocimiento morfológico de las cuencas de los ríos Sil y Miño.* «Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.», t. XXXIX. Madrid.
- (61) 1942.—HERNÁNDEZ SAMPELAYO (P.).—«*El sistema Siluriano.*» *Explicación del nuevo Mapa Geológico de España.* «Mem. Inst. Geol. y Min. de España.»
- (62) 1942.—TEIXEIRA (C.).—*Os movimentos hercínicos na tectónica portuguesa.* «Bol. da Soc. Geol. de Portugal», vol. I, fasc. II. Pôrto.
- (63) 1942.—RIBEIRO (O.) y TEIXEIRA (C.).—*Sur le caractere continental do Trias Portugais.* «Sept.^a Bol. Soc. Geol. de Portugal», vol. I, fasc. III. Pôrto.
- (64) 1943.—CUETO Y RUY-DÍAZ (E.).—*Nota acerca de la posición de los Pirineos en el sistema alpino.* «An. Asoc. Esp. Progr. Cienc.» Año VIII, núm. 3. Madrid.
- (65) 1943.—HERNÁNDEZ SAMPELAYO (P. y A.).—*Acerca de la Morfología de los ríos de la Cordillera Cantábrica hacia el Atlántico: El Bierzo.* Rev. «Estudios Geográficos.» Inst. «Juan Sebastián Elcano». Año IV, número 13. Madrid.
- (66) 1943.—RIBEIRO (O.), COTELO NEIVA (J. M.) y TEIXEIRA (C.).—*Depósitos detríticos da bacia do Cávada.* «Bol. Soc. Geol. de Portugal», vol. III, fasc. I e II. Pôrto.
- (67) 1943.—RIBEIRO (O.), PINTO DE ALMEIDA (J.) y PATRICIO (A.).—*Nota preliminar sobre a morfologia do maciço da Gralheira.* «Bol. Soc. Geol. de Portugal», vol. III, fasc. I. Pôrto.
- (68) 1943.—RIBEIRO (O.), COTELO NEIVA (J. M.) y TEIXEIRA (C.).—*Depósitos e níveis pliocénicos e quaternários dos arredores de Pôrto.* «Bol. Soc. Geol. de Portugal», vol. III, fasc. I e II. Pôrto.
- (69) 1943.—COTELO NEIVA (J. M.).—*A idade dos granitos portugueses.* «Bol. Soc. Geol. de Portugal», vol. III, fasc. II. Pôrto.
- (70) 1943.—COTELO NEIVA (J. M.).—*Os conglomerados antracólitos e a idade de algumas formações eruptivas portuguesas.* «Bol. da Soc. Geol. de Portugal», vol. III, fasc. I. Pôrto.
- (71) 1943.—VIDAL BOX (C.).—*Notas previas a un estudio morfoló-*

- gico y geológico de la alta cuenca del rio Sil, cuencas de Luceana y Babia Alta (Provincia de León). «Rev. de la R. Acad. de Cienc. de Madrid», tomo XXXVII, págs. 95 a 117.
- (72) 1943.—ZBYSZEWSKI (G.).—*La classifications du paléolithique ancien et la cronologie du quaternaire di Portugal en 1942*. Bol. Soc. Geol. de Portugal. Vol. II, fasc. II e III. Pôrto.
- (73) 1944.—TEIXEIRA (C.).—*Tectonica plio-pleistocenica do Nôroeste Peninsular*. «Bol. Soc. Geol. de Port.», vol. IV, fascículo I e II. Pôrto.
- (74) 1944.—MONTENEGRO DE ANDRADE (M.). — *Terraços do Ave Comm. apres. do Congresso Asoc. Cienc. luso-espanhol de Cordova*.
- (75) 1945.—CARRINGTON DA COSTA (J.). — *A tectonica de Portugal no quadro da orogenia hispânica*.—*Las Ciencias*. Año X, núm. 2. Madrid.
- (76) 1945.—TEIXEIRA (C.). — *A geologia do granito e a tectónica Galaico-Minhota*.—*Las Ciencias*. «An. de la Asoc. Esp. Prog. Cienc.». Año X, núm. 4. Madrid.
- (77) 1945.—CARRINGTON DA COSTA (J.).—*Un esboço geologico*. «Bol. Soc. Geol. de Port.», vol. IV, fasc. III. Pôrto.
- (78) 1945.—LAUTENSACH (H.).—*Formação dos terraços interglacia-rios do Norte de Portugal e suas relações com os problemas da época glaciaria*. «Publ. da Soc. Geol. de Port.». Pôrto.
- (79) 1945.—TEIXEIRA (C.).—*Alguns aspectos da geologia dos granitos do Norte de Portugal*. «Publ. da Soc. Geol. de Portugal.» Pôrto.
- (80) 1946.—TEIXEIRA (C.).—*Essair sur la paléogéographie du littoral portugais au Nord du Vouga*. «Rev. «Petros Noius». Fasc. 3-4, vol. VI. Lisboa.
- (81) 1947.—HERNÁNDEZ-PACHECO (F.).—*El legado del viejo Sil*. «Rev. Peña Trevinca». Madrid.
- (82) 1947.—JEREMINE (E.).—*Sur quelques granites de Portugal*. «Bol. Soc. Geol. de Portugal», vol. VI, fasc. III. Pôrto.
- (83) 1947.—SCHNEIDER (A.).—*Prospecção mineira e zonas geotectónicas na matalogénese Ibérica*.—*Sept.^a de Technica*. «Rev. da Ing. dos Alunos do I. S. T.». Lisboa.
- (84) 1947.—CHOFFAT (P.). — *La ligne de dépressions Regua-Verin et ses sources carbonatées*. Extrait du t. XII des «Com. do Serv. Geol. de Portugal». Lisboa.
- (86) 1947.—HERNÁNDEZ-PACHECO (F.).—*Ensayo de la morfologénesis de la Extremadura Central*. Not. Com. Inst. Geol. y Min. de España, núm. 17. Madrid.
- (87) 1948.—TEIXEIRA (C.).—*A depressão de Chaves (Genere e evolução)*. Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Cienc. Universidade Lisboa, núm. 15-16. 5.^a Ser. Lisboa.
- (88) 1949.—COTELO WEIVA (J. M.).—*Idade dos granitos do Maciço Hespérico*. Ann. Asoc. Esp. Prag. Cienc. Año XIV. Madrid.

- (89) 1949.—HERNÁNDEZ-PACHECO (F.).—*La tectónica peninsular y su relación con las aguas minero medicinales*. Real Acad. Farmacia. Disc. de recep. Madrid.
- (90) ZBYSZEWSKI (G.).—*Cronologia do Cuaternario*. Lisboa.
- (91) CHOFFAT (P.).—*Preuves du déplacement de la ligne de rivage de l'Océan*. «Com. Serv. Geol. de Portugal». Lisboa.
- (92) ARTUR CANDIDO DE MEDEIROS.—*Alguns depósitos modernos os arredores do Pôrto*. (Sous presse.)

RASGOS FISIOGRAFICOS DEL PAIS

Localización de la cuenca media del Sil.

El país que vamos a tratar de analizar y describir, fundamentalmente respecto a sus rasgos morfológicos e hidrográficos, queda situado en lo que pudiéramos denominar cuenca media del Sil ; pero en su porción meridional, de tal modo que es el Sil el que lo limita por el N. Así, pues, la zona que nos interesa comprende la porción central septentrional de la provincia de Orense, en contacto con la región meridional de la de Lugo, quedando incluída en el país estudiado, una pequeña porción de esta última provincia, la Vega de Quiroga (1).

Pudiéramos enmarcar tal espacio de terreno por el SE. y E., mediante una línea ideal que pasase por las localidades de Portocamba, Vegas de Camba, Viana del Bollo, La Vega, Alberguería, Portomorisco y La Rúa ; hacia el W., por otra que fuese uniéndolas localidades de Camba, Rebordechao, Montederramo, Junquera de Espadão y Nogueira de Ramuín. Hacia el SW. y S., la zona estudiada quedaría limitada por la sierra de San Mamed y valles altos del arroyo del Támega y Camba y, finalmente, el límite N., ya se ha indicado queda marcado por el Sil, mediante su profundo valle.

El centro de la zona occidental de tal región lo ocupa la alta sierra de Queija, que culmina a 1.778 y 1.707 m., respectivamente, en el vértice de Manzaneda y de Seixo, situados al N. y S. en los extremos de tal alineación montañosa.

La porción central de la zona oriental está atravesada por el alto valle del Járes, en estos campos amplios y poco pendiente, siendo el pueblo de La Vega el más centrado en tal comarca.

(1) Véase el mapa, al final del trabajo.

Separando ambos territorios, corre el Vivey en general de S. a N., en valle profundamente encajado, pero no de gran pendiente.

Fórmase este río con los aportes de la cuenca alta del mismo que del E. y de la sierra Segundera desciende, y con las aguas del río Camba, que por el W. se une al Vivey y que reúne las vertientes meridionales y orientales del macizo de Queija.

Ambos cursos, el Camba y el Vivey, se unen en Viana del Bollo, donde ya este último comienza a encajarse profundamente en el terreno.

La porción occidental del país que estudiamos, en sus zonas del NW. está recorrido por el Návea, que alcanza al Vivey por su margen izquierda, cerca ya del valle del Sil, recibiendo los derrames occidentales de la sierra de Queija.

La oriental, hacia el centro y N., es atravesada por el Járes, que como se ha indicado, desemboca en el Vivey por su margen derecha, cerca y al S. de Laroco. Viene tal río de las altas cumbres de Maluro (1.925 m.) y Trevinca (2.124 m.), cumbres principales de estas zonas meridionales de Galicia.

Tal zona mide aproximadamente 60 kilómetros de E. a W., por 40 de N. a S., con una extensión superficial aproximada de 1.750 kilómetros cuadrados.

Rasgos topográficos generales del país.

Si en conjunto y en líneas generales examinamos el relieve de las zonas medias interiores de Galicia, y más concretamente, el de la provincia de Orense, en los confines meridionales con la de Lugo, y de ésta en su contacto con la de Zamora, podremos distinguir cuatro diferentes tipos de países, caracterizados fundamentalmente por su relieve.

El menos extenso, es el constituido por las más elevadas tierras montañosas, que ofrecen en general formas abultadas, de muy embotados relieves, que a veces quedan rematados por planas superficies. En ellas, a lo sumo, sólo destacan irregularidades de detalle, que no alteran, en realidad, por su escasa importancia, las sencillas líneas de sus superficies y perfiles. Estas altas tierras pueden rebasar

los 1.700 m., alcanzando a veces altitudes superiores a los 2.000 metros (Trevinca, Maluro), iniciándose su especial topografía a partir de los 1.400-1.500 m. de altitud. La isoaltitud de tales relieves es muy marcada, así como la existencia, en las zonas cumbreñas, de vieja superficie de erosión de muy sencilla topografía, que representa, sin duda, a una extensa *Penillanura de cumbres*, hoy casi totalmente destruída y sólo conservada, en las zonas altas de la sierra de Queija, sierra del Eje, en sierra Calva o de Porto y en las altas zonas de Trevinca (I) (Lám. II).

La segunda entidad topográfica que desempeña papel preponderante en el relieve de Galicia y da carácter a amplias zonas, es la que, rodeando a las altas tierras, constituye una verdadera penillanura más baja o *Penillanura inferior*, si bien esté hoy muy destruída y rejuvenecida, por la intensa disección que en ella han efectuado los cauces de la red fluvial, debido a lo cual, sólo aquí y allá conserva rasgos genuinos en espacios relativamente extensos. La altitud de esta entidad topográfica oscila entre los 900 y los 1.250 m., dependiendo su diferente altitud de la inclinación que en determinado rumbo ofrecen tales superficies de erosión, debido a desnivelaciones en masa que por basculación general ha sufrido el terreno, al quedar dividido en diversos compartimientos separados entre sí por fracturas y fallas. También la Penillanura de cumbres ofrece en general tal característica, debido a idéntico fenómeno (Lám. III).

La tercera entidad alcanza menor altitud. Está constituida por una gran superficie de erosión más o menos nivelada, y da origen a una *Penillanura baja*, el país bajo que queda situado hacia el W. y a 650-750 m. de altitud, diferencia de nivel debida, fundamentalmente, al descenso que en conjunto ha sufrido el terreno al producirse una gran rotura o falla que ha hecho que entre las dos entidades, la Penillanura inferior y el País bajo, exista un marcado y típico escalón (Lám. IV, fig. 1).

La cuarta entidad está formada por el conjunto de los valles o *País de valles*, en general profundamente encajado en el terreno, y que:

(1) Consúltese el mapa que va al final de este trabajo y las hojas del Mapa Topográfico Nacional, a escala 1:50.000 mts. 188-189-190, 226-227-228-229, 264-265 y 266.

iniciándose bruscamente en el borde de la Penillanura inferior citada y en la Penillanura baja, llegan a descender en el territorio que nos ocupa por bajo de los 200 m. Tal entidad se ha constituido en la Penillanura inferior y en el País bajo, al ser ambos erosionados y encajarse en ellos en su conjunto y más o menos profundamente la red fluvial.

Es el Sil, en este caso, el río que va fijando los niveles locales de base de tal País de valles, dando origen con su cauce a nivel bastante uniforme, debido a la escasa pendiente que el río tiene a lo largo de todo él. (Láms. I, V y VI.)

Como detalle, en relación con las características del relieve local, debe indicarse que el rejuvenecimiento de la red fluvial actual tiene lugar en dos zonas principalmente: una, allí donde la Penillanura inferior, menos disecada termina, y otra, al comienzo de las inclinadas laderas que ascienden hacia los macizos montañosos, en cuyas laderas bajas la red fluvial, representada por cauces muy jóvenes, torrenciales, deja sentir con toda intensidad su enérgica acción erosiva remontante. Tal red fluvial es de muy escaso desarrollo y tiene como niveles de base locales la superficie, más o menos regular, de la Penillanura inferior o el nivel de base local, de las aguas del Sil. (Láms. III, VII y X.)

Como ejemplos de tal proceso erosivo merece citarse las cabeceiras de determinados torrentes, tales como Río Grande, formado por las torrenteras de Forcadas, Campos de Forcadas, Requejo y Aguas Altas, que descienden hacia la aldea de Forcadas, con gran pendiente y profundamente encajados, y cuya labor erosiva ha alcanzado las altas zonas planas de la sierra de Queija por el W. Lo mismo sucede con la alta cuenca del arroyo de Los Lamas y Requejo, que atacan a este mismo macizo por el E. (fig. 1.)

La otra zona donde el rejuvenecimiento se ha dejado sentir enérgicamente es el alto escarpe que, bordeando a la Penillanura baja, domina al País de valles. Aquí el dominio de la vallificación remontante reciente es absoluto, debiendo indicarse que es principalmente ahora cuando tal proceso ha alcanzado, en el dominio de la penillanura, su máximo poder erosivo.

Se aprecia igualmente en tal país, formado por las unidades mor-

fológicas indicadas, el resto o, mejor, los retazos de una antigua red fluvial muy evolucionada, y que casualmente y por aislamiento local no forma parte, sino indirectamente, de la actual. Tal es lo que sucede con el valle del riachuelo de Conso, que ocupa una altitud media comprendida entre 620 y 640 m., con la extensa, plana y ancha vega de Sas de Penela, situada a altitud media de 750 m. y que por su uniformidad y amplitud resalta del país que la rodea, así como con todo el valle del río Camba. (Figs. 6 y 9.)

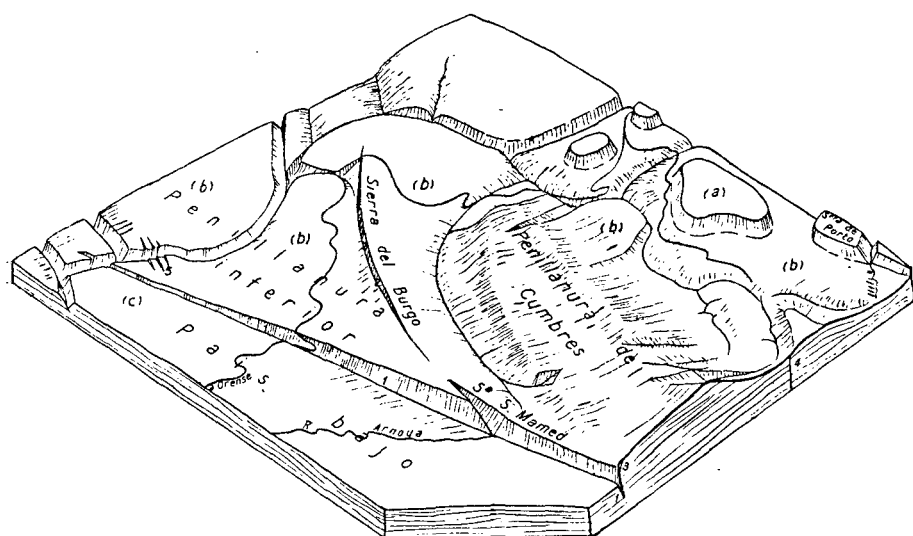


Fig. 1. —Bloque diagrama esquematizado del territorio estudiado, mostrando los fundamentales accidentes morfológicos y tectónicos. 1.—Falla occidental. 2.—Falla de la Sierra del Burgo. 3.—Zona de unión de la falla de la Sierra del Burgo con la falla occidental. 4.—Falla del río Vivey. 5.—Fallas de Arrejo. a) Penillanura de cumbres. b) Penillanura inferior. c) País bajo.

En resumen, en estas zonas de Galicia que estudiamos las unidades morfológicas que admitimos serían: a) Vieja y casi destruída Penillanura de cumbres. b) Elevados relieves muy embotados, dominados por la Penillanura de cumbres. c) Penillanura inferior, más o menos modificada por rejuvenecimiento y que envuelve a los viejos relieves montañosos. d) Penillanura baja o país bajo, situado a altitud menor que la Penillanura inferior, debido a la existencia de una gran falla que ha separado y hecho descender a esta zona occidental de la oriental o Penillanura inferior. e) El País de valles representado

por la actual red fluvial, encajada por disección en las viejas penillanuras o labrado en un antiguo país de sencillo relieve. Como colector general de esta red está el Sil, orientado en general de E. a W.

Además, se ha indicado que la acción erosiva remontante se ejerce actualmente con gran intensidad en dos zonas: a) en el contacto de la Penillanura inferior, con los viejos macizos que por ello se ven intensamente atacados por la acción erosiva remontante normal, b) En el borde de esta misma Penillanura baja, que domina al territorio inferior al que hemos denominado País de Valles. (Láms. I y V.)

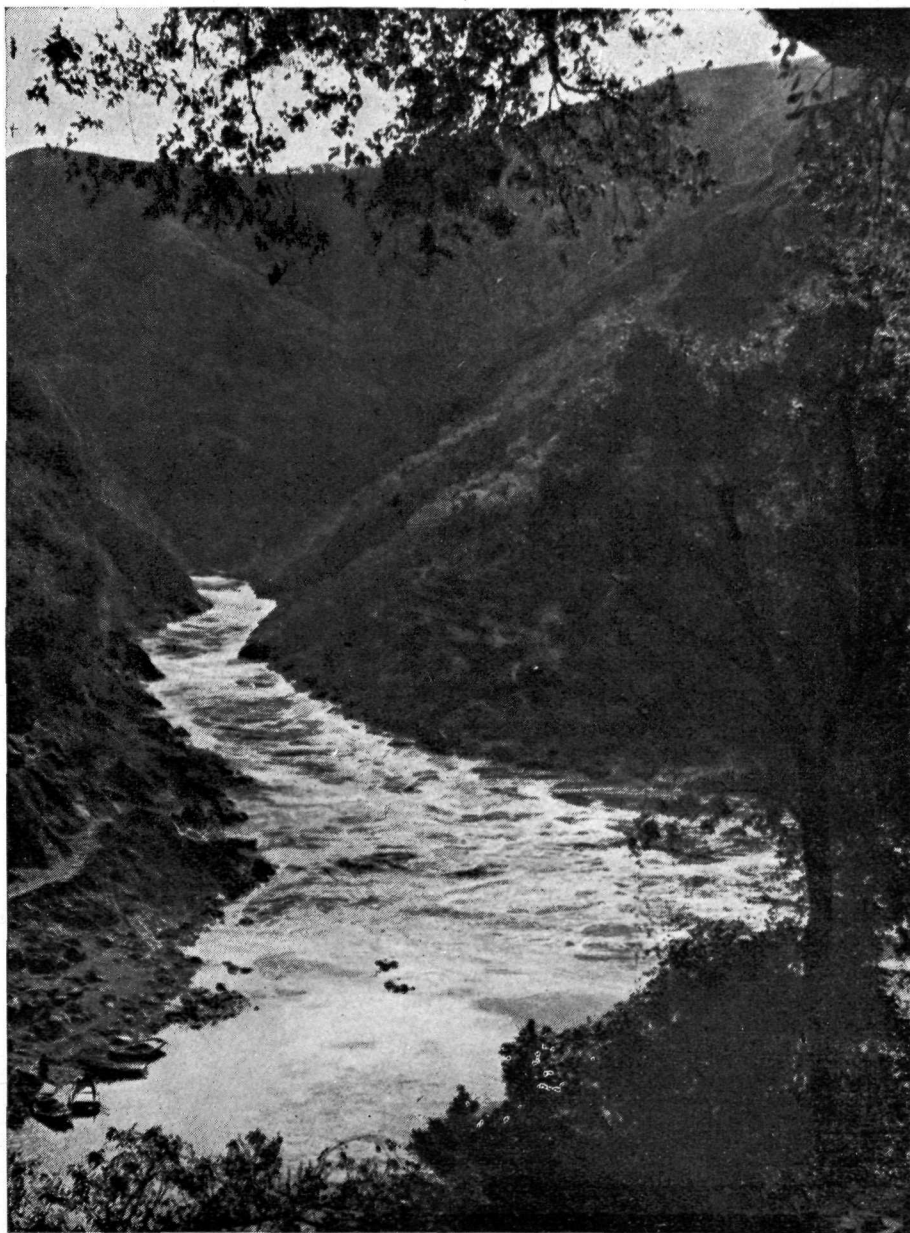
Las cuatro entidades están labradas en terrenos geológicos muy homogéneos que, en su gran conjunto, pueden reducirse a dos tipos: los integrados por las masas granítico-neísicas y los que aparecen superpuestos al estrato-cristalino y más o menos metamorizados por los batolitos, dando lugar al paleozoico inferior, que en la zona recorrida aparece exclusivamente representado por el Silúrico inferior o por las zonas más superiores del Cantábrico, el primero en sus dos conjuntos litológicos de cuarcitas y pizarras del ordoviciense, ocupando estas últimas mucha mayor extensión que aquéllas, que son, a su vez, las que a veces imprimen mayor rudeza al paisaje. Respecto al Cámbrico, predominan en él, los sedimentos pizarrosos intensamente metamorizados e inyectados por frecuentes filoncillos y venas de cuarzo blanco.

Tales formaciones paleozoicas, aparecen intensamente plegadas, orientándose los ejes fundamentalmente de NNW. a SSW. ofreciendo en general las pizarras en grandes zonas, apretado y monótono régimen monoclinal que presenta inclinaciones próximas a la vertical. Las cuarcitas son, por el contrario, más variadas en su disposición, ofreciendo, en ocasiones, magníficos ejemplos de repetidos pliegues, los que, en muchos casos, aparecen volcados y corridos localmente, dándonos ello idea de las intensas presiones sufridas por tales formaciones, al ser plegados por la fase tectónica herciniana (1).

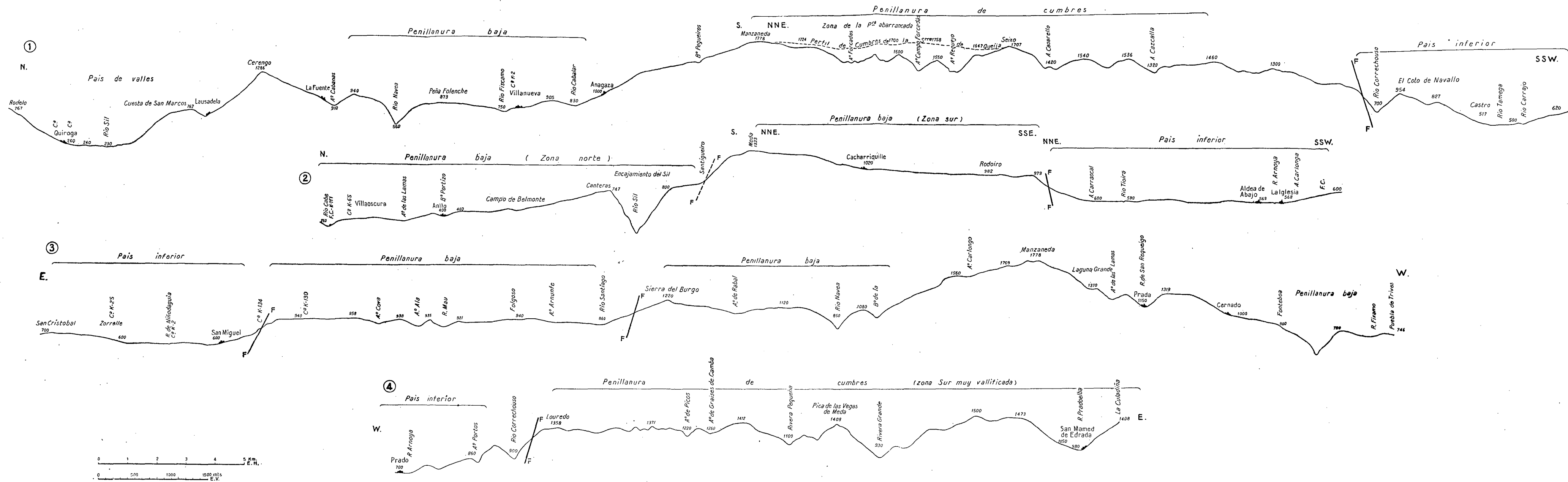
Altitud media de los diferentes países.

