

11-12-13 Abril de 2002

Porto  
FLUP

# Encontro sobre a geomorfologia do noroeste peninsular

Organização:

GEDES/Projecto POCTI/CTA/38659/2001 (FCT)

Apoio APGeom

## Objectivos:

- Apresentação de sínteses regionais
- Discussão das correlações entre regiões e/ou bacias
  - Troca de informações e metodologias
- Apresentação de resultados de investigação em curso



## Programa

11 de Abril de 2002 (Quinta-feira)

Faculdade de Letras da Universidade do Porto - Anfiteatro Nobre

10:00-10:45	<b>German Flor</b> - Universidade de Oviedo "Rasas y superficies de erosión continental en el relieve alpídico del noroeste peninsular y los depósitos terciarios".
10:45-11:15	<b>Pausa para café</b>
11:15-12:00	<b>Augusto Pérez Alberti</b> - Universidade de Santiago de Compostela "Dinámica geomorfológica y evolución sedimentaria del Sudeste de Galicia (España) durante el Terciario"
12:00-12:45	<b>Angel Martín Serrano</b> - Instituto Geológico y Minero de España "Genesis y evolución del relieve del borde occidental de la Cuenca del Duero".
12:45-14:30	<b>Almoço</b>
14:30-15:00	<b>Sessão de posters</b>
15:00-15:30	<b>Diamantino Pereira</b> - Universidade do Minho "Dos aspectos gerais a algumas particularidades da geomorfologia de Trás-os-montes oriental e Alto Douro"
15:30-16:00	<b>Isabel Caetano Alves</b> - Universidade do Minho "A sedimentação fluvial cenozóica nas bacias do Minho"
16:00-16:30	<b>M. Assunção Araújo</b> - Universidade do Porto "O final do Cenozóico na plataforma litoral da região do Porto"
16:30-17:00	<b>Pausa para café</b>
17:00-17:30	<b>António Ferreira Soares</b> - Universidade de Coimbra "Os depósitos tidos por quaternários na bacia da Lousã-Miranda do Corvo"
17:30-18:00	<b>Pedro Proença Cunha</b> - Universidade de Coimbra & <b>A. Antunes Martins</b> - Universidade de Évora "Principais aspectos geomorfológicos de Portugal central - a relação com os depósitos sedimentares e a relevante importância do controlo tectónico"
18:00-18:30	<b>Debate</b>

Existirá, também, uma sessão de **Posters** para qual todos os participantes são convidados.

Os dias 12 e 13 de Abril (Sexta e Sábado) serão destinados a uma **excursão a Trás-os-Montes, com passagem pelo Alto Douro**, orientada pelo Prof. Diamantino Pereira, da Universidade do Minho.

Secretariado  
Centro Leonardo Coimbra

Apoio Financeiro  
Comissão Directiva da FLUP



Organização GEDES  
Linha de Acção Geográfica Física  
& Estudos Ambientais

Apoio  
Associação Portuguesa de  
Geomorfologia (APGeom)



**Apoio financeiro:  
Conselho Directivo da FLUP**



**Organização GEDES**  
**Linha de Acção: Geografia Física  
e Estudos Ambientais**

GEDES

**Apoio  
Associação Portuguesa de  
Geomorfólogos (APGeom)**



# Resumos das Conferências

## RASAS Y SUPERFICIES DE EROSIÓN CONTINENTAL EN EL RELIEVE ALPÍDICO DEL NOROESTE PENINSULAR Y LOS DEPÓSITOS TERCIARIOS

Germán Flor. Profesor Titular. Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. gflor@asturias.geol.uniovi.es. C/ Arias de Velasco, s/n. 33005-Oviedo.

La orogenia alpina ha construido en el noroeste peninsular una cordillera apéndice por el occidente de los Pirineos, alineada E-O, que se disipa en el contacto con Galicia oriental por la interferencia que supone la aparición de la sierra de los Ancares (NNE-SSO).

Desde el punto de vista morfogénico, se separan tres ámbitos mayores (Peón, 1992), con la misma dirección principal apuntada: 1) *divisoria principal y sierras subsidiarias*, que constituye la franja más elevada (>1.500 m), sirviendo de límite entre los ríos cantábricos (cortos y de pendiente acusada) y los de las grandes cuencas del Duero y Ebro; 2) *ámbito de superficies de erosión continental*, que ocupa la banda intermedia con alturas intermedias (1.500-300 m), dentro de la que se escalonan planicies con alturas paulatinamente decrecientes hacia el N, y disectada por los ríos principales y numerosos afluentes; y 3) *rasas costeras* que se extienden, igualmente, escalonadas desde alturas algo inferiores a los 300 m, también atravesadas por los tramos inferiores de los ríos mayores y sobre las que se han enraizado numerosos ríos costeros, algunos formando parte de estuarios de cierta magnitud.

El edificio cordillerano es una respuesta a los esfuerzos compresivos, fundamentalmente, de dirección N-S ocurridos durante el Paleógeno; se generaría un despegue en el basamento a través de una rampa con un acortamiento de 22 km y cuya inclinación hacia el N es variable: 15° a 18° (Pulgar y Alonso, 1995). La masa rocosa implicada experimentaría un complejo mosaico de bloques desnivelados, mejor limitados por fallas inversas (García-Ramos y Gutiérrez Claverol, 1995), algunos constituyendo sierras extensas, en lo que Llopis (1954) denominó una tectónica germánica de horst y graben con direcciones preferentes de fallas E-O y sus conjugadas NE-SO y NO-SE, en buena parte heredadas de la tectónica varisca y tardivarisca y de la época cretácica. Durante esta etapa, en el territorio oriental asturiano enlazando con la amplia Cuenca Cantábrica se depositaron rocas fundamentalmente calcáreas biogénicas marinas (Paleoceno-Eoceno Medio. Algo posteriores, en el área centro-oriental se individualizaron numerosas cuencas endorreicas (“piggyback basin” de Alonso *et al.*, 1995) de superficies reducidas (inferiores a 20 km<sup>2</sup>) en las que se depositan registros sedimentarios continentales (Eoceno Medio-Superior a Oligoceno?) de espesores menores de 200 m, constituidos por abanicos aluviales (*debris flow* en mayor proporción y de aguas claras), que pasan a lacustres evaporíticos hacia los centros de cuenca (depósitos sinorogénicos). Por su parte, el gran cabalgamiento profundo no llega a la superficie en el borde meridional de la cordillera Cantábrica, pero funcionó como límite de la cordillera en levantamiento para inducir el relleno sinsedimentario del borde septentrional de la Cuenca del Duero, como *cuenca de antepaís*.

Los tiempos miocenos se inauguran con una tectónica simple representada por una elevación cortical relativamente acelerada, tasas de 0,97 mm/año (Flor y Peón, en prensa), que solamente se interrumpe con estacionamientos más o menos prolongados durante los cuales se labran sistemas de sierras y sus correspondientes superficies de erosión continental, ubicadas en sus frentes septentrionales, en condiciones áridas y/o subáridas. Actualmente se distribuyen como aplanamientos situados en alturas diferentes con una repartición muy irregular, las más antiguas más elevadas y pasando desde posiciones meridionales a septentrionales; están mejor conservadas en la Asturias occidental donde el sustrato es predominantemente siliciclástico. Se han calculado y definido hasta 6 niveles en función de la altura del límite entre el pie de sierra y

el inicio de la superficie, dadas las excelentes condiciones de afloramiento, de las cuales las dos primeras serían finipaleógenas: (P) 1.450 m, (Q) 1.250 m, (A) 750 m, (B) 550 m, (C) 450 y (D) 350 m. Solamente se detecta un evento distensivo en el Mioceno de gran magnitud que eleva el bloque del actual monte Naranco (Oviedo) con un juego vertical de falla de más de 800 m (Pello, com. pers.), anterior, al menos, a la elaboración de la superficie de 750 m. No se descartan otras etapas, como las muy bien documentadas por Cunha (1992) en el centro de Portugal, pero la escasez de sedimentos terciarios impiden, por el momento, su correlación. Tales superficies se presentan más generalmente con el sustrato rocoso aflorante lo que les confiere el carácter erosivo.

Si bien los estudios todavía son escasos, todo apunta a que el modelo sedimentario en esta etapa y posteriores responde a depósitos muy localizados de abanicos aluviales de aguas claras, muy localizados en el tiempo y en el espacio, que recubren las superficies de erosión previas, probablemente coetáneos con la superficie sobre las que se apoyan. Los mayores espesores sedimentarios, de hasta 100 m, se formaron como abanicos aluviales individuales, raramente coalescentes, en el área occidental de Asturias ligados genéticamente a una gran cuenca hidrográfica (cabecera del Narcea) favorable para las mayores descargas de lluvia por los entonces vientos alisios. Las prospecciones realizadas sobre al plataforma continental asturiana han revelado la existencia de rocas terciarias marinas (carbonatada y detríticas, algunas con abundante glauconita, del Mioceno y Plioceno, a partir del Luteciense Superior (Boillot *et al.*, 1970), en que se produce una transgresión importante; se inician procesos de compartimentación con hundimientos en el margen continental y se construye el conjunto del borde de la plataforma continental por procesos de sedimentación intensiva con progradación a gran escala.

Es posible una correlación de estas superficies con las definidas por Pérez Alberti (1993) y Pagés Valcarlos (2000) en Galicia, así como las descritas en el centro de Portugal por Araújo (1991), estas últimas mejor precisadas en cuanto a la caracterización sedimentológica y a su asignación temporal, a pesar de las desnivelaciones neotectónicas complejas.

El ámbito de las rasas costeras queda, generalmente, marcado por la presencia de una sierra litoral a cuyo pie se extienden hasta 9 niveles, desde el área central de Asturias hasta Cantabria y, probablemente, el País Vasco; se han reunido en tres conjuntos en función de la disminución de las diferencias altimétricas (Flor, 2000): 1) *conjunto superior*: I (285 m), II (230 m) y (III) 185 m; 2) *conjunto intermedio*: (IV) 115 m, (V) 80 m y (VI) 65 m; y *conjunto inferior*: (VII) 35 m, (VIII) 20 m y (IX) 2-7 m; parece existir una deformación neotectónica por un basculamiento con una pérdida de alturas (40 m de desnivel máximo) desde la desembocadura del Nalón hacia el oriente de Galicia. El menor número de rasas en el occidente asturiano y Galicia y su ámbito altimétrico, desde la cota de 60 m (Flor, 1983) hasta un poco por encima del nivel del mar actual, permite deducir un comportamiento uniforme de este conjunto cortical sometido a una menor elevación.

Las tasas de levantamiento son más modestas, 0,026 mm/año, pero con un mayor número de paradas. Aun cuando en la mayor parte de los casos aflora el sustrato rocoso, puede contener depósitos sumamente variados que hace difícil asegurar su origen exclusivamente marino; los conjuntos superior e intermedio contienen sedimentos de ladera, abanicos aluviales y terrazas fluviales, éstos en las proximidades de desembocaduras de grandes ríos, el conjunto inferior contiene depósitos de playas (tanto de arenas como de cantos y mixtos), dunares y de ladera, en algunos casos correspondientes a eventos eustáticos. Depósitos de origen periglacial y eolización, así como materiales prehistóricos son frecuentes a lo largo de la costa (Mary, 1983; Rodríguez Asensio y Flor, 1983).

Tanto las superficies de erosión continental como las rasas constituyen unidades del relieve con predominio de los procesos erosivos, derivados de una elevación cortical relativamente importante sobre las que las posibilidades de sedimentación son precarias; lo mismo ocurre sobre la plataforma continental cantábrica, una plataforma desnuda donde el sustrato rocoso constituye el tipo de fondo más ampliamente representado. Los recubrimientos sedimentarios, de forma muy localizada, se disponen sobre aquéllas sin que exista un registro estratigráfico del tipo de un relleno de cuenca sinorogénico, sino más bien un aterramiento al estilo del encajamiento de las redes fluviales en el que los depósitos situados a cotas más elevadas corresponden a los de edad más antigua.

### **Bibliografía**

- Alonso, J.L. y Pulgar, J.A. (1995). La estructura de la Zona Cantábrica. En: C. Aramburu y F. Bastida, Eds. *Geología de Asturias*, 103-112. Ed. Trea.
- Alonso, J.L., Pulgar, J. A., García-Ramos, J.C. y Barba, P. (1995). Tertiary Basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). En: P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds. *Tertiary Basins of Spain. Tectonics, Climate and Sea-level Changes*, 214-227. Cambridge Univ. Press, 214-227.
- Araujo, M.A. (1991). *Evolução Geomorfológica da Plataforma Litoral da Região do Porto*. Tesis Doctoral. Universidad de Oporto.
- Boillot, G., Dupeuble, P.-A., Lamboy, M., d'Ozouville, L. y Sibuet, J.-C. (1970). Structure et histoire géologique de la marge continentale au nord de l'Espagne (entre 4° et 9°W). *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*, t.2, V.6, 1-52. Éd. Technip. Paris.
- Cunha, P. Proença (1992). *Estratigrafia e Sedimentologia dos Depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra*. Tesis Doctoral. Universidade de Coimbra.
- Flor, G. (1983). Las rasas asturianas:° ensayos de correlación y emplazamiento. *Trabajos de Geología*, 13, Univ. Oviedo, 65-81.
- Flor, G. (2000). El entorno geológico del río y la playa de Bedón. *Bedoniana*, 55-74. Alvízora llibros. Oviedo.
- Flor, G. y Peón, A. (en prensa). Aspectos generales del relieve de Asturias. *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo.
- García-Ramos, J.C. y Gutiérrez Claverol, M. (1995). La Cobertera Mesozoico-Terciaria. En: C. Aramburu y F. Bastida, Eds. *Geología de Asturias*, 81-94. Ed. Trea.
- Llopis Lladó, N. (1954). El relieve de la región central de Asturias. *Estudios Geográficos*, 57: 501-550.
- Mary, G. (1983). Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 13: 3-35.
- Pagés Valcarlos, J.L. (2000). Origen y evolución geomorfológica de las rías atlánticas de Galicia. *Rev. Soc. Geol. España*, 13: 393-403.
- Peón, A. (1992). *Evolución Morfogénica del Relieve de Asturias*. Tesis Doctoral (inérita). Universidad de Oviedo.
- Pérez Alberti, A. (1993). La interacción entre procesos geomorfológicos en la génesis del Relieve del sudeste de Galicia: el ejemplo del Macizo de Manzaneda y de la Depresión de Maceda. En: A. Pérez Alberti, L. Guitián Rivera y P. Ramil Rego, Eds. *La Evolución del Paisaje en las Montañas del Entorno de los Caminos Jacobeos. Cambios Ambientales y Actividad Humana*, 1-24. Consellería de Relacións Institucionais e Portavoz do Goberno. Xunta de Galicia.
- Rodríguez Asensio, J.A. y Flor, G. (1983). Industrias paleolíticas eolizadas en la región del cabo Peñas (Asturias). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 5: 23-46.

## **DINÁMICA GEOMORFOLÓGICA Y EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA DEL SUDESTE DE GALICIA (ESPAÑA) DURANTE EL TERCIARIO**

Augusto Pérez Alberti  
Universidade de Santiago

El relieve del sudeste se caracteriza por la presencia de un conjunto montañoso, el Macizo de Manzaneda, rodeado por una serie de depresiones tectónicas, como las de Monterrei, A Limia o Maceda y por valles profundamente encajados como los de los ríos Navea, Sil o Bibei.

El Macizo de Manzaneda se encuentra lomitado por el valle del Sil, por el norte y por los de los ríos Bibei y Conso, por el este; la depresión de Maceda lo flanquea por el oeste y las de Monterrei y A Limia, por el sur. El valle del río Camba lo rodea por el sudeste. Esta limitación nítida le confiere un aspecto masivo y redondeado, fruto de un conjunto de sierras que se agrupan sin una orientación definida. Se trata de las del Burgo, en su sector noroeste; la de San Mamede, en el sudoeste; el Fíal das Corzas y los Montes do Invernadeiro, en el sur y la Serra de Queixa en la zona central. La división entre las diferentes unidades la marcan valles profundamente encajados, en ocasiones desde su cabecera, como es el caso del Navea o del Cerveira. Así el primero de los citados separa la Serra de Queixa de las de San Mamede y O Burgo; el alto Mao divide a su vez a estas dos. La cabecera del Navea, formada por el río Edreira, separa la sierra de San Mamede del Fíal das Corzas que, a su vez, está separada de los Montes do Invernadeiro por el río Ribeira Pequena. El Cerveira, que después recibirá el nombre de Conso, separa a aquellos de la Serra de Queixa en la que se encuentra la máxima cota del sector, el Cabeza Grande de Manzaneda, con 1.778 m .

Entre la orla de depresiones tectónicas destaca, por la abundancia de depósitos, la de Maceda. Presenta un aspecto alargado que se extiende en dirección NNW-SSE. Su relieve se caracteriza por tener un fondo plano en el que apenas se ha encajado la red fluvial, compuesta por pequeños ríos y arroyos entre los que destacan el Niñodagua, Tioira o Río do Castelo, todos ellos pertenecientes a la cabecera del Río Arnoia, y unas laderas diferenciadas entre el este y el oeste siendo los rasgos norte y sur semejantes. Topográficamente en su fondo se distinguen varios escalones aplanados entre los 600 y los 540 m de altitud. La depresión se halla limitada nítidamente por el este por el escarpe que forma la denominada "falla del Rodicio", un murallón que se eleva hasta los 1000 metros; por el sudeste el límite se lo marca el valle del Río Arnoia que se encaja progresivamente en el Macizo de Manzaneda. Por el oeste está flanqueada por laderas con muy poca pendiente que ascienden suavemente desde su fondo hasta los 700 m, altitud que alcanza el bloque erguido que separa a la depresión de Maceda de la de A Derrasa-San Cibrao de Viñas. Por el norte se encaja progresivamente hacia Xunqueira de Espadañedo por medio del valle del Río Niñodagua y por el sur por el del Arnoia.

### **Un relieve marcado por los contrastes horizontalidad/verticalidad**

Topográficamente, el rasgo esencial de Galicia en general y del sudeste en particular es el encadenamiento de áreas perfectamente planas a diferente altitud que aparecen cortadas perpendicularmente por valles profundamente encajados. En el noroeste de la Península Ibérica se distinguen, por lo menos, once niveles de superficies con rasgos claros de aplanamiento. Centrándonos en la región estudiada se observa con nitidez la existencia de, por lo menos, cinco niveles a 800, 900, 1000, 1500 y 1700 m . A ello debemos añadirle la existencia de las depresiones de Maceda, emplazada a 580 metros; A Limia, a 600 y Monterrei, a 400 m . Un estudio detallado permite comprobar como desde la depresión de Maceda, por ejemplo, se asciende al nivel de los 800 m, por el oeste, y de los 1000, por el este. Desde A Limia subimos a los niveles de 800 y 900 metros. Otro tanto sucede si ascendemos desde la Depresión de

Monterrei. Dentro del Macizo de Manzaneda se encuentra un nivel a 1000 metros en su sector occidental (el nivel de O Rodicio) y otro a 900 m. en el oriental (el nivel de Manzaneda). En la Serra de Queixa existen dos niveles claros: uno a 1700 metros, que es el de cumbres, que se estira entre el Cabeza Grande de Manzaneda y el Pico Seixo, pasando por los Sistis, y otro a 1500 metros, que aparece hacia el este.