Las altitudes medias de los países o entidades fisiográficas indi-

(1) Véase mapa geológico colocado al final.



Unión del Sil con el Cabe, en San Esteban. Profundo encajamiento del Sil en la penillanura, dando origen al típico paisaje del País de Valles, formado por epigenia durante el Cuaternario. El ortoneis domina en estas zonas. (Fot. H.-Pacheco.)



cadás, Penillanura de cumbres, Penillanura inferior, Penillanura baja o País bajo y País de valles, son las siguientes :

Penillanura de cumbres.	<div> <div>Zona W...</div> <div> <div>Sierra de Queija desde los 1.750 m.</div> <div>Zonas al E. de Maceda, 1.450 m.</div> <div>Zonas al N. de Laza y Carracedo, 1.410 m.</div> </div> </div>
	<div> <div>Zona E...</div> <div> <div>Raposeria-Sistral-Calva, 1.700 m.</div> <div>Cabezo del Tabazo-El Cañizo, 1.460 m.</div> <div>Zona de Sierra Calva, 1.700 m.</div> </div> </div>
Penillanura inferior.....	<div> <div>Zonas al N. del vértice Manzaneda, 900. m.</div> <div>Zonas al N. de Meda, 900 a 450 m.</div> <div>Zonas al S. de Meda, 1.320 a 980 m.</div> <div>Zonas al W. de la Sierra del Burgo, 940 m.</div> <div>Zonas al E. de la Sierra del Burgo, 1.100 m.</div> <div>Zonas de Villarmea a Otero-Vivey, 925 m.</div> </div>
Penillanura baja.....	<div> <div>Zona al E de Prado, 750 m.</div> <div>Zona al E. de San Miguel, 650 m.</div> </div>
País de valles.....	<div> <div>Tierras comprendidas entre los 1.200 a los 200 m.</div> </div>

Características de las cuatro zonas fundamentales.

No es de extrañar, debido a la diversificación del relieve, la gran riqueza de paisajes que Galicia nos ofrece. Sin duda alguna, los más conocidos, en el interior de estas tierras, son los que caracterizan al País de valles, es decir, a la zona más baja, la que más modernamente se ha constituído, debido a la incesante e intensa labor erosiva de los ríos. (Fig. 2 y 5.) (Láms. VII y X).

En esta zona aparece formado el terreno, por laderas inclinadas, cubiertas de brezales y de tojos o por apretados matorral de rebollos y helechares que a veces quedan interrumpidos por densas arboledas, castañares, robledales, pinares y por apretadas masas de eucaliptus. En ocasiones, en amplios espacios, allí donde la pendiente es menor, el arbolado cede su dominio a los prados, que destacan con superficies tersas de agradables y variadas tonalidades de verde.

En otros casos, los inclinados vericuetos se han convertido, mediante portentosa y tenaz labor, en bancales de viñedos, que ascienden, desde el fondo de los angostos valles, en ingentes graderías a

las zonas más altas de las interminables laderas que terminan allá arriba, donde otro país, con distinto relieve y ambiente comienza. (Lám. XII, fig. 2.)

Estos valles, incluso los más amplios, son brumosos, ofreciendo melancólica belleza. De vez en cuando, se ensanchan, dando lugar a amplias vegas, siempre limitadas por altas e interminables laderas muy pendientes. En este caso, su fondo plano, a derecha e izquierda del río, da lugar a campos de ubérrimos cultivos, donde el trajinar del campesino no cesa, pues no bien se retiró una cosecha, ya los campos se preparan para otra. (Lám. IV, fig. 2.)

Tales vegas son cruzadas por el río, que avanza lento, trazando sus amplios meandros. Las aguas en general corren silenciosas; sólo a veces y al salvar pequeños raudales que se cubren de espuma o al correr y saltar entre graveras, bulliciosas, hacen que resuene el tranquilo y apacible valle, con el clamor de la corriente.

Las comunicaciones fáciles en este país, son siempre las longitudinales, a lo largo de los ríos, hacia arriba o hacia abajo, siguiendo las márgenes de los cauces o ciñéndose al valle y no a gran altura sobre las riberas. Cuando hay que salir de él o pasar de un valle a otro, es necesario ascender trabajosamente por las pendientes laderas centenares de metros, para así alcanzar, no las cumbres de las sierras, que en apariencia limitan al valle, sino a los campos superiores, los extensos replanos, donde ya la línea del horizonte en general, es amplia y a veces lejana, formada siempre por abultados relieves montañosos.

Desde el borde de estas altas tierras se ve allá abajo la profunda hondonada por la que el río avanza, pareciendo querer unir con sus apretadas y repetidas revueltas los poblados y caseríos dispersos por el valle.

En estas tierras altas, de sencillo relieve y en apariencia mucho más extensas de lo que son, dominan aún los terrenos incultos, cubiertos por tojos y brezos, zonas que alternan con praderas en las que pasta abundante ganadería vacuna. Las aldeas son aquí poco frecuentes, agrupándose los principales núcleos de población a lo largo de los pequeños valles. En otros lugares, el campo aparece en general intensa y variablemente cultivado, alternando con la pradería. Sólo las zonas más despobladas, las que quedan más alejadas y al-

tas, nos ofrecen el tono uniforme de sus tojos y brezos, de sus rebolladas y helechares, que poco a poco se van conquistando para los cultivos.

Pero los ríos, debido a su acción erosiva remontante, han tajado a este país alto mediante profundas y angostas vallonadas; por ello, tales tierras, en apariencia llanas y poco accidentadas, nos sorprenden constantemente con sus contrastes de relieve, pues para llegar al poblado que allá cercano se divisa, es necesario descender al fondo de la quebrada que entre él y nosotros se interpone, quebrada angosta y profunda, repitiéndose esto constantemente una y otra vez, al recorrer las viejas y altas llanuras.

Este país intermedio, colgado sobre el de valles y dominado a su vez por los abultados relieves, es, pues, en líneas generales, monótono, pero en detalle siempre nos ofrece diversidad de aspectos: aplastadas colinas pobladas de tupida arboleda, amplias cañadas con la variada policromía de sus campos y praderas, superficies de ásperos berrocales, cuya rugosidad empasta el rebollar y los helechares y monótonos y oscuros campos de brezos y tojos, que, en pendientes suaves, ascienden lentamente hacia las alturas. (Lám. VII.)

Campos monótonos a determinada hora, pero que sucesivamente van cambiando al avanzar el día. De contornos borrosos durante la mañana, alegres y sencillos al mediodía, plácidos y tranquilos al atardecer. Luminosos y risueños o tristes y brumosos, según el tiempo, pero siempre bellos y acogedores.

Las regiones más altas, aquellas formadas por embotados relieves, aparecen solitarias. En sus quebradas laderas y en sus profundas barrancadas crece apretado el matorral y las densas arboledas. Por sus inclinadas vertientes se llega a la cumbre, que está siempre constituida por un replano más o menos extensos. (Lam. II y IV.) Paisaje agreste y hosco, silencioso y desértico. Después de la larga y penosa caminata, alcanzado el alto, sorprende siempre que en realidad no existen las cumbres. El panorama, en los escasos días despejados del verano, es desde la alta llanada grandioso, pudiendo entonces sintéticamente hacerse cargo de las unidades morfológicas fundamentales de estas tierras: el país de profundos valles, las tajadas y viejas pe-

ñillanuras superiores y el replano de estas altas tierras que dominan a todo el conjunto, es decir, toda la diversidad que en su unidad ofrecen las tierras gallegas.

Característica de la red fluvial.

Los rasgos morfológicos fundamentales que el país ofrece, se reflejan intensamente en la red fluvial, y muy particularmente en la zona recorrida por los cauces principales de relativa importancia y que confluyen en el principal de ellos, el Vivey. (Láms. II, IV, figuras 1 y 12.)

Son éstos: el citado río, que es el principal colector de la cuenca media meridional del Sil; el Camba, que alcanza al Vivey por su margen izquierda en Viana del Bollo; el Járes, que afluye a él por su margen izquierda, cerca y al S. de Laroco, y el Návea, que lo hace por la derecha, ya en zona inmediata a la desembocadura del Bibey en el Sil, un poco aguas abajo del gran meandro encajado que este río traza en Monte Furado. (Lám. XIII.)

Tal red fluvial que recorre este país, puede dividirse en tres principales conjuntos: uno está integrado por el Sil, que, encajado profundamente o no, tiene muy escasa pendiente. Lo mismo ocurre con los segmentos más inferiores de sus principales afluentes y con el valle del Vivey, que es el más fundamental del país que estudiamos, no teniendo en cuenta el Sil. (Láms. VI, VII y X.)

Forman el segundo conjunto los afluentes, a excepción del tramo final que por su escasa pendiente integra el grupo anterior. Quedan todos estos ríos divididos en general en dos segmentos (no teniendo en cuenta las zonas de cabecera), uno alto, que presenta gran inclinación, pero en general escaso encajamiento; otro bajo, en el que la pendiente es también muy poco acentuada, pero donde el valle es ya profundo y encajado. Separando ambos segmentos, existe un tramo, en general de corta longitud, cuya pendiente es extraordinaria, así como el encajamiento, segmento que en realidad da origen a un verdadero cauce torrencial, tanto por el régimen de las aguas, como por la inclinación violenta del mismo. (Lám. VI, fig. 2, y XIII, fig. 2.)



Fig. 1.—Aspecto del valle del Vivey ayuso el puente romano, al salir de las gargantas silúricas. El valle es típicamente epigénico. Hacia lo alto destacan los relieves planos de la Penillanura inferior. (Fot. H.-Pacheco.)



Fig. 2.—El Járes suso el estrecho de Alberguería, profundamente encajado en granitos. Este tramo salva el umbral que separa el valle alto, del bajo, mediante un gran desnivel, aprovechado para un salto de importancia. (Fot. H.-Pacheco.)



Fig. 1.—El valle del Návea, al comenzar a encajarse en la Penillanura inferior, cerca de Paraisas. Sencilla topografía por no haber alcanzado a estas zonas la acción erosiva remontante del valle inferior. Rocas nénicas preponderantes. (Fot. H.-Pacheco.)

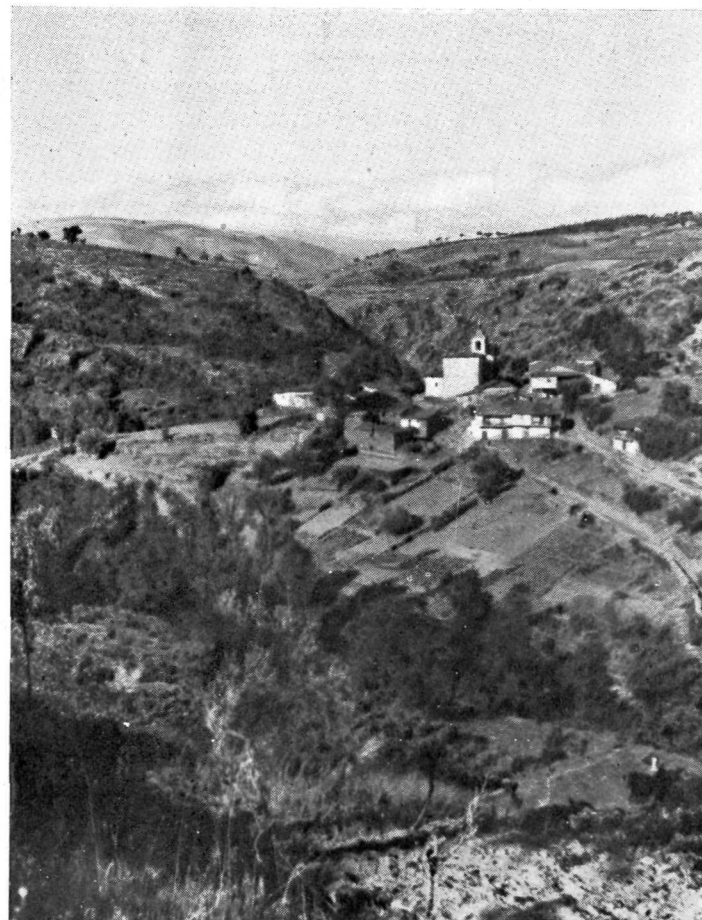


Fig. 2.—El Jares, en Portomorisco, al salir de las gargantas y comenzar a encajarse en un nival de arrasamiento. El proceso epigénico aparece en esta zona granítico-paleozoica muy típico. (Fot. H.-Pacheco.)

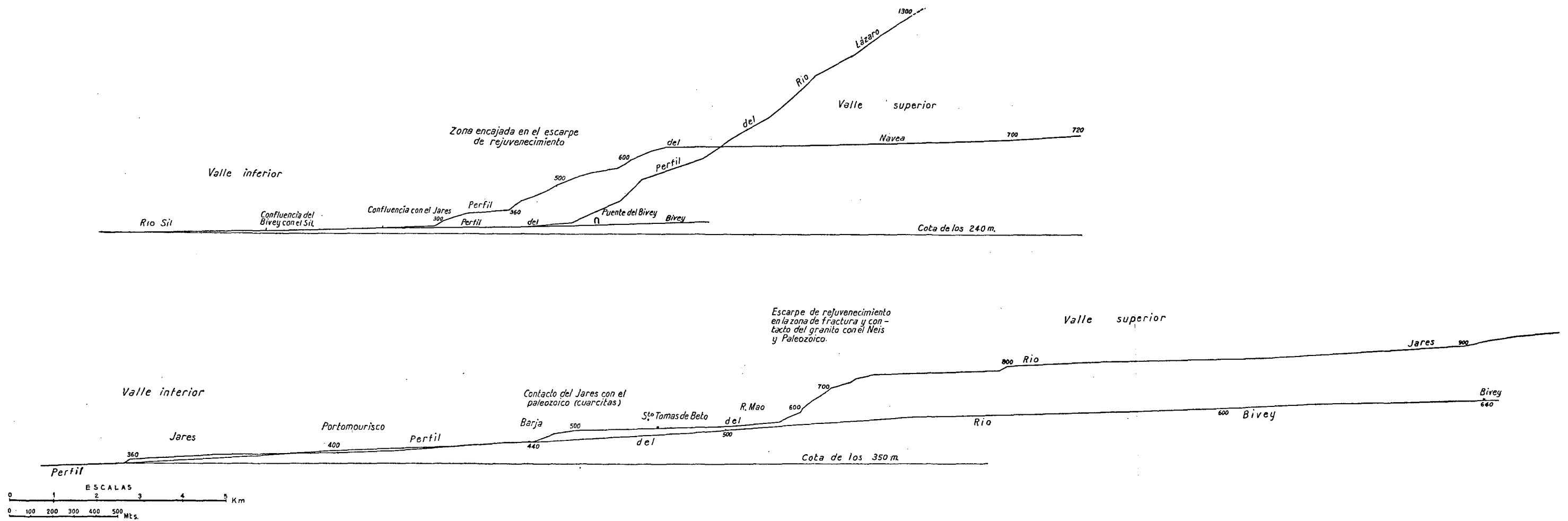


Fig. 3.—Cortes diversos de los valles del río Vivey, Járes, Návea y Lázaro, en distintos lugares del territorio estudiado.

El tramo alto, de suave pendiente y poco encajado, falta en el Vivey, no considerando la zona final exclusivamente de cabecera.

El tercer conjunto lo forman el río Camba y sus principales afluentes que vienen del N. y el Conso, pues ambos nos ofrecen rasgos peculiares, representativos de una vieja red fluvial de uniforme y suave pendiente, que no ofrece, como la anterior, características de reciente rejuvenecimiento, salvo el encajamiento, no muy pronunciado, que por epigenia presenta todo su valle, proceso que se inició en época anterior, al enérgico proceso erosivo que caracteriza al resto de la red fluvial. (Figs. 6 y 9.)

Breve descripción fisiográfica de los principales ríos de la red fluvial

A continuación hacemos la descripción somera de los ríos Vivey, Járes, Návea, Lázaro y Camba, por representar cada uno de ellos un tipo especial y característico de este conjunto fluvial.

El Vivey.

Corre este río en la zona que nos interesa, en general de S. a N., en su valle bajo, y de NE. a SW., en el valle alto, descendiendo de modo gradual, sin rupturas de pendientes acentuadas, desde Porto, situado aproximadamente a los 1.200 m. de altitud, hasta alcanzar el Sil, donde ya en la zona de confluencia, queda a la altitud de 255 metros. (Fig. 3.)

Avanza el Vivey desde Porto, donde ya se inicia la zona de alta cabecera, siguiendo la línea de mínima altitud situada entre los macizos de Peña Trevinca y Moncalvo, que quedan hacia el E. y que rebasan los 2.000 m. de altitud, y la Sierra de Queija, situada hacia el W. y próxima a la zona principal del encajado valle y que alcanza en el vértice Manzaneda los 1.778 m. de elevación. Por el S. limitan su cuenca las serratas de Porto, de El Cañizo y el borde W. de la sierra Segundera (1). (Láms. II, VI, figs. 1 y 12.)

(1) Véase el mapa, al final de la obra.

El río con frecuencia sufre bruscos y acentuados cambios de dirección, debido a meandros encajados por evolución erosiva epigénica, pero que en general y en su conjunto no alteran la dirección en que avanza.

Puede y debe considerarse al Vivey como el colector general de casi toda esta zona, comprendida entre los citados macizos montañosos.

En el segmento del río comprendido entre Viana del Bollo a su desembocadura, la pendiente media por mil es de 7,7 aproximadamente. (Fig. 3.)

El Alto Vivey, aguas arriba de Viana del Bollo, corre encajado en la penillanura de cumbres, elevada aquí de 1.450 a 1.500 m., pero su pendiente entre Viana y Porto aún no es excesiva. Ascende desde los 640 m. hasta los 1.200, salvando, pues, un desnivel de 560 m. con pendiente media de 16,5 por mil. Su valle queda encajado por bajo de las penillanuras que lo dominan de 500 a 600 metros. En esta zona y aguas abajo de Pías, es donde el Vivey salva el accidente o umbral, que le hace salir del País de valles, excavado en la Penillanura baja, y alcanzar esta ruptura de pendiente que se marca bien en el perfil del río mediante un acentuado escarpe. (Fig. 4.)

Aguas arriba de Porto, el río es ya un verdadero torrente de montaña, pues en 16 k. salva un desnivel de 400 m., saltando de cascada en cascada y corriendo a través de raudales con pendiente media de 25 por mil. En su tramo final de cabecera, de unos seis kilómetros, asciende desde los 1.400 m. a los 1.860 m., naciendo en una pequeña laguna, ya casi en la línea divisoria de aguas.

Vemos que el Vivey, en la mayor parte de su recorrido, ha conseguido un perfil suave y uniforme, debido a un largo ciclo de acción erosiva remontante, encontrándose en el Vivey el resalte que separa sus dos fundamentales zonas y que los ríos Návea y Jares también ofrecen, muy hacia aguas arriba, a partir del pueblo de Porto, donde aparece con toda claridad, indicándonos hasta dónde alcanzó el proceso de rejuvenecimiento por reciente erosión. (Fig. 4.)

Esto hace que podamos asegurar que toda esta red, no teniendo ahora en cuenta el Sil, tiene como cauce fundamental al Vivey, siendo por ello el que ofrece un valle más evolucionado, a lo que ha con-

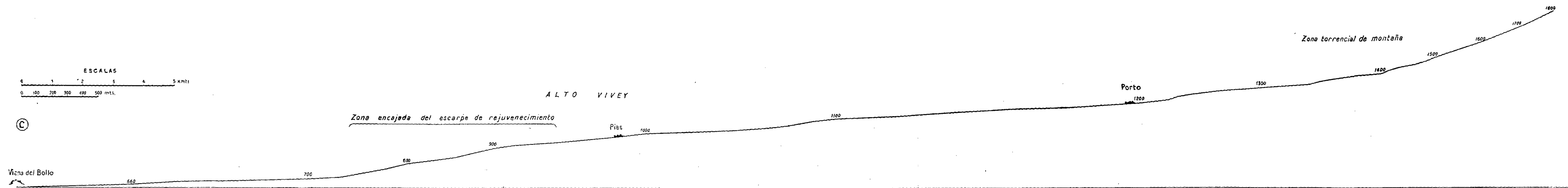


Fig. 4.—Perfil longitudinal a lo largo del alto valle del Vivey.

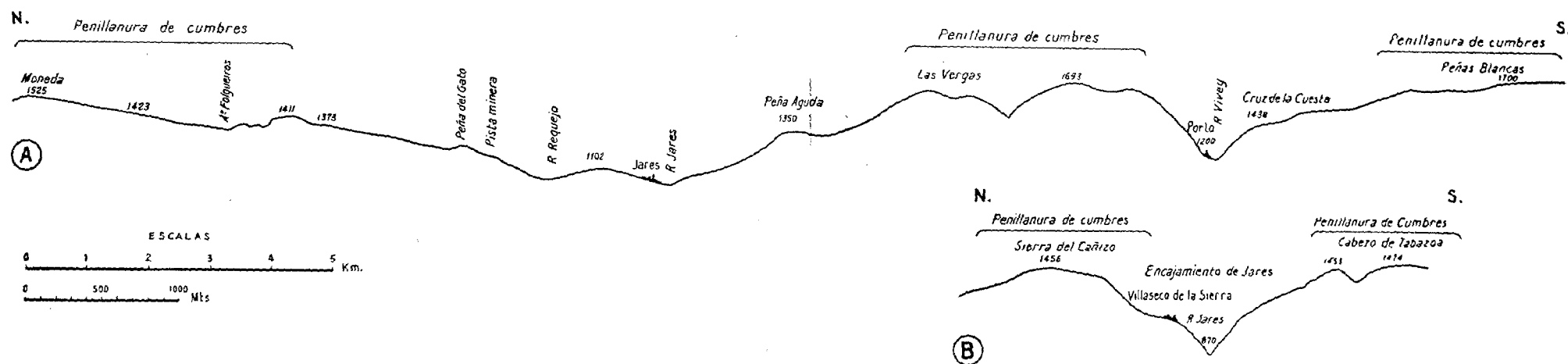


Fig. 5.—Corte topográfico del país a través de los valles de los ríos Vivey y Jares. A: Perfil topográfico desde el vértice Moneda al valle del Jares y del Vivey hacia Peñas Blancas. B: Corte de N. a S. del valle del Jares.

tribuído la posición centrada del mismo entre los macizos de la sierra de Queija y de Moncalvo-Trevinca.

El retroceso del resalte de erosión en el Vivey ha sido, pues, muy acentuado, hasta el punto de que se ha localizado por encima del nivel de la Penillanura inferior, no quedando por encima de tal accidente en el Vivey, tramo relativamente llano, como ocurre en el Járes y Návea, pues el resalte separa en el Vivey, el tramo inferior de escasa pendiente, del superior, con pendiente acentuada y ya representativo de la zona de montaña o cabecera fluvial.

El Járes.

Nos ofrece este río un perfil mucho más quebrado que el Vivey. Desemboca en él, próximamente a los 350 m. de altitud. Desde este lugar y hacia aguas arriba, en un recorrido de nueve kilómetros, la pendiente es poco acentuada, de un nueve por mil aproximadamente, hasta alcanzar los 440 m. de altitud cerca de Portomorisco. Aguas arriba de este accidente y en un trayecto de unos cinco kilómetros, el perfil vuelve a ser bastante suave, con pendiente de un 11 por mil, hasta que, alcanzados los 540 m. de altitud, se inicia un gran accidente en escalón que abarca poco más o menos dos kilómetros. En él puede decirse que el río se despeña, pues desciende unos 220 m., dando lugar a un verdadero torrente, profunda y angostamente encajado, trayecto donde la pendiente media sobrepasa los 110 m. por kilómetro. (Lám. VI, fig. 2 ; VII, fig. 2 ; X, figs. 1 y 11.) Después de este accidente fisiográfico, debido fundamentalmente a una fractura y a bruscos cambios de resistencia de los terrenos, y alcanzada la altitud a los 760 m., el Járes corre plácidamente con pendiente de 12,9 por mil, hasta alcanzar los 980 m. de altitud, ya en las inmediaciones del pueblo de Járes, donde puede decirse que se inicia el cauce torrencial de río típico de montaña. (Fig. 3.)

En la zona final, unos 200 m. antes de desembocar en el Vivey, salva un pequeño escalón, donde quizá alcance un 18 por mil de pendiente, y lo mismo sucede en otro pequeño resalte existente hacia Vilaboa, aguas abajo de Castromarigo, en el segmento alto, donde el río alcanza pendiente de un 16 por mil.