Y si la horizontalidad es uno de los rasgos definidores del relieve del sudeste, otro es la presencia de valles muy encajados con laderas de fuerte pendiente. Es el caso del Sil a lo largo de su recorrido en Galicia, entre la depresión de Valdeorras en el este y Os Peares en el oeste; del Bibei casi desde sus fuentes en el Macizo de Trevinca, o del Camba, Xares, Ribeira Grande, Ribeira Pequena, Cerveira, Conso etc. La existencia de estos encajamientos es difícil de explicar como resultado de los hipotéticos cambios que se hubieran producido en su nivel de base o en su caudal y que hubieran acelerado su incisión. Las razones climáticas no bastan para explicar la génesis de los encajamientos y hay que buscar otras distintas. Si los fenómenos de sobreimpresión no se pueden admitir, dado que ello supondría atravesar enormes cantidades de materiales que no existen, debemos pensar en fenómenos de **antecedencia** lo que supone una inadaptación de la red fluvial instalada con **anterioridad** a los bloques que corta. Ello implica la persistencia de la disección al tiempo que se está produciendo el levantamiento de un bloque. Aquel debe ser lento para que no provoque desviaciones fuertes en la red de drenaje y, por otra parte, los cauces de agua deben poseer la suficiente potencia y caudal que les permitan "serrar" el terreno. Si analizamos la región sudoriental, vemos que el Sil se encaja al sur de la depresión de Lemos o que el Bibei rompe la superficie de aplanamiento de los 900 metros. Otro tanto sucede con el Navea, el Xares, Camba o Miño. En este caso se encaja en la superficie de Chantada.

Tenemos, pues, la imagen de unas teclas de piano encima de las que se incrusta la red fluvial. Para nosotros su encajamiento indica un juego de bloques, en el que unos se levantaron más y otros menos, unos antes y otros después, mientras que los hubo que bascularon ligeramente. Todo ello motivaría que el Sil se encajase en la superficie de los 800 metros al mismo tiempo que se hundía el bloque que daría lugar a la depresión de Lemos lo que explica que el río no circule por ella. El Sil se encajaba progresivamente en el sector norte del bloque de Manzaneda y, por el contrario, no lo hacía en aquellos sectores que se hundían, caso de El Bierzo, Valdeorras o Quiroga. El juego de bloques de Lemos, Terra Cha, Sarria, Montes do Incio etc. ha sido el motivo de que las aguas del antiguo Miño se encajasen en la superficie de Chantada al quedar separada la Terra Cha del bloque de O Corgo. Los ríos Bibei, Xares, Navea, Conso, etc. se irían encajando a medida que se levantaba el Macizo de Manzaneda.

### **Las formaciones sedimentarias: el ejemplo de Maceda**

En Maceda hemos diferenciado cinco formaciones sedimentarias (Pérez Alberti, A. 1982) que presentan una facies distinta y que se encuentran, con una mayor o menor amplitud, en el fondo de la depresión y, en menor medida, en sus bordes orientales. Las hemos denominado, en función del lugar en el que hemos encontrado los cortes más representativos. Son, de más antigua a más reciente, las formaciones **Pías**, **Veigacha**, **Arnuiide**, **Niñodagua** y **Baldrei**.

La formación **Pías** la encontramos en el borde oriental de la depresión, sobre todo en el entorno de la aldea de Pías, a una altitud de unos 700 m aproximadamente y en lugares muy concretos situados más al norte y sur. En los cortes abiertos por las carreteras que unen Baldrei con Arnuiide y Pías con Maceda, frente a la aldea citada, en una ladera que asciende suavemente hacia la Serra de San Mamede, se puede ver un buen ejemplo. Se trata de un depósito de unos cuatro metros de potencia, con una coloración rojo intenso, compuesto por cantos heterométricos de esquisto muy alterado, y de cuarzo y cuarcita angulosos, englobados dentro de una matriz limo-arenosa. Los cantos forman bolsadas de tamaño variable que, por lo general, no suelen superar el metro de diámetro. Una de las características más sobresalientes que se

observan en los diferentes cortes son las numerosas grietas que rompen vertical y horizontalmente los depósitos y que se encuentran rellenas de arcillas con una coloración ocre. Las grietas no suelen superar los 10-15 cm. de ancho.

La formación **Veigacha** aparece a lo largo y ancho de la cuenca. La potencia vista en diversos lugares se sitúa entre los 10-15 metros, aunque hay que suponer una mayor profundidad. En la aldea de Veigachá se encuentran los cortes más característicos, situados en el sector centro-noroccidental de la depresión. En este lugar, emplazado a unos 500 metros de altitud, existen varias canteras. Se trata de depósitos arcillo-arenosos con intercalaciones de estratos ricos en materia orgánica. De muro a techo se observan estratos intercalados de arcillas verdoso-grisáceas, arenas y arcillas muy ricas en materia orgánica, repitiéndose la serie varias veces. Los estratos tienen, por lo general, unos 5 grados de buzamiento. Existe una buena estratificación siendo perfectamente visibles la existencia de grietas de desecación, posteriormente rellenas por arenas, y bioturbaciones. Ocasionalmente aparecen costras ferruginosas que no llegan a cementar a los materiales, relacionadas, sin duda, con las oscilaciones de la capa freática. En lugares muy concretos existen materiales de color burdeos y amarillentas que contrastan con los grises verdosos del resto. Fosilizando a la formación Veigachá hallamos materiales de la que hemos denominado formación Niñodagua y que analizaremos posteriormente. Su contacto es erosivo.

Más al sureste, en el sector oriental de la actual depresión, muy cerca del escarpe de falla del Rodicio, en un lugar próximo a Paioso, nos encontramos con una cantera en la que los cortes presentan características semejantes al corte oriental del Rodicio. Situado a unos 640 m de altitud, su potencia vista es de unos 10 metros. Se observan arcillas masivas, muy ricas en materia orgánica. No se ven huellas de transporte, ni grietas de desecación ni bioturbaciones. Las líneas de diaclasación por cambios de volumen son frecuentes. Se observa, por otra parte, hidroturbaciones. El depósito aparece fosilizado por materiales del abanico aluvial de Tiora que comentaremos en su momento. Igual que en Veigachá entre ambos existen huellas claras de erosión.

En el sudoeste, en la carretera que desde el Santuario de Os Milagros se dirige a Baños de Molgas a unos 560-570 m de altitud, podemos analizar otro corte abierto en la formación Veigachá, de unos 7 m de potencia, en el que los estratos de arena y arcillas se intercalan. La coloración predominante es la grisácea-verdosa. Como en otros lugares, el depósito se halla fosilizado por la Formación Niñodagua que se encuentra prácticamente desmantelada. Ligeramente más al norte, en el margen izquierdo de la carretera de Maceda a Os Milagros, a unos 570 m de altitud la formación ofrece la alternancia de arenas y arcillas, con predominio de las primeras. Se observan estratificaciones cruzadas y costras de hierro. Nos hallamos, pues, en una área en la que, debido a la alternancia de distintos niveles de agua, se producirían fenómenos de humedad/desecación adquiriendo el depósito, en algunos lugares, una coloración violácea.

La formación **Arnuide** se emplaza en el sector sudeste de la depresión, muy cerca de Os Milagros, o sea en las proximidades de los lugares que acabamos de citar, a una altitud que varía entre los 560 y los 580 metros. Se trata de formación detrítica de unos 6 metros de potencia vista. Está compuesta por gravas de cuarzo y cuarcita, angulosos, y de tamaño heterométrico, destacando el tamaño grava aunque también se observan lentejones de arenas y limos. Son frecuentes las estratificaciones cruzadas y, en ocasiones, se observan pequeños paleocanales de materiales más rodados. Todo el conjunto ofrece una coloración blanco-grisácea, aunque, ocasionalmente, dominan las coloraciones ocreas. Al analizar toda la formación se observan dislocaciones anormales. En un corte cercano a Arnuide se puede ver como los materiales de esta formación se superponen a los de la Formación Pías. Todos los rasgos de los depósitos de la Formación Arnuide indican claramente un origen aluvial. Geomorfológicamente hay que hablar de un abanico aluvial que se acuñaría hacia el sudoeste de

la cuenca. Es posible ver costras de hierro cementando a los cantos.

La Formación **Niñodaguia** fosiliza en muchos lugares a la Formación Veigachá. Su extensión es, pues, considerable. Actualmente se pueden observar amplias áreas en las que esta formación todavía está presente. Son, entre otras, la que se encuentra situada al Este del río Niñodaguia, entre su cauce y el del Covelo, el sector Baldrei-Tioira, al Sur del Río Tioira, en el Monte Medo, en donde se asienta el Santuario de Os Milagros y más hacia el sudoeste, en los cerros conocidos como Corno y A Chaira. Su altitud varía de un sector a otro. En el primero de los comentados se sitúa a 570 m, en el segundo a 570 m, en Os Milagros y Chaira a 590 m, lo mismo que en el sector de Pías, en el sector sudeste.

Por ejemplo, en Veigachá, en el mismo lugar que hemos citado al hablar de la formación de este nombre, a una altitud de 570 m se encuentran cortes muy representativos. Se trata de depósitos cuya potencia varía de un lugar a otro, aunque no suele superar los dos metros. Se compone de cantos heterométricos de cuarzo y cuarcita con tamaños que pueden llegar a los 40 cm. Normalmente no suelen superar los 15-20 cm. Los cantos están ligeramente redondeados y se encuentran englobados en una matriz limosa. Algunos se hallan penetrados por hierro. El exterior aparece lixiviado mientras en el interior se puede ver una aureola de color rojizo. Excepcionalmente se encuentra algún canto de granito muy alterado. Todo el conjunto ofrece coloraciones ocre-rojizas. El contacto entre la Formación Veigachá y la Niñodaguia es erosivo, como ya se hemos comentado. El análisis granulométrico muestra la existencia de un material tremendamente heterométrico. Se puede interpretar como aguas fangosas que habrían retomado los cantos de cuarzo y cuarcita y denudado localmente el substrato, arrancando fragmentos de granito que se habrían alterado posteriormente.

Más hacia el nordeste, cerca de Baldrei, a medio camino entre Baldrei y A Costa, por la carretera que desde aquella localidad llega a Arnuide, se puede acceder por sendas a calicatas en las que se puede ver la Formación Niñodaguia. Se sitúa en este caso a la misma altitud de Veigachá: 570 m. Su potencia vista es de nuevo del orden de los 2 m. También muy cerca de la aldea de Pías se halla otro buen corte, de los muchos que es posible analizar a lo largo y ancho de la depresión. Se accede a él por la pista forestal que va desde Pías a Os Milagros y se halla a 600 m de altitud.

La formación **Baldrei** es la más discontinua que las anteriores. Se localiza en diferentes lugares del sector oriental de la depresión de Maceda y, sobre todo en el área de Casetas de Rodicio. El primer corte que localizamos se encuentra cerca de la aldea de Baldrei, de ahí el nombre. Se trata de un depósito de unos dos metros de potencia vista, discontinuo en el espacio, que se ubica en la margen occidental de la depresión, cerca del escarpe del Rodicio, en un lugar en el que la pendiente se suaviza. Está compuesto por cantos angulosos de cuarzo y cuarcita y de esquisto poco alterado embutidos en una matriz limosa. En otros momentos estos materiales se han explotado por su riqueza en estaño. Uno de los cortes más representativos de la formación aparece en el lugar de Casetas do Rodicio a 960 m, encima de una ladera suavemente inclinada hacia el norte-nordeste, enmarcada dentro del nivel aplanado de los 1000 metros. El depósito está compuesto por cantos de cuarzo y cuarcita angulosos, con algunos de esquisto poco alterado, dentro de una matriz limosa. Los cantos no suelen adquirir gran tamaño, predominando los de 10-15 cm. La potencia visible supera los 2 m y los materiales presentan unas coloraciones ocre-rojizas. El área fuente parece ser el sur.

### **La dinámica geomórfica**

Como hipótesis pensamos que la cuenca comenzaría a abrirse a partir del Eoceno. Para ello el bloque occidental bascularía hacia el este mientras que el oriental se iría levantando siguiendo la red de fallas de O Rodicio, O Castelo y Baños de Molgas. Comenzaría así a formarse una clara cuenca intramontañosa asociadas a las de A Limia, Monterrei y, lo que es de resaltar, Montederramo. Junto con la apertura de la depresión hay que resaltar la existencia de un clima

con un predominio claro de la edafogénesis. Del análisis de las facies sedimentarias y de los estudios realizados por otros autores como Nonn (1966, 1969) o Herail (1981, 1982), con los que hay evidentes coincidencias sedimentológicas, deducimos que el clima era tropical, cálido y con abundante humedad. Ello, unido a la desmembración de la red fluvial que se había a causa de los movimientos tectónicos, habría propiciado la formación de una zona lacustre. En ella se depositarían, en primer lugar, los materiales de la formación Pías. La subsidencia continuaría, aumentando el área lacustre, lo que propiciaría la deposición de la formación Veigachá durante una etapa que se situaría entre la apertura de la cuenca y el inicio del levantamiento del Rodicio, posiblemente, a lo largo del Mioceno inferior. Afirmarlo sin poder contar con dataciones precisas es tremendamente arriesgado. El fondo de la cuenca de sedimentación se encontraría situada en el sector occidental de la actual depresión. En aquella zona se irían depositando de manera más continua, arcillas ricas en materia orgánica. Hacia los bordes la estratificación sería más discontinua alternándose las arcillas, arenas y arcillas muy ricas en materia orgánica, lo que indica que en ciertos momentos las aguas bajarían de nivel y con ello se producirían bioturbaciones, grietas de desecación, etc.. No habría una área fuente precisa; más bien los materiales vendrían de todo el entorno que debía caracterizarse, teniendo en cuenta el tipo de arcillas, por un relieve suavemente ondulado, poco contrastado, lo que permitiría una alteración intensa de las vertientes, o sea un predominio de la edafogénesis. La mayor concentración de agua que descendía del sector en el que se encuentra en la actualidad la sierra de San Mamede, favorecería la génesis de la formación Arnuide, que se interestratificaría con la formación Veigachá al este de Os Milagros, en el región sudoriental de la cuenca. Después de ello el clima debió volverse más seco lo que motivó la desaparición de la zona lacustre y la aparición de procesos de disección que degradarían los depósitos acumulados; se iniciaría un predominio de la morfogénesis. Ello explicaría la discordancia erosiva entre la formación Veigachá y la Niñodagua. Posteriormente las aguas comenzarían a fluir hacia el Sur. La existencia de una mayor humedad y, posiblemente una mayor inestabilidad tectónica, favorecería la presencia de condiciones de mayor agresividad en el transporte y la génesis de formación del glacis de derrame de Niñodagua. Los cantos penetrados por hierro y las costras ferruginosas, que se encuentran en los materiales de esta formación, como en la de Arnuide e incluso en la parte superior de la Veigachá, indican la existencia de unas condiciones climáticas que no se habrían dado anteriormente. Pensamos que la formación Niñodagua puede ser una etapa inicial de la que, ya en el Plioceno, dará lugar, en un ambiente climático más seco, con aguas más episódicas y torrenciales, asociadas a un momento de inestabilidad tectónica que originarán toda una amplia serie de abanicos entre los que se encuentran los depósitos de Las Médulas y Caldesiños. Podemos situarla en una etapa Mio-Pliocénica.

En estos momentos serían levantados los sedimentos de Pías, Arnuide, Veigachá y Niñodagua cuando se revitalizaron las fracturas de la cuenca de Maceda: O Rodicio, A Costa y Baños de Molgas entre otras. Hay que decir que la neotectónica ha durado, por lo menos, hasta el inicio del Cuaternario. Con posterioridad, en el Cuaternario antiguo, se formarían glaciares, como los que darían lugar a los depósitos de la formación Baldrei o el de Sas de Penelas. En aquellos momentos el clima debió caracterizarse por su sequedad. Posiblemente podamos hablar de un subtropical seco (un cierto tipo de clima parecido al del Mediterráneo actual con lluvias escasas y torrenciales). Las aguas lijarían las vertientes arrastrando los materiales de alteración terciarios.

## **BIBLIOGRAFÍA**

- BIROT P. & SOLE SABARIS L. (1954): **Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Peninsule Ibérique**. CNRS. **Memoires et Documents**. Paris.
- BRELL J. & DOVAL M. (1974): **Un ejemplo de correlación litoestratigráfica aplicado a las cuencas terciarias del NW de la península Ibérica**. **Estudios Geológicos**, vol. XXX, p. 631-638. Madrid.