En los 30 k. de valle, desde el pueblo de Járes a la confluencia con el Vivey, salvo los lugares indicados, se ve que la pendiente es la característica de un río de país quebrado, pues descende en total unos 650 m. (Fig. 3.)

Por lo indicado, debe ser considerado el Járes como un río de evolución mucho más retrasada que la del Vivey, puesto que en dos zonas, principalmente en el trecho aguas arriba de Barja y en el estrecho aguas abajo de Alberguería, sufre aun el río un franco período de acción erosiva remontante que se inicia fundamentalmente allí, donde el País de valles cesa. El río ataca, pues, violentamente en la actualidad el escarpe que separa tal zona inferior de la penillanura que rodea a los viejos núcleos montañosos, penillanura elevada aquí como media de 750 a 850 m. de altitud. (Fig. 3.)

El Járes es, pues, un viejo río que ofrece dos zonas de modalidades diferentes, una inferior, muy evolucionada y encajada; otra superior, de sencillo y acabado relieve, de valle amplio y sin encajar, situada casi al nivel de la vieja penillanura que comienza en la actualidad a ser atacada por la acción erosiva remontante. Ambos tramos quedan separados por los rápidos existentes en el segmento situado aguas abajo de Alberguería, donde el río se despeña pasando de una zona a la otra.

Río Návea.

Características semejantes al Járes nos ofrece el río Návea. Se forma fundamentalmente con los aportes de las zonas occidentales de la Sierra de Queija y con los nor-occidentales de la de San Mamed, que culmina a los 1.698 m. (Fig. 3.)

El perfil del Návea es muy quebrado, separándose perfectamente la zona inferior, de la media y ésta de la superior. El tramo inferior forma parte del País de valles, el superior de la Penillanura inferior que, bien conservada, rodea por el N. a la Sierra de Queija.

Esta penillanura domina, pudiera decirse, al País de valles, quedando su borde inmediato al gran valle del Sil, que es el que va marcando los niveles de base locales; por ello, el escarpe entre las zonas inferiores, ya muy evolucionadas y encajadas por acción erosi-

va remontante y la superior que conserva los rasgos de una red vieja, pero muy poco encajada en el terreno, es decir, de tipo de penillanura, está muy marcada, dando lugar a un tramo de extraordinaria pendiente que se encaja más y más, conforme avanza hacia aguas abajo. Esta zona mide unos seis kilómetros de longitud, salvando un desnivel de 380 m., o sea, que el río aquí tiene una pendiente media de 63,3 por mil. Tan importante eskarpe ofrece una doble ruptura de pendiente, correspondiendo la primera a la porción final del río, un kilómetro antes de desembocar en el Vivey, donde el Návea salva un desnivel de unos 60 m., corriendo después hacia aguas arriba, sobre un cauce de mucha menor inclinación, de una longitud de un kilómetro, donde el río salva otros 20 m. de desnivel. Se inicia a continuación el verdadero eskarpe que en cuatro kilómetros asciende desde los 360 a los 660 m., o sea, 300 m., con un 75 por mil de pendiente. (Lám. X, figura 2.)

Salvado este accidente o umbral, comienza el río a correr por la Penillanura inferior, dando lugar a un valle poco encajado y de escasa pendiente, con un 6 por mil de inclinación. No obstante, ya en estas zonas, comienza a apreciarse los efectos de un nuevo ciclo erosivo que hace poco se ha iniciado. (Lám. VII, fig. 1.)

En este río, el eskarpe inferior corresponde a la zona de rejuvenecimiento local de época cuaternaria, que ha partido del nivel de base aquí marcado por el Sil-Vivey, eskarpe que señala el nivel de la tercera terraza fluvial muy típica a lo largo de todo el valle del Sil y situada a altura media de unos 60 m. El accidente superior representa el paso del País de valles a la superficie de la Penillanura inferior.

El riachuelo Lázaro.

Como ejemplo de pequeño riachuelo característico de esta zona y afluente directo del Vivey por su margen izquierda, puede indicarse el riachuelo Lázaro. La zona por él recorrida, el macizo de Manzaneda, en cuyas zonas cumbreñas se inicia el Lázaro, no aparece rodeado por la penillanura, pues aquí la montaña desciende directamente al valle del Vivey. Así, pues, tal cauce es un verdadero torrente, de gran y uniforme pendiente, si bien entre los 500 y 600 metros

de altitud y en espacio de kilómetro y medio, se aprecia un aplanamiento del valle que muy bien pudiera representar al nivel casi desaparecido por erosión general, de la red fluvial que corría sobre la Panillanura. (Fig. 3.)

El Lázaró, desde su desembocadura en el Vivey, hasta la altitud de 1.300 m., nos ofrece una pendiente media de 55,5 por mil.

El Lázaró representa un cauce, relativamente moderno, el cual forma parte de la red fluvial que se ha constituido en el país al evolucionar éste por las acciones erosivas remontantes posterciarias, cauce heredero indirecto de la vieja y muy uniforme red fluvial, que al modificarse durante los tiempos finales del terciario y a través de los tiempos cuaternarios, ha dado origen a la red hidrográfica actual, tan variada y compleja.

El Camba y Conso.

Más interés, para nosotros, por el carácter especial que ofrece su cauce tiene el río Camba. Se une al Vivey en Viana del Bollo y en un recorrido superior a 50 k. hasta llegar al pueblo de Camba, asciende desde los 640 a los 1.100 m. En sus primeros 25 kilómetros entre Viana y Vegas de Camba, la pendiente no pasa del 6,4 por mil; en los restantes 27 k., ésta llega a ser de 11,1 por mil. La pendiente media de este río es aproximadamente de un 8 por mil, es decir, francamente escasa. El rasgo de río de montaña falta en absoluto en él. Es más, su valle nunca va tan encajado, como los otros ríos, ni el desnivel existente entre la Penillanura que lo domina y su cauce es grande, pues rara vez pasa de 250 m. Lo tortuoso del cauce nos indica que este río viejo, que corría por un país uniforme y llano y que recientemente, geológicamente hablando, se ha encajado por epigenia en él, al elevarse éste en bloque, varias decenas de metros. (Fig. 6.)

Así, pues, el Camba y su principal red afluente, la que viene del N. y el Conso, son ríos antiguos que conservan, sin haber sido sensiblemente modificados, sus viejos y ancestrales caracteres, fuera de las zonas de cabecera.

Esto hace que podamos asegurar que de toda esta red, y no teniendo en cuenta ahora al Sil, el Vivey es el cauce fundamental y, por lo tanto, el más evolucionado, a lo que ha contribuido la posi-

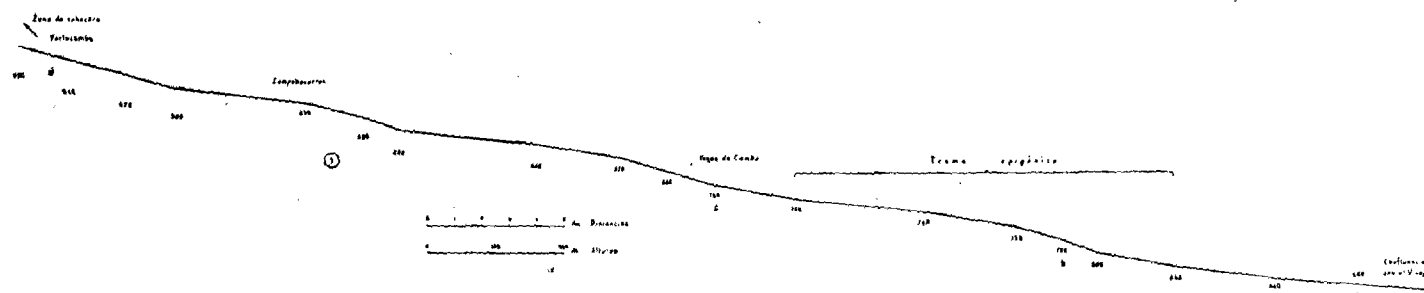


Fig. 6. —Perfil longitudinal del rio Camba, mostrando la zona de su tramo epigénico.

ción central que nos ofrece, separando dos macizos de altas penillanuras de cumbres como son, la Sierra de Queija y los altos relieves que por el W. rodean y se unen al macizo de Moncalvo-Trevinca.

Así, pues, el retroceso del resalte de rejuvenecimiento en todos estos ríos ha sido muy acentuado, salvo en el Camba, hasta el punto de que se ha localizado por encima de la Penillanura baja, no quedando en el Vivey tramo superior aplanado, como ocurre en los ríos Járes y Návea, pues el resalte separa en él el tramo inferior de escasa pendiente, del superior, con pendiente acentuada y ya representativo de un río de montaña.

A lo sumo, cabe admitir cambios relativamente acentuados de su perfil, precisamente allí, donde el Camba va más encajado por epigenia en el terreno, zona que sin duda ha de coincidir con un accidente de rotura o falla, que individualizará dos compartimientos con valores en su movimiento de epigenia de diferente valor. Tal es lo que acontece con el Camba entre las cotas 660 y 670 m., siendo reflejo de la presencia de tal falla, la pendiente más acentuada que el río ofrece entre las cotas 670 y 820 m. Hacia Campobecerros, a los 890 m., comienza ya el tramo de cabecera.

En resumen, la red fluvial que hemos estudiado ofrece las siguientes características:

a) Valles muy evolucionados y que han sido los fundamentales de otra red fluvial anterior, hoy profundamente modificada. Estos ríos en general ofrecen un valle muy profundo, con frecuentes meandros encajados debido a un proceso de epigenia muy enérgico. La pendiente en general es escasa, de 5 a 7 por mil, y sus rupturas de pendiente a lo largo del valle de escasa importancia, tal es lo que sucede con el Vivey en su zona baja a partir de Porto (lám. II y XII), y fundamentalmente con el Sil, que es el colector general de la actual red fluvial (fig. 4, 7 y 8), si bien la pendiente de éste no pase de un 2,5 por mil. (Láms. I, III, figs. 1 y 5.)

b) Ríos también muy evolucionados, y en los cuales el proceso erosivo remontante a lo largo de su valle ha avanzado ya bastante, dando origen a un trayecto inferior que ofrece las características de los ríos a), separado del tramo superior, poco modificado y con acentuadas características seniles, por un gran escarpe de extraordinaria pendiente y muy encajado, donde hoy está localizado el frente

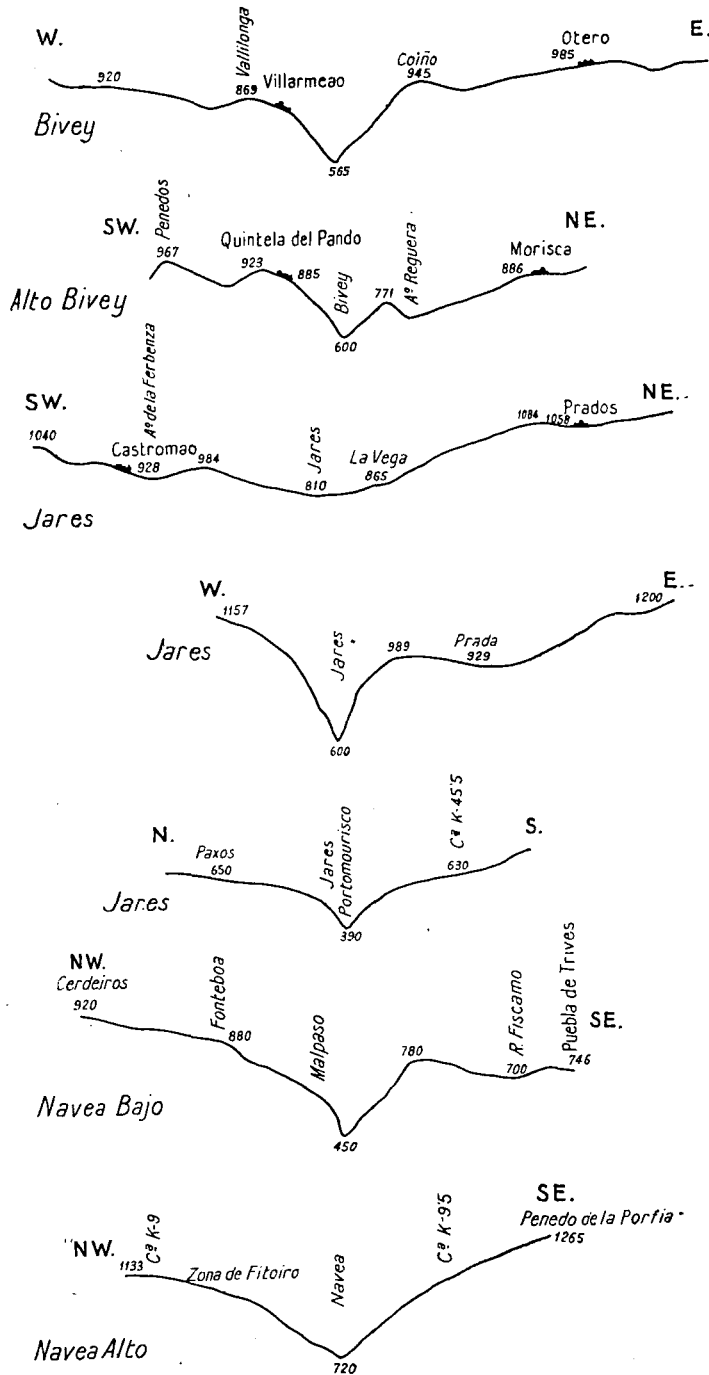


Fig. 7.—Perfiles transversales de los valles de los ríos Vivey, Návea, Jares y del riachuelo Lázaro.

de ataque de la acción erosiva remontante. Como ejemplo debe indicarse el río Járes. (Lám. VII, figs. 2, X, 1) (figs. 3 y 7).

c) Ríos en los que el proceso erosivo está más retrasado, pues sólo se ha diferenciado una zona inferior muy pendiente y encajada, donde la acción erosiva remontante es en la actualidad enérgica y otra superior que representa al viejo valle que ofrece rasgos seniles patentes y a donde aún no ha alcanzado el proceso de rejuvenecimiento de la red fluvial. Como ejemplo tenemos al Návea. (Lám. VII, figura 1 y lám. X, fig. 2.) (Figs. 3 y 7.)

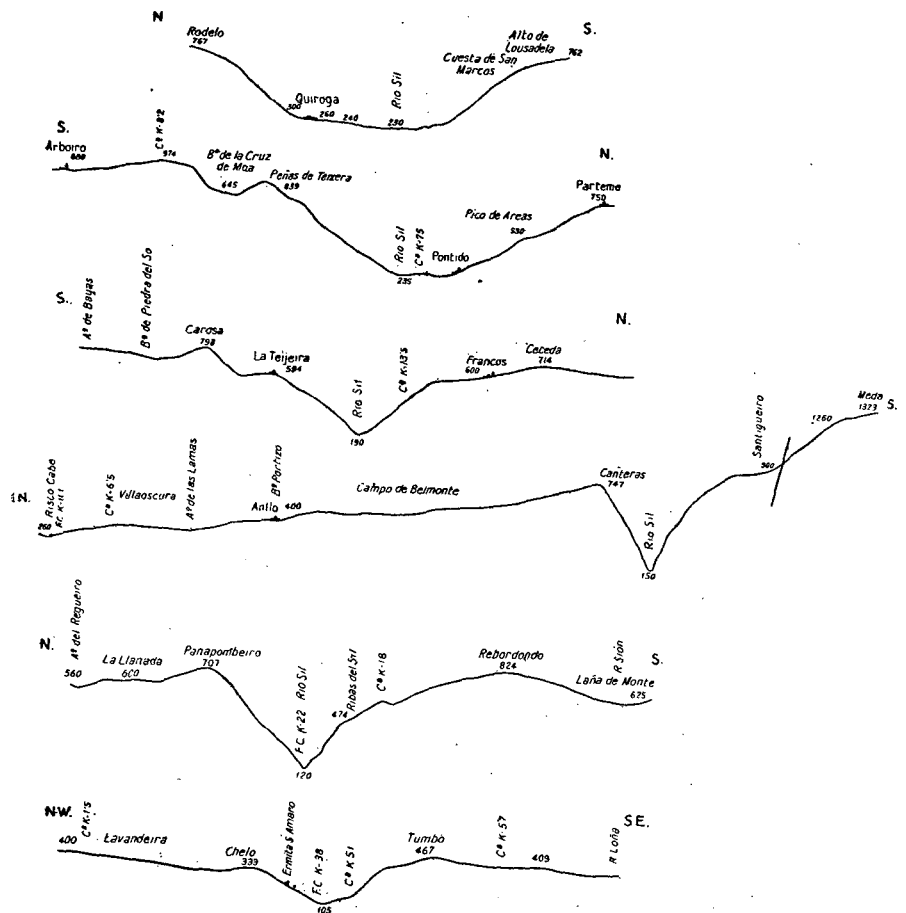


Fig. 8. — Cortes diversos transversales del valle del río Sil y del Miño, en distintos lugares del territorio estudiado.

d) Riachuelos relativamente recientes y originados en el país modificado topográficamente por la acción erosiva general de la red

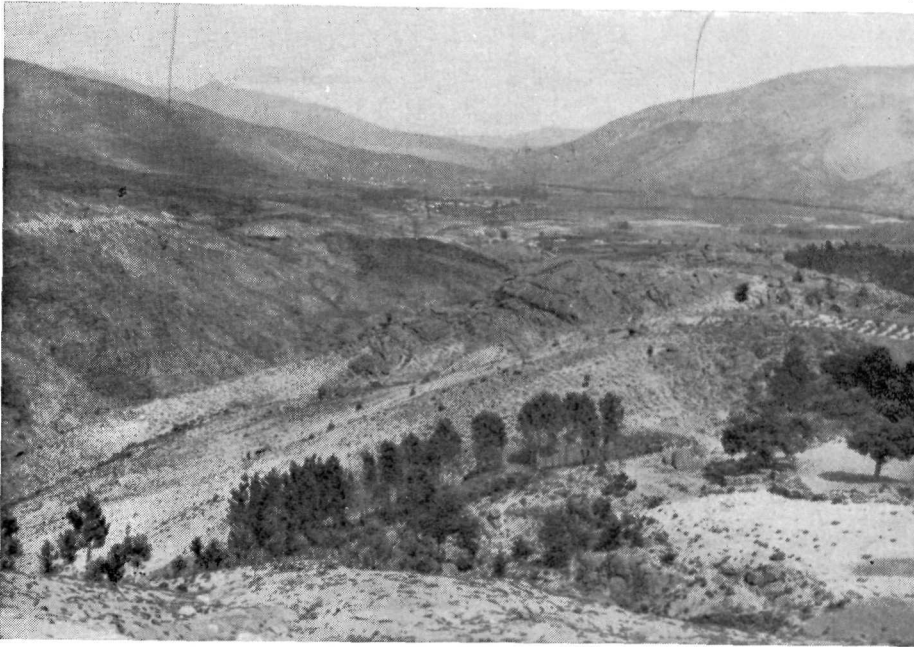


Fig. 1.—Amplia depresión de La Rúa, seguida por el Sil, ocupada por sedimentos pliocenos que cubren a otros paleogenos. El valle está excavado en Paleozoico.
(Fot. H.-Pacheco.)



Fig. 2.—Cuenca terciaria de Laroco, ocupada por aluviones pliocenos. La depresión está dominada por embotados relieves graníticos y paleozoicos. (Fot. H.-Pacheco.)

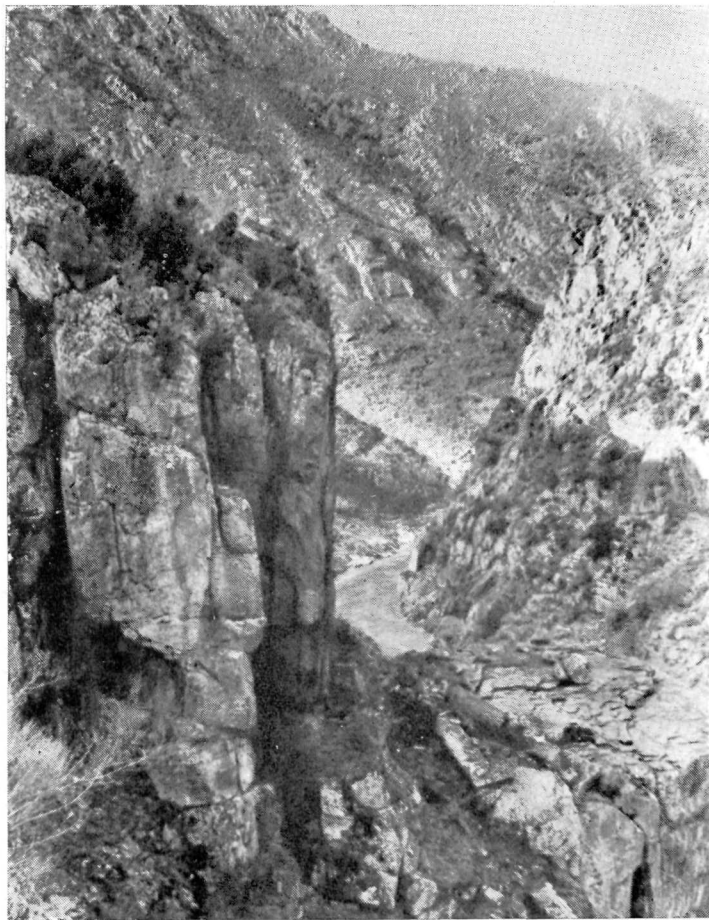


Fig. 1.—El Sil suso San Esteban, profundamente encajado en artoneis. En este paraje se construye la gran presa, pudiendo apreciarse el juego de las diadasas. (Fot. H.-Pacheco.)

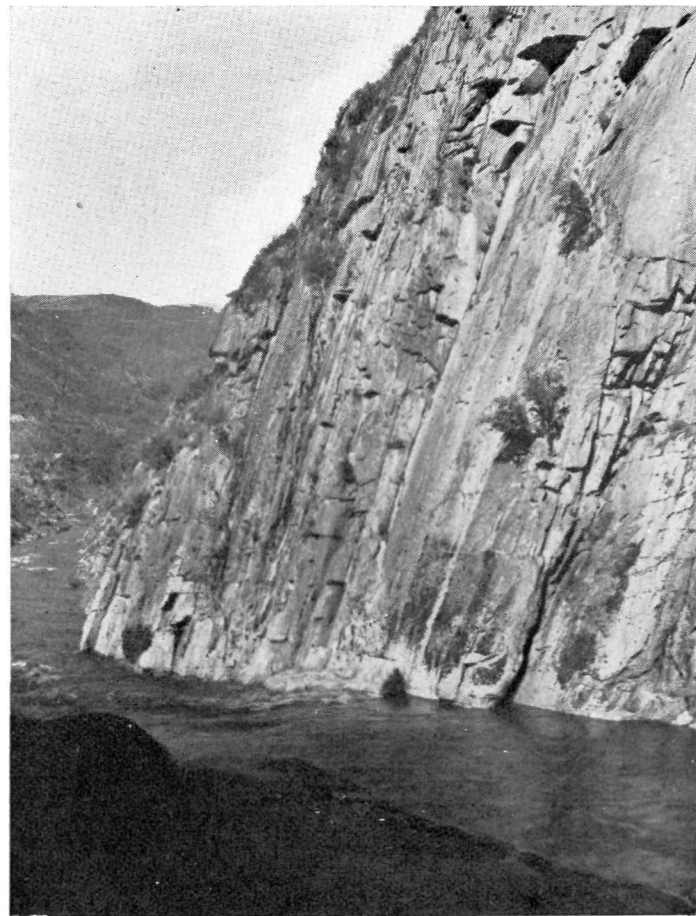


Fig. 2.—El Sil a su paso por Peñarrubia, suso San Esteban. Cantil de artoneis mostrando el juego de las fundamentales diaclasas del ortoneis. (Fot. H.-Pacheco.)



fluvial actual, heredera directa de la red terciaria. Estos ríos son modernos y ofrecen pendientes y encajamientos acentuados, pero con rasgos muy homogéneos. Como tipo hemos escogido al riachuelo Lázaro. (Figuras 3 y 7.)

e) Ríos representativos de una vieja red fluvial, que no se ha modificado por acción erosiva remontante y que sí ofrecen encajamiento débil por epigenia en las penillanuras que los dominan. Ofrecen valles de escasa pendiente, salvo en las zonas de cabecera, con media de un 8 por mil. Como ejemplo, citamos fundamentalmente al Camba y al pequeño río Conso, afluente del Vivey por su margen izquierda y aguas abajo de Viana del Bollo. (Figs. 9, 10 y 11.) Estos ríos corren sobre un compartimiento que se ha elevado en su conjunto, pero al que no ha alcanzado aún la acción erosiva que modificó más o menos a la restante red fluvial. (Fig. 9.)