- DE GROOT R. (1974): **Quantitative analyses of pediments and fluvial terraces applied to the basin of Monforte de Lemos, Galicien, NW Spain**. Tesis Univ. de Amsterdam.
- HERAIL G. (1981): **Le Bierzo: Géomorphogénèse fini-tertiaire d'un bassin intramontagneux du Nord-Ouest de l'Espagne**. CNRS. Centre de Pub. Toulouse. 456 pág., 121 fig., 14 fotos, 2 mapas f. t.
- HERAIL G. (1982): La sedimentación terciaria en la parte occidental del Bierzo (León, España) y sus implicaciones geomorfológicas. **Actas de la Reunión sobre la Cuenca del Duero**. IGME. Madrid.
- MARTIN SERRANO A. (1980): El Terciario en Galicia: significado y posición cronoestratigráfica de sus yacimientos de lignito. **Tecniterrae**. Madrid.
- MILLOT G. (1980): Les grands aplanissements des socles continentaux dans les pays subtropicaux, tropicaux et désertiques. **Mem. Serv. Soc. Geol. de France**, 10, p. 295-305.
- NONN H. (1966): **Les régions côtières de la Galice (Espagne). Etude géomorphologique**. Pub. Fac. Lettres. Strasbourg. 591 p. 81 fig., 26 pl. y fot., 16 mapas f. t.
- NONN H. (1969): Evolution géomorphologique et types de relief en Galice Occidentale et Septentrionale. **Rev. de Geom. Phys. et de Geol Dyn.** Vol. XI, fasc. 1, p. 31-70. Paris.
- PANNEKOEK A.J. (1966): The geomorphology of the surroundings of the Ria de Arosa (Galicia, NW Spain). **Leidse Geol. Medel.** Vol. 37, p 7-32.
- PANNEKOEK A.J. (1970): Additional geomorphological data on the Ria Area of western Galicia (Spain). **Leidse Geol. Medel.** Vol. 37, p. 185-194.
- PARGA J.R. (1969): Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. **Trab. del Lab. Geol. de Laxe**, 37.
- PEDRO G. & SIFFERMAN, G. (1979): "Weathering of rocks and formation of soils. Review of research on modern problems in geochemistry". **Earth Sciences**, 16, pp. 39-55. Ed. Siegel. UNESCO.
- PÉREZ ALBERTI A. (1982): "Xeomorfología". In PÉREZ ALBERTI, A. (Dir.): **Xeografía de Galicia. Tomo I: O Medio**. Ed. Sálvora. Santiago.
- PÉREZ ALBERTI, A. (1991): **La Geomorfología de la Galicia Sudoriental. (Problemas geomorfológicos de un macizo hercínico de la fachada atlántica Ibérica: centro-sudeste de Galicia)**. Tesis Doctoral. Universidad de Santiago.
- RAYNAL R. & NONN H. (1968): Glacis étages et formations Quaternaires de galicia Orientales et de León. Quelques observations et données nouvelles. **Rev. de Geom. Dyn.** Juillet-Août-Septembre, 3.
- SINGER A. (1979): The Paleoclimatic Interpretation of Clay Minerals in soils and weathering profiles. **Earth- Science Reviews**, 19, p. 303-326.
- SLUITER W.J. & PANNEKOEK A.J. (1964): El Bierzo: étude sedimentologique et géomorphologique d'un bassin intramontagneux dans le NW de l'Espagne. **Leidse Geol. Medel.**

## **Génesis y evolución del relieve del borde occidental de la Cuenca del Duero**

Ángel Martín-Serrano  
Instituto Geológico y Minero de España  
Rios Rosas, 23. 28003 Madrid  
correo electrónico: [a.martiserrano@igme.es](mailto:a.martiserrano@igme.es)

El zócalo del borde occidental de la Cuenca del Duero se presenta inclinado hacia la misma. Entre la Cordillera Cantábrica y el Sistema Central se hunde progresivamente hasta sumergirse bajo los sedimentos de la cuenca castellana, dando lugar a un contacto festoneado en su mitad septentrional y rectilíneo en la meridional. En su extremo meridional se articula con el bloque montañoso del Sistema Central mediante la fosa de Ciudad Rodrigo que no es sino un apéndice de la Cuenca del Duero orientado NE-SO. Esta fosa presenta disposición asimétrica, con un escarpe de falla neto, orientado y elevado en el borde meridional, y un contacto irregular suave y arrasado en tránsito a la penillanura granítica salmantina en el septentrional. Dicha penillanura se eleva tenuemente hacia el noroeste alcanzando los 900m en Alcañices, cerca de la frontera.

Al norte del Duero la penillanura no es tan manifiesta, y el relieve, más quebrado, contiene profundos golfos de sedimentos cenozoicos. Los valles y las alineaciones montañosas constituidas por rocas cuarcíticas se orientan ONO-ESE, que es el rumbo de la estructura hercínica. El conjunto en su totalidad se eleva hacia el noroeste hasta que conecta con las cumbres de la Segundera o de los Montes de León, que separan Galicia de la Meseta. El rasgo más destacable de estas alargadas sierras cuarcíticas es el arrasamiento de sus cumbres, desde las zonas más elevadas hasta su inmersión bajo los sedimentos de la Cuenca. Es por tanto un relieve catalogado de tipo apalachiano que se encuentra medio fosilizado por depósitos cenozoicos. Se encuentra en proceso de exhumación ya que el contacto zócalo-cuenca retrocede paulatinamente hacia el este como consecuencia de la concurrencia fluvial en esa zona, pues es una línea de drenaje preferente del NO de la Cuenca desde que ésta adquiere la condición exorreica. Allí, los ríos tributarios del Esla y del Órbigo presentan una trama general densa y arborescente con aportaciones de la Cordillera Cantábrica y de los montañas leonesas. En la mitad meridional, la red fluvial incide fuertemente a la penillanura zamorano-salmantina. Los ríos Esla, Duero, Tormes, Huebra y Águeda se ahondan en ella y acaban concurriendo en los Arribes, la expresión geográfica de la propagación erosiva atlántica.

El borde occidental de la Cuenca del Duero deja aflorar un registro sedimentario cenozoico bastante completo que alcanza incluso al Mesozoico. Ese registro más antiguo aparece de forma discontinua y fosilizando un manto de alteración caolinítico que afecta al basamento, cerca de las ciudades de Zamora y Salamanca; son depósitos de tipo siderolítico y carácter fluvial. El Paleógeno que aflora al sur del río Duero está constituido por materiales preferentemente arcósicos formados en ambiente fluvio-lacustre ricos en fauna del Eoceno medio y superior y Oligoceno. El Neógeno está representado por dos unidades: series rojas y series ocres. Las primeras son especialmente llamativas en los alrededores de Salamanca y al norte de Zamora; en ambos casos constituyen un material polimíctico de poca madurez litológica y sedimentológica y sujeto a fuertes y esporádicos encostramientos carbonatados.

Las series ocreas que son exclusivas en la mitad septentrional, son la unidad marginal del último episodio sedimentario de la cuenca; Son sedimentos terrígenos relativamente finos y maduros, litológica y sedimentológicamente, correspondientes a ambientes fluviales bien desarrollados. La sedimentación más moderna y superpuesta al resto en forma de terrazas fluviales, se considera en gran parte atribuible al Cuaternario.

La penillanura meridional aunque conserva un perfil nítido se desarrolla sobre un berrocal granítico desprovisto de alteritas y registro sedimentario que otorga pocas posibilidades de estudio. Ocurre lo contrario sobre los metasedimentos la mitad septentrional, donde aparece un relieve apalachiano complejo y lleno de alteritas y sedimentos. Allí se han definido los elementos geomorfológicos principales del relieve, además de distintos tipos de alteritas relacionadas con ellos. Por orden de antigüedad, son: *nivel de cumbres*, *superficie grabada* (definida por el nivel general de la topografía), *rellanos antiguos con insebergs asociados*, *aplanamiento finineógeno*, *rañas*, *terrazas fluviales* y *encajamientos*. Mediante las interrelaciones entre estos elementos, las formaciones sedimentarias que los sepultan, y la secuencia de alteritas que los ligan entre sí, se puede explicar la génesis de este relieve.

En conjunto, el paisaje del zócalo se organiza en tres niveles principales que además son los que señalan los tres episodios fundamentales de su evolución morfológica: *superficie inicial*, definida por la línea de cumbres; *superficie fundamental de la Meseta*, representada por un nivel topográfico general algo complejo; y *encajamiento fluvial*. Los dos primeros niveles en que se organiza el relieve llevan implícitas las etapas fundamentales de su morfogénesis: una etapa inicial o de preparación y otra de génesis y elaboración del relieve diferencial. La última significa la destrucción de este modelado.

El origen del modelado diferencial se basa en la cuádruple relación entre la línea de cumbres, el nivel general de la topografía, y las alteritas caolíníticas y sus depósitos correlativos constituidos por el *siderolítico* basal, mediante la que se establece la pertenencia de todos ellos a un mismo paisaje previo, fechado en el Mesozoico. El cambio de las condiciones climáticas o tectónicas de partida es lo que origina después la erosión del manto de alteración que así se acumula en la cuenca dando lugar al *siderolítico*. Esto implica la aparición de los primeros contrastes orográficos y también el afloramiento de la base del perfil de alteración (superficie grabada) que no es sino el primitivo estadio del nivel general de la topografía actual. Se ha definido un paisaje apalachiano y al mismo tiempo unas directrices orográficas que van a ser funcionales durante el resto del Cenozoico. El modelado de la superficie grabada exhumada que se establece a partir de ese momento es complejo y sujeto a múltiples fluctuaciones condicionadas por: los movimientos diferenciales del zócalo, una cubeta endorreica con nivel de base variable y las interacciones de un clima cambiante. El final de este modelado es simultáneo al último relleno sedimentario con que concluye también la construcción de los piedemontes más recientes y su correlativo paisaje, un modelado actualmente bien conservado que se adentra en las montañas a través de los valles apalachianos. Este es en concreto, el final de la elaboración de la superficie fundamental de esa región.

La destrucción de ese elaborado y recurrente modelado, arranca en la Raña. A partir de ella se origina la incisión y jerarquización de la red fluvial motivada por la propagación de la erosión remontante de los ríos atlánticos que se ha canalizado a través del Duero. Esa captura progresiva afecta inicialmente a la región meridional mientras que simultáneamente, en la septentrional, aún se elabora el último episodio de la *penillanura fundamental de la Meseta*.

## Bibliografía

Cantano, M (1996). *Evolución morfodinámica del sector suroccidental de la Cuenca de Ciudad Rodrigo*. Tesis doctoral Universidad de Huelva, 277 pp. Huelva

Herail, G. (1984). *Geomorphologie et gîtologie de l'or detritique. Pietmonts et bassins intramontagneux du Nord-Ouest de l'Espagne*. These de Univ. de Toulouse, CNRS, 506 PP. Toulouse.

Martín-Serrano, A. (1988). *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico*. Instituto de estudios zamoranos Florián de Ocampo. Dip. De Zamora, 306 pp. Zamora

Martín-Serrano, A. (1994). Macizo Hespérico septentrional. En *Geomorfología de España ( cord. Gutiérrez Elorza)*. Editorial Rueda, 25-62. Madrid

## DOS ASPECTOS GERAIS A ALGUMAS PARTICULARIDADES DA GEOMORFOLOGIA DO NORDESTE TRANSMONTANO E DO ALTO DOURO

Diamantino Manuel Insua Pereira

Departamento de Ciências da Terra, Universidade do Minho  
Insuad@dct.uminho.pt

### 1. AS PRINCIPAIS ETAPAS DE EVOLUÇÃO MORFOLÓGICA DE TRÁS-OS-MONTES

Os traços gerais, morfológicos e sedimentares, da região de Trás-os-Montes (NE de Portugal) indicam que após a consolidação do Maciço Ibérico, esta foi uma área sujeita essencialmente a processos erosivos. É possível reconhecer que a evacuação dos sedimentos resultantes da erosão fez-se, em especial no Terciário, em grande parte para leste. Nas etapas finais do Terciário foram criadas condições para o preenchimento de depressões intramontanhas e dos vales fluviais incisos neste sector proximal. A actividade tectónica manifestou-se fundamentalmente no contexto de três acidentes principais. Os registos sedimentares correlativos de importantes fases de modelação da paisagem regional foram assim conservados em bacias de desligamento e em blocos abatidos no contexto dessas bacias. Por outro lado, a relativa estabilidade tectónica do sector do *Planalto Mirandês*, tem contribuído também para a preservação de um estreito, mas importante, registo sedimentar que preenche os paleovales fluviais terciários.

Durante um breve espaço temporal, que se deve situar próximo do limite Terciário-Quaternário, as condições climáticas e morfotectónicas deixaram de favorecer o estilo fluvial anterior. Originaram-se então corpos do tipo leque aluvial, dispostos quer a partir de relevos residuais quer no contexto das depressões tectónicas.

Admite-se que, com os primeiros episódios de arrefecimento (o primeiro com relevância global está registado a 2.5 Ma), se terá observado uma intensa erosão remontante, a partir de uma drenagem mais limitada à franja atlântica. Com a sucessão de crises climáticas, em particular aquela que marca o início formal do Quaternário há 1.81 Ma., ter-se-á chegado à captura progressiva, pelo Douro, dos sectores mais interiores do norte de Portugal e posteriormente do sector correspondente à Bacia Terciária do Douro, no interior da Península. Apesar de, em Portugal, o registo sedimentar quaternário ser limitado e de nenhuma prova objectiva poder ser invocada, a morfologia do vale do Douro e a cronologia relativa dos depósitos da região do Porto, de Trás-os-Montes e da Bacia Terciária do Douro (Espanha) apontam neste sentido.

O acentuado poder erosivo do Douro e dos seus afluentes em combinação com a características geológicas e tectónicas, gerou uma paisagem com valor patrimonial reconhecida, mas também de difícil transposição. Nesta paisagem destacam-se as vertentes íngremes de alguns troços fluviais - *as Arribas do Douro*, talhadas em rochas graníticas. O vale torna-se mais aberto durante o percurso ao longo do *Grupo do Douro*, unidade geológica constituída essencialmente por xistos e metagrauvaques. A irregularidade do perfil longitudinal e a existência de zonas de rápidos, característicos antes da regularização imposta pelas barragens, deve-se às sucessivas variações litológicas no leito do rio. O caso mais conhecido é o do *Cachão da Valeira*, um estrangulamento numa breve transposição da bordadura de um maciço granítico. A necessidade de navegar o Douro implicou, nos fins do século XVIII, a abertura de caminho através do *Cachão da Valeira*, uma queda de água com cerca de 10 metros de altura. Após a realização de trabalhos durante 12 anos e da importante acção da dinamite, fez-se a abertura à navegação. Contudo, o *Cachão* não ficou totalmente amansado e a zona de rápidos foi impondo perdas humanas e materiais, essencialmente ligadas ao transporte do vinho do Porto. O Barão de Forrester, após importante ligação a esta região, com destaque para a actividade relacionada com o vinho do Porto e para os trabalhos de cartografia do vale do Douro, foi a mais conhecida vítima de entre os que se aventuraram na passagem deste obstáculo.

### 2. AS PRINCIPAIS UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS RESULTANTES DA EVOLUÇÃO REGIONAL

Os traços mais evidentes da morfologia de Trás-os-Montes podem ser diferenciados à escala das fotografias de satélite. A essa escala distinguem-se os *Maciços de Bragança e Morais*, os acidentes

tectónicos de *Bragança-Vilariça-Manteigas* e de *Verin-Penacova*, os volumes montanhosos, as superfícies aplanadas das quais se destacam os volumes montanhosos e os vales fluvial. À escala de observação da paisagem, os traços que se salientam no terreno podem diferenciar-se e expressar-se a partir da escala 1/200000 e até à 1/25000. A essa escala, e na ausência de evidências geológicas, os maciços de Morais e Bragança perdem uma parte significativa da sua expressão morfológica. As restantes unidades evidenciam, numa análise dentro das escalas indicadas, diferenças que se associam à sua origem.

#### - OS GRANDES VOLUMES MONTANHOSOS

Os grandes volumes montanhosos como a *Serra de Montesinho* a leste e as *Serra do Gerês* e do *Marão* mais a ocidente, tem os seus cumes a altitudes superiores a 1400 metros. Estes relevos são, em geral, referidos como relevos antigos, na medida em que a sua constituição geológica e os traços da tectónica pré-alpina favoreceram a sua saliência. Contudo, a Serra de Montesinho pode ser observada no prolongamento da *Serra da Sanábria*, e em relação com uma cadeia cujo levantamento está relacionado com episódios mesocenozóicos.

#### - OS RELEVOS TECTÓNICOS DO TIPO *POP-UP*

As *Serras da Nogueira e de Bornes* com altitudes máximas de 1320 e 1200 metros, constituem relevos tectónicos do tipo *pop-up*. O seu levantamento tem sido associado à actividade ao longo do acidente tectónico *Bragança-Vilariça-Manteigas*, em relação ao qual têm uma orientação subparalela.

#### - OS RELEVOS RESIDUAIS

Os relevos residuais com topos correspondentes à designada *Superfície Inicial*, têm altitudes, em geral, entre 900 e 1000 metros. Esta superfície é de mais fácil interpretação quando corresponde aos topos das cristas quartzíticas emergentes da Superfície Fundamental. Contudo, admite-se que outras superfícies um pouco mais elevadas, nomeadamente no sector da Serra da Coroa, possam também ser incluída nesta unidade morfológica.

#### - A SUPERFÍCIE FUNDAMENTAL

A *Superfície Fundamental* de aplanamento, situa-se, em geral, entre os 600 e os 800 metros de altitude. Tem maior expressão no *Planalto Mirandês*, com continuidade para sul do Douro. Os depósitos sedimentares associados à evolução desta unidade têm sido referidos com idades desde o Eocénico até ao Pliocénico e indicam a existência de níveis diferenciados.

#### - AS DEPRESSÕES TECTÓNICAS

As depressões tectónicas, com orientação N-S a NNE-SSW, correspondem quer a blocos abatidos, estreitos e de fundo aplanado, quer a depressões de desligamento de expressão morfológica mais reduzida. Referem-se, como exemplos de bacias com enchimento sedimentar significativo, a *bacia de Chaves*, no contexto do acidente *Verin-Penacova*, a *bacia de Mirandela*, associada ao acidente de *Mirandela* e o o *graben de Baçal*, no contexto do acidente tectónico *Bragança-Vilariça-Manteigas*. Nestas depressões tectónicas registam-se quatro gerações de depósitos terciários, ou *sequências limitadas por descontinuidades (SLD)*, correspondentes a diferentes etapas tectono-sedimentares.

#### - OS VALES FLUVIAIS

Os vales fluviais do nordeste transmontano estão actualmente associados a uma drenagem atlântica. A beleza dos vales fluviais encaixados constitui um dos elementos paisagísticos mais marcados da região. Para além do rio Douro, afluentes maiores como o rio Sabor, ou menores como a Ribeira do Mosteiro (Freixo de Espada à Cinta), contribuem também com aspectos de grande beleza e diversidade de formas em função do controlo litológico e tectónico. No Alto Douro é escasso o registo sedimentar quaternário. Na forma de terraços plistocénicos, destacam-se as acumulações do Pocinho e da Barca d'Alva, associadas a apertadas curvaturas do rio. No Pocinho, esta curvatura deve-se ao controlo exercido pelo acidente *Bragança-Vilariça-Manteigas*. Os registos sedimentares mais recentes observados nas

margens correspondem a depósitos aluvionares de inundação e têm maior expressão no Pocinho e em Peso da Régua, onde estudos recentes permitiram efectuar a cronologia dos depósitos e estimar as taxas médias de acumulação.

Este trabalho desenvolve-se no âmbito dos projectos PNAT/1999/CTE/15008, financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT) e pelo Instituto da Conservação da Natureza (ICN) e POCTI/CTA/38659/2001 financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT). Foi realizado no Centro de Ciências do Ambiente/Ciências da Terra da Universidade do Minho (Unidade de Investigação inserida no Programa de Financiamento Plurianual da FCT, inscrito no programa Operacional Ciência, Tecnologia e Inovação do Quadro Comunitário de Apoio III).

## **A SEDIMENTAÇÃO FLUVIAL CENOZÓICA NA REGIÃO DO MINHO (PORTUGAL)**

M. Isabel Caetano Alves

Departamento de Ciências da Terra, Universidade do Minho, 4710-057 Braga, Portugal.

E-mail: [icaetano@det.uminho.pt](mailto:icaetano@det.uminho.pt)

A região do Minho, no NW de Portugal, faz parte da Zona Centro Ibérica do Maciço Hespérico e é predominantemente constituída por granitóides hercínicos intruídos em metassedimentos paleozóicos. Sobre estas litologias assentam, na área emersa, as formações cenozóicas continentais, geradas na dependência de sistemas fluviais exorreicos, e as formações cenozóicas de ambientes litorais, estas representadas por depósitos de terraços marinhos e depósitos eólicos. No modelado minhoto destaca-se: o relevo, que se acentua em altitude para as montanhas interiores (serras de Peneda, Amarela, Gerês e Cabreira); as superfícies de aplanamento, poligénicas (terciárias?); os vales, largos e evoluídos, dos três rios principais (Minho, Lima e Cávado), orientados ENE - WSW, intersectando a estrutura geológica regional de orientação varisca (NW - SE a NNW - SSE).

No Minho a sedimentação cenozóica fossiliza paleovales, escavados irregularmente no substrato granítico e metassedimentar. Estes paleovales representam redes de drenagem já organizadas, precursoras das actuais. São testemunhos principais desta evolução: os depósitos sedimentares existentes nas bacias dos rios Minho, Lima e Cávado, e os depósitos de Alvarães, situados entre o rio Lima e o rio Neiva.

O enchimento cenozóico mais antigo é constituído por materiais depositados em ambientes fluviais a flúvio-lacustres, provenientes do desmantelamento de rochas sujeitas a intensa meteorização química. O cortejo mineralógico destes sedimentos é muito simplificado, com predomínio de clastos siliciosos e minerais resistentes à meteorização química, associados à caulinite, presente como mineral de argila dominante na matriz. Com base na composição sedimentar, conteúdo paleontológico e posição geomorfológica, esta etapa é atribuível a episódios deposicionais situados entre o Placenciano e o Plistocénico inferior. O alargamento dos vales fluviais e respectivo aluvionamento, que decorreu neste intervalo de tempo, correlaciona-se com os terraços marinhos existentes na foz dos rios minhotos, tendo ocorrido, portanto, em ligação com um alto nível marinho.

No conjunto das bacias minhotas reconheceram-se quatro ciclos quaternários de gliptogénese/sedimentogénese. A distinção entre a colmatação mais antiga e o primeiro embutimento/aluvionamento quaternário, não é fácil, devido à semelhança entre os sedimentos destas duas etapas. Tendo como base as informações paleontológicas e geomorfológicas relativas à bacia do rio Minho, o primeiro episódio de gliptogénese quaternária reflecte o efeito erosivo provocado pelo arrefecimento climático que se encontra registado na Europa, seguramente antes do Plistocénico médio. Até à actualidade, sucederam-se mais três ciclos principais de gliptogénese/sedimentogénese, cada um deles correspondendo a um novo talvegue traçado no soco e respectivo aluvionamento. O encaixe dos vales minhotos no último ciclo de gliptogénese/sedimentogénese foi provocado pelo arrefecimento climático que levou às glaciações nas serras da Peneda e Gerês. A composição aluvionar dos vales indica condições climáticas menos propícias à meteorização química. Destaca-se a grande quantidade de clastos de rochas e minerais quimicamente menos resistentes, assim como maior teor em ilite e em interestratificados em detrimento da caulinite.

Questiona-se frequentemente o papel da tectónica sobre a evolução fluvial cenozóica e conservação dos sedimentos eventualmente em bacias tectónicas, à semelhança do que se observa em regiões adjacentes. Regista-se no vale do rio Minho, em Valença, a única situação clara de falha, inversa, entre o soco e o depósito de terraço fluvial. Embora o traçado dos rios Lima e Cávado possa sugerir uma adaptação a fracturas, não se observam evidências destas. Reconhece-se, contudo, que o actual padrão da drenagem minhota é muito regular e nitidamente influenciado pela fracturação (ENE – WSW; NNW – SSE a N – S; NE – SW a NNE – SSW; NW – SE), mas trata-se maioritariamente de uma adaptação a fracturas pré-existentes. O substrato alterado, em condições climáticas anteriormente mais favoráveis, foi sendo esvaziado durante o Quaternário, pelo encaixe sucessivo dos vales. Esta erosão diferencial conduziu ao acomodamento dos cursos de água ao traçado das fracturas do soco. Os dados disponíveis sugerem que na região Minho a sedimentação ficou preservada nas áreas mais depressionárias dos paleovales e não em depressões tectónicas. A proximidade do Atlântico teve um papel importante na evolução fini-cenozóica desta região, pelo controlo eustático, de natureza climática e tectónica, este último devido principalmente aos deslocamentos epirogénicos de sentido e amplitude variados sofridos desde o Miocénico.

Tecnologia e Inovação do Quadro Comunitário de Apoio III) e no âmbito do projecto POCTI/CTA/38659/2001 "O Terciário de Portugal centro-norte: análise de bacias, estratigrafia e recursos", aprovado pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia (FCT) e pelo POCTI, participado pelo fundo comunitário europeu FEDER.

## "O final do Cenozóico na plataforma litoral da região do Porto"

M. Assunção Araújo<sup>1</sup>

GEDES, Departamento de Geografia da Faculdade de Letras da UP, Via Panorâmica, s/n, 4150-564 Porto, Portugal; tel./fax. (351) 22 6077194; e-mail: ass.geo.porto@mail.telepac.pt

**Palavras chave:** Plataforma litoral, Relevo Marginal, leques aluviais, depósitos marinhos, Quaternário, neotectónica.

### 1 - INTRODUÇÃO

O nosso objectivo é, sobretudo, caracterizar os depósitos e discutir as fases de evolução do relevo que nos parece terem existido nesta área, para que os colegas que estudam outras áreas do contexto peninsular possam compará-los com as suas áreas de trabalho, de molde a caminharmos no sentido de correlações cada vez menos hipotéticas.

Um dos traços comuns a quase todo o litoral português é a existência de uma faixa aplanada, designada como “plataforma litoral”, situada a altitudes variadas e limitada, para o interior, por um rebordo rigidamente alinhado e contrastante com a referida área aplanada. A plataforma litoral suporta, frequentemente, numerosos afloramentos de depósitos genericamente classificados como plio-pleistocénicos.

Os depósitos genericamente considerados “plio-pleistocénicos” ocupam a área aplanada situada a oeste do relevo marginal. Embora o grande número de afloramentos cartografados nas cartas geológicas possa levar-nos a pensar que se trata de uma área onde os depósitos estão bem conservados, o registo sedimentar na plataforma litoral da região do Porto é geralmente pouco espesso e descontínuo. Uma das conclusões mais interessantes que pudemos extrair das análises sedimentológicas realizadas nas amostras de depósitos da plataforma litoral foi de que muitos destes depósitos são de origem continental e não de origem marinha (=praias levantadas) como era geralmente aceite nos primeiros trabalhos publicados sobre o assunto (Ribeiro *et al.*, 1943, Teixeira & Zbyszewski, 1952, Teixeira, 1979).

Assim, e numa primeira abordagem, os depósitos da área em apreço podem organizar-se em dois grandes conjuntos:

- A - Depósitos de fácies continental, que ocorrem acima dos 50m;
- B - Depósitos marinhos, que se encontram abaixo dos 40m.

No mapa da figura 1 é possível apreciar o desenvolvimento topográfico da faixa litoral situada nas proximidades da cidade do Porto. Os tons de cinza foram escolhidos de molde a representar 3 grandes conjuntos:

- 1 - Área acima dos 130m (relevo marginal);
- 2 - Área situada entre 130 e 50m (onde ocorrem os depósitos de fácies fluvial);
- 3 - Área situada abaixo de 50m (onde ocorrem os depósitos de fácies marinho).

---

<sup>1</sup> Trabalho no âmbito do projecto POCTI/CTA/38659/2001 "O Terciário de Portugal centro-norte: análise de bacias, estratigrafia e recursos", aprovado pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia e pelo POCTI, participado pelo fundo comunitário europeu FEDER.

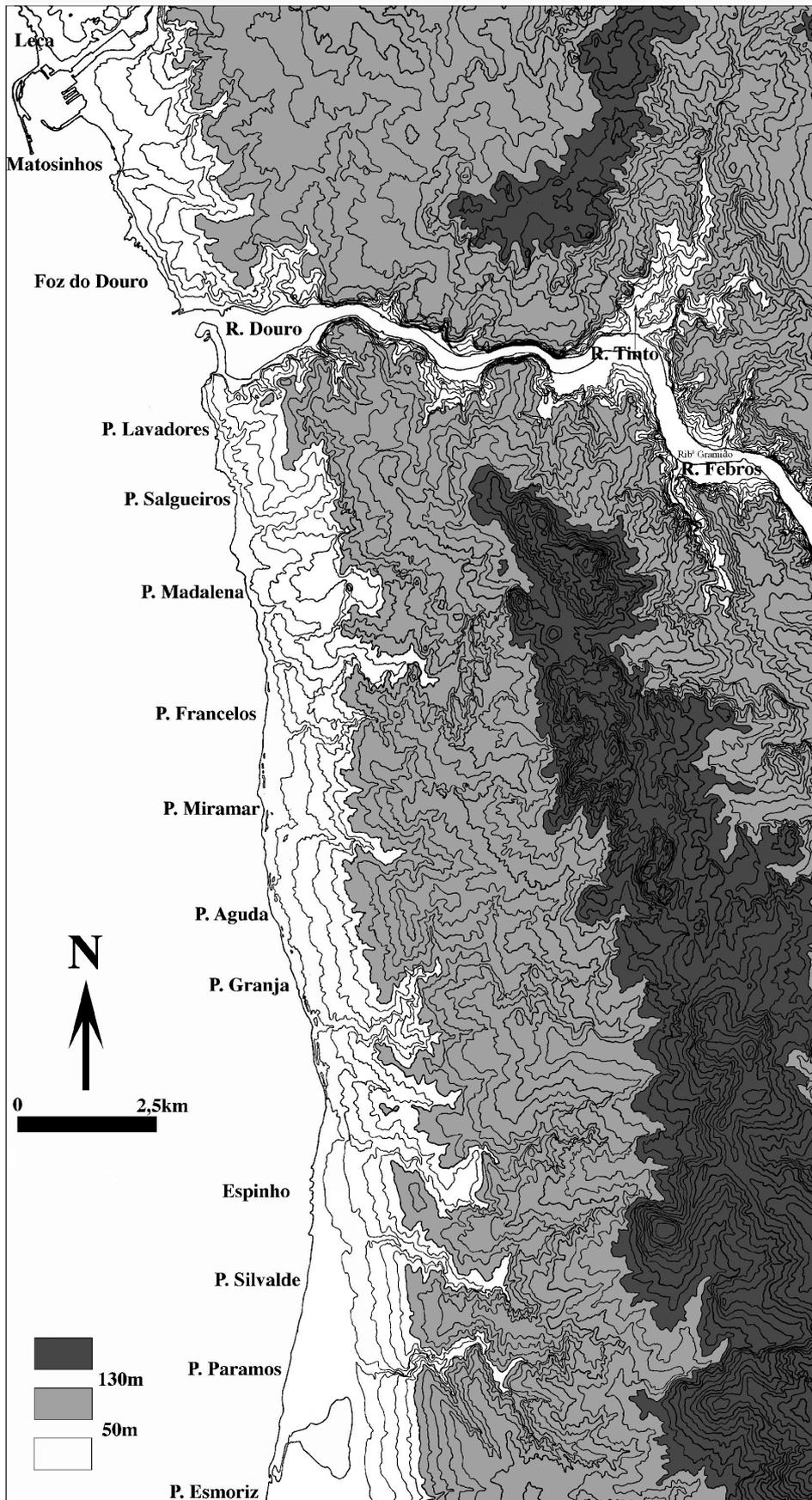


Fig. 1 - Mapa hipsométrico da área estudada (entre a foz do Rio Leça e a lagoa de Esmoriz). Com base nas curvas de nível da carta 1:25000 (folhas 122, 133 e 144). Equidistância=10m

A comparação das características essenciais dos vários afloramentos (altitude e posição relativamente ao relevo marginal, calibragem, cor, alteração do substrato rochoso, existência e importância das couraças ferruginosas) permitiu-nos separar os depósitos de carácter continental em 2 grupos:

- 1 - As analogias existentes entre os depósitos mais altos da plataforma, que se situam na imediata proximidade do relevo marginal, fizeram-nos admitir que eles pertenciam a um conjunto formado numa primeira fase de evolução do relevo (Fase I). Nessa fase, a deposição ocorreu num contexto de planície litoral e ter-se-ia processado através de cursos de água de baixa energia (dado o carácter fino ou até micáceo que se encontra em alguns dos cortes de depósitos desta fase, nomeadamente no desaparecido corte da Rasa). De um modo geral, dentro dos depósitos da fase I, foi possível identificar diversas unidades que aparecem associadas na maioria dos afloramentos. Porém, nem todos os afloramentos apresentam a sequência completa, o que poderá significar que nem todas as unidades se depositaram em todos os locais ou que algumas dessas unidades foram destruídas pela erosão.
- 2 - A essa fase ter-se-iam seguido condições geomorfológicas muito contrastantes com as anteriores, já que os depósitos denotam um carácter claramente torrencial (Fase II). A prova de que se trata de episódios diferentes, possivelmente separados por uma crise tectónica e climática está no facto de que os depósitos da fase II contêm, em vários locais, blocos de arenito de cores claras atribuíveis à Fase I (corte do Centro Comercial Arrábida Shopping).

A fig. 2 representa todas as manchas identificadas nas cartas geológicas (9-C, 13-A e 13-B) de escala 1:50.000. Embora a cartografia em questão seja discutível, sobretudo no que diz respeito à atribuição “cronostratigráfica” dos depósitos, esta representação cartográfica foi utilizada devido ao facto de ser a única que cobre, a uma escala razoável, toda a área em apreço. A referida atribuição cronostratigráfica foi revista e fortemente simplificada, de molde a que os diferentes depósitos fossem classificados segundo os 3 grandes conjuntos que definimos na nossa tese (isto é: depósitos fluviais da fase I e da fase II e depósitos quaternários, essencialmente marinhos; Araújo, 1991).

## **2 - OS DEPÓSITOS DA FASE I**

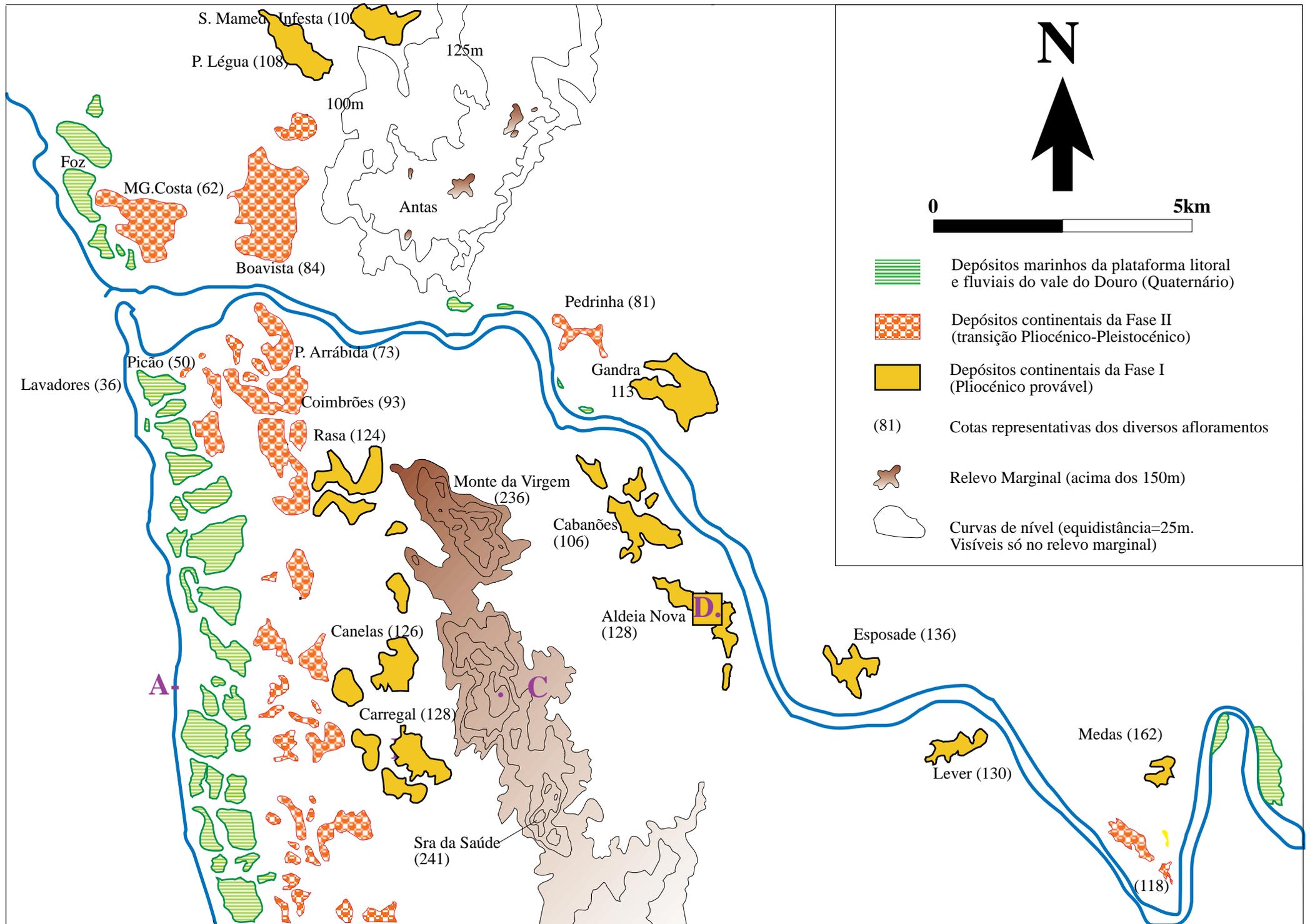
Na área estudada (Araújo, 1991) os depósitos mais altos aparecem genericamente acima dos 100 metros de altitude, podendo atingir cerca de 130m. Estes depósitos foram geralmente considerados Pliocénicos e identificados nas cartas geológicas como P' e P''.

O melhor local para observar a sequência das unidades da fase I era a Rasa de Baixo (também designada como Telheira), uma antiga exploração de caulino, situada na base do Relevo Marginal. Actualmente a exploração está desactivada e, devido à utilização da imensa cratera resultante da exploração do caulino como vazadouro de entulhos vários, o corte deixou de ser observável.