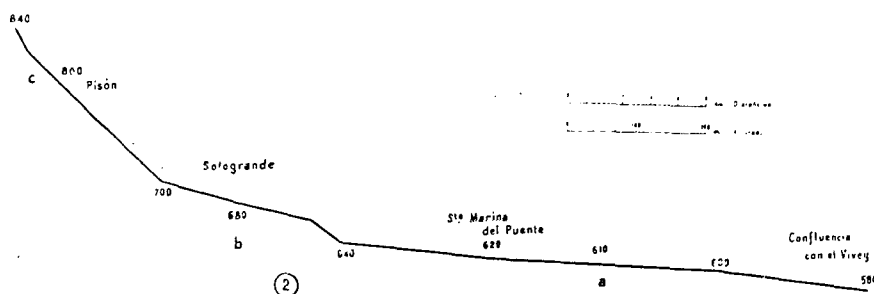


Fig. 9.—Perfil longitudinal del río Conso afluente del Camba, mostrando las dos zonas típicas de este valle.

RASGOS GEOLÓGICO-TECTÓNICOS

Granitos y neis. En amplios espacios, el país está constituido por rocas graníticas y néisicas ⁽¹⁾. (Láms. I, III, IV, IX y XI.)

Los granitos ofrecen en general grano grueso, siendo en ocasiones de tipo porfiroide, macro-ortósico. En este caso y más corrientemente en los tipos de grano grueso, presenta toda la masa rocosa un avanzado estado de alteración caloínica, que hace fácilmente atacable y desmenuzable la roca, por los efectos de la erosión de la

(1) Consulten el mapa geológico inserto al final de este capítulo.

intemperie. No obstante, existen también manchones graníticos en los que la alteración es mucho menor y aun zonas donde las rocas no están alteradas. En este caso se destacan en el terreno típicos be-

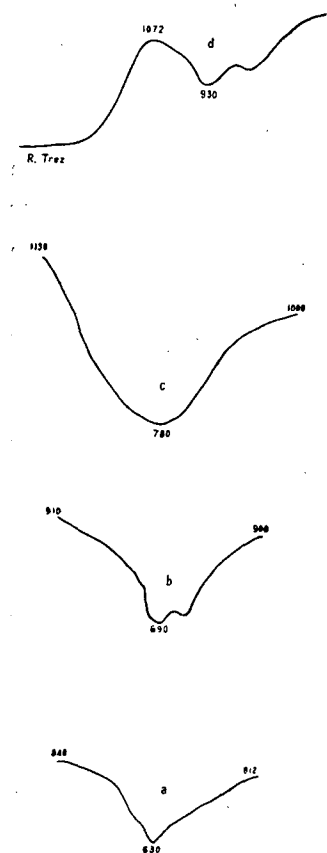


Fig. 10.—Cortes transversales del valle del río Camba por los puntos a, b, c y d, del perfil de la fig. 6. Zona a, confluencia con el Vivey; zona b, tramo con acentuada epigenia; zona c, valle medio alto, y zona d, en los parajes de la divisoria con el río Trez afluente del Tamega

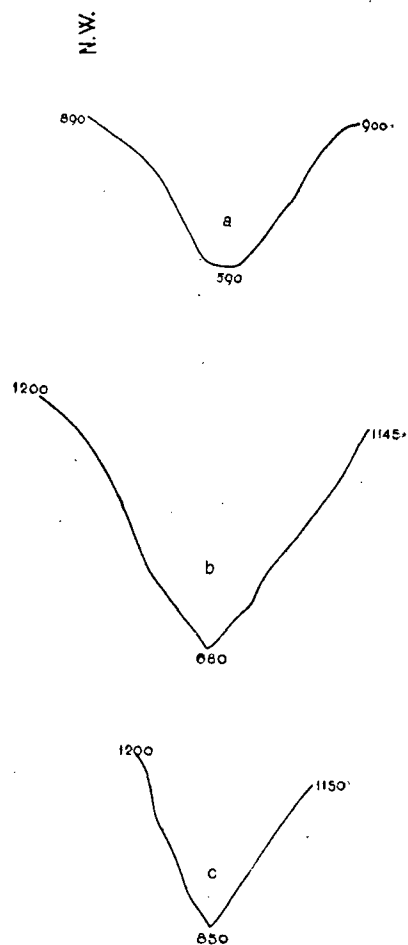


Fig. 11.—Perfiles transversales del río Conso en las zonas a, b, y c, señaladas en el perfil de la fig. 9, como más típicas del valle.

rrocales, a veces francamente escabrosos, dando lugar a los «penedos». El paso de unos tipos de granito a otros es, en general, poco marcado e incluso el tránsito de las rocas graníticas a las neísicas, más o menos granitoides, gradual, siendo por ello imposible señalar con exactitud. por sus rasgos, los contactos de los diferentes tipos de rocas.

Existen también verdaderos microgranitos, que siempre dan origen a masas muy poco alteradas. Se aprecia fácilmente que tales rocas han atravesado a las de grano grueso y a las porfíroides, siendo, pues, aquéllas, las micrograníticas, de edad más reciente.

Respecto a los neis, los más frecuentes son los de tipo granitoide y los de grano muy fino, éstos caracterizados por aparente pizarrosidad, rocas que alternan entre sí repetidamente.

También y en determinados parajes, en relación siempre con materiales paleozoicos más o menos metamorizados, se presentan neis muy finos, a veces de aspecto cuarcitoso, que muy bien pudieran representar a materiales correspondientes a los niveles de cuarcitas del ordoviciense inferior o del Cámbrico, intensamente metamorizadas, pues con ellos alternan pizarras grises, también muy metamorizadas, que corresponderían en este caso, a los niveles pizarrosos superiores a las cuarcitas del ordoviciense o a los niveles del cámbrico.

La influencia de los batolitos graníticos sobre los materiales paleozoicos, en todo este país ha sido, pues, muy intensa y patente.

El recorrido por carretera desde el Alto de Covedo hasta La Vega, en el valle del Jares y desde este lugar a Alberguería, es muy apropiado para observar y estudiar los variados tipos de granitos. Interesante es también el recorrido a lo largo del Járes, entre Alberguería y Portomorisco, donde los diversos tipos de neis y los materiales paleozoicos, más o menos metamorizados, se ofrecen muy típicos.

Respecto a los neis, se presentan muy homogéneos y dando lugar a rocas inalteradas, a lo largo del valle del Sil y particularmente aguas arriba y en las cercanías de San Esteban del Sil. (Láms. I y V.)

Granitos de tipo fino, entremezclados con neis glandular y neis de grano finísimo, son frecuentes en el Vivey, hacia el estrecho de Bao y entre esta pequeña aldea y Las Ermitas. (Lám. II, figs. 2 y X, figura 1.)

Alternancia de granitos y neis de gran resistencia, aparecen a lo largo del alto valle del Vivey y particularmente entre Pías y Porto.

En todas estas rocas, el juego de las diaclasas se ofrece muy claro y en los neis, además, las direcciones de pizarrosidad, conjunto de datos que nos dan directamente el efecto de las orogenias que afec-

taron a estas zonas, dominando las diaclasas de dirección N-S. verticales y las de E. a W. más o menos verticales también, pero en general fuertemente inclinadas hacia el S. El otro sistema de diaclasas da origen, más o menos, a planos horizontales.

Características de los materiales paleozoicos.

Las formaciones paleozoicas, hay que indicar, que en amplios espacios están consideradas como pertenecientes al Estrato cristalino, debido sin duda a su intenso metamorfismo. En la zona recorrida puede asegurarse que ningún terreno de los reconocidos, fuera de los diferentes tipos de neis, forman parte de tal formación, pues sin duda los conjuntos sedimentarios corresponden al Paleozoico inferior y más concretamente al Silúrico, representado, como ya se ha indicado, por dos niveles, el inferior cuarcitoso y típico, en el que hemos reconocido señales más o menos claras de crucianas y de pistas playeras, nivel que llega a presentar gran potencia, como acontece en el paraje de Entrambasaguas, donde los ríos Járes y Vivey tienen su confluencia, lugar quebrado, de gran fragosidad y de extraordinaria y bravía belleza. El otro nivel, muy monótono, está integrado por una potente formación de pizarras en general, hacia sus zonas inferiores, intensamente metamorizadas por influencia del batolito granítico, sobre el que descansan. De él provienen las innumerables venas, filoncillos y masas interestratificadas de cuarzo blanco que en sentido de la pizarrosidad se inyectan y recorren a tal conjunto de materiales sedimentarios. (Lám. X.)

Algunas veces estos niveles inferiores de pizarras se ofrecen tan intensamente metamorizados que asemejan típicos materiales estrato cristalinos, pero la posición que tienen, superior a las cuarcitas, los localiza perfectamente dentro, al menos, de un ordoviciense medio. Tal es lo que sucede en el valle del Járes aguas arriba de Portomorisco.

Las zonas más altas, se ofrecen mucho menos metamorizadas y con frecuencia consisten tales materiales en pizarras oscuras, a veces típicamente ampelíticas, de tipo regular. Como ejemplo de estos niveles merecen citarse las zonas próximas a Sobradelos y Montefurado, donde las canteras para pizarras de tejado se explotan con intensidad y éxito. (Lám. XIII, fig. 1.)

Materiales terciarios

En algunos parajes, tanto en los valles principales, fundamentalmente el del Sil, como en otros afluentes, así como en replanos de gran uniformidad, situados por encima de ellos, aparecen depósitos terrígenos o aluviones, que no son sino restos de una formación mucho más extensa, que ha sido atacada muy enérgicamente al final de los tiempos terciarios y durante el Cuaternario, por las acciones erosivas.

Tales retazos y manchones de terciario nos indican la extensión y altitud que tal formación alcanzó. Estos materiales, en sus zonas más superiores, representan para nosotros, sin duda, al Plioceno y consisten en sedimentos arcillosos areniscosos, de composición en general muy variada de unos parajes a otros y que pueden en ocasiones dar origen a masas arcilloso-margosas, de relativa gran potencia. La coloración siempre es de acentuadas tonalidades rojizas.

En las zonas más altas de tales conjuntos, se aprecia un depósito de gruesos aluviones, poco rodados, formado por régimen de aguas de arrollada, que alcanza 3-4 m. de potencia, en todo semejante a las formaciones de raña de los montes de Toledo y de la Extremadura.

En general, los cantos que forman tal depósito, siempre angulosos, son de cuarcita y de dimensiones de un decímetro cúbico como media, a veces, en los parajes inmediatos a los campos graníticos, tal masa de aluviones aparece constituida por materiales arcillo-arenosos y cantos irregulares de granito, lo que es extraño suceda en otras zonas, como las antes citadas de los montes de Toledo y de Extremadura, pese a la presencia también en ellos de manchones graníticos, pues allí tales depósitos son siempre exclusivamente de cantos y materiales cuarcitosos.

Los aluviones que atribuímos al Plioceno tienen en general, aspecto caótico y su composición es muy irregular. Descansan en algunas zonas, casi siempre constituidas por depresiones de importancia, tales como la del Bierzo, sobre otro conjunto sedimentario también de aluvión, igualmente formada por materiales arenosos o arcillosos y can-

tural, pero en su conjunto más finos y ordenados. En algunas zonas dan origen a verdaderas masas de areniscas semisueltas de tonos variados amarillento-rojizas. Alcanzan en su conjunto gran potencia y sus estratos muestran una inclinación que los ha desviado, por basculación, de su posición horizontal primitiva. Entre estos materiales y los más gruesos e irregulares que forman rañas pliocenas, se aprecia una clara discordancia tectónico-erosiva.

Los materiales inferiores, inclinados, ofrecen gran semejanza con los que dan lugar a manchones más o menos extensos, existentes por las provincias de Zamora, Salamanca y Cáceres, y que para nosotros representan un Oligoceno continental detrítico. Tal es la edad que a idénticas formaciones, localizadas en El Bierzo, las ha asignado el profesor Vidal Box, cuando las ha reconocido y estudiado detenidamente (50), sedimentos que son idénticos a los que nosotros nos referimos, si bien respecto a las formaciones más superiores, tal autor las considere algo más bajas y representativas de un Mioceno superior.

Como en muchos parajes, donde los materiales superiores pliocenos, o mejor, mio-pliocenos aparecen, faltan los otros Oligocenos, es de suponer que estos últimos o no alcanzaron a tales lugares o que previamente fueron destruidos por erosión. Los depósitos pliocenos a veces, como acontece en El Bierzo, según indica el profesor Vidal Box, alcanzan gran potencia, como puede observarse en la formación de Las Médulas. Nosotros los hemos reconocido hasta altitudes superiores a los 550 m., como acontece en las inmediaciones de Laroco. (Lám. VIII.)

Muestran siempre disposición horizontal y como la diferencia de cotas en que aparecen situados es bastante grande, puede admitirse que tales formaciones alcanzaron varias decenas de metros de potencia. La desaparición, en grandes espacios y lo desperdigados que hoy aparecen los restos de tal formación, nos indica claramente el gran proceso erosivo que se ha operado, una vez iniciado el ataque de tales formaciones, por la acción erosiva normal, período que se ha iniciado a partir de los últimos tiempos terciarios, continuando durante el Cuaternario inferior, y actualmente, pero con mucha menor intensidad.

Cuaternario.

Los depósitos cuaternarios no tienen gran desarrollo en este país de tan acentuado relieve, pues los fenómenos de erosión dominan acentuadamente sobre los de sedimentación.

Sólo la formación de terrazas fluviales es de gran interés, pues nos indica el valor del socavado efectuado por los ríos, en estas últimas épocas del Cuaternario.

En las amplias vegas, tales niveles se ofrecen muy claros, quedando dispuestas estas formaciones, sobre los materiales terciarios que los rellenan. En los ensanches más o menos importantes de los valles, las terrazas son las que, superpuestas directamente a los terrenos antiguos, Estrato-cristalino y Paleozoico y a las formaciones graníticas, forman en las vegas, las ricas tierras intensamente cultivadas.

En general, pueden reconocerse dos niveles: uno, inferior, elevado de cuatro a seis metros sobre el nivel medio de las aguas de los principales ríos, y en especial del Sil. Este nivel, a veces muy extenso, es el que forma las vegas. Más alto y situado entre 35 y 40 metros de altura sobre el río se destacan, pero con menos extensión, los depósitos de una segunda terraza, más potente que la anterior, pero mucho menos continua y regular.

Como siempre, la base de tales depósitos está formada por una masa de cantos rodados, a veces de gran volumen, y en los que predominan los de cuarcita. La potencia de tales depósitos varía mucho, incluso en zonas muy restringidas. Se pasa rápidamente de espesores de un metro, a otros donde los depósitos alcanzan de dos y medio a tres metros. Estas masas forman extensas graveras cuando la tierra vegetal no las cubre.

En varias ocasiones, y fundamentalmente Lautensach (40), ha tratado de estas terrazas, habiendo estudiado las que existen a lo largo del Miño, en su valle bajo, lo que ya indicamos en el resumen bibliográfico que hemos hecho.

Quizá por la misma discontinuidad de tales formaciones y por defectos fácilmente comprensibles en las nivelaciones, se ha admitido por dicho autor deformaciones o flexiones de la corteza terrestre de época posterior a tales depósitos.

Creemos que deben admitirse con reserva tales suposiciones y no aceptarlas en tanto que estudios más precisos, favorecidos ahora por la existencia de excelente cartografía, comprueben o no tal modo de ver.

Los dos niveles de terrazas indicados pueden muy bien corresponder a la tercera y cuarta terraza, respectivamente, que, en general, existen a lo largo de los principales ríos peninsulares, pero así como en los que corren a través de la meseta y llanos de la depresión ibérica y del valle bético, ofrecen siempre las terrazas alturas muy regulares, éstas de los grandes ríos gallegos son mucho más irregulares respecto a la altura media, siendo por ello problemático establecer una seriación y en particular con los niveles que pudieran corresponder a la segunda terraza. Debe también indicarse que los depósitos correspondientes a la primera terraza faltan en realidad, pues los materiales formados por aluviones situados a alturas sobre los principales ríos superiores a 85 m. son muy escasos y completamente atípicos. Tal fenómeno no es de extrañar, debido al carácter especial de los valles fluviales gallegos, formados rápida y continuamente debido a un proceso erosivo enérgico que constantemente ahonda los cauces y destroza las laderas. Complica aún más estas cuestiones el carácter verdaderamente poligénico de las terrazas fluviales gallegas. Es frecuente en los ensanches de los valles reconocer dos y hasta tres niveles distintos intercalados entre las terrazas inferiores, las que denominamos tercera y cuarta, elevadas sobre el río, en estas zonas del valle medio del Sil, como se ha indicado, entre 25 y 30 metros.

Niveles que no hemos visto se correspondan en ambas márgenes, y que sin duda se han ido formando a un lado y otro del río a medida que éste ahondaba su cauce y divagaba en su valle, debido a la acción erosiva transversal de sus aguas.

Observaciones respecto a terrazas fluviales, en todo correspondientes a las nuestras, hizo el señor Vidal Box en época anterior, como ya hemos expuesto en el análisis bibliográfico (50).

Allí se indicaba que este geólogo fijó los niveles de 10-12 metros, 25-30 y un tercero muy poco continuo que queda tan sólo a unos cinco metros sobre el nivel medio de las aguas del río.

En la extensa cuenca de Ponferrada, las formaciones de terrazas se



Fig. 1.—El Járes en las inmediaciones del balneario de Santo Tomás de Beto. Inclínadas laderas en materiales neísicos y paleozoicos metamorfizados, arrumbados al Norte. (Fot. H.-Pacheco.)

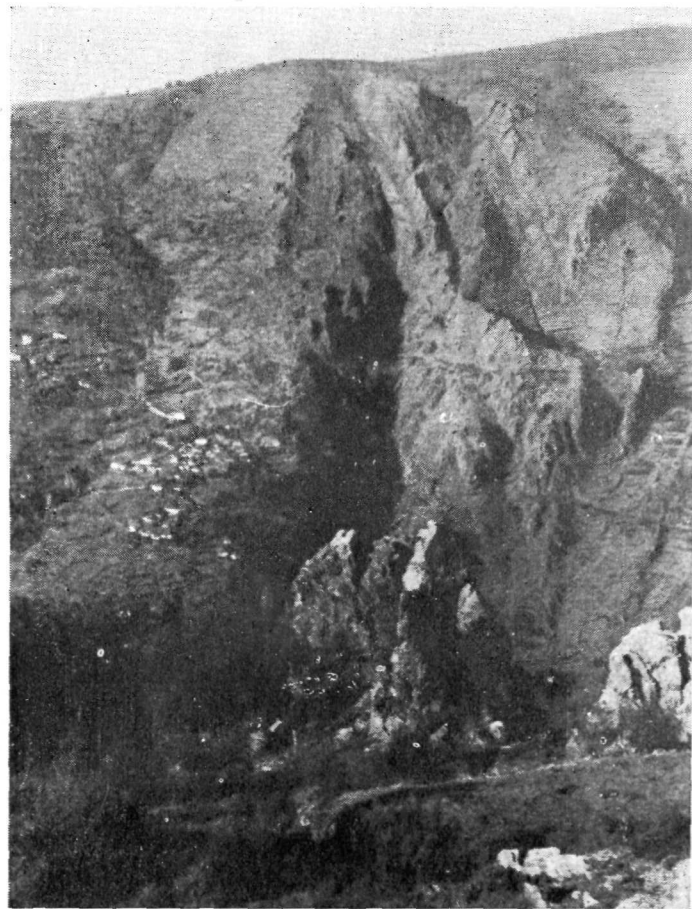


Fig. 2.—Paleozoicometamórfico en las inmediaciones de Barrero (Puebla de Trives). Profunda barrancada del Návea en su tramo final. Estratos verticales arrumbados al Norte cortados por el río. (Fot. H.-Pacheco.)

desarrollan amplia y típicamente, quedando situados los niveles en esta zona a 5-6 m., a 25-30 y otros algo más altos, pero no típicos. En El Barco, los niveles existentes son dos situados respectivamente a 10 m. y 35 m. En Orense es donde se ofrece el corte más completo y esquemático, escalonándose allí los diferentes niveles a cinco metros, a 10-12 y 25-30, estando este último representado en ambos márgenes del río.

También reconoció el señor Vidal, niveles con depósito de arenas y cantos rodados sueltos localizados a altura sobre las aguas de 70 a 100 m. Tales niveles, por su atipicidad y por la altura que tienen sobre el río, no deben, como él indica, corresponder a terrazas fluviales, pudiendo quizá representar aluviones más o menos «in situ», procedentes de depósitos continentales de época anterior al cuaternario.

El nivel inferior, el que tan sólo se eleva a la altura de unos cinco metros, corresponde a masas de aluviones y cascajos dejados por el río en épocas de avenida, pudiendo ser considerados en realidad como una terraza actualmente en formación, hecho que podría indicarnos lo reciente que es el encajamiento último del río y también que el proceso de erosión aún no ha terminado en amplias zonas.

Faltan las terrazas, por lo general, a lo largo de las zonas donde el río va más estrechamente encajado, observándose también la ausencia de rupturas de pendiente en las inclinadas laderas, lo que es indicio claro de una acción erosiva constante.

La terraza de 60 m., a veces puede ser reconocida, pero materialmente colgada sobre las inclinadas laderas. Puede tal nivel identificarse con la segunda terraza, pero teniendo en cuenta la gran variedad de niveles secundarios, debido al poligenismo en la formación de las terrazas del Sil, la seriación de tales formaciones debe fundamentarse en estudios más detenidos y sistemáticos.

En algún caso hemos podido comprobar que los niveles de gruesas graveras que pudieran corresponder a una segunda terraza, lateralmente y hacia el centro del valle, continua y suavemente descendiendo, de tal modo que forma tal depósito un verdadero plano inclinado que viene a enlazar un nivel situado a unos 40 m. con otro sólo elevado 4-6 m. sobre el nivel medio de las aguas del río.

Tal fenómeno se presenta muy claro en las inmediaciones de San Clodio, en la margen izquierda del Sil, ocupando la zona alta de la terraza un replano elevado unos 40 m. sobre las aguas del río que aquí traza un amplio meandro, cuyo bucle corta el ferrocarril, mediante un túnel que atraviesa la zona angosta del mismo.

Este fenómeno se repite en otros parajes, lo que hace suponer que en estos ríos gallegos la formación de las terrazas fluviales no ha sido discontinua, como acontece en la mayor parte de los ríos españoles, incluso en los pirenaicos, sino con una cierta continuidad en la que a lo sumo, habría épocas de predominio de depósito.

Todas estas circunstancias hacen que el estudio de las terrazas fluviales en el país gallego sea complejo y aun difícil, pero de gran interés, siendo de desear que pronto se inicie el reconocimiento sistemático de tales formaciones, pues de su conocimiento han de deducirse hechos de un alto interés en relación con la fisiografía de este interesante y bello país.

Fuera de las formaciones de terrazas a lo largo de los valles gallegos, ninguna otra formación cuaternaria en el país que estudiamos es importante, consistiendo a lo sumo tales formaciones en depósitos muy superficiales o en alteraciones someras de los terrenos infrayacentes y en particular en las llanuras y depresiones formadas por depósitos terciarios como acontece en el Bierzo, zonas de Monforte de Lemos y otros parajes semejantes.

Las fracturas principales del país.

La fractura occidental.—Como se ha indicado anteriormente, los viejos relieves o arrasamientos que constituyen penillanuras más o menos elevadas y rejuvenecidas, quedan bruscamente interrumpidas hacia el W. por una gran fractura tectónica que ha dado origen a destacado accidente orográfico a lo largo de su corrida. (Lám. VI, figura 1.)

Tal fractura, orientada en general de SSE. a NNW., viene desde las zonas de Verín y Castello del Valle, siguiendo luego el amplio valle del Támara, hacia Laza, amoldándose más hacia el N. al asimétrico valle del río Correchouso, dominado por el E. por la peni-

llanura situada a 1.200-1.250 m., y por el W. por un país quebrado, pero de marcada isoaltitud, que sólo alcanza los 780-800 metros. Continúa hacia el N., dando origen a las escarpadas laderas occidentales de la sierra de San Mamed, que culmina a los 1.618 metros.

En esta zona, el accidente tectónico ha dado sin duda lugar a los altos escarpes rocosos de esta sierra y a las pendientes y altas laderas que miran al SW., que de los 1.528 m. de altitud, en el Alto de Vidoiras, descienden a los 860 m. en el pueblo de Rebordechau, dando origen así a un pronunciado desnivel de 600 a 650 metros, donde se originan las quebradas torrenteras que forman el cauce del río Arnoya.

Hasta cierto punto, y en determinado trayecto, el ferrocarril de Zamora a Orense acomoda su trazado a tal accidente tectónico-topográfico, pues remonta el encajado valle del Correchouso, cuya escarpada ladera oriental sigue, pasando de este modo de la alta zona de Portacamba, de 950-1.000 m. de altitud, a la depresión de Guinzo de Limia, en la que penetra poco a poco, siguiendo el valle del río Arnoya, desde el pueblo de Prado.

Más hacia el N., tal fractura queda perfectamente señalada por una pronunciada cuesta muy seguida y uniforme, que es salvada por la carretera de Orense a Ponferrada en pronunciados zigs-zags, entre los kilómetros 131 a 133, en las inmediaciones de las minas de Val-drey. Esta línea de cuestas tiene su natural continuación en dirección hacia el alto Campo del Airado, situado al W. del vértice de Meda (1.323 m.), Alto del Coyo, Peñas de Milán y vértices Túas, Val-deyaguas y Cabanas, para, al fin, atravesar el Miño en las zonas de confluencia de este río con el Sil, aguas arriba de Peares, donde la fractura debe seguir, pero sin señalarse ya topográficamente en el terreno.