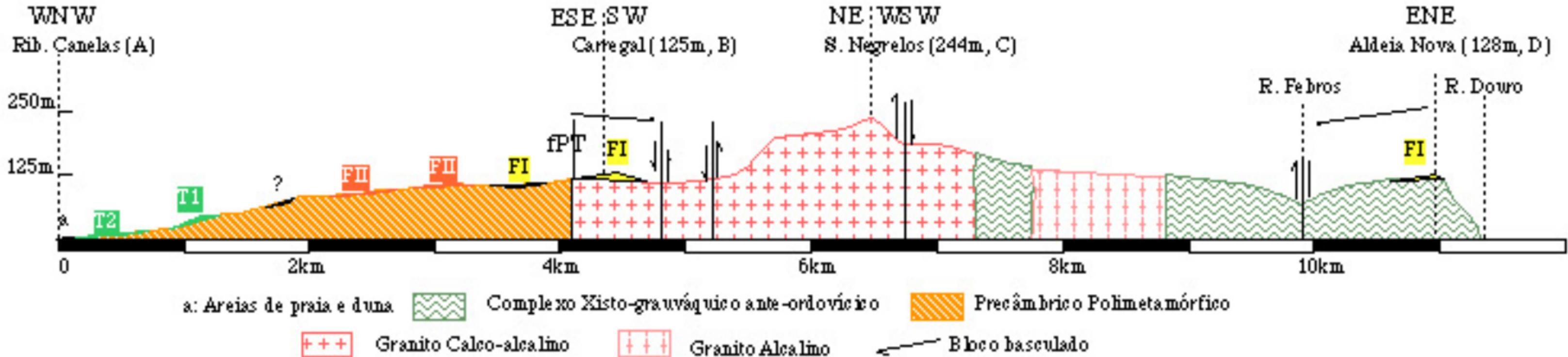
Os cortes de Canelas e do Carregal foram também parcialmente destruídos, ficando como melhor representante deste tipo de depósitos, na área compreendida entre o rio Douro e a latitude de Espinho, o corte de Aldeia Nova, a leste do Relevo Marginal.

A sequência para os depósitos da fase I, definida no corte da Rasa de Baixo, apresentava, de baixo para cima:

1 - Base com blocos que por vezes atingiam cerca de 1m de diâmetro (I-A); estes blocos podem ser de granito completamente apodrecido (Rasa de Cima) ou de quartzo filoniano (Aldeia Nova de Avintes);



**Figura 2: Localização das principais manchas de depósitos ante würmianos e respectivo enquadramento geomorfológico (segundo as cartas geológicas 9-C, 13-A e 13-B, de escala 1: 50000). A-B-C-D: pontos da linha de corte correspondente ao perfil da fig. 3**



**Figura 3: Corte geológico realizado entre a foz da Ribeira de Canelas e a margem esquerda do Douro. Para a localização, ver mapa da fig. 2. Para a caracterização dos depósitos (FI, FII, T1, T2 e T3) ver texto. As falhas propostas, com exceção daquela que separa o Precâmbrico Polimetamórfico do granito de Lavadores (fPT) foram marcadas a partir de critérios geomorfológicos.**

2 - Camada rica em elementos micáceos, de cor cinza-esverdeada, aparentemente resultante de uma situação de baixa energia (I-B);

3 - Unidade superior, um pouco mais grosseira (areão e calhaus pequenos) com estratificação entrecruzada (I-C).

As áreas de topo do depósito apresentam, com alguma frequência, um forte encouraçamento. Nos casos em que o depósito é pouco espesso, esse encouraçamento pode atingir a respectiva base.

Parece-nos evidente que o processo de encouraçamento ocorreu depois da formação das unidades inferiores do depósito, que apresentam uma cor branca característica, contrastando com a cor avermelhada/acastanhada do topo.

Também na margem esquerda do Douro, agora a montante do Relevo Marginal, na área de Aldeia Nova de Avintes, existe um depósito que se desenvolve numa faixa paralela ao Douro.

Esta faixa, com cerca de 4km de comprimento, embora com algumas interrupções, estende-se desde Cabanões, em Avintes (106m), até Arnelas (134m) e reaparece em Lever, ainda na margem esquerda do Douro.

Os novos cortes entretanto abertos na área de Aldeia Nova confirmam a existência de bastantes semelhanças relativamente aos depósitos da plataforma litoral, nomeadamente a ocorrência de níveis micáceos esverdeados.

As principais diferenças dos depósitos de Aldeia Nova de Avintes relativamente aos da plataforma litoral (Rasa e Carregal) prendem-se com um maior calibre dos blocos da base, uma composição petrográfica diferente (quartzo e quartzitos *versus* granitos no depósito da Rasa), um encouraçamento mais intenso e a existência de níveis finos cinza-esverdeados menos espessos. Estas diferenças podem explicar-se por um carácter mais proximal do depósito de Aldeia Nova e pelo carácter xistento do respectivo *bed-rock*. Com efeito, o maior conteúdo em ferro dos xistos do complexo xisto-grauváquico, relativamente aos granitos alcalinos, bem como o carácter menos permeável dos alteritos, podem ter contribuído para uma maior intensidade da acumulação de ferro e para uma mais intensa formação de couraças.

Na margem direita do Douro encontra-se uma outra mancha, atribuível ao mesmo momento, em Gandra (Gondomar). Este depósito apresenta, além de elementos muito grosseiros, fenómenos de intenso encouraçamento, responsáveis pela existência de arenitos e conglomerados ferruginosos, muito resistentes, que atingem uma espessura superior a 1,5m.

A montante, na região de Medas, observam-se dois depósitos escalonados. O mais alto (culmina a 162m) podia observar-se nas barreiras do campo de futebol de Medas. Hoje, infelizmente, a primitiva barreira está praticamente destruída.

F. Rebelo (1975) estabelece uma correlação entre o depósito do campo de futebol de Medas e o depósito de Aldeia Nova de Avintes. Essa opção justifica-se porque, apesar do carácter proximal dos depósitos de Medas relativamente aos de Aldeia Nova ou da Rasa, existem algumas semelhanças, nomeadamente no que respeita ao predomínio de cores claras. Além disso, em ambos os casos, trata-se dos afloramentos situados a maior altitude em cada um dos locais em questão. Ora, numa área que está a sofrer um processo de soerguimento mais ou menos contínuo, como é o caso desta região (Rebelo, 1975, Cabral, 1995), os depósitos mais altos deverão ser, em princípio, aqueles que estão a sofrer movimentação há mais tempo, isto é, os mais antigos. Naturalmente isso só se verifica dentro de áreas próximas que pertençam ao mesmo “bloco” e que, por isso, tenham sofrido uma taxa de movimentação idêntica. É evidente que a hipótese torna-se tanto mais plausível quando existem semelhanças de fácies que corroboram as indicações fornecidas pela posição relativa dos depósitos. É o caso dos depósitos de

Aldeia Nova e da Rasa, que, sendo os depósitos culminantes nas respectivas áreas, apresentam semelhanças que sugerem que poderiam ter-se formado numa mesma fase de sedimentação.

A base do depósito da Rasa, como já tinha sido notado por O. Ribeiro *et al.* (1943), inclina nitidamente para leste. O basculamento da base deste depósito para leste, em direcção ao Relevo Marginal, só pode explicar-se com recurso a uma movimentação tectónica pós-deposicional.

Por sua vez, o depósito de Aldeia Nova apresenta níveis micáceos inclinando claramente para oeste com pendores relativamente elevados que também sugerem uma movimentação pós-deposicional. Para explicar o basculamento dos depósitos da fase I de um lado e de outro do relevo marginal teremos que admitir a existência de falhas, situadas na sua base, o que acaba por nos levar a interpretar o relevo marginal como um horst, com uma orientação geral NNW-SSE, cuja surreição será posterior aos depósitos da fase I.

A riqueza em caulinite (mais de 90%!) dos depósitos desta fase e a elevada cristalinidade deste mineral, sugerem uma formação num clima quente e húmido. A existência de uma unidade mais grosseira no topo da formação indicaria uma certa degradação climática no sentido de condições mais resistáticas (Erhart, 1956).

O encouraçamento poderia relacionar-se com um processo de acumulação lateral de ferro em áreas pantanosas na proximidade dos cursos de água (Thomas, 1994). Um descida da toalha freática permitiria a precipitação do ferro e converteria o antigo leito fluvial na couraça conglomerática, como a que se podia observar num local significativamente designado de "Pedras Negras" (Sto. Ovídio, Vila Nova de Gaia).

### **3 – OS DEPÓSITOS DA FASE II**

Os depósitos da Fase II são muito mal calibrados e apresentam blocos muito grosseiros na base (Pedrinha, Valbom). Podem ocorrer finas crostas ferruginosas com espessuras que não ultrapassam um centímetro. Porém, nunca encontramos verdadeiras couraças, como as que existem nos depósitos da fase anterior.

Estes depósitos aparecem em 2 tipos de situações:

- a - Na imediata proximidade do vale do Douro (Pedrinha, Valbom, Coimbrões), o que faz supor que nesse momento talvez o Rio Douro já estivesse canalizado, mas teria um comportamento muito torrencial;
- b - Ao longo de uma faixa paralela ao Relevo Marginal e situada a oeste dele.

Não encontramos nenhum caso em que os depósitos da Fase II se sobrepusessem aos da Fase I. Situam-se, geralmente, um pouco mais para oeste, a altitudes mais baixas, compreendidas entre 100 e 50m.

Em diversos locais (nomeadamente na barreira situada próximo do Centro Comercial Arrábida Shopping) observámos casos em que blocos de arenito esbranquiçado, típicos da Fase I, se achavam englobados nos depósitos da Fase II, junto à respectiva base, o que prova a anterioridade daqueles depósitos e o facto de se encontrarem a constituir relevo no momento em que os depósitos da Fase II estariam a formar-se.

Porém, se há depósitos da Fase II que poderão corresponder a um período muito torrencial do curso do Douro, até porque aparecem conservados na proximidade do seu vale (caso descrito em a), a organização espacial dos restantes depósitos da "fase II" (caso b) mostra claramente que os seus afloramentos se distribuem paralelamente ao relevo marginal e não parece aceitável relacioná-los com o traçado do Douro. Trata-se, como já vimos, de depósitos com um carácter torrencial, apresentando, em corte, canais com elementos mais grosseiros na base e sectores mais finos e compactos para o topo.

Estes aspectos sugerem que se trata de leques aluviais formados à saída de um relevo em surreição. Nestas circunstâncias parece-nos plausível a hipótese de que teria sido o "Relevo Marginal" a área de origem dos depósitos da Fase II. Assim sendo, a respectiva movimentação poderá ter desencadeado a formação dos depósitos da fase II, criando o relevo do qual teriam partido os referidos leques aluviais.

Além duma certa movimentação tectónica é de supor a existência de uma situação de crise climática, que originou a torrencialidade destes depósitos e possibilitou o transporte de elementos de grande calibre (na Pedrinha é possível observar blocos de cerca de 0,5m de diâmetro).

Estes teriam um carácter mais grosseiro na proximidade das cristas quartzíticas (a Pedrinha fica a 6 km dos primeiros afloramentos quartzíticos da serra de Valongo), e menos grosseiro nas áreas distais (Coimbrões situa-se a 11 km dos referidos afloramentos).

A esta crise climática parecem seguir-se condições climáticas mais regulares, responsáveis por um regime hidrológico menos contrastante. Com efeito, em alguns locais (Av. Marechal Gomes da Costa, no Porto), no topo de formações de tipo *debris-flow*, verifica-se a deposição de materiais mais calibrados e compatíveis com uma drenagem organizada (Fase II-B). Estes depósitos encontram-se apenas na proximidade do vale do Douro e poderão corresponder a um momento em que este perdeu o carácter fortemente torrencial que tinha no início da fase II.

Alguns destes depósitos estão claramente afectados pela tectónica. Esta manifesta-se, por vezes, através de movimentos compressivos, traduzidos na existência de falhas inversas, como no caso do Juncal e dos Pinhais da Foz (Araújo, 1995 e 1997). Curiosamente, em ambos os casos referidos, as falhas identificadas situam-se muito perto do limite entre os depósitos fluviais e os depósitos marinhos que se encontram, na plataforma litoral da região do Porto, a cotas sempre inferiores a 40m.

#### **4 – TENTATIVAS DE CORRELAÇÃO E ENQUADRAMENTO ESTRATIGRÁFICO**

O enquadramento estratigráfico destes depósitos é uma das tarefas mais difíceis com que nos deparámos. Com efeito, nenhum dos depósitos estudados apresenta fósseis. Por isso, as correlações têm que ser feitas através de semelhanças de fácies. Porém, “os afloramentos cenozóicos apresentam uma grande variabilidade de espessura, de fácies, de ordenação sequencial e de composição petrológica e mineralógica que resulta incompatível com um único e simultâneo contexto paleogeográfico e paleoclimático” (Martín-Serrano, 2000). Por isso, quando apesar da variabilidade acima referida se admite que essas correlações são pertinentes, existem, geralmente, variações significativas nas idades atribuídas por diferentes investigadores (Pereira, 1997), o que coloca, à partida, algumas dúvidas relativamente à validade e utilidade desse processo.

Conscientes do problema, temos tentado adquirir experiência de campo das diversas formações de idade terciária existentes em diferentes contextos dentro do País, de molde a adquirir um conhecimento o mais global possível da respectiva tipologia e da sua variação temporal. Trata-se, naturalmente, de um trabalho em revisão permanente, mas do qual nos parece importante dar notícia para que os leitores possam conhecer as ideias subjacentes ao nosso discurso e colocar algumas peças no puzzle, ainda que de forma provisória.

Desde os anos cinquenta que os depósitos da plataforma litoral da região do Porto têm sido considerados “plio-pleistocénicos”. A utilização das siglas P’, P” e Q sugere, justamente, uma oposição entre os depósitos mais antigos, tidos como pliocénicos e os

restantes, atribuídos a diversas fases dentro do Quaternário. Isto significa que sempre se admitiu que os episódios cenozóicos mais antigos (paleogénicos e miocénicos) referidos em diversos locais do País (nomeadamente Trás-os-Montes) não se encontram nesta área. Efectivamente, as formações paleogénicas e miocénicas conhecidas de Trás-os-Montes (Pereira, 1997) não se assemelham aos depósitos da plataforma litoral da região estudada.

Admitindo como boa a exclusão de depósitos paleogénicos e miocénicos, resta-nos a hipótese de que os depósitos da Fase I se situem no Pliocénico.

Com efeito, parece-nos que, a acreditar nas grandes fases de sedimentação cenozóica estabelecidas por Martín-Serrano (2000), os depósitos da Fase I podem ser correlativos das “fases ocres” referidas na interior da Península, correspondentes ao topo do enchimento terciário e atribuídas ao Pliocénico.

Se atentarmos na descrição da “Formação de Mirandela” (Pereira, 1997) segundo a qual “os depósitos que constituem esta unidade caracterizam-se especialmente pela cor esbranquiçada ou amarelada, pelo carácter conglomerático, com clastos quartzosos e quartzíticos numa matriz arenosa quartzo feldspática e com caulinite largamente dominante na fracção argilosa”, apercebemo-nos facilmente das semelhanças que existem entre os depósitos da Fase I e a referida “Formação de Mirandela”, o que poderia situá-los no Pliocénico (Placenciano?). Do mesmo modo, os depósitos de Prado (Rio Cávado) e Alvarães (a sul do Rio Lima) podem ligar-se a este mesmo episódio (Pereira *et al.*, 2000).

Os depósitos da Fase II apresentam, pelo contrário, características que fazem supor um clima bastante diferente. Com efeito, a má calibragem e os grandes calibres de alguns dos elementos existentes no depósito da Pedrinha sugerem um clima com uma certa tendência para a aridez.

Além disso, os depósitos da Fase II aparecem embutidos nas superfícies culminantes da plataforma litoral, superfícies essas onde ocorrem os depósitos da Fase I. O jogo da tectónica, com uma tendência persistente para o levantamento, bem como a proximidade do nível de base e a existência de uma possível regressão na transição Pliocénico-Quaternário, poderá explicar o embutimento das superfícies que suportam os depósitos da Fase II relativamente às superfícies culminantes. Essa ideia é congruente com o “modelo de rotura sedimentar” que Cabral (1995) retoma de Martín-Serrano e que aponta para a existência de uma fase de erosão “que retoca e rebaixa a superfície estrutural fini-neogénica (nível de colmatação) e desenvolve pedimentos no flanco de relevos”.

Embora existam diferenças importantes, dado que no Noroeste da Península o clima teria sido sempre mais húmido do que na região dos Montes de Toledo ou mesmo do que na região envolvente da Cordilheira Central, as características dos depósitos da fase II sugerem que eles poderiam ser equivalentes às *rañas*.

Também a sua posição estratigráfica, situados como estão entre os depósitos aparentemente pliocénicos da Fase I e os depósitos claramente quaternários, aponta para um certo paralelismo com as *rañas*, o que permitiria apontar para uma cronologia próxima da transição Pliocénico-Quaternário (Ferreira, 1993).

Segundo Pereira (1997), “os depósitos de leque aluvial da Formação de Aveleda constituíram um episódio independente (SLD14) relativamente ao episódio anterior (SLD13), com características fluviais; os dois episódios [...] para além de corresponderem a modelos de sedimentação distintos, evidenciam condições climáticas distintas; o mais antigo, relaciona-se com as condições relativamente quentes e húmidas já referidas para o Placenciano e que são consensuais; o segundo, sugere a mobilização dos sedimentos sob condições de *secura ambiental* indicadas para o fim do Pliocénico

(Pais, 1989).” Ora, esta descrição corresponde, muito de perto, às características dos depósitos da Fase II. Assim sendo, podemos propor um modelo segundo o qual teria havido, no final do Neogénico 2 fases de evolução do relevo na plataforma litoral da região do Porto (cf. Pereira *et al.*, 2000):

- Fase I (Placenciano?) - depósitos fluviais, num clima quente e húmido (correlativa das formações de Mirandela, Prado e Alvarães);
- Fase II (Final do Pliocénico-Gelasiano?) - Depósitos de leques aluviais, embutidos nas superfícies culminantes da Fase I e correlativos de uma deterioração climática e das movimentações tectónicas que geraram o relevo marginal (correlativa da Formação de Aveleda.

## **5 - A EVOLUÇÃO QUATERNÁRIA E O ESCALONAMENTO DOS DEPÓSITOS MARINHOS**

Desde o topo da plataforma litoral até altitudes de cerca de 50m todos os depósitos que encontramos apresentam fácies de tipo continental.

Os depósitos inequivocamente marinhos apresentam-se em manchas de dimensões geralmente inferiores às dos depósitos fluviais e a altitudes inferiores a 40m.

Uma análise comparativa veio confirmar a existência de três conjuntos de depósitos marinhos, que passamos a designar como níveis 1 (o mais antigo), 2 e 3. Infelizmente, é raro encontrar os locais onde todos estes níveis estejam expostos. O único local onde conseguimos definir os três níveis propostos foi a área de Lavadores, em que eles constituem uma escadaria. Por isso, as altitudes indicadas para cada “nível”, salvo informação em contrário, correspondem à altitude com que ele se apresenta na área de Lavadores.

Os depósitos que se apresentam em manchas mais extensas são, normalmente, aqueles que se situam na proximidade dos depósitos fluviais, a altitudes compreendidas entre 30 e 37m. Trata-se de depósitos geralmente espessos, que assentam sobre um substrato rubefacto, bastante alterado, e que designaremos como “nível 1”.