Fenómeno interesante en relación con la red fluvial, provocado precisamente por la existencia de tal fractura occidental, en su segmento más meridional, situado en el tramo del curso alto del Camba, cerca de los pueblos de Portocamba y Cervedelo, es el carácter especial que nos ofrece la divisoria de aguas entre el Miño y el Támega. El río Camba, afluente como se sabe del Miño, por intermedio del Vivey, al llegar a Portocamba tiene altitud de unos 924 m. En el

amplio poblado inmediato al W. de Portocamba, y a un kilómetro de su cauce, la altitud máxima es de 985 m., es decir, que la divisoria de aguas inmediata en este paraje entre Miño y Tamega tiene sólo un desnivel de 61 m.

Pero además, como el compartimiento a occidente de la falla, es el que ha quedado a menor elevación, resulta de ello que todo el país oriental está a bastante mayor altura que el occidental, originándose en zonas inmediatas al alto valle del Camba y hacia el W., desniveles

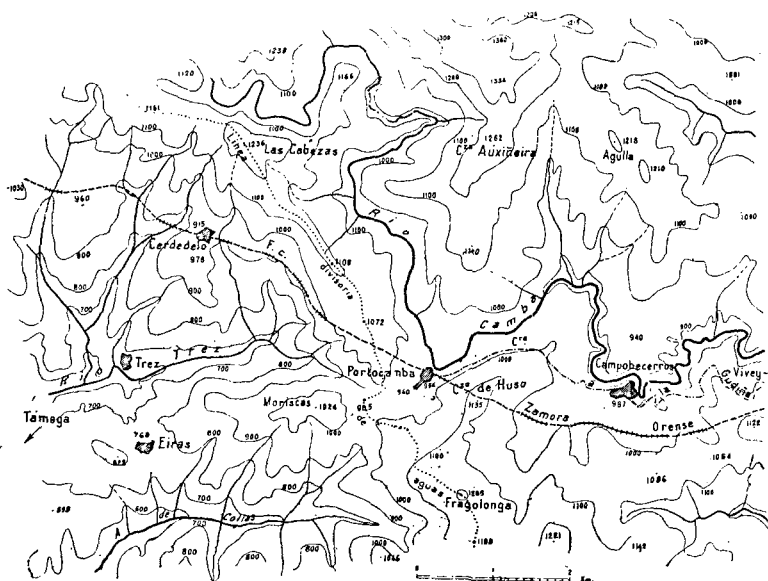


Fig. 12. — Zona de futura captura del río Camba, de la cuenca del Miño, por el Trez de la cuenca del Tamega.

acentuadísimos, pues tan sólo a dos kilómetros de la línea divisoria de aguas se desciende en el valle del riachuelo Trez unos 325 m., por lo que la red fluvial, que siguiendo tal río se dirige hacia el Tamega, efectúa una acción erosiva remontante muy enérgica, de tal modo que la cabecera del citado riachuelo Trez, amenaza capturar la alta cuenca del río Camba en Portocamba (fig. 12), fenómeno que no es sino el efecto provocado por la existencia en tales parajes de esta gran falla que hemos denominado occidental.

La fractura de la sierra del Burgo.—La Penillanura baja, situada al NW. del vértice de Manzaneda, queda dividida en dos porciones.

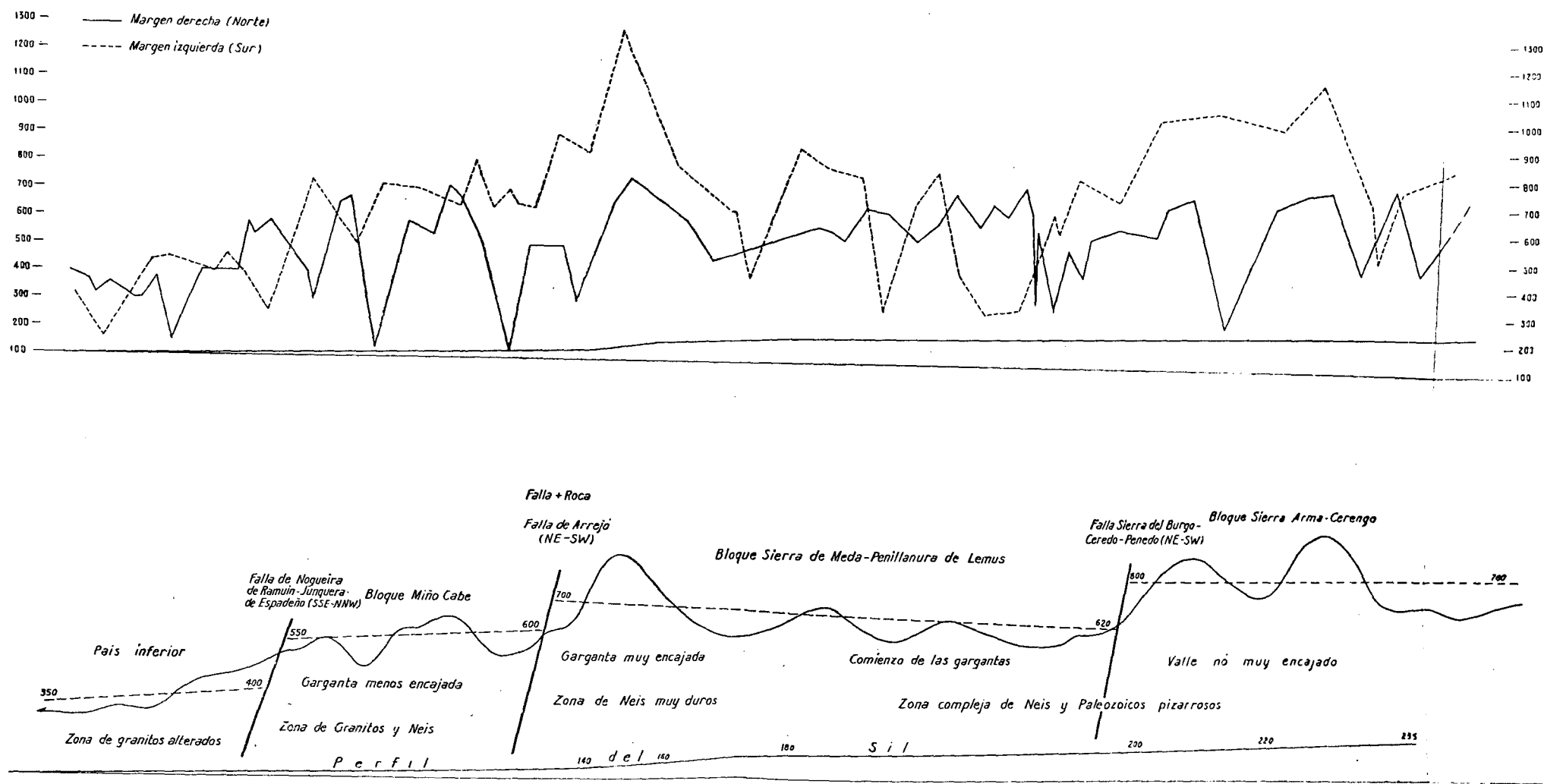


Fig. 13.—Corte topográfico esquemático a lo largo de las laderas del valle de Sil. Zona superior: Corte topográfico esquematizado de las laderas del Sil. Zona inferior: Esquema derivado de los cortes topográficos superiores mostrando los diversos bloques individualizados por fallas y sus características geomorfológicas.

situadas a diferente nivel, en virtud de un resalte o escalón debido a una falla.

Queda orientado este accidente de SW. a NE. e iniciándose hacia la zona del extremo septentrional de la sierra de San Mamed, corre al N. del vértice Gabin (1.279 m.), da origen al escarpe más occidental de la Sierra del Burgo, sigue por el NW. del vértice Vereá (1.011 m.) y continúa hacia el vértice Cerengo (1.286 metros), para, pasando por éste y el Alto de Moa (1.126 m.), cruzar el Sil por la Vega de Quiroga, y remontando el valle del río de este nombre por sus márgenes orientales, perderse hacia el NE.

Falla de Arrejó.—Queda ésta también orientada de SW. a NE., si bien algo más al N. que la anterior. Por el examen practicado en el terreno, es de menor importancia que la de la sierra del Burgo, y su corrida no queda tan bien marcada sobre el país. No obstante, su desnivel es importante, por cuanto las zonas situadas al NW. del accidente, quedan localizadas al N. del Sil, a unos 550-600 m., y las situadas al SE. alcanzan altitudes comprendidas entre 650 y 700 metros.

Tal es lo que se observa hacia el vértice Canteras (747 metros), donde el desnivel o salto es incluso aparente por la asimetría que presenta el arroyo de Arrejó y por el distinto nivel a que quedan situadas las micacitas sobre el ortoneis inferior, mucho más altas aquéllas al SE. que al NE. de la falla (fig. 14).

Falla Noroccidental del macizo de Queija.—Esta fractura queda también orientada de NE. a SW., y corre por el NW. del macizo de Queija, y a ella es debido sin duda los fuertes desniveles existentes entre la zona cumbreña de esta sierra y la Penillanura inferior. Sigue más o menos la dirección del valle del Návea, por el SE. del mismo.

Se inicia en los Altos de Samión y sigue por Chandreja de Seija, Casteligo, Penapetada, y desde aquí, por Manzaneda, Chandoiro, Lantellais y Prada, avanza hacia Riomaio, una vez pasada la depresión del Vivey, para perderse más hacia el NE. en dirección del país Silúrgico inferior, intensamente metamorfizados (Lam. V., fig. 1.)

Falla del valle bajo del Vivey.—Es también muy probable que todo el valle del río Vivey, desde las zonas de Viana del Bollo a su desembocadura, se amolde más o menos a una gran fractura. Clara se

muestra en las inmediaciones del puente romano sobre el Vivey, donde la masa granítico-neísica se pone en contacto anormal mediante un plano de falla vertical, con los materiales pizarrosos del Silúrico inferior, intensamente metamorfizados (Lám. VI, fig. 1).

Este contacto se le puede seguir perfectamente por el terreno hacia el S., a través de las tendidas laderas de los altos y embotados relieves de Centura (1.045 m.), inmediatos a los pueblos de Scutipedre y Rebodepó, donde el país granítico queda claramente separado del pizarroso, más o menos metamorfizado, por el indicado accidente que representa al Silúrico.

Las alteraciones del granito y del neis en relación con las principales líneas de fractura

Determinados fenómenos en relación con la alteración que en ciertos parajes sufren en masa los granitos o los ortoneis, pueden relacionarse con algunas fracturas.

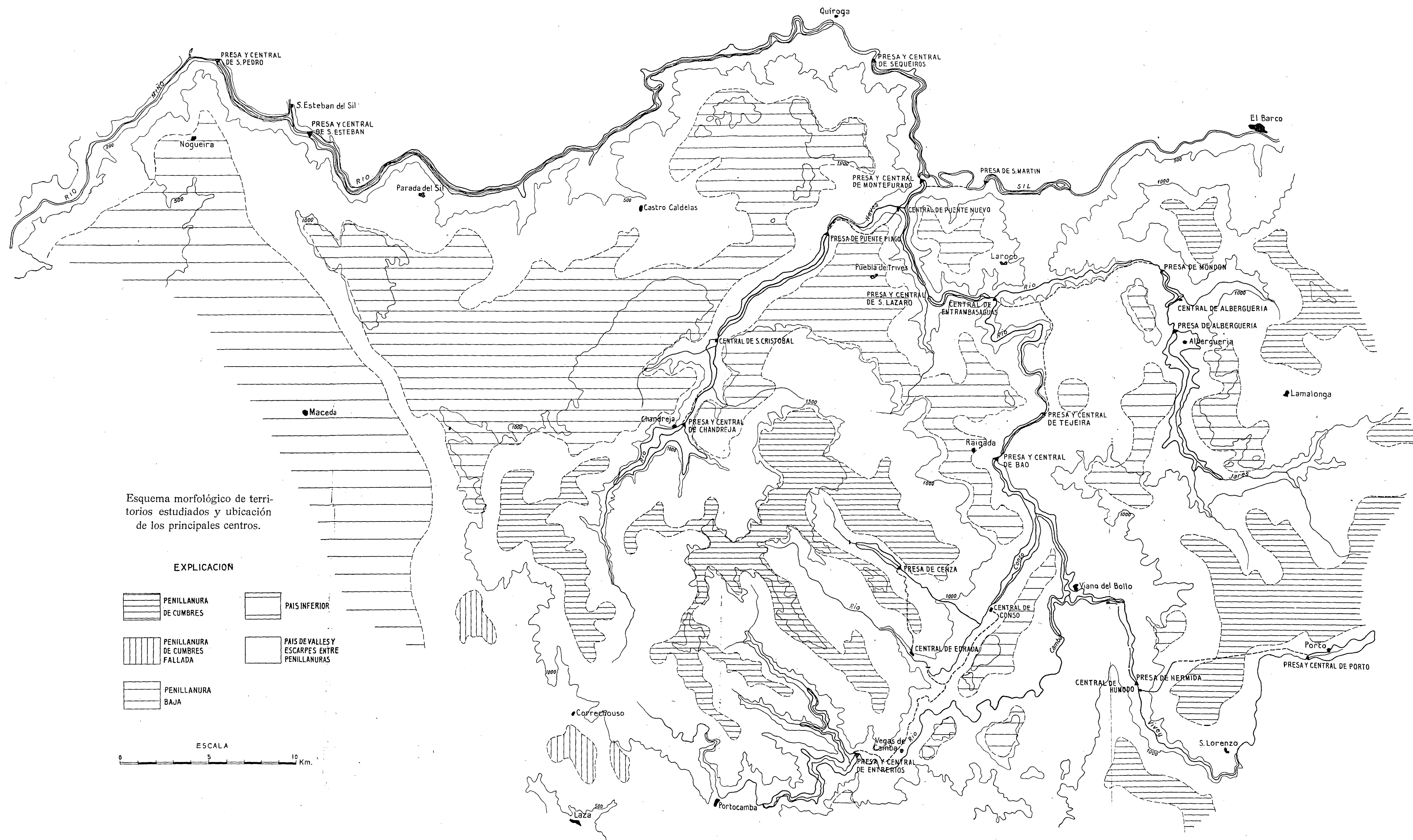
Las rocas graníticas en particular se ofrecen en este país, dando lugar a dos tipos de campos. Unos formados por verdaderos berrocales, en los que los bloques de granito, más o menos redondeados y formando aparentes y caóticos amontonamientos, cubren la superficie del terreno, al que prestan su peculiar y característico aspecto.

A veces tales rocas determinan pequeñas serratas, ásperas y de acentuado relieve, alineaciones que quedan coronadas por canchales abruptos y recortados, dando origen a los «penedos» de este país gallego.

En estos casos la roca granítica se ofrece sin alteración, dura y compacta, proporcionando excelentes materiales de construcción y de buena labra.

La alineación de la serrata comprendida entre los vértices de Túas, Valdeyaguas y Cabanas y zonas llanas inmediatas y situadas hacia el W. en las inmediaciones de Junquera, pueden servir de ejemplo de tales berrocales y penedos.

En otros casos, el granito se presenta total y profundamente alterado, dando lugar a verdaderas zonas terrosas, de embotados y sen-



terado, dando lugar a verdaderas zonas terrosas, de embotados y sen-

cillos relieves, en los que a lo sumo destacan bloques rocosos aislados, de formas redondeadas, que no son sino núcleos de tal roca que escaparon a la alteración general sufrida por la masa granítica. En el país a estas zonas totalmente alteradas y que dan origen a terrenos terrosos se las conoce con el nombre de «jabres». (Lám. XI, figura 2.)

Forman estos parajes de rocas graníticas alteradas, verdaderas bandas alargadas y de gran irregularidad, que alternan con las otras zonas de rocas frescas y consistentes. Así hemos podido reconocer una banda de estos materiales que se arrumba de N. a S. paralelamente y al W. del Sil en el trayecto así orientado, inmediato y hacia aguas arriba de San Esteban del Sil.

A veces, alteraciones de este tipo afectan también a las masas néisicas, que dan igualmente lugar a bandas alargadas, arrumbadas de N. a S. y que alternan con otras zonas, en las que la roca ofrece sus características normales.

Tales fenómenos, que son frecuentes en este país y coinciden en general, por lo que hemos podido observar con las corridas por donde van las grandes fracturas del tipo de la denominada occidental y otras menos importantes, subordinadas a ellas.

Por ello, puede admitirse que tal alteración es debida al efecto producido en la roca por tales accidentes tectónicos, siendo, pues, un fenómeno de diatrofismo, que haciendo perder coherencia a los componentes de la roca, ha permitido que en estas zonas, la alteración se haya efectuado en la totalidad de la masa afectada.

La presencia, pues, de tales bandas de alteración pudiera ser un buen auxiliar en el estudio tectónico de este país, que por su uniformidad geológica y fisiográfica, tantas dificultades presenta para estudios de este tipo.

Así, pues, la alteración de las rocas graníticas sería en este caso independiente de la edad y composición petrográfica de las mismas, como se ha indicado por algunos autores que han estudiado la edad de las intrusiones graníticas, tanto en la región gallega, como en los territorios septentrionales de Portugal.

La red de fracturas de estas zonas.

Por todo lo indicado, creemos ver en la zona estudiada una red de fracturas más o menos ortogonal, orientada de SSE. a NNW. y de SW. a NE., y a la cual se amolda en líneas generales la red fluvial, pues fácilmente se aprecia que el Sil desde Villamartín de Valdeorras a Monte Furado, desde San Clodio a Parada del Sil y el Miño desde Peares hacia su desembocadura, corre de ENE. a WSW. o de NE. a SW. A tales rumbos se amolda igualmente el alto valle del Vivey desde Pías, el de Járes, desde cerca y aguas arriba de La Vega, a la zona de nacimiento y desde cerca de San Fiz a su desembocadura en el Vivey. También se amolda hacia el NE. el Návea, al Lázaro y el Conso, y menos marcadamente el río Camba. También corre de NE. a SW., en sus zonas bajas, el Cabe.

Por el contrario, el Sil, desde Monte Furado a Saldón y desde la zona de Cerrada a Peares, corre hacia el NW., y normal es, más o menos inclinadas al W., la dirección de los valles medios del Járes y del valle bajo del Vivey.

Tal es también la dirección predominante de las principales fracturas o diaclasas que ofrecen los granitos y los néis, y también la dirección más o menos marcada hacia el NW., a la que se amolda, la corrida de las capas de los terrenos paleozoicos y de los ejes de los pliegues que los afectan.

Se han descrito las fracturas principales que cortan al país, pero en detalle, tales accidentes son muy frecuentes. Todo este país, por ello, debe ser considerado como un conjunto rígido que se ha fracturado en las direcciones indicadas por un gran número de fallas.

Pudiera decirse que esta zona gallega, y muy probablemente el resto del país y zonas marginales, así como el territorio fronterizo de Portugal, como hemos podido comprobar recientemente, se ha comportado en estos últimos tiempos geológicos, como un suelo irregularmente embaldosado, que, por falta de seguridad en su cimentación, se hubiera agrietado y desnivelado, profusa y ampliamente. Pero las desnivelaciones no han sido siempre positivas, es decir, de hundimiento, sino que a veces, movimiento o desnivelamiento de determinados compartimientos, las «irregulares baldosas» de este país, se



Fig. 1.—Alto valle del Járes, en las inmediaciones de La Vega. Topografía sencilla en terrenos graníticos y néisicos, a donde no ha llegado la acción erosiva remontante. (Fot. H.-Pacheco.)



Fig. 2.—El Járes en el estrecho de Albergueria, formado en granitos. Se inicia aquí un segmento de gran pendiente que separa el valle bajo del alto. El granito alterado en «jabre» o masas terroso-arenosas. (Fot. H.-Pacheco.)



Fig. 1.—El Vivey a su salida del estrecho de Bao. Ensanche del valle en zona de neis y micacitas de poca consistencia. Lugar apropiado para establecimiento de la central hidroeléctrica. (Fot. H.-Pacheco.)



Fig. 2.—El Vivey, encajado en la embotada topografía granítico-neísica y paleozoica, cerca de Santipadre y Ribodepó. Típico proceso epigénico, con amplios meandros encajados. (Fot. H.-Pacheco.)

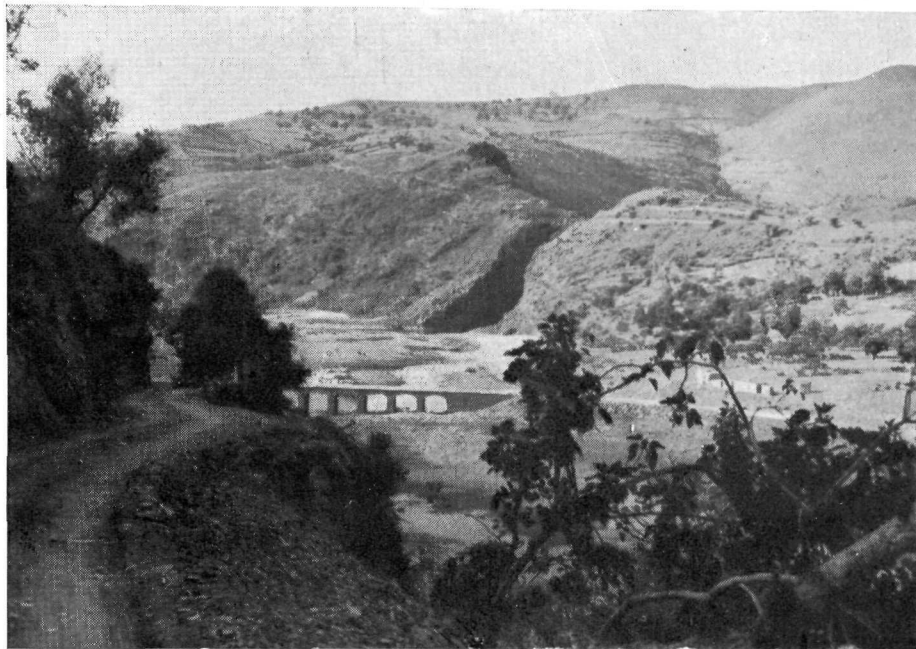


Fig. 1.—Gran meandro del Sil, que quedó en seco por la obra romana de Montefurado, que se aprecia en la foto. Pizarras silúricas intensamente metamorfizadas. (Fot. H.-Pacheco.)

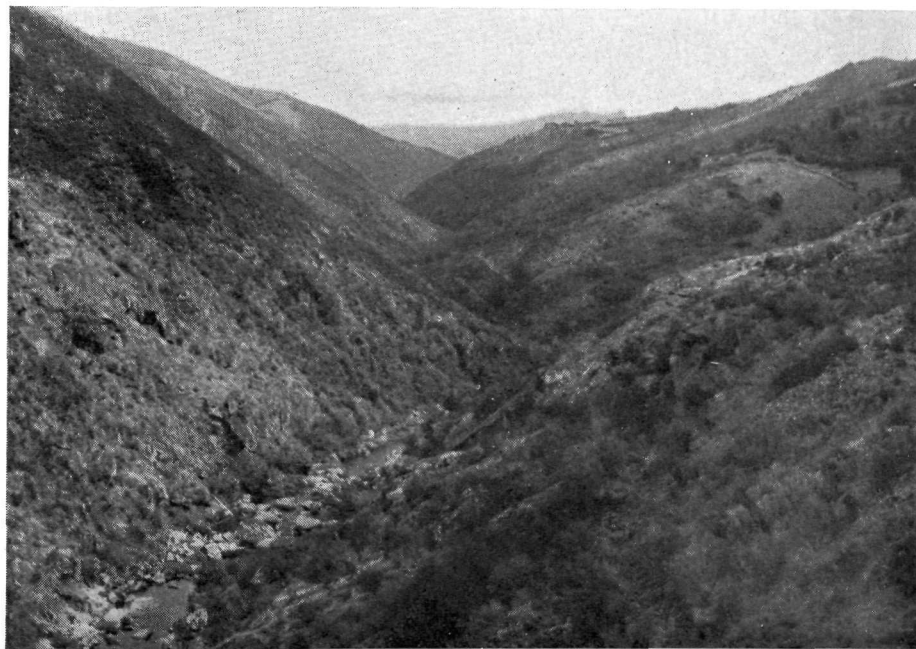


Fig. 2.—Estrecho de Chandreja, en el alto Návea, formado en granitos. En esta zona se aprecia la ruptura de pendiente de las laderas del valle, signo de rejuvenecimiento reciente de la red fluvial. (Fot. H.-Pacheco.)

han elevado e inclinado en determinada dirección, dando ello origen a verdaderas depresiones, que se han rellenado por materiales sedimentarios modernos o a resaltes, que han sido hendidos por la enérgica y constante acción erosiva epigénica de la red fluvial.

Resultado de todo ello, es el carácter especial de la topografía gallega. (Fig. 13.)

Como ejemplo de una pequeña zona, en la que se reconocen perfectamente una serie de fatas más o menos paralelas y norteadas, debe citarse la situada en los alrededores del tramo del río Sil, comprendido entre San Esteban del Sil y el Alto de Canteras, que domina la angosta barrancada del río desde más de 650 m. de altura. (Fig. 14.)