Os depósitos do “nível 2” apresentam uma certa ferruginização (cor acastanhada), assentam sobre um substrato cuja alteração, menos intensa que a do nível precedente, lhe confere uma cor esbranquiçada, e situam-se a altitudes de 18-15m.

Os depósitos do “nível 3” aparecem a cotas geralmente inferiores a 10m, e em certos locais chegam a atingir o nível actual das marés baixas (praias de Francelos, da Aguda e da Granja). Apresentam uma cor castanha, que corresponde a uma ferruginização bastante intensa, que os transforma, por vezes, em verdadeiros conglomerados. O seu *bed-rock* apresenta apenas uma alteração incipiente e uma *pátine* castanha ou alaranjada, obviamente relacionada com a migração de ferro que condicionou a cimentação do depósito suprajacente.

Os depósitos quaternários correspondem, efectivamente a um mundo diferente, estando, inclusivamente, separados dos depósitos de fácies fluvial por um “degrau” nítido (fig. 1). Trata-se de um alinhamento praticamente N/S entre as praias de Lavadores e de Miramar e que, a sul desta última, roda ligeiramente para NNW. O facto de este alinhamento coincidir com a separação entre depósitos marinhos e fluviais significa que, posteriormente à formação dos depósitos da fase II, terá havido um abatimento da fachada ocidental, que pôs esta faixa deprimida ao alcance do mar aquando dos períodos interglaciários. A clara separação entre os depósitos fluviais e marinhos teria, assim, uma razão de ordem tectónica e o degrau visível na fig. 1 corresponderia a uma escarpa de falha, transformada em arriba fóssil.

## 6 – ALGUMAS CONCLUSÕES: ORIGEM DO RELEVO MARGINAL. PROBLEMAS EM SUSPENSO

O mapa da figura 1 mostra bem em que medida o relevo marginal tem um desenvolvimento essencialmente rectilíneo, sofrendo apenas leves indentações provocadas pela incisão dos pequenos cursos de água que nascem na sua base e têm percursos da ordem de 5-6 km de comprimento, limitando-se a percorrer a plataforma litoral. Por outro lado, a velha ideia de que o relevo marginal poderia corresponder a uma "arriba fóssil" terá que ser abandonada, já que os depósitos situados no seu sopé têm origem fluvial.

O perfil da fig. 3 foi construído de modo a que, partindo da linha de costa, atravessasse o relevo marginal e passasse pelos depósitos fluviais existentes na margem esquerda do Douro, na área de Aldeia Nova de Avintes. A respectiva localização encontra-se no mapa da fig. 2 e corresponde à linha A-B-C-D.

Dado que a litologia do substrato raramente facilita a identificação de deslocações tectónicas, estas poderão ser inferidas essencialmente por critérios geomorfológicos. É esse o caso dos abruptos visíveis no corte que foram marcados como acidentes tectónicos verticais. Porém, é possível que algumas destas falhas sejam inversas. Uma certa tendência para movimentos de tipo compressivo estaria de acordo com observações de campo feitas em diversos locais (Gião, Pinhais da Foz, Juncal: Araújo, 1991, 1995, 1997) que mostram que, efectivamente, a maior parte dos acidentes tectónicos que afectam os depósitos cenozóicos da área em estudo são falhas inversas.

Aparentemente o relevo marginal corresponde a um *horst*. Tal como é sugerido em S. Daveau (1987, p. 264) relativamente ao litoral da Estremadura, os acidentes tectónicos que o limitam terão jogado posteriormente à formação dos depósitos mais antigos da plataforma litoral.

Curiosamente, a análise do mapa da fig. 2 mostra com alguma clareza que as cotas dos depósitos da fase I descem, de forma regular, desde os 162m de Medas, até Cabanões (106m). A passagem do relevo marginal parece traduzir-se numa clara subida (124 na Rasa, 128 no Carregal). Ora, essa circunstância só é compreensível se atendermos a uma tectónica pós-deposicional que tenha soerguido os depósitos da plataforma litoral em relação àqueles que se situam a leste do relevo marginal.

Quais as balizas cronológicas da evolução fini-terciária desta área?

Como acima dissemos, pensamos ser de propor um modelo segundo o qual teria havido, no final do Neogénico 2 fases contrastantes atribuíveis ao Placenciano e transição Plio-Quaternário (Gelasiano?), por analogia com o que se sabe da evolução em Trás-os-Montes oriental e no Minho (Pereira, 1997; Pereira *et al.* 2000).

Porém, para além de nos certificarmos da validade deste modelo de correlação, nomeadamente estendendo-o às bacias espanholas, será necessário compreender como se articulam, no espaço e no tempo, os eixos de drenagem responsáveis pelos depósitos existentes. Com efeito, estes depósitos encontram-se separados dos restantes afloramentos cenozóicos existentes no interior da Península por uma série de relevos que dificultam a sua correlação.

É necessário, também, aprofundar a investigação sobre o modelo de drenagem que produziu os depósitos da Fase I. Tanto quanto, neste momento, sabemos, o depósito conotado com a Fase I que se situa mais para o interior, é o depósito de Medas (fig. 2), situado a cerca de 19km, em linha recta, da linha de costa. Por isso, além de uma analogia de fácies entre os depósitos desta fase e os depósitos da bacia de Mirandela,

será preciso identificar testemunhos da paleodrenagem do Douro durante o Placenciano, que permitam confirmar a hipótese que é proposta em Pereira *et al.* (2000).

A existência de testemunhos numerosos e extensos de depósitos deste tipo ao longo da plataforma litoral para sul do Leça e até, pelo menos, à latitude de Espinho, também carece de um adequado enquadramento paleográfico. Tratando-se, como parece ser o caso, de uma ampla planície litoral onde o paleo-Douro vinha desaguar, qual a extensão dessa planície para sul? Que outros eixos de drenagem contribuam para ela?

Algumas investigações em curso (cf. A. Gomes e A. Barra, 2001), poderão, segundo esperamos, dar alguma resposta a estas questões.

## REFERÊNCIAS

- ALVES, M.I.S.R. C. (1995) – *Materiais Plio-Quaternários do Alto Minho. Produtos de meteorização e depósitos fluviais na bacia do rio Lima e região de Alvarães*, Dissertação de Doutoramento, Dep. Ciências da Terra da Universidade do Minho, Braga, 277 p.
- ARAÚJO, M. ASSUNÇÃO (1991) - *Evolução geomorfológica da plataforma litoral da região do Porto*. Porto, ed. da autora, FLUP, 534 p., 1 anexo e 3 mapas fora do texto.
- ARAÚJO, M. ASSUNÇÃO (1993) - *Fácies fluvial versus marinho nos depósitos da plataforma litoral da região do Porto* - Actas da III Reunião do Quaternário Ibérico, Coimbra, p. 225-335.
- ARAÚJO, M. ASSUNÇÃO (1994) - *Protection and Conservation of Sampaio Area (Labruge, Vila do Conde, North of Portugal)*, in "Littoral/94" *proceedings*, Associação Eurocoast-Portugal, IHRH (Instituto de Hidráulica e Recursos Hídricos da Univ. do Porto) e ICN (Instituto de Conservação da Natureza), Vol. II, , p. 865-877.
- ARAÚJO, M. ASSUNÇÃO (1995) - *Paleoambientes fini-terciários e quaternários no litoral da região do Porto - Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios* - Actas do Simpósio Internacional sobre Paleoambiente Quaternario na Península Ibérica, Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, p. 359-373.
- ARAÚJO, M. ASSUNÇÃO (1997) - *A plataforma litoral da região do Porto: Dados adquiridos e perplexidades* - Estudos do Quaternário, nº 1, APEQ, Lisboa, p. 3-12
- CABRAL, J. (1995) - *Neotectónica de Portugal Continental*, Memórias do Instituto Geológico e Mineiro, XXXI, Lisboa, 251 p.
- CABRAL, J. e RIBEIRO, A. (1989) - *Carta Neotectónica de Portugal* (escala 1:1 000 000), Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- ERHART, H. (1956) - *La g n se des sols en tant que ph nom ne géologique*, Col.  volution des Sciences, 8, Paris, Masson et Cie, 90 p.
- FERREIRA, A. B. (1991) - *Neotectonics in Northern Portugal - a geomorphological approach*, Z. Geomorph. N. F. Supl. - Bd. 82, Berlin - Stuttgart, p. 73-85
- FERREIRA, A. B. (1993) - *As Ra nas em Portugal - significado geomorfológico e estratigráfico*, in "O Quaternário em Portugal, balanço e perspectivas", ed. Colibri, Lisboa, APEQ, p. 7-15.
- GOMES, A. A.; BARRA, A. (2001) – Morfologia e cobertura detrítica da plataforma litoral, na área de Albergaria-a-Velha (distrito de Aveiro), Estudos do Quaternário, nº 4, APEQ, Lisboa, p. 7-14
- MARTÍN-SERRANO, A. (2000) – El paisaje del área fuente cenozóica, evolución e implicaciones, correlación con el registro sedimentario de las cuencas, Actas do 1  Congresso sobre o Cenozóico de Portugal, Fac. Ciências da Univ. Nova de Lisboa, Monte da Caparica, p. 21-32.
- PEREIRA, D. I., (1997) – *Sedimentologia e Estratigrafia do Cenozóico de Tr s-os-Montes Oriental (NE Portugal)*, Disserta o de Doutoramento, Dep. Ci ncias da Terra da Universidade do Minho, Braga, 341 p.
- PEREIRA, D. I., ALVES, M. I. C., ARAÚJO, M. ASSUN O E PROENÇA CUNHA, P. - *Estratigrafia e interpreta o paleogeográfica do Cenozóico continental do Norte de Portugal*, Ci ncias da Terra (UNL), nº 14, Lisboa, 2000, p 73-84.
- PROENÇA CUNHA, P. M. R. R. (1992) - *Estratigrafia e Sedimentologia dos Depósitos do Cretácico Superior e do Terciário de Portugal Central, a Leste de Coimbra*, Tese, Fac. Ciências e Tecnologia da Univ. de Coimbra, Dep. de Ciências da Terra, 262 p.
- REBELO, F. (1975) - *Serras de Valongo - Estudo de Geomorfologia*, Suplemento de "Biblos", nº 9, Univ. Coimbra, 194 p.
- RIBEIRO, A. *et al.* (1980) - *Análise da deforma o da zona de cisalhamento Porto-Tomar na transversal de Oliveira de Azeméis*, Com. Serv. Geol. de Portugal", T. LXVI, Lisboa, p. 3-9.
- RIBEIRO, A. (1984) - *N otectonique du Portugal*, Livro de Homenagem a Orlando Ribeiro, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, p. 173-182.
- RIBEIRO, O. *et al.* (1943) - *Depósitos e níveis pliocénicos e quaternários dos arredores do Porto*, "Bol. Soc. Geol. Port.", Vol. 3, Fasc. 1-2, Porto, p. 95-101
- TEIXEIRA, C. (1949) - *Plages anciennes et terrasses fluviales du littoral du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique*, "Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências", Lisboa, 5  série, nº 17, p. 33-48.
- TEIXEIRA, C. (1979) - *Plio-Plistocénico de Portugal*, "Com. Serv. Geol. Portugal", T. 65, Lisboa, p. 35-46.

THOMAS, M. (1994) - *Geomorphology in the Tropics - a study of weathering and denudation in low latitudes*, John Wiley and Sons, Chichester, 460 p.

## "Os depósitos tidos por quaternários na bacia da Lousã-Miranda do Corvo"

ANTÓNIO FERREIRA SOARES

Universidade de Coimbra  
Departamento de Ciências da Terra, F.C.T.U.C.,  
Largo Marquês de Pombal, 3000-272 Coimbra;  
fax. 239837711

Ao julgarmos a ordem da organização das unidades tidas por quaternárias nas regiões do Baixo Mondego e Miranda do Corvo-Lousã é evidente que, na falta de argumentos cronostratigráficos, tudo não passa de um jogo de possibilidades, de um acerto de escalas.

Esta a razão porque continuamos, para o concerto das ideias, a usar aquelas que têm fundamentado o nosso conhecimento. Neste sentido, e porque tudo assim tem funcionado, julgamos não haver razões para não continuarmos a pensar a história quaternária de ambas as regiões no quadro das ideias chave desenvolvidas por S. Daveau (col. P. Birot e O. Ribeiro; *Les bassins de Lousã et d'Arganil*; M. C. Est. Geográficos; 8, Lisboa, 1986) e F. Soares (*Um pedido - uma vontade*; Est. Quaternário, 3; APEQ, Lisboa; 2000).

Primeiro, na importância da **Superfície da Serra da Vila** (1 Ma) e consequente deformação (descontinuidade fundamental em F. Soares - limite das unidades que, no Baixo Mondego, prefiguram o "problema do Calabriano", a fase P4 de Teixeira - *O Plio-plistocénico de Portugal*, C. Serv. Geol. Portugal, 65; Lisboa; 1979); depois, na posterior organização da bacia hidrográfica do Mondego e na importância relativa do **Maciço Marginal de Coimbra** (F. Soares *et al. Depósitos quaternários do Baixo Mondego. Tentativa de coordenação morfogenética*; Actas II R. Quat. Ibérico; Madrid; 1989).

Não será pois de estranhar que um dos primeiros problemas a equacionar seja o **do limite Pliocénico/Plistocénico** nos espaços em causa e o consequente significado das equivalências adiantadas. No espaço da Lousã tudo se prende com o juízo atribuído aos **Conglomerados de Telhada e Conglomerados de Santa Quitéria** formalizados em P. Cunha (*Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra*; Diss. Doutoramento, Univ. Coimbra, n. p.; 1992), tendo em atenção não só o "estado" dos afloramentos, como, e fundamentalmente, a possibilidade de terem funcionado como "mãe" dos blocos quartzíticos redondos que compõem grande parte dos depósitos quaternários, tanto no espaço da Lousã-Miranda do Corvo, como na **Orla Ocidental**, na fronteira do Maciço Marginal (**Conglomerados do Espírito Santo, Depósitos de Ceira e Boavista**).

É lógico que nestes jogos de herdamentos sempre figuram retalhos de cascalheiras grosseiras, isentas (?) de matriz e cujas ordens e/ou idades são difíceis de julgar. Não olvidamos que o moldar de um espaço, mesmo sob condução tectónica, conduz a um arranjo complexo de depósitos nos quais as linhas do tempo (isócronas) não

são independentes do evoluir das formas correlativas.

É assim que temos como equivalentes os **Conglomerados e pelitos de Chã do Freixo e Cume**, bem como aqueles outros, de organização bem mais complexa, de Vilarinho, Espinho, Roçaió e Vialonga (**Conglomerados imaturos de Roçaió e Vilarinho**; *glacis-terrasse de Vilarinho*, in Daveau, 1986).

Deste grupo de depósitos distinguimos (?) o observado na estrada do cabo do Soito para a Horta e que traduz herdamentos diferenciados de depósitos conglomeráticos (tipo Vilarinho-Roçaió ?) com elementos redondos e de outros de tendência "homométrica" e angulosos (tipo **Ortoconglomerados da Lousã e Serpins** = *grèze* ?). Neste sentido eles poderão associar-se ao significado coluvial dos **Conglomerados imaturos de Vaiada e Portela**. Contudo, convém referir que da heterogeneidade dos Conglomerados imaturos de Roçaió fazem parte fases conglomeráticas imaturas, a lembrarem heranças de antigas *grèzes*. Outro tanto observamos em associação com os **Conglomerados imaturos de Moinhos**, vermelhos e observáveis ao longo da margem direita do Dueça, bem como sobre o conglomerado polimítico do terraço do Ceira (**Depósitos do Ceira e Boavista**), junto à confluência com o Mondego. Os Conglomerados imaturos de Moinhos chegam a constituir os raros e únicos depósitos associados ao Maciço Marginal na área em confronto (F. Soares *et al.*; *O perfil longitudinal do Rio Dueça a juzante de Miranda do Corvo*; Actas I R. Quat. Ibérico; vol. II; Lisboa; 1985).

É evidente que outros depósitos serão igualmente importantes no espaço que aqui nos ocupa. Assim julgamos as equivalências dos **Depósitos de Ceira e Boavista** com os **Depósitos de Érmio** e seus correlativos; bem como os Depósitos de **Taveiro-Ribeira de Frades** (= *Depósito de Tentúgal- Gabrielos*) com os **Depósitos de Papanata e Vila Nova de Ceira** e seus correlativos. Contudo, aqueles que mais sobressaiem talvez sejam pela sua singularidade os **Tufos de Condeixa** cujo estudo tem vindo a ser tratado no sentido das fácies organizativas e ordens possíveis (F. Soares *et al.*; *Les tufs calcaires dans la région du Baixo Mondego; Portugal. Les tufs de Condeixa; présentation générale*; Et. Géog. Physique, s. XXVI, 1997). Hoje pensamos que os Tufos de Condeixa compreendem não só os de Condeixa-Eira Pedrinha-Cernache, como, e no julgamento dum espaço de eleição aqueles mais novos do Avenal.

## **PRINCIPAIS ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS DE PORTUGAL CENTRAL – A RELAÇÃO COM OS DEPÓSITOS SEDIMENTARES E A RELEVANTE IMPORTÂNCIA DO CONTROLO TECTÓNICO <sup>(1)</sup>**

P. Proença Cunha\* & A. Antunes Martins \*\*

\*Departamento de Ciências da Terra, F.C.T.U.C., Largo Marquês de Pombal, 3000-272 Coimbra; telf. 239823022; fax. 239837711; pcunha@ci.uc.pt

\*\*Departamento de Geociências da Universidade de Évora, Rua Romão Ramalho, 59, 7000-671, Évora; telf. 266744616; fax. 266744971; aam@uevora.pt

O prolongado arrasamento do Maciço Hespérico originou uma região de fraco relevo designada de Meseta Ibérica, rodeada por bacias sedimentares. As sucessivas fases de aplanamento deste maciço não produziram uma superfície perfeitamente plana, devido à muito desigual susceptibilidade à meteorização e erosão das rochas do soco hercínico. Sobre o substrato granitóide desenvolveram-se aplanamentos, mas os sinclínios quartzíticos paleozóicos (alongados segundo NW-SE) originaram cristas enquadradas por amplos vales, correspondentes a muito largos anticlínios consistindo predominantemente de filitos e metagrauvaques; estas características definem um relevo de tipo *Apalachiano*. Os cumes nivelados das cristas foram considerados evidência do nível geral da topografia durante uma muito antiga e intensa fase de meteorização química. As mais antigas rochas sedimentares que recobrem estes regulares *inselbergs* são do Albiano em Portugal centro-ocidental (Buçaco-Lousã), permitindo considerar esta longa fase de meteorização química como essencialmente produzida durante o Jurássico inicial a médio e Cretácico inicial.