En esta zona, las altas e inclinadas laderas de la margen derecho del río nos ofrecen magnífico ejemplo de fallas en gradería más o menos compensadas, que aíslan entre sí a un conjunto de verdaderas «dobelas» que, en general, descienden desde la más alta, que da origen al destacado promontorio de Canteras (747 m.), hasta el valle del río, en su tramo orientado de N. a S. y situado aguas arriba de San Esteban, a partir del cual otra gran fractura a la que se acomoda el río en este trecho, hace que el país situado más hacia Occidente se eleve, marcando un resalte sobre el que queda hacia las zonas orientales. (fig. 14.)

Fenómenos provocados por las fracturas en la red fluvial.

Como reflejo en la red hidrográfica del gran accidente tectónico occidental, pueden observarse un conjunto de fenómenos que tienden a modificar, o han modificado el curso de los ríos en las zonas inmediatas a Laza, Portocamba, Correnchouso y Prado. Así, vemos como se ha indicado que en Portocamba las altas zonas del río Trez (fig. 12), amenazan capturar, debido a su enérgica acción erosiva remontante, a la cabecera del río Camba, a la altura del citado pueblo de Portocamba. Más hacia el N. se observa, precisamente en el pueblo de Prado, cómo el río de Arnoya tuerce bruscamente su dirección N.-S. para seguir luego hacia el NW., indicándonos quizá este brusco cambio que el Arnoya, probablemente en otro tiempo, ya dentro del cuaternario, pudo haber sido la alta cabecera del Támega, cuyo

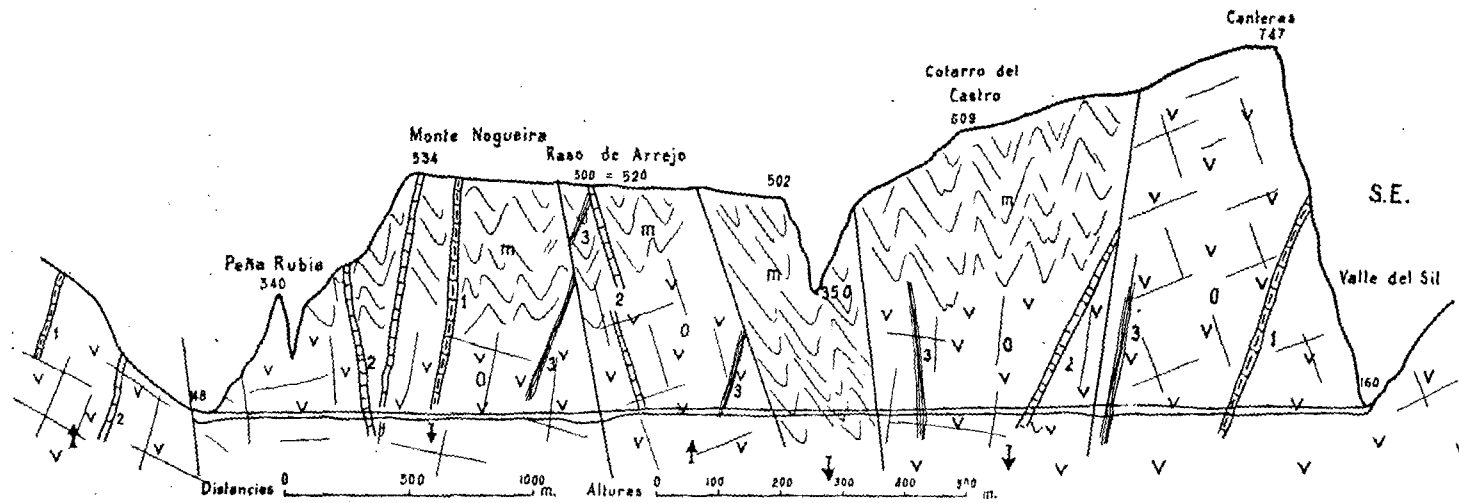


Fig. 14.—Esquema tectónico entre el vértice Canteras del valle del Sil, en Peña Rubia. 1: Pegmatitas. 2: Filones de cuarzo. 3: Diques de diabasa. m; micacitas y neis. O: Ortoneis. Las flechas indican el movimiento de los diferentes bloques.

valle sigue la dirección del Arnoya antes de cambiar ésta, al llegar al pueblo de Prado, cuestión ésta que necesita un análisis más detenido sobre el terreno.

También hacia Correchouso puede apreciarse cómo las torrenteras que descienden hacia el Támea, uniéndose a él en Tamicelas, ejercen en la actualidad una acción erosiva remontante muy enérgica que amenaza capturar al río Correchouso a la altura de este pueblo.

Indicio también de que la gran fractura separa dos compartimientos que han evolucionado de modo distinto, respecto a su relieve, es el diferente aspecto que nos ofrecen los ríos Támea y Correchouso, que paralelos corren, el primero avanzando por un valle ancho y muy evolucionado, cuya pendiente, en estas zonas, es de un 6,6 por mil, y el segundo profundamente encajado en estrecho valle, con pendiente superior a un 40 por mil, caso verdaderamente excepcional, pues sus valles, casi paralelos, no quedan separados, como media, sino unos cuatro y medio kilómetros ⁽¹⁾.

ESTUDIO MORFOLÓGICO

Conviene, para darse cuenta con mayor precisión de la configuración del país, analizar con algo de detalle, las diferentes entidades morfológicas de las zonas estudiadas y que anteriormente hemos hecho destacar. (Figs. 1, 2 y 3.)

Penillanura de cumbres de la zona occidental.

Al S. del valle del Sil, en el segmento comprendido desde el paraje de Monte Furado, hasta la desembocadura en él del riachuelo Malo, destacan los altos relieves de la sierra de Queija, que alcanza los 1.778 m. de altitud en el vértice Manzaneda, situado en la zona N. de este macizo, y los 1.707 m. en el de Seixo, que queda hacia las zonas meridionales del mismo. Las zonas cumbreñas del macizo se ofrecen francamente aplanadas, presentando típica isoaltitud.

(1) Consúltase el mapa al final del trabajo y las hojas núms. 264 y 265 del Mapa topográfico Nacional, a escala 1:50.000

Tal embotado y alto relieve es el de una vieja superficie de arrasamiento, hoy destruída en su mayor parte por acciones intensas de erosión de una antigua red fluvial ⁽²⁾.

Hacia el S. de la sierra de Queija, prescindiendo de la quebrada y compleja topografía, debida a la red fluvial que intensamente ha atacado al viejo y sencillo relieve, una serie de planas divisorias locales van marcando, mediante recortados retazos, el antiguo dominio de tal penillanura, cuyos restos hoy, en general, están levemente inclinados hacia el S. por basculación del país. (Lám. II.)

Así, la alargada y plana cresta de la sierra del Fial de las Corzas, que avanza de N. a S., los replanos situados más al W. y que coinciden con la anterior alineación y plana divisoria en el Cabezo de Pozo Grande y que con 1.550 m. de altitud, poco a poco descende hasta los 1.320-1.300 m., al extremo meridional del Fial de las Corzas, y a 1.288 m. en los altos de Vega de Meda, no son sino restos de viejos y arrasados niveles, hoy conservados en las zonas de cumbre. Lo mismo se repite más hacia Oriente, en los planos y altos campos de Lambo de las Dehesas, La Pica y Pedra Grande, donde las altitudes se conservan siempre próximas a los 1.400-1.500 metros. En otras zonas, altas y llanas, situadas hacia el W., entre el Fial de las Corzas y el valle del río Correchouso, sucede lo mismo, rebasado el cual, el país descende bruscamente al menos 300 metros, debido a una importante falla, la que hemos denominado Fractura occidental.

Más hacia el S. del tortuoso valle del Camba, las altas superficies que venimos citando, son ya difíciles de reconocer, debido a la evolución erosiva que el país ha sufrido, no obstante, aún pueden reconocerse una serie de alargadas lomas que ofrecen marcada isoaltitud y que se elevan a los 1.100-1.050 m. y que pueden representar los restos de la vieja plataforma, cada vez más destrozada y baja, por la inclinación general del país hacia el S. El cambio geológico del terreno, ahora ya eminentemente pizarroso, hace que el reconocimiento de la vieja superficie resulte difícil.

Hacia el W. y rebasado el valle del Correchouso, se ha indicado

(2) Consúltese el mapa morfológico inserto al final de este capítulo.

que el país descende, en las zonas próximas a los pueblos de Correchoso, Toro y Laza, unos 300 m., fenómeno que se acentúa salvado el Tamega, debido sin duda, como se ha indicado, a la fractura occidental que separa dos compartimientos diferentes que se han movido con independencia uno del otro, quedando hacia el W. la depresión terciaria del Guinzo de Limia, situado a los 620-640 metros de altitud, y hacia el E. los restos, más o menos disecados, de la vieja penillanura de cumbres, aquí elevada a los 1.200-1.250 m. de altitud.

Si analizamos la vieja y alta superficie de la sierra de Queija en dirección hacia el W., pronto veremos que desaparece, pues fuera de algunos restos reconocibles hacia los altos de Samión, situados al W. del vértice de Seixo y elevados entre los 1.500-1.600 m., el país descende hacia el NW., conservándose, no obstante, estas altitudes en las zonas cumbreñas de la asimétrica sierra de San Mamed que, con clara isoaltitud, culmina a los 1.550-1.600 m. (San Mamed, 1.618 m.).

Hacia el E. del macizo de la sierra de Queija, el nivel alto o de cumbres desaparece, pues todo el país descende bruscamente hacia el valle del Vivey. Pasado éste, los altos niveles superiores a los 1.500 metros quedan reducidos a zonas muy restringidas, como ocurre en la Sierra Calva o de Porto y en los parajes más elevados de la del Eje, zonas que en realidad forman el marco o límite del país estudiado hacia el NE. y el SE.; por ello podemos decir que en realidad el país superior a tales sierras aquí queda lejos, pues sólo los campos comienzan de nuevo a elevarse, cuando nos aproximamos a los macizos de Peña Trevinca y Sierra Segundera, donde también la penillanura de cumbres existe. Tales zonas quedan ya fuera del país que ahora nos interesa.

Penillanura de cumbres de la zona oriental.

La alta cuenca del Vivey aparece formada por elevadas superficies de erosión de sencillo y monótono relieve, en las cuales el valle del río se ha encajado profundamente, dando lugar, al hendir la vieja penillanura de cumbres, de la que forman parte tales superficies,

a aparentes alineaciones serranas, como son la que pudiéramos denominar Raposeiras-Sistral-Beseo, que, con altitudes respectivas en estos vértices de 1.572-1.756 y 1.651 m., dan origen a un borde de la plana serranía Segundera, divisoria entre Miño y Duero, y que extensa se extiende hacia el SE. Inmediato al W. y WNW. de tal reborde, corre de NE. a SW., encajado en el terreno, el Vivey, desde Porto a Pías (1).

Salvado el valle hacia el N., se alza sobre él la alta y plana sierra Calva o de Porto, que alcanza los 1.693 m. en el cerro Rucin, los 1.754 en el vértice de Sestil y los 1.672 m. en el Pico de Ocelo, donde ya tal plano relieve se une al macizo Moncalvo-Trevinca.

Ambos relieves, pues, no son sino el nivel que venimos denominando Penillanura de cumbres, que aquí rodea ampliamente por el W. a los citados macizos de Moncalvo-Trevinca, viniendo a ser de ellos este viejo relieve, quizá un basamento marginal, sobre el que se alzan a 2.044 y 2.125 m. las citadas cumbres.

Otro núcleo de vieja alta superficie de arrasamiento que forma también parte de la Penillanura de cumbres, es el que rodeando por el E., S. y W., a estas zonas, se alza a 1.420 y 1.471 m. en los altos de Cabezo de Tabazo y en el vértice de Lombos de los Arados, situado en los campos de Santa María de Capadelo.

Tal altiplanicie se continúa al S. del Vivey, dando lugar a la plana sierra del Cañizo, que alcanza los 1.445 m. en el vértice de Los Chairos y los 1.469 m. en el Chao del Porco y que forma divisoria entre el Miño y Duero. Entre ambos relieves, la sierra de El Cañizo y la del Cabezo del Tabazo, corre el Vivey, como siempre, angosta y profundamente encajado.

También en esta región, la alargada y embotada loma de la sierra del Eje, que por el NE. limita al país que describimos, forma parte de la penillanura de cumbres, alcanzando los 1.525 m. en el vértice de Moneda y los 1.551 en los altos del Campanario.

Otra falla, muy probablemente situada más hacia el NW. de la indicada, es la que, naciendo del extremo N. de la sierra de San Mamed, hacia Penedo Negro (1.500 m.), continúa por las vertientes

(1) Véase hoja núms. 228 y 266 del Mapa topográfico Nacional, a escala 1:50.000.

que miran al NW. de los altos de Gabin (1.279 m.), siguiendo por las vertientes igualmente orientadas de la Sierra del Burgo (1.220-1.282 y 1.287 m., vértice Cruz en el extremo N. de este Serrata), para continuar arrumbada de SW. a NE. en dirección del vértice Vereá (1.011 m.) y Perengo (1.286 m.). Al SE. de tal resalte quedan los campos situados a 1.150-1.200 m., prescindiendo de las zonas de encajamiento fluvial que avanzan hacia el NW., que sólo llegan a 850-950 m. Más hacia el NE. tal accidente tectónico cruza, sin duda, el valle del Sil, pero por ahora no lo hemos seguido.

La Penillanura inferior.

Hacia el N. y NW. de la zona occidental de estas viejas plataformas, más o menos modificadas por erosión, el país pronto descende a los 1.100-1.000 m. de altitud, destacando en él, como embotada loma, la serrata granítica del Burgo.

Este país, más bajo, representa una vieja penillanura, sobre la que destacan los restos de la anteriormente descrita o de cumbres, penillanura ésta inferior, situada al menos 500-400 m. más baja.

Hacia Montederramo, el país ha descendido a 850 m., no teniendo en cuenta el encajamiento de la red fluvial, no muy acentuado en esta zona. Hacia las cabeceras de los riachuelos Mau y a lo largo de la carretera de Ponferrada a Orense, el país llano, se eleva por encima de los 950 m., como ocurre hacia los llanos del alto de Rodicio (km. 129-130 y 131 de la carretera), zonas donde casi se alcanzan los 1.000 m. (977 m. de altitud), ofreciéndonos los campos el típico arrasamiento de una vieja penillanura, la cual bruscamente está cortada hacia el W. por un pronunciado talud de 280 a 300 m. de altura, que salva el desnivel entre estos viejos y sencillos relieves y el país que queda hacia el W. y que más evolucionado, ofrece altitudes comprendidas entre los 550-650 m., alcanzando los 750 ya en las zonas inmediatas al escarpe originado por la falla occidental.

Forman también parte de la Penillanura baja, todo el llano país que queda situado al N. de los vértices de Manzaneda y Meda y que, inclinado hacia el N., forma los campos que dominan al Sil y que,

salvado éste, avanzan hacia el uniforme país de Monforte de Lemus. (Lám. III.)

Hacia el E. los niveles de la penillanura inferior se reconocen con extraordinaria dificultad, pues sólo la uniformidad de cotas comprendidas entre los 950-1.000 m. en las zonas del W. y los 1.050 y 1.250 m. al E., nos permiten suponer que este nivel exista, si bien totalmente disecado por una red fluvial de gran poder erosivo. No obstante, cuando desde un altozano u otero bien destacado se contempla el país, puede apreciarse cómo los ríos Vivey y fundamentalmente el Járes, se han encajado en angosto valle a partir del nivel que, en líneas generales, coincide con la uniforme superficie del terreno comprendida entre las altitudes anteriormente indicadas. (Lám. VII.)

Más allá, hacia el E., el país se eleva al aproximarse hacia los macizos de Peña Travinca y Moncalvo, entidad morfológica diferente y fuera ya del país que estudiamos.

La Penillanura inferior o el País bajo.

Se ha indicado que la Penillanura baja queda bruscamente interrumpida por un pronunciado y seguido escarpe, debido a la gran falla occidental orientada de SSE. a NNW.

Para nosotros, el territorio que queda al occidente de tal fractura es tectónicamente un país situado al menos de 300 a 350 m. por bajo del que queda hacia el E., pero morfológicamente representa al mismo nivel de la Penillanura baja que aquí ha descendido, precisamente debido a tan importante accidente tectónico. (Lám. IV, fig. 1.)

Menos atacado por las acciones erosivas remontantes de la red fluvial, ofrece rasgos topográficos más uniformes, pero su origen y su representación morfológica es idéntica a la de la Penillanura baja.

El País de valles.

Constituye, por sus pronunciados desniveles, la zona más quebrada. Se trata en este caso de un país de acentuado relieve, originado por la colosal labor erosiva de la red fluvial recientemente rejuvenecida; debido a lo cual se ha encajado profundamente en el te-

rreno. Ha sido en la segunda penillanura, la denominada baja, en la que la red fluvial ha labrado principalmente sus profundos cauces que hoy día ofrecen altitudes relativamente bajas y perfiles sencillos y monótonos, en sus ramas más principales y en los tramos inferiores de los ríos. (Figs. 7, 8, 10 y 11; Láms. I, II, V y VI.)

Así, encajado y con escasa pendiente en general, avanza el Sil por este país recientemente modificado, por un nuevo ciclo erosivo.

Teniendo en cuenta la zona que más interesa, pueden darse respecto al encajamiento de la rama principal de la red fluvial los siguientes datos: El Sil, en su unión con el Cabe, tiene una altitud aproximada de 120 m. La plataforma que limita al valle por el N., y en la cual se ha encajado, se eleva a 650-700 m. de altitud en las inmediaciones del río, corriendo ésta ahora a 550-555 m. por bajo de tal plataforma. A 820-840 m. sobre el Sil, se alza el país en sus zonas situadas al S. del valle. Aquí se ha encajado, pues, unos 700 metros bajo de la vieja superficie, a la que ha hendido.

En la confluencia con el río Mao o Malo, la altitud del Sil es de unos 160 m., elevándose la plataforma por el N. a los 640-650 metros y por el S. entre 775-785 m., o sea, que aquí el río va encajado también profundamente por bajo del rellano superior unos 710 m.

En la confluencia del Sil con el Cabe, la altitud del río es de 128 m., elevándose la plataforma que limita al río por el N. a los 550-650 m., y la que queda al S. a los 1.000 m. En esta zona, tal plataforma está como siempre en general, inclinada hacia el N., pero aquí muy acentuadamente, por ello, el río queda dominado por el S. por un país que sobre él se alza a 760 m., mientras que el que limita al valle por el N. sólo se eleva a 360 m.

En la unión con el Vivey, el Sil corre aproximadamente a los 250 metros, quedando la plataforma N. a 1.000-1.100 m., dando lugar al pequeño y aplastado macizo de la serrata de Fraga de la Cierva, que culmina en la Laguna Grande, a los 1242 m. Hacia el S. el país alcanza los 950-1.050 m. Corre, pues, el Sil profundamente encajado, pero ya en un valle más amplio, no en verdadera zanja, como ocurre aguas abajo.

En líneas generales, puede decirse que el Sil, como rama princi-

pal, se ha encajado en estos últimos tiempos geológicos en el terreno que domina a su valle y que ofrece sencillo relieve, como media unos 650 metros. (Lám. III.)

La restante red fluvial también ha sufrido un proceso de encajamiento muy enérgico que hace que el cauce esté por bajo de las plataformas que lo dominan de 500 a 600 m., debido a lo cual todo este país ofrece un aspecto peculiar, un quebradísimo relieve, dando lugar a la zona que hemos denominado País de valles.

Inclinación de las diferentes superficies de arrasamiento.

Vemos que estas diferentes superficies ofrecen frecuentemente marcada inclinación en determinados rumbos. Así, la Penillanura de cumbres queda inclinada de N. a S., desde las zonas altas de la sierra de Queija, a las situadas ya cerca del valle del río Conso, con una pendiente media de 27,5 por mil.

Lo mismo ocurre con algunas zonas de la Penillanura inferior, pues en la situada al N. del vértice de Meda, la inclinación hacia el N. es aproximadamente de 34,5 por mil. Esta misma penillanura, desde el vértice de Meda, se inclina hacia el S. con valor aproximado de 34,4. Ambas zonas deben quedar a diferente altitud y desniveladas contrariamente por una falla que pasa al N. de Meda. En otras zonas, la desnivelación pasa desapercibida, sin duda por el escaso valor de la inclinación.

El país que denominamos Penillanura inferior corresponde, sin duda, al mismo nivel de la Penillanura baja, quedando separados entre sí por la gran falla que, desde las zonas de Verín, remontando el valle del Támega, sigue por Correchouso, zona W. de la sierra de San Mamed y resalte situado al E. de Junquera de Espadañedo y Nogueira de Ramuin, para desaparecer como accidente topográfico rebasado el valle del Sil, cerca ya de los Peares.

Las principales cuencas o depresiones.

En el país que estudiamos, o en parajes muy inmediatos al mismo y en relación con él, existen interesantes cuencas ocupadas por

materiales terciarios. Son éstas las del Bierzo, situada hacia el E., la más importante en extensión y por la potencia de sus formaciones terciarias; la de Monforte de Lemus, que queda hacia el NW. también de importancia por la extensión y potencia de los sedimentos, y la del Guinzo de Limia, que queda hacia el SW. del país objeto de estudio y que por su extensión ocuparía el tercer lugar.

Dentro de la zona recorrida, se encuentran también otras pequeñas depresiones ocupadas por el Terciario, siendo éstas las de El Barco, la de La Rúa, la de Montefurado y la de Quiroga, que, atravesadas por el Sil, dan lugar a amplias y espléndidas vegas. En relación con tales depresiones, quedan las zonas con sedimentos terciarios de Laroco, dependientes de la zona de la Rúa y los que existen al S. de San Clodio, a media ladera de los altos que por estas zonas limitan al valle del Sil. (Lám. VIII.)

Los sedimentos más modernos terciarios del Bierzo quedan situados entre los 650 y los 450 m. de altitud. Los de la cuenca de Monforte, a altitud media de 300 a 320 m., los del Guinzo de Limia entre 610 y 650 m.

En el Barco de Valdeorras están situadas las formaciones terciarias entre los 300 y los 550 m., lo mismo sucede en La Rúa y en Laroco, donde los replanos terciarios más altos quedan a los 550 metros de altitud, cerca de este pueblo. En Montefurado, los depósitos terciarios ofrecen la altitud de unos 520 m.

En Quiroga, van desde los 270 m. a los 400 m., donde se descubren unos restos pegadizos de aluviones terciarios situados en las quebradas laderas que dominan al valle del Sil por el S., siendo sin duda tales restos, los testigos de un depósito más extenso y que alcanzó mayor potencia y altitud.

En los niveles indicados sólo señalamos las superficies visibles de tal formación terciaria, no las zonas comprendidas desde la base de los depósitos, que en el Bierzo miden gran potencia, superior según el profesor Vidal Box a los 250 m.

Ya hemos indicado que la formación terciaria nos presenta dos facies; una inferior, cuyos sedimentos, constituidos por areniscas arcóscas de coloraciones más o menos irisadas, están basculadas y que parecen corresponder al Oligoceno, otro conjunto superior Plioceno.

no, cuyos materiales se ofrecen sensiblemente horizontales. Estos últimos son los que más interés tienen para nosotros, pues marcan con su presencia un nivel, o mejor altitud relativa más o menos exacta, pero uniforme y a la cual llegaron los depósitos, al rellenarse con ellos las citadas cuencas.

Sobre tales materiales, y dando lugar a terrazas, a veces muy potentes, quedan dispuestos a diferentes alturas sobre el río los depósitos cuaternarios, sobre todo los situados a 4-8, 25-30 y unos 40 metros como media sobre el nivel medio del Sil, y que corresponden a la primera, segunda y tercera terraza.

Se comprende, pues, que durante los últimos tiempos del Terciario, amplios espacios deprimidos de terreno se colmatasen con tales sedimentos, hasta el nivel situado hoy aproximadamente a los 550 m. de altitud, depósitos que constituían uniformes llanuras, limitadas y dominadas por abultados relieves granítico-neísicos y paleozoicos, entonces con fisonomía más maciza, puesto que la red fluvial no los había atacado, ni había encajado en ellos sus valles, como acontece en la actualidad.

Suponemos que todo este país, en el cual se formaron las cuencas terciarias, estaba situado a menor altitud relativa que hoy. Desde entonces, un movimiento positivo en unas zonas las ha elevado, al menos a 250-300 m. sobre su antigua localización, lo que ha motivado el acentuado encajamiento de la red fluvial que ahora recorre estas comarcas; otras zonas, por el contrario, ocupan niveles hoy algo inferiores, pues cada compartimiento se movió con independencia, al estar separados entre sí por grandes líneas de fractura o fallas.

Las entidades morfológico-tectónicas.