O Grupo do Buçaco testemunha uma prolongada erosão essencialmente dos granitóides da Beira Alta, com acarreios para SW (Atlântico). O registo sedimentar documenta uma evolução transgressiva a grande escala (Aptiano-Cenomaniano), em que o litoral atingiu Coimbra, seguida de tendência regressiva que originou progradação e incisão dos sistemas continentais siliciclásticos. Seguiu-se longo período (Santoniano-Campaniano inicial ?) de exposição subaérea do enchimento sedimentar, gerando um silcreto com expressão regional.

Atribuíveis ao Campaniano final a Eocénico inicial, existe registo geológico que documenta uma planície costeira, pouco extensa, percorrida por canais meandriformes drenando para NW. Serão também desta idade um rejogo subvertical de blocos tectónicos SW-NE com abatimento geral para NW, diapirismo segundo falhas NNW-SSE que gerou

leques peridiapíricos, bem como actividade vulcânica (entre Nazaré e Lisboa) e hipovulcânica (macicos de Sintra, Sines e Monchique).

As evidências sedimentares e geomorfológicas das vastas drenagens em planície aluvial do Eocénico a meados do Miocénico são um muito extenso registo arcósico nas bacias do Baixo Tejo e do Mondego. O registo sedimentar denota uma acentuação no aplanamento do soco, ainda actualmente bem expresso nos terrenos granitóides ou metassedimentares da Plataforma do Mondego ou da Plataforma da Beira Baixa.

Bem diferentes são os depósitos heterométricos de leques aluviais que se acumularam no sopé de novos relevos em soerguimento, como a Cordilheira Central Portuguesa ou as Montanhas Ocidentais Portuguesas. No final do Miocénico e início do Pliocénico (Zancleano) a sedimentação foi restrita e endorreica, mas no Placenciano o clima tornou-se mais húmido. Por isso, a sedimentação de leque aluvial desenvolveu-se espacialmente e depositou grandes blocos quartzíticos nas áreas proximais alimentadas por cristas ordovícicas (fácies que se designou por *raña*). Localmente, estes leques aluviais eram tributários de rios drenando para o Atlântico, com traçado já semelhante ao dos actuais, que desenvolviam erosão remontante. Foi neste episódio morfossedimentar que o pré-Tejo, na altura largo rio cascalhento e entrançado, capturou a drenagem da Bacia do alto Tejo (espanhola), até então endorreica.

A intensificação do soerguimento crustal ibérico foi o controlo principal a promover o progressivo encaixe das redes hidrográficas, levando à formação de terraços (de rio e praias) escalonados e a um cada vez maior estreitamento dos vales. A acentuação da incisão explica numerosas capturas fluviais, o esvaziamento sedimentar das bacias terciárias e a fraca expressão das fases de agradação sedimentar quaternárias. Estas encontram-se melhor expressas onde localmente o rejogo de blocos tectónicos contrariou a tendência ao soerguimento regional (por exemplo, o alvéolo tectónico de Vila Velha de Ródão).

Interpreta-se que na actual área emersa de Portugal continental o controlo tectónico tem sido o principal mecanismo forçador da morfodinâmica sedimentar:

- Promovendo a subsidência tectónica (típica durante a evolução distensiva no Mesozóico) ou o soerguimento crustal (intenso no final do Cenozóico);
- Concentrando-se em fases tectónicas, marcadas no registo sedimentar por superfícies de discordância que chegam a ter expressão na maioria das bacias sedimentares ibéricas;
- Condicionando a dinâmica sedimentar e o traçado das redes hidrográficas, bem como a delimitação dos volumes montanhosos.

# Resumo dos Posters

## **GEOMORFOLOGIA EM ÁREAS PROTEGIDAS. UM PAINEL DE LEITURA DA PAISAGEM A NORTE DE BRAGANÇA (PARQUE NATURAL DE MONTESINHO)**

**Pereira, P.<sup>1</sup>; Meireles, C.<sup>2</sup>; Pereira, D. I.<sup>1</sup>; Alves, M. I. C.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Departamento de Ciências da Terra, Universidade do Minho, Campus de Gualtar, 4710-057 Braga

<sup>2</sup> Instituto Geológico e Mineiro, Rua da Amieira, 4466-956 S. Mamede de Infesta

A paisagem geomorfológica no Parque Natural de Montesinho (PNM) é claramente controlada pela diversidade litológica e pela tectónica.

O PNM situa-se numa das mais variadas áreas geológicas do Noroeste Peninsular, englobando unidades autóctones da Zona Centro Ibérica e unidades parautóctones e alóctones da Zona Galiza-Trás-os-Montes, intrusões graníticas variscas e depósitos cenozóicos. A geologia da região do parque é dominada pelo maciço máfico/ultramáfico, polimetamórfico de Bragança e pela complexa imbricação de mantos de carreamento, instalados durante a orogenia varisca do Devónico médio (RIBEIRO, 1974; IGLÉSIAS *et. al.* 1983; MEIRELES, 2000).

As duas situações tectónicas mais importantes na área do PNM são o conjunto de carreamentos e cavalgamentos associado ao aloctonismo do Maciço de Bragança e o acidente tectónico BVM (Bragança-Vilarica-Manteigas).

Na área a norte de Bragança é claro o controlo da tectónica alpina na morfologia. O acidente tectónico BVM, um rejogo alpino de um alinhamento tardi-hercínico (MEIRELES *et al.*, 2002) é o principal factor da morfologia desta área do parque. A falha de Portelo, de rumo NNE-SSW, originou uma escarpa de falha com soerguimento do bloco ocidental e abatimento a leste, formando-se um *graben* na região de Baçal, zona abatida à cota de 600 - 700 m, designada localmente de Baixa Lombada.

No bloco ocidental da falha de Portelo, os restos da superfície de aplanção situam-se à cota de 800 - 900 m. Contudo, neste bloco, para NE, as cotas sobem, constituindo a serra de Montesinho (1486 m) um relevo muito mais elevado. Curiosamente, o limite entre este bloco superior e o inferior da Meseta, é feito pelo limite litológico entre os gnaisses da sinforma de Espinhosela a sul e os xistos paleozóicos encaixantes a norte.

A região de Aveleda - Baçal corresponde ao bloco abatido no qual se reconhecem duas superfícies distintas: a superfície de Aveleda a norte, entre os 900 e os 800 metros, e a superfície de Baçal a sul, conhecida localmente por Baixa Lombada, a cotas entre os 600 e os 700 metros. A superfície de Aveleda está modelada em depósitos sedimentares fini-terciários (PEREIRA, 1997; 1999a; 1999b). A superfície de Baçal está definida sobre gnaisses do alóctone superior do Maciço de Bragança e está encaixada na anterior superfície, por efeito da incisão quaternária da rede fluvial. A superfície fini-terciária de Aveleda está basculada para sul no contexto do acidente tectónico BVM.

O limite oriental deste *graben* é definido de modo complexo por um conjunto de alinhamentos a partir dos quais se sobe para o planalto de Babe à cota de 800 - 900 m (Alta Lombada). Mais para leste, na região de Deilão, as cotas podem alcançar os 1000 m. O planalto da Alta Lombada revela estar condicionado pelos seguintes conjuntos de falhas: alinhamentos com rumo N10W, a que pertence a falha da Aveleda - Gimonde e que corresponde a um desligamento direito oblíquo; alinhamentos N10E, que funcionam como falhas normais, com abatimento do bloco leste, e um terceiro alinhamento N70-80E, mais antigo, pois aparenta estar afectado pelos outros acidentes (MEIRELES, 2000).

O vértice geodésico Montesinho (1155 m), constitui um excelente local de observação da paisagem da região a norte de Bragança - sector oriental do PNM. O poster apresentado corresponde ao painel de leitura dessa paisagem, a implementar no local.

O trabalho desenvolve-se no âmbito do projecto PNAT/1999/CTE/15008, financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT) e pelo Instituto da Conservação da Natureza (ICN). Desenvolve-se no Instituto Geológico e Mineiro e no Centro de Ciências do Ambiente/Ciências da Terra da Universidade do Minho (Unidade de Investigação inserida no Programa de Financiamento Plurianual da FCT, inscrito no programa Operacional Ciência, Tecnologia e Inovação do Quadro Comunitário de Apoio III).

## **Bibliografia**

- IGLÉSIAS, M.P.L., RIBEIRO, M.L. & RIBEIRO, A (1983)** - La interpretation aloctonista de la estructura del Noroeste Peninsular. *Libro Jubilar J.M. Rios, Geologia de España*, Inst. Geol. Min., España, 1: 459-467.
- MEIRELES, C. (2000)** - *Carta Geológica de Portugal à escala 1: 50 000. Notícia explicativa da Folha 3-D (Espinhosela)*, Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 64 p.
- MEIRELES, C., PEREIRA, D. I., ALVES, M. I. C. & PEREIRA, P. (2002)** - «A Geomorfologia da região de Aveleda-Baçal (Bragança) como Património Geológico do Parque Natural de Montesinho», *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, Lisboa, (submetido).
- PEREIRA, D. I. (1997)** - *Sedimentologia e Estratigrafia do Cenozóico de Trás-os-Montes oriental (NE Portugal)*, Tese de Doutoramento, Universidade do Minho, 341 p.
- PEREIRA, D. I. (1999a)** - «O registo sedimentar em Trás-os-Montes Oriental nas proximidades do limite Neogénico/Quaternário», *Estudos do Quaternário*, 2, APEQ, Lisboa, p. 27-40.
- PEREIRA, D. I. (1999b)** - «Terciário de Trás-os-Montes oriental: evolução geomorfológica e sedimentar», *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 86, Lisboa, p. 213-226.
- RIBEIRO, A. (1974)** - *Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental*, Memória n.º 24 (Nova Série), Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 168 p.

## **O RELEVO DO NORTE DE PORTUGAL: CONTRIBUIÇÃO PARA A ANÁLISE DA RELAÇÃO GEOMORFOLOGIA-TECTÓNICA**

Baptista, J. & Lourenço, J.

Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Apartado 202, 5001-911, Vila Real Codex.

### **INTRODUÇÃO**

O padrão geomorfológico regional e o padrão local associados às estruturas activas principais, nomeadamente a Falha Penacova – Régua – Verin (**PRV**) e a Falha Manteigas-Vilariça-Bragança (**MVB**), reflectem, predominantemente, a actividade dessas estruturas tectónicas intra-placa desenvolvida durante o campo de tensões actual, de direcção NNW-SSE (Cabral, 1995), estabelecido a partir do início do Miocénico superior (Tortoniano)-10.4 M. a., ou início do Quaternário-1,64 M. a.

A cartografia dos aspectos geomorfológicos e sedimentológicos, os estudos de detecção remota e a datação geocronológica são importantes para estabelecer a sequência dos episódios de deformação e da evolução do relevo.

Estas falhas principais, de direcções NNE-SSW, são marcadas, ao longo da maior parte dos seus trajectos, por escarpas bem visíveis em fotografia aérea, nos mapas topográficos e no terreno, estão associadas a grabens e a horsts. Na Falha **PRV**, a Norte do rio Douro, as escarpas são bastante pronunciadas tanto a E como a W das zonas deprimidas. Os comandos observados são da ordem dos 950 metros na extremidade sul da escarpa do Alvão, 300 metros na escarpa da Falperra, 450 metros na escarpa da Padrela, e 500 metros na escarpa do Brunheiro (este de Chaves).

A rede hidrográfica com direcção NNE-SSW é concordante com a Falha Penacova-Régua-Verin. Ao longo desta estrutura estão instaladas linhas de água, nomeadamente o Rio Cabril (Bacia de Vila Real), o Rio Corgo (Bacia de Telões), o Rio Avelames (Bacia de Pedras Salgadas), o Rio Oura (Bacia de Vidago) e o Rio Tâmega (Bacia de Chaves). Assinale-se o facto de os rios Avelames e Oura serem afluentes do Rio Tâmega, e cortarem as escarpas oeste dos fossos tectónicos de Pedras Salgadas e Vidago-Loivos, traduzindo alguma instabilidade neotectónica deste segmento da Falha. O Rio Douro, com orientação geral segundo E-W, apresenta inflexões locais, com orientação N-S a NNE-SSW, na intersecção com esta estrutura.

O afundamento contínuo do soco e a incisão da rede de drenagem em rochas previamente esmagadas conduziram a várias etapas de enchimento sedimentar Cenozóico, conservado nas bacias acima referidas. Uma série de terraços de enchimento/entalhe desenvolveram-se ao longo dos grabens como consequência de episódios tectónicos e erosivos, como se observam nas bacias de Vila Real (Baptista, 1995), Telões (Lourenço, 1997), Pedras Salgadas (Oliveira, 1995) e Chaves (Grade & Moura, 1982).

### **MORFOTECTÓNICA**

O relevo da região norte foi amplamente estudado, destacando-se os trabalhos de Choffat (1907), Birot (1949), Feio (1951), Ribeiro (1966), Ferreira (1978, 1986) e Cabral (1995), entre outros.

Da análise dos diferentes intervalos hipsométricos estabelecidos para a região Norte, tendo por base o Atlas Digital do Ambiente 3.0, na escala 1/1 000 000 (figuras 1 a 6), é possível tecer algumas considerações sobre as principais superfícies morfológicas já definidas e a sua dependência com as principais estruturas tectónicas. Os intervalos hipsométricos considerados correspondem em média a 200 metros, o que se traduzirá

em erros dessa ordem de grandeza, mascarando assim as deslocções sofridas por essas superfícies.

Assim, na figura 2, para cotas superiores aos 1000 m, evidencia-se a *Superfície Culinante*, que poderá ser anterior ao Miocénico superior. Esta superfície está bem expressa nos conjuntos montanhosos da Peneda, Gerês e Larouco, denotando uma estruturação hercínica, de direcção NW-SE, e um controlo de falhas activas de direcção N-S a NNW-SSE e ENE-WSW, que condiciona o seu desaparecimento para SW. As restantes áreas desta superfície desenvolvem-se ao longo dos dois acidentes hercínicos principais: a Falha Penacova-Régua-Verin e a Falha Manteigas-Vilariça-Bragança. Trata-se dos conjuntos montanhosos de Arada, Montemuro, Marão, Alvão, Falperra e Padrela (na dependência da Falha Penacova-Régua-Verin), e Bornes, Nogueira e Montesinho (na dependência da Falha Manteigas-Vilariça-Bragança).

A figura 3, estabelecida a partir dos intervalos hipsométricos dos 700 aos 800 m e dos 800 aos 900 m, evidencia a *Superfície da Meseta*, que poderá ser datada do Pliocénico superior (Ribeiro e Cabral, 1995). Encontra-se amplamente representada a leste do vale de fractura do Rio Tâmega, onde é dissecada pelos Rios Tua, Sabor e Douro. A Norte deste vale de fractura, encontra-se representada nos conjuntos de Peneda a Larouco, alcançando as proximidades do litoral a SE de Caminha.

As figuras 4 e 5 evidenciam as *Superfícies Inferiores da Meseta* – datadas possivelmente do Plistocénico inferior - e as Planícies Aluviais dos Rios Tâmega – datada possivelmente do Plistocénico médio a Holocénico - Tua, Sabor, Côa (a norte do Rio Douro), Paiva, Vouga, Dão e Mondego, mais a sul. O intervalo hipsométrico dos 500 aos 700 m é particularmente evidente a leste do vale de fractura do Rio Tâmega e da Falha Penacova-Régua-Verin. Em contrapartida, o intervalo hipsométrico dos 300 aos 500 m denota o sentido de escoamento para o Atlântico, ao contrário do intervalo hipsométrico anterior, que poderá indicar um sentido de drenagem preferencialmente endorreico.

Para as cotas inferiores aos 300 m (figura 6), na dependência nítida do Atlântico e do rio Douro, particularizam-se os vales encaixados dos rios Tua, Sabor e Douro.

Figuras 1 ,2, 3, 4, 5, 6. Mapas de intervalos hipsométricos elaborados a partir das curvas de nível do Atlas Digital do Ambiente 3.0, na escala 1/1 000 000.

## CONCLUSÕES

O relevo do Norte de Portugal é marcado por diferentes superfícies morfológicas deslocadas por sistemas de falhas activas. Com base em intervalos hipsométricos construídos a partir de curvas de nível com equidistâncias de 100 metros, do Atlas do Ambiente na escala 1/1 000 000 é possível evidenciar-se os grandes domínios geomorfológico e analisar a sua dependência com os episódios/acidentes tectónicos principais:

- desenvolvimento da *Superfície Culinante*, ante-Miocénico superior;
- compartimentação da *Superfície Culinante* ao longo de estruturas NNE-SSW no interior e N-S a NNW-SSE no litoral, no Miocénico superior;
- desenvolvimento da *Superfície da Meseta* no Pliocénico;
- reactivação dos acidentes tectónicos principais e formação das principais linhas de relevo actuais, no final do Pliocénico a início do Quaternário;
- desenvolvimento das *Superfícies Inferiores da Meseta* no Plistocénico inferior a médio?;
- captura da Bacia endorreica do Douro pelo paleo-Douro no Plistocénico médio ?;
- desenvolvimento das bacias aluviais do Tâmega, Tua e Sabor, entre outras, no

## BIBLIOGRAFIA

- Baptista, J. (1995) - Paleosismicidade na bacia de Vila Real (Zona de Falha Penacova-Régua-Verin). In: *Memória nº4*, IV Congresso Nacional de Geologia (coord. F. Sodré Borges & M. M. Marques), Universidade do Porto Faculdade de Ciências Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, resumos alargados, pp. 221-225.
- Briot (1949) - Les surfaces d'érosion du Portugal central et septentrional. *Rapport Comm. Cart. Surf. Aplan.*, U. G. I., Congrès Int. Géogr. Lisboa, pp. 9-116.
- Cabral, J. (1995) - Neotectónica em Portugal Continental. *Memórias do Instituto Geológico e Mineiro*, nº 31, Lisboa, 265 p.
- Choffat, P. (1907) - Notícia sobre a Carta Hypsometrica de Portugal. *Comun. da Comissão do Serviço Geológico de Portugal*, Typographia da Academia Real das Sciencias, Lisboa, 70 p., 1 carta tectónica.
- Direcção Geral do Ambiente (sem data) - Atlas Digital do Ambiente 3.0, Curvas de Nível, 1/1 000 000.
- Feio, M. (1951) - Notas Geomorfológicas. VI - A depressão de Régua-Verin. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t.XXXII, Lisboa, pp. 181-222.
- Ferreira, A. Brum (1978) - Planaltos e Montanhas do Norte da Beira. Estudo de Geomorfologia. *Memórias do Centro de Estudos Geográficos*, da Fac. de Letras da Universidade de Lisboa, No. 4, 374 pp.
- \_\_\_\_\_ (1986) - L'Évolution Tectonique Tertiaire et Quaternaire dans le Nord-Ouest du Portugal. L'apport des Méthodes Géomorphologiques. Linha de Acção de Geografia Física, Relatório nº 26, *Centro de Estudos Geográficos*, da Fac. de Letras da Universidade de Lisboa, 27 pp.
- Grade, J. & Moura, A. C. (1982) - Bacia de Chaves. Estudo prospectivo dos seus corpos argilosos. *Geonovas*, Lisboa, No. 3, pp. 79-84.
- Lourenço, J. M. (1997) - Um Estudo Geológico da bacia de Telões. Tese de equivalência a mestrado, *Secção de Geologias da Univ. de Trás-os-Montes e Alto Douro*, Vila Real, 122 pp.
- Oliveira, A. Sousa (1995) - Hidrogeologia da Região de Pedras Salgadas. Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, *Departamento de Geociências da Univ. de Trás-os-Montes e Alto Douro*, Vila Real, pp. (policopiado).
- Ribeiro, A. & Cabral, J. (1995) - Geomorfologia tectónica de Trás-os-Montes Oriental. *1º Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica da Sociedade Geológica de Portugal*, 9-10 Março 1995, Fac. Cien. Univ. Lisboa. (resumo).
- Ribeiro, A. (1966) - Esboço Morfológico de Trás-os-Montes Oriental. In: Ribeiro, O., Lautensach, H. & Daveau, S. (1987) - *Geografia de Portugal. Vol I. A posição Geográfica e o Território*. Edições João Sá da Costa, Lisboa, p. 246.