Teniendo en cuenta lo que se ha indicado respecto a la morfología y tomando en consideración las diferentes fracturas que afectan al país, las entidades morfológicas son las siguientes:

a) La Penillanura de cumbres, que se inicia en las zonas elevadas de la sierra de Queija y que se inclina suave y uniformemente en general hacia el S. desde los 1.778 m. de altitud a los 1.400 metros, zonas donde tal penillanura desaparece por disección erosiva de la actual red fluvial. (Lám. II.)

b) La Penillanura inferior que rodea por el N. y NW. fundamentalmente a la de cumbres o penillanura a), situada al menos 450 m. más baja como media, en relación con el frente septentrional de la otra. Tal Penillanura inferior se inclina muy suavemente hacia el N. En ella se ha encajado profundamente el Sil y en general toda su red afluyente en sus últimos tramos. (Lám. III.)

c) La Penillanura baja o país bajo occidental, que ofrece una inclinación por erosión muy suave hacia el W. y que queda situado mediante salto de falla a 300 m. más bajo que la penillanura b), pero que forma, en realidad, parte integrante de la misma. (Lám. IV, fig. 1.)

d) El País de valles, áspero y quebrado, excavado fundamentalmente en la Penillanura inferior y el país bajo, cuyas zonas de menor altitud descienden por bajo de los 100 m. y se inicia en el borde de los dos países que lo dominan antes citados. (Láms. I y V.)

Los accidentes tectónicos que separan las tres unidades morfológicas son :

A) La gran falla occidental con resalte topográfico, que, orientada de SSE. a NNW., viene desde las zonas de Verín por Castrelo del Valle, siguiendo las zonas al oriente del Támega, para remontar el valle de Correchouso y formar luego la sierra de San Mamed, y siguiendo hacia Junquera de Espadeño, continúa al W. del vértice de Meda, para cruzar el Sil aguas arriba de los Peares, perdiéndose más al NW. como accidente topográfico. (Lám. IV, fig. 1.)

Este accidente separa el bajo país occidental de los otros dos, Penillanura de cumbres e inferior, que quedan hacia el E. y más elevados. Lo hemos denominado Fractura occidental.

B) La fractura que hemos denominado de El Burgo y que, iniciándose en la sierra de San Mamed, sigue por la vertiente noroccidental de la sierra del Burgo, y que atravesando el Sil por la Vega de Quiroga, desaparece más hacia el NE.

Esta falla desequilibra a la zona de penillanura situada al NW. de la sierra de Queija, en dos replanos o escalones.

C) La gran fractura que corre casi de N. a S., a la que se acomoda en líneas generales el valle del Vivey, desde las zonas meridionales de Viana del Bollo a las situadas en el tramo del Sil inme-

diato y al W. de Montefurado y que continúa más hacia el Norte, donde ya no la hemos seguido. (Lám. VI, fig. 1.)

Tal fractura o falla separa patentemente el macizo de la Sierra de Queija, del país oriental.

D) Fracturas orientadas de NE. a SW., que corren por el N. del macizo de Queija y que dan muy probablemente lugar a los grandes desniveles existentes entre la zona cumbreña de esta sierra y la Penillanura inferior, y que más o menos siguen las vertientes situadas al SE. del alto valle del Návea y cerca de él, desde los Altos de Samián por Chandreja de Queija, Casteligo, Penapetada, y desde aquí por Manzaneda, Chandoiro, Lantellais y Prada, avanzar hacia Riomao y más hacia el NE.

Tal fractura o fracturas más o menos paralelas separarían el macizo de Queija, como entidad tectónica, de la zona que forman al N. el rellano de la Puebla de Trives y la alta rasa de la Cruz de Moa, situadas a 850-950 y 1.000 m. de altitud, respectivamente, quedando separados entre sí por el encajado valle del Návea.

E) Las depresiones o cuencas terciarias situadas a altitudes diversas enmarcadas por fracturas más o menos importantes y que constituyen las zonas de acumulación de los sedimentos terciarios. Representan pequeñas fosas donde la historia de la morfogénesis del país en los últimos tiempos del terciario puede ser estudiada. (Lámina VIII.)

Evolución del país y encajamiento de la red fluvial.

El profundo encajamiento de la red fluvial, que casi destruyó a las viejas penillanuras, por disección de las mismas, debido a procesos erosivos normales, nos demuestra que a partir de los primeros tiempos del Terciario, el país gallego experimentó intensos movimientos epeirogénicos y de basculación, fundamentalmente hacia el Atlántico, que motivaron la modificación de las viejas y sucesivas redes fluviales, al iniciarse, debido a tales fenómenos, nuevos ciclos erosivos.

Pero esta labor de ahonde no es a lo largo de todos los tiempos terciarios de igual valor e importancia, pues en determinadas épo-

cas, el encajamiento fué extraordinario, mientras que en otros el país tiende más y más hacia la uniformidad y sencillez, en sus formas de relieve.

Lo anterior a tiempos oligocenos, respecto a la evolución de este país, nos es desconocido y únicamente sabemos que desde las lejanas edades del Paleozoico superior emerge Galicia definitivamente de los mares primitivos, constituyendo un área continental que, sufriendo un proceso evolutivo fisiográfico de enorme duración, pero muy monótono y de características muy sencillas a través de dichos períodos y del Secundario, llegó a constituir un país, en tiempos finales del Terciario, del que sólo conocemos sus rasgos más generales.

Al final del Paleozoico, los movimientos hercinianos afectaron a la región muy intensamente, plegando a las formaciones geológicas que se arrumbaron en general de NNW. a SSE. Es muy probable que previamente los movimientos caledonianos hubieran afectado a esta comarca, pero por los datos que tenemos de las dos tectónicas, al menos hasta hoy, no han podido diferenciarse de un modo patente.

A consecuencia del paroxismo herciniano, como ya se ha indicado, el país emerge definitivamente y se constituye el núcleo de un área continental muy amplia, que se extiende lejos, hacia el NW.

Las transgresiones marinas del secundario no alcanzaron a estas zonas, caracterizadas por una gran rigidez desde un principio. Este viejo núcleo continental a lo sumo, y debido a la tectónica postherciniana, se desnivela, se remueve y fractura a lo largo de viejas y grandes fallas que constantemente se rejuvenecen, lo que determinó que ciclos sucesivos de erosión, que no conocemos, actuasen a lo largo de los tiempos secundarios.

Tales fenómenos fueron mucho más intensos durante la tectónica pirenaico-alpina, que afectó a este país muy indirectamente. Es entonces cuando determinadas zonas deprimidas reciben de otras que se han elevado, el aporte de grandes masas de sedimentos. Tal proceso parece haber comenzado en los tiempos finales del Oligoceno ; pero no puede fijarse la edad de un modo más preciso, pues las formaciones de aluviones continentales, que descansan con marcada discordancia tectónico-erosiva sobre los materiales cristalinos y sedimenta-

ríos pelozoicos, no encierran restos fósiles que nos indiquen su edad con seguridad.

Se alinean tales depósitos, de gran monotonía por su constitución litológica, a lo largo de determinadas direcciones; donde espacios amplios y llanos nos indican la existencia de depresiones que sin duda fueron seguidas por ríos de importancia, colectores generales de un país en el que se desarrolló entonces un ciclo erosivo de cierta intensidad.

Posteriormente, tal formación oligocena es en parte destruída por erosión normal, al bascular y removerse de nuevo el viejo basamento sobre el que descansa. Más tarde, y a consecuencia de nuevos movimientos de elevación y descenso, otros materiales, semejantes por su aspecto y origen, de edad Pliocena se superponen a los oligocenos, existiendo entre ambos conjuntos sedimentarios acentuada discordancia tectónico-erosiva, como ha podido apreciar el profesor Vidal Box en El Bierzo y nosotros en otros parajes, al recorrer estos campos.

Se trata, como ya se ha indicado, de aluviones arcilloso-arenosos y canturrales y cascajos de intensa coloración rojiza, que son contemporáneos a las rañas de Extremadura y de los montes de Toledo, de edad pliocena.

El depósito de todos estos materiales en amplias zonas, bien a lo largo de valles principales, como el Sil o en cuencas de gran amplitud, como las de El Bierzo, Monforte de Lemus, Guinzo de Limia, etc., nos habla pues de nuevos movimientos de desnivelación sufridos por este país, que determinan la modificación de la red fluvial del terciario superior y particularmente el encajamiento, en esta zona del Sil, debido a acciones erosivas remontantes y de epigenia muy intensas que se han sucedido rápidamente a través del Cuaternario. Debido a ellas, el país gallego nos ofrece hoy el quebrado aspecto que caracteriza a la zona que hemos denominado de valles, y el rejuvenecimiento y disección de las viejas penillanuras.

Es, pues, la red actual, heredera directa de la del terciario superior, y es en tiempos pliocenos y cuaternarios cuando ésta se encaja y adquiere las características con las cuales hoy se nos ofrece.

Por lo indicado, puede admitirse que, en general, durante los tiempos miocenos y particularmente en el Mioceno medio y superior (Vin-

doboniense y Pontiese), los fenómenos que dominan en este país son los erosivos. A tal época puede corresponder el arrasamiento general que constituyó los altos niveles que hemos denominado Penillanura de cumbres.

Los otros niveles y accidentes se constituyen durante el Plioceno, y como se ha indicado, el fundamental encajamiento de la red fluvial tiene lugar a lo largo de los tiempos cuaternarios.

La desarmonía entre el proceso de erosión fluvial y el relieve galaico

Dominó siempre en este país en los últimos tiempos geológicos la acción erosiva normal de las aguas corrientes, siendo ellas las que tallaron el relieve y dieron su especial fisonomía al paisaje galaico en las zonas de menor altitud, conjunto que constituye el País de valles.

Todos los ríos siguieron aproximadamente un mismo proceso erosivo, fundamentalmente epirogenético, hasta alcanzar un estado de evolución avanzado, cuyas características fundamentales han sido ya descritas. (Láms. I, III, V y VI.)

Es el Sil, en la zona estudiada, el río que mejor sintetiza tal proceso, lo que hace aparentemente que su valle y los accidentes orográficos que a su paso habrían de oponerse, parezcan guardar entre sí relaciones antagónicas y anormales, al no amoldarse el valle a las depresiones generales del país que recorre. No es fácil, por ello, en la variada y compleja campiña gallega, darse cuenta por dónde avanza el río, pues la evolución de los valles y la del relieve no ha marchado, pudiera decirse, armónicamente. Preso el río en su lecho, comienza a sufrir procesos sucesivos de erosión, que, en determinados períodos, y en ciertos parajes, se caracterizaron por su extremada violencia.

Allí donde las fallas desnivelan el terreno al removerse determinados bloques, se inicia la acción erosiva remontante. En otros, elevados en masa, son los fenómenos de epigenia los que dominan, mientras que en las depresiones, las masas de sedimentos se acumulan. Por ello, la red fluvial es hoy tan diferente, de la de finales del Terciario.

Puede decirse en general, que donde el río va más encajado son

precisamente las zonas que más se elevaron, compensándose el movimiento ascendente del bloque cortical, con el encajamiento por epigenia de las aguas. Así, entre Peares y San Esteban del Sil, y entre esta pequeña aldea y Sanfir, las profundas gargantas nos indican que el río corta un gran conjunto de bloques que se ha ido levantando, mientras que, al contrario, los bloques rehundidos dan siempre origen a zonas de amplias vegas. De esta manera, los valles actuales ofrecen perfiles de no gran pendiente, hasta cierto punto semejantes a los perfiles de la primitiva red fluvial, sólo que aquélla cruzaba un país de sencilla orografía y ésta corre en general muy encajada.

Tal evolución siempre se inició en las zonas inferiores del valle, por ello hoy pueden reconocerse segmentos fluviales que nos ofrecen rasgos muy semejantes a los de la vieja red, tal es lo que sucede con el alto Járes, pues aún su cuenca alta no ha sido modificada por el proceso erosivo, que llegará a tal zona con mucho retraso, cuando ya la estabilidad epirogénica del país esté establecida. La evolución de los valles continúa, el proceso epirogénico ya ha terminado. (Lámina VI, fig. 1, y Lám. X, fig. 1.)

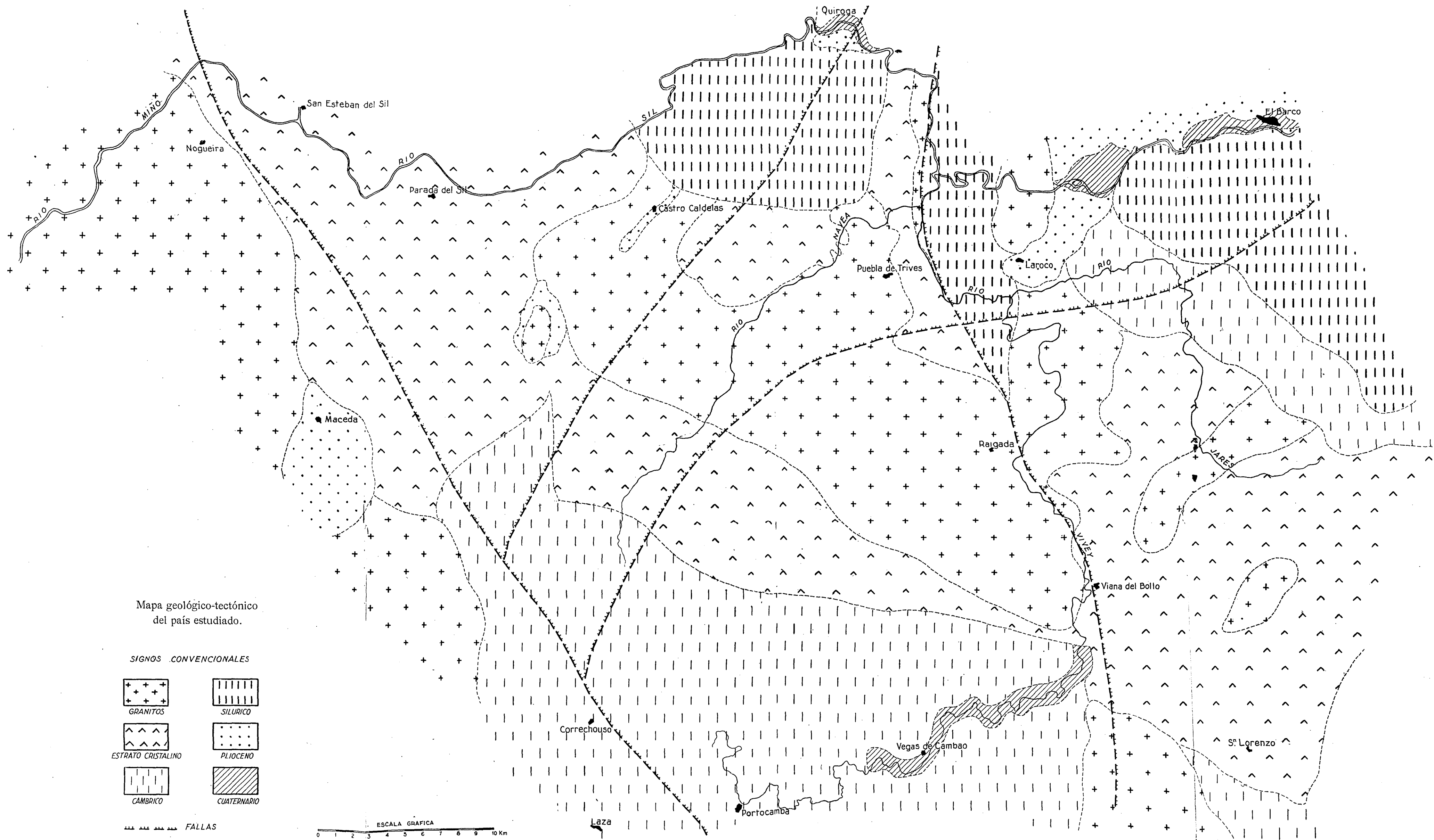
Se desarrollan actualmente, pues, un conjunto de fenómenos, que por inercia continuarán hasta que toda la red ofrezca el teórico perfil de equilibrio.

Este retraso y desarmonía entre la evolución del país, por efecto de los movimientos epirogénicos y el de la red fluvial, es lo que ha hecho que los ríos nos ofrezcan rasgos fisiográficos apropiados para su aprovechamiento hidroeléctrico.

Se ve por todo ello, el interés grande que tiene el estudio morfológico de estas zonas gallegas, cuyo relieve y red fluvial ofrecen entre sí rasgos tan anómalos y desconcertantes.

Resumen de la evolución morfológica del país.

Según lo expuesto, este país que estudiamos, durante el Paleozoico superior, en época postherciniana, forma parte de una gran área continental que permanece emergida durante el resto del Paleozoico y a lo largo de los tiempos secundarios. Una serie de ciclos erosivos actúan sobre estas tierras, que, en realidad, debieron conservar



a lo largo del tiempo rasgos orográficos muy semejantes. Viejas fallas constituidas debido a movimientos posthercinianos de distensión, fracturan a tales tierras y las individualizan en diferentes compartimientos.

Al iniciarse la tectónica pirenaico-alpina, la vieja masa continental es afectada por movimientos de componente fundamentalmente vertical, que remueven a los diferentes compartimientos, lo que da origen a que se inicie, de modo enérgico, fases erosivas o ciclos fluviales. Tal hecho acontece en los tiempos oligocenos y de ello resulta la acumulación en determinadas comarcas deprimidas de potentes masas de aluviones, ya descritos anteriormente.

Durante el Mioceno inferior, debido a nuevos movimientos epigénicos, los depósitos oligocenos son desviados de su posición horizontal, basculando y quedando inclinados allí donde se conservaron, pues la mayor parte de tales formaciones desaparecen por erosión fluvial, que tiene lugar a lo largo de los tiempos miocenos, constituyéndose en época vidoboniense-pontiense muy probablemente, la superficie de arrasamiento superior o Penillanura de cumbres.

Tal proceso o ciclo erosivo continúa, salvo vicisitudes de detalle, durante la mayor parte de los tiempos pliocenos.

En el Plioceno superior, en el Villafranquiense, tienen lugar nuevos movimientos de desnivelación en el país que provocan un nuevo ciclo erosivo que determina el ataque de las zonas más destacadas y el relleno, con masas de aluviones de las más bajas, aluviones que, en algún caso, cubren a los viejos restos de la formación oligocena, marcándose entre ambos conjuntos una patente discordancia tectónico-erosiva. De esta edad debe ser la penillanura que hemos denominado baja.

Los materiales pliocenos rellenan fundamentalmente las depresiones seguidas por una vieja red fluvial, dando origen a amplias zonas llanas, a verdaderas cuencas de sedimentación, en esta época poco elevadas sobre el nivel del mar. Los depósitos más altos de tales formaciones, quedan cubiertos, en sus zonas superiores, por verdaderas rañas pliocenas.

En el Cuaternario, el país que estudiamos, sufre un movimiento general que eleva los depósitos pliocenos situados ahora a unos 550

metros de altitud media, elevación en masa del país, compensada por el hundimiento de otros compartimientos que quedan separados entre sí, por grandes fracturas o fallas, que vienen dando lugar a líneas de mínima resistencia, desde tiempos posthercinianos.

Tales desnivelaciones ocasionan un período erosivo, un ciclo de acción erosiva remontante muy enérgico que hace que la red fluvial en general se encaje y a expensas de la del Terciario superior constituye la actual, heredera directa de aquélla.

En encajamiento en los ríos principales, en este caso el Sil, Vivey, Járes y Návea, es extraordinario, pues al mismo tiempo que el país se eleva durante el Cuaternario, los ríos se encajan por epigenia en él, hasta dar origen a profundísimas gargantas de más de 650-700 metros, como ocurre en el Sil, en el tramo comprendido entre Parada del Sil y Peares, fenómenos que han dado origen al País de valles a expensas de la Penillanura baja, País de valles quebrado y fragoso y a fenómenos de acción erosiva remontante que se han adentrado mucho en tal penillanura, siguiendo los valles principales, indicándonos las bruscas rupturas de pendiente existentes en ellos, hasta donde tal acción se ha dejado sentir, y la falta de tales accidentes, el grado ya muy avanzado de tal proceso erosivo.

En conclusión, que la fragosidad del relieve gallego en estas zonas y en otras no estudiadas y el encajamiento fluvial extraordinario de la red, es debido a acciones erosivas, a fenómenos de epigenia y de erosión remontantes efectuados a lo largo de los tiempos finales del Terciario y del Cuaternario, debidos a movimientos de elevación y descenso que en masa han sufrido amplias zonas gallegas y entre ellas, las que forman el país descrito, lo que se resume en el cuadro adjunto.

RELACIÓN DE LAS INSTALACIONES HIDROELÉCTRICAS CON LA MORFOLOGÍA DEL PAÍS

No vamos a hacer un detallado estudio de las instalaciones existentes hidroeléctricas, muy poco importantes en realidad, ni de los grandiosos proyectos, ya en vía de ejecución, que en relación con la zona estudiada existen. Estas cuestiones salen completamente del tema que nos hemos propuesto desarrollar.

CUADRO EVOLUTIVO DEL PAIS ESTUDIADO

Epoca geológica del fenómeno	Fase morfológica	Fenómenos tectónicos	Formaciones erosionadas o depositadas	Altitud relativa del país
Tiempos finales del Secundario y del Paleógeno inferior.	Vieja penillanura recorrida por red fluvial muy evolucionada que desconocemos. Al final, remoción y basculación del país por epigenia, con rejuvenecimiento del relieve y modificación de la red fluvial.	Gran estabilidad de la zona que corresponde al Macizo Hespérico. Al final el país se quiebra mediante fallas preexistentes que se acusan por desnivelación de los diferentes bloques,	Erosión en el complejo Estrato-Cristalino, granítico y paleozoico que se acentúa al final.	País de escasa altitud y relieve, que se acentúa al final, así como los desniveles generales.
Oligoceno superior.	Desarticulación del país en bloques y depósito de aluviones en determinadas cuencas tectónico-erosivas seguidas por ríos hoy desaparecidos. La penillanura se ha destruido por un ciclo erosivo prolongado. Al final, origínase otro gran arrasamiento.	Los diferentes compartimientos se remueven acentuadamente, según líneas de falla.	Se depositan en determinadas cuencas aluviones oligocenos arcillo-arenosos y canturrales, poco consolidados.	País con altitud media y relieve bastante acusado.
Mioceno inferior.	Los movimientos Pirenaico-Alpinos han afectado indirectamente a la región. Se acentúa la epigenia y el proceso erosivo, por basculación del país hacia occidente.	Acentuación del relieve al removerse aún más, los diversos compartimientos corticales.	Proceso de erosión en el conjunto antiguo desapareciendo en gran parte los depósitos oligocenos (?).	Gran altitud media del país.
Mioceno superior.	Largo proceso erosivo que determina la formación de una penillanura. Al final sedimentación en depresiones erosivas locales.	Gran estabilidad del país.	Continúa el proceso de erosión. Al final, deposición de materiales miocenos arcillo-arenosos.	El país tiende a descender, quedando al fin estabilizado.
Plioceno inferior.	Intensos fenómenos epigénicos, desarticulan el país de nuevo, iniciándose intenso ciclo erosivo y el depósito de importantes masas de aluviones, en cuencas tectónico-erosivas, seguidas por importantes cursos de agua.	Movimiento de elevación en masa del país, pero con formación de determinadas depresiones. Acentuación del relieve	Intensa erosión en general, iniciándose luego los depósitos pliocenos en amplias cuencas, seguidas por la red precursora de la actual.	País de altitud media, con fuerte relieve.
Plioceno superior.	Dominio del proceso erosivo fluvial, fenómenos de epigenia en zonas de altitud media y de arrasamiento en las inferiores, estableciéndose las directrices de la red fluvial actual. Continúa el depósito de aluviones en determinadas cuencas y se inicia la formación de rías en el occidente.	El país ha adquirido cierta estabilidad.	Se depositan en amplias zonas, potentes aluviones pliocenos.	Relieve semejante al actual, pero menor altitud.
Tiempos cuaternarios.	Intensos fenómenos epirogénicos desarticulan al país, acentuándose las cuencas tectónicas y quedando constituidas las rías. Los fenómenos de epigenia adquieren extraordinario desarrollo. Fallas importantes dividen al país en diversas unidades morfológicas.	Remoción y desnivelación del país, inclinándose de E. a W. hacia el Atlántico quedando al fin estabilizado.	Intensa erosión en los depósitos terciarios, particularmente en los pliocenos. En los valles depósitos de las terrazas fluviales.	Relieve con el aspecto actual y altitud semejante a la de hoy.

Pero sí es interesante relacionar este tipo de obras, con los rasgos morfológicos que nos ofrece la comarca estudiada, donde la existencia de diferentes niveles de arrasamiento o penillanuras situadas a distintas altitudes y puestas en contacto entre sí mediante importantes fracturas o fallas, determina en general bruscos desniveles del terreno, que son los que se trata de aprovechar.

Estas superficies aparecen en general suavemente desniveladas en determinadas direcciones y en ellas se han encajado profundamente la red fluvial, que ofrece casi siempre cauces de escasa pendiente en largos tramos, separados entre sí por accidentes o verdaderos umbrales, donde la pendiente es acentuada y en ocasiones muy fuerte.

También se aprecia que las penillanuras situadas a menor altitud están extraordinariamente evolucionadas, mientras que las más altas no lo están tanto, por no haber sufrido cambios importantes en su relieve, al no ser alcanzadas aún por el proceso erosivo remontante, lo cual hace que el país, y en general la región galaica, ofrezca especiales y magníficas condiciones para construir grandes embalses y saltos de agua que den vida a importantes centros de producción de energía hidroeléctrica.

Los ríos que afluyen hacia el Sil desde el Sur, en la zona estudiada, puede decirse que quedan divididos en dos tramos, ambos de no gran pendiente. El inferior está siempre extraordinariamente encajado en el terreno, no estándolo tanto, y a veces muy poco, el tramo superior. Separándolos, es frecuente exista un tramo muy corto y pendiente, siendo a veces el desnivel salvado, de muchas decenas de metros. En el tramo inferior es frecuente alternen las zonas encajadas en angosta garganta, con ensanches del valle, que, en algún caso, dan origen a vegas relativamente amplias, circunstancia que favorece mucho a las grandes obras hidroeléctricas, que pueden quedar perfectamente articuladas entre sí y con las diferentes unidades morfológicas y geotectónicas que caracterizan al país. (Véase mapa morfológico.)

Para darnos cuenta de cómo pueden armonizarse tales rasgos fisiográficos y geológicos, con la industria hidroeléctrica, vamos a analizar en sus características generales el gran proyecto que la Sociedad Saltos del Sil, piensa llevar a cabo en el país que hemos estudiado.

Obras proyectadas en el río Sil.

El Sil es de todos los ríos que corren por el país estudiado el más uniforme, fisiográficamente considerado. Ofrece un valle muy encajado y uniforme, si bien en él existen vegas de relativa importancia.

Su carácter epigénico, en estado avanzado de evolución, resalta por su gran encajamiento, regular pendiente y por la presencia de frecuentes y típicos meandros encajados, como los de Montefurado y Sequeiros.

Se proyecta construir en el Sil cuatro presas, una de ellas la de San Esteban, de gran altura. Contribuirá esta obra destacadamente a la regularización del caudal del río, lo que, en parte, se conseguirá con las otras obras que se llevarán a cabo en alguno de sus afluentes.

La presa de San Esteban se construye unos dos kilómetros aguas arriba de la desembocadura del río Cabe, en el Sil. (Lám. IX, fig. 1.) Tendrá una altura de 112 m. y dará origen a un embalse aprovechado para el salto determinado por la presa de 195 millones de metros cúbicos. La cola del mismo, que remontará las profundas gargantas, alcanzará más de 35 kilómetros de longitud. El salto de 104 m. así conseguido dispondrá de un caudal de 130 m. cúbicos por segundo.

Hacia aguas abajo se construirá la presa de San Pedro, poco antes de la unión del Sil con el Miño, de 16 m. de altura, que determinará un embalse de dos millones de metros cúbicos en zona ya muy regularizada del río. Tal obra determinará un salto de 15,60 metros, que podrá aprovechar un caudal de 140 m. cúbicos por segundo.

En Sequeiros se está terminando ya una presa de 19 m. de altura, que origina un embalse de algo más de cinco millones de metros cúbicos. El salto originado será de 19,10 m. de altura, con un caudal de 120 m. cúbicos al segundo.

Se aprovecha en esta zona un pronunciado meandro encajado del río en terrenos pizarrosos del silúrico, en el cual puede reconocerse el encajamiento evolutivo del río, en estos últimos tiempos geológicos. Aguas arriba, y cerca de Montefurado, se construirá otra presa, la de San Martín, de 22 m. de altura, que dará origen a un embalse de cerca de tres millones y medio de m. cúbicos. Mediante

esta obra se derivarán, por la margen izquierda, las aguas del río con un caudal medio de 120 m. cúbicos por segundo, que irán a reunirse con las aguas del Vivey en el embalse de Montefurado, determinado por la presa de este nombre, que se construirá casi en la confluencia de este río con el Sil, pero en el valle del Vivey.

Así, pues, tenemos en el Sil una gran presa, la de San Esteban, que regulariza en parte el caudal del Sil y dos que determinan saltos de gran caudal, bien regularizado, como ocurre con la de San Pedro, y bastante regularizado en la de Sequeiros.

La presa de San Martín, como se ha indicado, es sólo para desviación de las aguas del Sil, que se reunirán con las del Vivey en el embalse de Montefurado.

Se aprovecha en el Sil, con estas obras, el encajonamiento y escasa pendiente del río en la presa de San Esteban, el desnivel provocado por un acentuado meandro encajado en la de Sequeiros y un salto de pequeña altura y gran caudal por regularización del río en la de San Pedro.

Directamente en el Sil se consigue con estas obras una potencia de 377.000 c. v. y una energía de 1.174 millones y medio de Kw. h. en las centrales de pie de presa, según se puede apreciar en el cuadro adjunto.

Obras en el valle del río Vivey.

Después del Sil, es el valle del Vivey el más evolucionado, siendo colector general del país estudiado. Lo atraviesa de Sur a Norte, casi por sus zonas centrales y de menor altitud.

También son varias las obras que se proyectan. Hacia la cabecera de este río, ha de construirse la presa de Porto, situada ya a altitud superior a 1.100 m. Tendrá una altura de 53 m. determinando un embalse de casi 51 millones de m. cúbicos, con un salto de 38 metros, con caudal de 5,00 m. cúbicos al segundo.

Se aprovecha el ensanchamiento del valle aguas arriba del pueblo de Porto, donde queda la angostura en granitos neísicos, en la que se construirá la presa, en zona de no gran pendiente, teniendo en cuenta que se trata ya de la verdadera cabecera del río. Esta obra está

muy relacionada con la Penillanura inferior, aquí bastante evolucionada, por el rejuvenecimiento que en ella ha provocado la erosión remontante reciente de la red fluvial.

A la salida de las turbinas, las aguas son conducidas mediante un canal, de algo más de 9 kilómetros, cruzándose en túnel las amplias lomas granítico-neísicas, elevadas entre 1.400 a 1.500 m. y que dan origen a amplios replanos representativos de la penillanura inferior, cortándose así el gran meandro de San Lorenzo, que el río traza al S. de los citados relieves y encajado profundamente en ellos en las inmediaciones del pueblo de Pías.

Se consigue con ello el salto de Humoso, de 434,50 m. de altura y 5,00 m. cúbicos de caudal, pues aguas arriba el río salva el umbral de erosión que limita el tramo inferior, afectado por la acción erosiva remontante. Las aguas del río vuelven a ser derivadas, al salir de la central hidroeléctrica, por la pequeña presa de Humoso, ganándose en un recorrido en canal de unos 5 kilómetros un desnivel de 58,50 m., salto que es aprovechado en la central de Pontón. A poco, entra el río francamente en el tramo final afectado por el ciclo erosivo de los últimos tiempos cuaternarios.

En las inmediaciones y aguas arriba de la pequeña aldea de Bao, el Bivey se encaja en duro ortoneis, dando origen a angosta garganta.

En ella se proyecta la presa de Bao, de 100 m. de altura, que determina un embalse de 234 millones de m. cúbicos, aprovechado para un salto que alcanza 100 m. de altura, con un caudal de 25 metros cúbicos al segundo.

La cola del embalse remonta el Vivey, hasta rebasar el pueblo de Viana del Bollo, alcanzando en este río unos 12 kilómetros de longitud. También remonta los valles afluentes del Conso y del Camba, en seis y algo más de tres kilómetros, respectivamente.

Las aguas a la salida de las turbinas de la central de Bao, son reembalsadas de nuevo por la presa de Tejeira, de 39 m. de altura, que da lugar a un embalse de 3 1/2 millones de m. cúbicos. Tal obra determina un salto de 25 m. con un caudal de 25 1/2 metros cúbicos al segundo. (Lám. XII, fig. 1.)

Desde este paraje, las aguas son conducidas por un canal de unos siete kilómetros, que salva en túnel las desigualdades del terreno y el

amplio collado inmediato a Lentellais, para unirse al canal que trae las aguas del río Járes. Reunidos en un mismo canal, después de un recorrido de un par de kilómetros, serán aprovechados en el salto de la central de Entrambasaguas, de 200 m. de caída, con un caudal de 35,00 m. cúbicos al segundo, del cual corresponden al Vivey unos 26 m. cúbicos.

Teniendo en cuenta la central de Entrambasaguas, la potencia total conseguida con las obras e instalaciones proyectadas a lo largo del Vivey hasta esta zona, alcanza a 238.450 C. V., y la energía conseguida a 866 millones Kw. h., a lo que contribuyen los caudales aportados por el Camba, Conso y Járes.

Aguas abajo de la central de Entrambasaguas, se proyecta la presa de San Lázaro, de 33 m. de altura, que dará origen a un embalse de cerca de 8 millones y medio de m. cúbicos. A pie de presa, se consigue un salto de 29 m. con un caudal de 37 m. cúbicos por segundo. (Lám. VI, fig. 1.)

Casi en la desembocadura del Vivey, en el Sil, se construye la presa de Montefurado, de 36 m. de altura, que determina un embalse de 8 1/2 millones de m. cúbicos; embalse que recibe también las aguas del Sil, derivadas, mediante la presa de San Martín.

En las centrales de San Lázaro y Montefurado, con saltos respectivamente de 29 y 34 m., se consiguen potencias de 69.400 C. V. y energía de 303 1/2 Kw. h., a lo que contribuye en parte el caudal aportado por el riachuelo de San Lázaro y del río Návea.

Se aprovecha, pues, a lo largo del Vivey el desnivel de 600 metros salvado por las aguas, entre la Penillanura baja, que en parte da lugar al embalse de Porto y el valle alto del río, que pronto se encajan en ella, así como parte del umbral de erosión que separa los dos tramos del río.

Además, en las centrales de Bao, Entrambasaguas y Montefurado y mediante presas y saltos, el desnivel natural del río, no excesivamente pronunciado se aprovecha, permitiendo la gran cubicación total de los embalses, que sobrepasan los 255 millones de metros cúbicos.

Obras en proyecto en los ríos Conso y Camba.

Son también interesantes las obras proyectadas en los valles de los ríos Conso y Camba, afluentes del Vivey.

En el primero, se proyecta un embalse en el alto Cenza, situado a unos 1.300 m. de altitud, mediante una presa de 28 m. de altura, que determinará un embalse de 10 millones de m. cúbicos. Este embalse queda situado de igual modo que el de Porto, sobre la Penillanura inferior, dando lugar por ello a un importante salto mediante un canal de unos 5 km. en la central de Edrada, de 411 metros de altura, con un caudal aprovechable de 1 metro cúbico al segundo.

En el río Camba se proyecta la presa y central de Entrerríos, aguas arriba del pueblo de Vegas de Camba, a altitud de unos 825 metros.

La presa, de 75 m. de altura, determina un embalse de algo más de 90 millones de m. cúbicos, que ocupa los amplios valles del Camba y de su afluente el río Grande, que nos ofrecen los rasgos característicos de una red fluvial, poco evolucionada y no muy encajada en la penillanura pizarrosa, algo rejuvenecida por erosión.

En la central de pie de presa de Entrerríos se consigue un salto de 39 m., con un caudal de 5,50 m. cúbicos al segundo, siendo luego conducidas las aguas, mediante un canal de unos 14 kilómetros, al salto de la central de Conso, canal que también recibe las aguas del embalse de Cenza y de los del alto Conso, consiguiéndose así en tal salto de 195 m. un caudal de 8,50 m. cúbicos al segundo.

Se aprovecha, pues, en el conjunto de obras del Conso y del Camba, el desnivel existente entre la Penillanura inferior y el fondo de los valles encajados en ella, así como las buenas condiciones de los amplios valles del riachuelo Cenza y del Camba, situados el primero a altitudes superiores a los 1.300 m. y en el segundo por encima de los 825 m. Las aguas de estos ríos, al ser conducidas mediante un canal de unos 14 km. dan origen al salto de la central de Conso de 195 m. de altura.

Con estas obras se consigue una potencia de 40.900 C. V. y una energía de unos 160 millones de Kw. h.

Aprovechamiento del río Járes.

Nos ofrece este río el mejor ejemplo de aprovechamiento hidroeléctrico en relación con las características morfológicas de su cuenca.

Puede dividírsele su valle en dos grandes segmentos, uno que se inicia hacia aguas arriba del Estrecho de Alberguería, segmento que, representa ya, hasta cierto punto, una zona de cabecera y da lugar a amplias vegas de mínima pendiente, siendo a tal efecto típicos los campos de Alberguerías y los de La Vega.

Hacia aguas abajo del Estrecho de Alberguería, se inicia el principal accidente tectónico-morfológico de esta zona, un gran umbral que separa los dos tramos fluviales y en el cual, en menos de dos kilómetros de recorrido, desciende el río unos 220 m. ofreciendo el cauce pendientes de 110 por mil, lo que es raro en el país que estudiamos. (Lám. VI, fig. 2, y Lám. XI.)

En el Estrecho de Alberguería se proyecta una gran presa de 77 metros de altura, que determinará un embalse de 122 y medio millones de m. cúbicos.

Mediante un canal de unos dos kilómetros se salva el desnivel que existe entre este valle alto del Járes, que ocupa amplias zonas de la penillanura, aquí situada entre 800-1.000 m. y el tramo inferior, separados por el umbral, consiguiéndose un salto de 313 m. de altura con un caudal de ocho m. cúbicos en la central de Alberguería.

Las aguas son luego mediante la pequeña presa de Mendón, desviadas y conducidas por la margen izquierda hasta la central de Entrambasaguas, donde se consigue, como ya se ha indicado, un salto de 200,50 m.

En este salto se salva el desnivel existente entre una penillanura local, situada a los 600-650 m., y el fondo de los valles del Vivey y Járes, encajados en ella.

El Járes, mediante el embalse de Alberguería y el salto originado en la central de este nombre, proporciona una potencia de 82.650 C. V. y una energía de 169 millones de kilovatios hora, siendo sin duda uno de los aprovechamientos más sencillos y de mayor rendimiento.

CARACTERISTICAS GENERALES DE LAS OBRAS PROYECTADAS EN EL PAIS ESTUDIADO

R I O S	P R E S A S	ALTURA	EMBALSES	CENTRALES	Altura del salto	CAUDAL	E N E R G I A	POTENCIA
SIL.....	San Pedro.....	16 m.	2 millones	San Pedro	15,60 m.	140 m³	133,000 millones kwh.	28,000 cv.
	San Esteban.....	112 »	195,0 »	San Esteban	104,00 »	130 »	918,500 » »	324,000 »
	Sequeiros	9 »	5,0 »	Sequeiros	19,00 »	120 »	123,500 » »	25,000 »
	San Martín	22 »	3,5 »					
VIVEY...	Montefurado	36 »	8,5 »	Montefurado	35,00 »	118 »	229,000 » »	48,000 »
	San Lázaro	33 »	8,5 »	San Lázaro	29,00 »	37 »	74,500 » »	21,400 »
	Tejeira.....	39 »	3,5 »	Tejeira	25,00 »	25,5 »	46,000 » »	11,500 »
	Bao	100 »	234,0 »	Bao	100,00 »	25,0 »	132,000 » »	63,400 »
	Porto	53 »	51,0 »	Porto	38,00 »	5,0 »	9,000 » »	3,300 »
				Entrambasaguas	200,50 »	35,0 »	485,000 » »	112,650 »
				Pontón	58,50 »	8,5 »	36,500 » »	7,700 »
				Humoso	434,50 »	5,0 »	157,500 » »	40,800 »
JARES...	Mondón.....	34 »	2,5 »					
	Alberguería.....	77 »	122,5 »	Alberguería	313,00 »	8,0 »	169,000 » »	82,650 »
CAMBA	Entrerrios	39 »	91,0 »	Entrerrios	39,00 »	5,5 »	11,000 » »	5,000 »
CONSO ..	Cenza	28 »	10,0 »					
				Edrada	410,00 »	1,0 »	33,000 » »	9,200 »
				Conso	195,00 »	8,5 »	115,000 » »	26,700 »
NAVEA .	Puente Piago.....	61 »	38,0 »					
	Chandreja	71 »	68,0 »	Chandreja	55,00 »	5,0 »	16,000 » »	5,800 »
				San Cristóbal	125,00 »	6,0 »	55,000 » »	13,000 »
				Puente Nuevo	389,00 »	7,5 »	22,000 » »	54,000 »
ENERGÍA Y POTENCIA, TOTALES..							276,500 millones kwh.	881,300 cv.

Obras a lo largo del valle del río Návea.

Para terminar este estudio relacionando la morfología de esta región, con el aprovechamiento hidroeléctrico, nos queda únicamente analizar las obras del río Návea.

En este río pueden diferenciarse dos trazos: el inferior, muy pendiente y encajado, que se inicia en el mismo Puente Piago, por donde cruza el río la carretera de Orense, y el superior, que comienza a partir de este punto y que a poco ofrece características absolutamente diferentes, pues el valle es relativamente amplio y de no gran pendiente.

En la zona alta del Návea se proyecta construir el embalse de Chandreja, a unos 800 m. de altitud. La presa tendrá 78 metros de altura y dará origen a un embalse de 68 millones de m. cúbicos, embalse situado al pie del macizo de la Sierra de Queija y precisamente un poco por bajo de los parajes donde se inician los repiarnos de la Penillanura baja. (Lám. XIII, fig. 2.)

Con tal obra se consigue un salto de presa 55 m. con caudal de cinco m. cúbicos al segundo.

Las aguas desde esta central son conducidas por la ladera izquierda, mediante un canal de unos cinco kilómetros de altura y seis metros cúbicos de caudal.

Cerca y aguas abajo, comenzará el reembalse de las aguas del Návea, provocado por la futura presa de Puente Piago, que con sus 61 m. de altura dará origen a un embalse de 38 millones de metros cúbicos.

Desde este embalse se conducirán las aguas mediante un canal de unos cuatro kilómetros, que seguirán la margen derecha hasta el Salto de Puente Nuevo, que aprovecha el gran desnivel de este último tramo del río Návea y en el cual desciende desde la penillanura baja al fondo de los valles encajados en ella, salvando tal salto unos 389 metros con un caudal de 7,50 m. cúbicos al segundo. (Lám. X, fig. 2.)

En el río Návea con estas obras se consigue una potencia de 72.800 C. V. y una energía de 93 millones de kilovatios hora.

En los cuadros adjuntos se resumen las características de las obras

descritas, así como la potencia y energía desarrollada y suministrada por cada central y que en total se evalúan en 881,300 C. V. y 276,500 millones kilovatios hora.

Se acompaña también un esquema dando la situación de las presas y embalses, así como desarrollo de los canales y ubicación de las distintas centrales. (Véase mapa morfológico.)

Los materiales litológicos en relación con las obras.

Muy escasa variedad de rocas forman el territorio estudiado, dominando destacadamente el conjunto granítico-neísico.

Frecuentes son también, en amplias zonas, las pizarras, más o menos metamorfizadas por la influencia de las intrusiones graníticas. A las pizarras acompañan niveles más o menos potentes de cuarcitas que dan a veces y locamente, carácter topográfico a determinados terrenos.

Todos estos materiales forman un conjunto muy homogéneo, en relación con las obras, pues dan origen a terrenos resistentes, impermeables y sólo alterados en parajes y zonas en general de no gran extensión.

No existen masas calizas que tan dudosas hacen siempre las cerradas y vasos de los embalses, por su permeabilidad por fisuración, ni terrenos arcillosos de tan inseguras condiciones para fundamentación de las obras.

No obstante, es frecuente que los neís y más especialmente los granitos, se presenten profunda y totalmente alterados, dando origen a masas arcillo-areniscosas o «jabres», que pueden a veces hacer que el trazado de los canales se encuentren ciertas dificultades al seguir determinadas laderas, que por otra parte, no son en estos casos muy pendientes, pero en los que pueden originarse corrimientos de tierras, por lo que es ventajoso, siempre que se pueda, cruzar tales zonas mediante túneles.

El alto valle del Návea, aguas arriba de Puente Piago, ofrece buenos ejemplos de tales alteraciones. Lo mismo sucede en los alrededores de El Raso, en las cercanías de Villar de Cerrada y Ribas del Sil.

También los conjuntos pizarrosos y los neis muy micáceos, cuando los planos de esquistosidad coinciden con la dirección e inclinación de las laderas, pueden ofrecer gran inseguridad para los canales, pues en este caso los deslizamientos pueden adquirir gran importancia, pero se trata siempre de zonas muy restringidas. Lo general es la perfecta uniformidad y seguridad del terreno, que favorece con ello la ejecución de las obras.

Los estrechamientos de los ríos se originan siempre donde los ortoneis o granitos se presentan, dando origen a macizos rocosos, por lo general de grano relativamente grueso. En tales zonas uno de los sistemas de diaclasas suele ser normal al río; el otro sigue más o menos la dirección de las aguas. Tal es lo que sucede en los emplazamientos de las presas de San Esteban, Bao y Alberguería.

Las pizarras, debido a su metamorfismo enérgico por silicatización, dan a veces lugar a estrechamientos bastante acentuados, pero no tanto como los determinados por los neis y granitos. El río en estos casos sigue o el plano de estratificación, como ocurre en el estrecho de San Lázaro, aguas arriba del puente romano del Vivey, o en el emplazamiento de la presa de Montefurado.

Los neis y granitos proporcionan excelente material para la construcción de las grandes presas, tanto si éstas son de hormigón, como si han de ser construídas de escollera. También pueden emplearse las pizarras, pues por su metamorfismo, ofrecen las rocas resistencia y compacidad suficiente.

Las zonas alteradas de los granitos o «jabres» pueden dar origen a materiales areniscosos, evitándose con ello tener que triturar los granitos para proporcionar los materiales finos de las argamasas, por no poder confiarse en los arrastres fluviales, que no son abundantes ni muy homogéneos, tanto en lo que se refiere a arenas como a gravas, a excepción del valle del Sil, donde las graveras llegan en ocasiones a dar origen a masas extraordinariamente importantes, que dan lugar a los típicos niveles de terrazas.

En relación con los arrastres finos, cienos y tarquines, puede decirse que son francamente escasos, siendo ello importante, pues evita los encenagamientos, tanto en los embalses como a lo largo de los canales. Las aguas de estos ríos, fuera de las grandes avenidas, arras-

tran pocos materiales en suspensión y, aunque no se aclaran con facilidad sus aguas, dejan pocos sedimentos arcillosos, que son arrastrados en suspensión hasta sus desembocaduras.

Las arenas, gravas y cascajales, a veces bastante gruesos, pronto se depositan al perder las aguas su corriente, tanto en los remansos como una vez construídos los embalses en las zonas finales de sus colas, dando por ello en general a depósitos muy localizados, que avanzan muy lentamente en su progresión, no siendo, pues, su presencia factor que deba preocupar.

Por todo lo indicado, pocas veces la naturaleza, modificando viejos y sencillos relieves, puede ofrecer al hombre un país con rasgos geomorfológicos tan interesantes y apropiado en relación con las grandes obras hidroeléctricas, como éste que hemos estudiado.

*Laboratorios de Geografía física de la Universidad
Central y del Instituto «José de Acosta».*

INDICE

	Páginas
Introducción.....	5
Análisis bibliográfico.....	9
Lista bibliográfica más directamente relacionada con el trabajo.....	39
Rasgos fisiográficos del país.....	45
Localización de la cuenca media del Sil.....	45
Rasgos topográficos generales del país.....	46
Altitud media de los diferentes países.....	50
Características de las cuatro zonas fundamentales.....	51
Característica de la red fluvial.....	54
Breve descripción fisiográfica de los principales ríos de la red fluvial.....	55
El Vivey.....	55
El Jares.....	57
Río Návea.....	58
El riachuelo de Lázaro.....	59
El Camba.....	60
Rasgos geológicos.....	65
Características de los materiales paleozoicos.....	68
Materiales terciarios.....	69
Cuaternario.....	71
Las fracturas principales del país.....	74
La fractura occidental.....	74
La fractura de la Sierra del Burgo.....	76
Falla de Arrejó.....	77
Falla Noroccidental del macizo de Queija.....	77
Falla del valle bajo del Vivey.....	77
Las alteraciones del granito y del neis en relación con las principales líneas de fractura.....	78
La red de fracturas ortogonal de estas zonas.....	80
Fenómenos provocados por las fracturas en la red fluvial.....	81
Estudio morfológico.....	83
Penillanura de cumbres de la zona occidental.....	83
Penillanura de cumbres de la zona oriental.....	85
La Penillanura inferior.....	87

	Páginas
El País bajo.....	88
El País de valles.....	88
Inclinación de las diferentes superficies de arrasamiento.....	90
Las principales cuencas o depresiones.....	90
Las entidades morfológico-tectónicas.....	92
Evolución del país y encajamiento de la red fluvial.....	94
La desarmonía entre el proceso de erosión fluvial y el relieve galaico.....	97
Resumen de la evolución morfológica del país.....	98
Relación de las instalaciones hidroeléctricas con la morfología del país...	100
Cuadro de las características generales de las obras proyectadas en el país estudiado; entre págs.....	100-101
Obras proyectadas en el río Sil.....	102
Obras en el valle del río Vivey.....	103
Obras en proyecto en los ríos Conso y Camba.....	106
Aprovechamiento del río Jares.....	107
Cuadro de instalaciones hidroeléctricas del territorio estudiado agrupadas por ríos.....	108
Obras a lo largo del valle del río Návea.....	109
Los materiales litológicos en relación con las obras.....	110