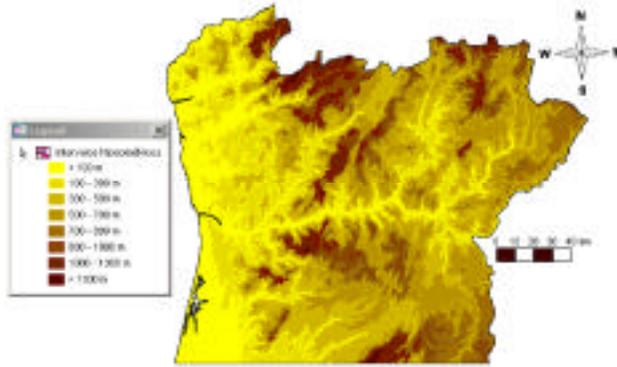


Figura 1

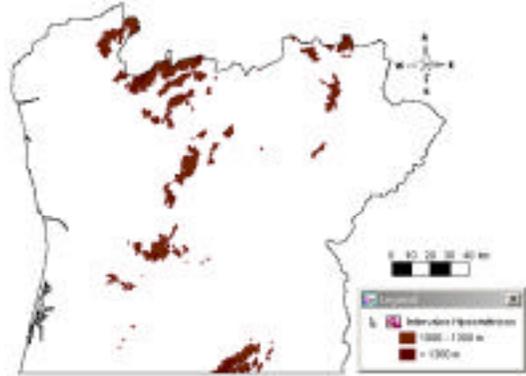


Figura 2

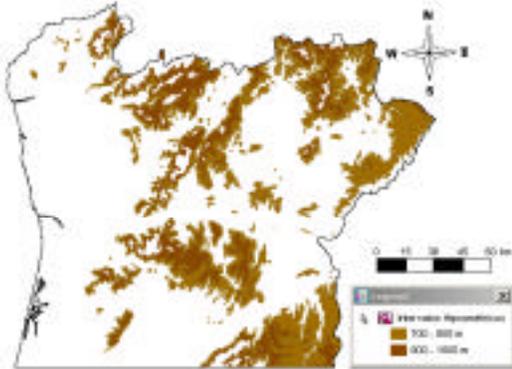


Figura 3

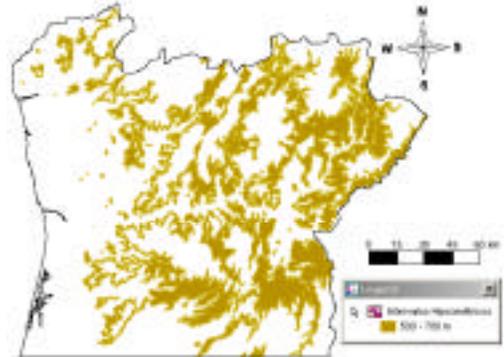


Figura 4

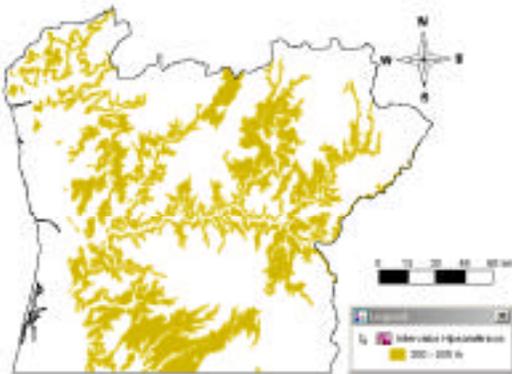


Figura 5

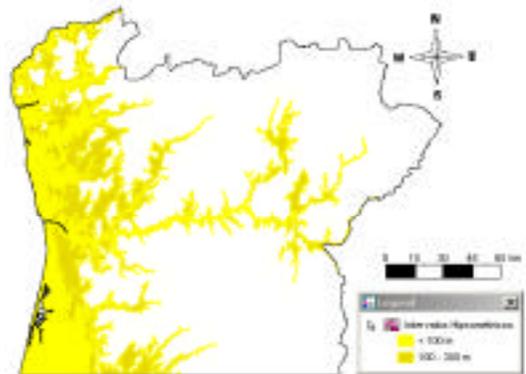


Figura 6

Figuras 1, 2, 3, 4, 5, 6 - Mapas de intervalos hipsométricos elaborados a partir das curvas de nível do Atlas Digital do Ambiente 3.0, na escala 1/1 000 000. Figura 1 – Mapa com todos os intervalos hipsométricos considerados, de acordo com a legenda. Figura 2 – Mapa com os intervalos hipsométricos entre os 1000 e os 1300 metros e acima dos 1300 m. Figura 3 – *idem* entre os 700 e os 800 metros e entre os 800 e os 1000 m. Figura 4 – *idem* entre os 500 e os 700 metros. Figura 5 – *idem* entre os 300 e os 500 metros. Figura 6 – *idem* entre os 100 e os 300 metros e abaixo dos 100 m.

## A EVOLUÇÃO DO RELEVO NA ÁREA DO SAMPAIO, VILA DO CONDE.

### ALGUNS ASPECTOS

José da Silva Ribeiro\*  
João Simões D'Abreu\*\*

O estudo geomorfológico da área do Sampaio (Labruge – Vila do Conde), por nós realizado, no âmbito da cadeira *Geomorfologia do Litoral* – Seminário em Geografia Física fez surgir as ideias que aqui apresentamos.

O facto das várias plataformas de erosão marinha, entalhes basais e depósitos marinhos que existem nesta área se encontrarem a cotas muito variadas é um forte indício de actividade tectónica.

A medição das cotas aproximadas a que se encontram cada uma destas marcas permitiu-nos definir três níveis e fazer uma primeira tentativa de medição do soerguimento relativo dos vários blocos que parecem estar aqui em jogo.

Partindo do pressuposto que as marcas que encontramos na praia de Vila Chã correspondem a três níveis marinhos registados num único bloco, e que na opinião de M. Assunção Araújo são um entalhe actual, um entalhe do máximo da Transgressão Flandriana (5000 anos) e uma plataforma do último período interglaciário (125000 anos) e admitindo que há uma correspondência entre estes níveis e os que se encontram tanto no Sampaio como no Morro do Vértice, o facto do nível do último interglaciário aparecer nestes dois afloramentos cerca de 5 metros acima do de Vila Chã mostra que estes dois afloramentos, relativamente ao bloco de Vila Chã, terão sofrido um soerguimento de cerca de 5 metros e que esse soerguimento terá ocorrido após o último período interglaciário (neotectónica).

Ao lado da escarpa que limita o afloramento do Sampaio a norte encontram-se tombados três grandes blocos de granito que em conjunto formavam uma espécie de cunha, larga no topo e estreita na base, limitada por duas falhas quase paralelas.

Estes blocos terão tombado durante ou após a Transgressão Flandriana, possivelmente cortados por um entalhe, uma vez que se encontram tombados sobre uma plataforma de abrasão marinha que parece ser correlativa desse período.

Assim, a escarpa que hoje podemos observar não corresponde ao soerguimento mas antes ao recuo da escarpa inicial, que se encontraria mais a norte.

Na escarpa norte do Morro do Vértice encontramos, do mar para o interior, uma plataforma de abrasão marinha à cota de 8 metros, seguida de um conjunto de entalhes entre os 8 e os 9 metros e um depósito marinho aos 10 metros.

Estes entalhes (à cota de 8 a 9 m) apresentam orientações variadas, o que mostra que quando foram feitos a escarpa já era recortada, (talvez devido à queda de blocos favorecida pela fracturação cruzada).

O facto do entalhe não ser contínuo, aparecendo antes em pequenos troços, mostra que depois de feitos os entalhes continuou a dar-se a queda de blocos.

A medição dos desníveis entre a plataforma, os entalhes e o depósito mostrou que eles descrevem um perfil de praia muito regular, (não afectado pela tectónica); por isso o soerguimento deu-se ao longo da escarpa NNE-SSW onde estão talhados os entalhes, o que os fez subir em conjunto. O facto da escarpa se apresentar mais fresca e rectilínea na sua base ajuda a confirmar esta ideia.

\*finalista do curso de Geografia, FLUP

\*\*licenciado em Geografia. Câmara Municipal de Vila Nova de Gaia

# Documentação adicional

## *Documentação adicional :*

*O artigo "Estratigrafia e interpretação paleogeográfica do Cenozóico continental do norte de Portugal", que adiante se reproduz, é uma proposta de correlação e compatibilização de dados dos registos sedimentares do norte do país. A sua distribuição neste Encontro destina-se a fomentar a discussão sobre esta temática entre os participantes.*

# Estratigrafia e interpretação paleogeográfica do Cenozóico continental do norte de Portugal

## *Stratigraphy and paleogeographic interpretation of the north Portugal continental Cenozoic*

D. I. Pereira<sup>1</sup>, M. I. C. Alves<sup>1</sup>, M. A. Araújo<sup>2</sup> & P. Proença Cunha<sup>3</sup>

(1) Centro de Ciências do Ambiente/CT; insuad@dct.uminho.pt; icaetano@dct.uminho.pt

Departamento de Ciências da Terra, Univ. Minho, 4710-057 Braga

(2) Instituto de Geografia, Faculdade de Letras da Univ. Porto, 4150-564 Porto; ass.geo.porto@mail.telepac.pt

(3) Grupo de Estudo dos Ambientes Sedimentares; Centro de Geociências da Univ. Coimbra; pcunha@ci.uc.pt

Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, Largo Marquês de Pombal, 3001-401 Coimbra

### RESUMO

**Palavras-chave:** Cenozóico; estratigrafia; sedimentologia; depósitos fluviais; análise de bacias; paleogeografia, neotectónica; Portugal.

Apresenta-se uma interpretação paleogeográfica e tectono-sedimentar do norte de Portugal, tendo em conta estudos anteriores (geomorfologia, litostratigrafia, mineralogia, sedimentologia, paleontologia, etc.). O Cenozóico apresenta características distintas de acordo com o seu enquadramento morfotectónico na região oriental (Trás-os-Montes) ou próximo da costa atlântica (região ocidental, áreas do Minho e Douro Litoral).

Na região oriental o registo sedimentar é considerado Neogénico, mas localmente identificou-se Paleogénico (?). Este registo mais antigo, representado por depósitos aluviais, foi preservado da completa erosão devido à sua posição no interior de fossas na zona de falha Bragança-Vilarica-Manteigas. Os episódios sedimentares seguintes (Tortoniano superior-Zancliano ?), representados por duas unidades alostratigráficas, foram interpretados como sistemas fluviais entrançados de uma rede hidrográfica endorreica, drenando para a Bacia Terciária do Douro (para leste, em Espanha); actualmente, ainda se conservam em depressões tectónicas e em vales fluviais escavados no soco.

Posteriormente, a sedimentação a oriente torna-se mais escassa pois sistemas fluviais atlânticos (ex. o pre-Douro) capturaram, sucessivamente, anteriores drenagens endorreicas. O sector proximal da unidade alostratigráfica atribuída ao Placenciano está registado em Mirandela (Trás-os-Montes) mas o episódio fluvial seguinte (Gelasiano-Plistocénico inferior ?) já se documenta mais para oriente, conservado em altas plataformas e em depressões tectónicas. Na zona costeira ocidental, o registo sedimentar é atribuível ao Placenciano e ao Quaternário e está principalmente representado por terraços; localiza-se no interior dos largos vales fluviais dos rios Minho, Lima, Cávado e Ave, bem como em Alvarães e na plataforma litoral do Porto.

Os episódios sedimentares terciários do norte de Portugal foram principalmente controlados pela tectónica, mas posteriormente (Placenciano-Quaternário) também pelo eustatismo.

### ABSTRACT

**Key words:** Cenozoic; stratigraphy; sedimentology; fluvial deposits; basin analysis; palaeogeography; neotectonics; Portugal.

Palaeogeographic and tectono-sedimentary interpretation of northern Portugal, in which previous studies (geomorphology, lithostratigraphy, mineralogy, sedimentology, palaeontology, etc.) were considered, is here proposed. Cenozoic shows different features according to its morphotectonic setting in the eastern region (Trás-os-Montes) or

near to the Atlantic coast (western region, Minho and Douro Litoral areas). Although in the eastern region the sedimentary record is considered late Neogene, in some places Paleogene (?) was identified. This oldest record, represented by alluvial deposits, was preserved from complete erosion because of its position inside Bragança-Vilariça-Manteigas fault zone grabens. Later sedimentary episodes (upper Tortonian-Zanclean ?), represented by two allostratigraphical units, were interpreted as proximal fluvial braided systems of an endorheic hydrographic network, draining to the Spanish Duero Basin (eastwards); nowadays, they still remained in tectonic depressions and incised-valleys. Later on, eastern sedimentation becomes scarcer because Atlantic fluvial systems (e.g. the pre-Douro), successively, captured previous endorheic drainages. The proximal reaches of the allostratigraphic unit considered Placencian is recorded in Mirandela (western Trás-os-Montes) but the following fluvial episode (Gelasian-early Pleistocene ?) was already documented in east Trás-os-Montes, preserved in high platforms and in tectonic depressions. Placencian and Quaternary sedimentary records in the western coastal zone, mainly represented by terraces, are located in the Minho, Lima, Alvarães, Cávado and Ave large fluvial valleys and in the Oporto littoral platform. In conclusion, northern Portugal Tertiary sedimentary episodes were mainly controlled by tectonics, but later on (Placencian-Quaternary) also by eustasy.

## INTRODUÇÃO

Os estudos sedimentológicos efectuados em grande parte dos depósitos cenozóicos do norte de Portugal (Minho, Douro Litoral e Trás-os-Montes), permitem estabelecer correlações estratigráficas e reconstituições paleoambientais.

A maioria do registo sedimentar localiza-se junto da fachada atlântica e em Trás-os-Montes oriental. Entre estes domínios são conhecidos alguns depósitos cenozóicos, principalmente ao longo da zona de falha Verin-Penacova, num contexto tectónico semelhante ao dos acidentes tectónicos de Mirandela e de Bragança-Vilariça-Manteigas, em Trás-os-Montes oriental. Alguns trabalhos têm referido esses depósitos e apresentado propostas de evolução morfotectónica. Grade & Moura (1982) referem os sedimentos na fossa de Chaves, Ferreira (1978, 1980, 1991) estudou a geomorfologia regional, Cabral (1995) e Baptista (1998) incidem na neotectónica da zona de falha Verin-Penacova, tendo reconhecido fases de reactivação; o Terciário tem uma exposição limitada e está, em geral, coberto por sedimentos quaternários. O escasso conhecimento sedimentológico dos depósitos nas pequenas depressões ao longo do sector setentrional deste importante desligamento, limita a interpretação paleogeográfica. Contudo, existem desenvolvidos estudos nos depósitos do sector meridional desta zona de falha, nomeadamente os de Barreiro de Besteiros, Mortágua e de Miranda do Corvo (Briot, 1944; Carvalho, 1962; Ferreira, 1978; Cunha, 1992a, 1999a).

A integração dos diferentes dados disponíveis salienta o norte de Portugal como uma zona sujeita a processos predominantemente erosivos, relacionados com uma tendência dominante de soerguimento durante o Cenozóico. O registo ficou preservado em diferentes contextos morfotectónicos: em áreas tectónicas deprimidas (estreitas bacias de desligamento ou em blocos abatidos), preenchendo paleovales escavados no soco, cuja drenagem se tornou deficiente por acção tectónica ou pela evolução morfológica do sistema fluvial, ou dispersos na forma de mantos aluviais no sopé de áreas em soerguimento. Os

principais episódios tectónicos estão marcados por rupturas no registo sedimentar continental. Descrevem-se cinco episódios tectono-sedimentares, enquadráveis nas sequências limitadas por descontinuidades (SLD) propostas por Cunha (1992a, 1992b). Estes episódios são deduzidos a partir da caracterização litostratigráfica, sedimentológica, interpretação paleoambiental, contexto morfotectónico e correlações estratigráficas com outras áreas.

## ESTRATIGRAFIA E PALEOGEOGRAFIA

### Episódio 1: O registo sedimentar mais antigo - sistemas aluviais paleogénicos (?)

A caracterização sedimentológica e estratigráfica da Formação de Vale Álvaro e das Arcoses de Vilariça, permite considerá-las como as unidades cenozóicas mais antigas, preservadas na região norte de Portugal em estreitas fossas na zona de falha Bragança-Vilariça-Manteigas, de orientação NNE-SSW. A Formação de Vale Álvaro foi identificada nas depressões de Bragança e de Macedo de Cavaleiros (Ramalhal, 1968; Pereira & Azevêdo, 1991, 1993a; Pereira, 1997, 1998a, 1999). As Arcoses de Vilariça localizam-se na depressão da Vilariça e têm também registo a sul do Douro, na depressão da Longroiva e na área de Nave de Haver (Ferreira, 1971, 1978; Pereira, 1997; Pereira & Cunha, 1999; Cunha & Pereira, 2000).

A Formação de Vale Álvaro é caracterizada pela alternância de litofácies conglomeráticas maciças muito grosseiras e níveis areno-lutíticos, com cimentação ferruginosa e carbonatada. Ocasionalmente, observam-se níveis predominantemente carbonatados. Destacam-se também a natureza máfica e ultramáfica dos clastos e a natureza e evolução da fracção argilosa, caracterizada pelo predomínio de montmorilonite rica em Fe e pela presença de paligorskite, clorite, interestratificados clorite-esmectite e talco (Pereira & Brilha, 1999, 2000). Esta unidade formou-se pela sobreposição de derrames do tipo *debris-*

*flow*, alternantes com condições pantanosas e períodos de secura de duração variável (Pereira, 1997, 1998a, 1999).

Os sedimentos assentam em discordância sobre o soco; no caso da Formação de Vale Álvaro, o Paleozóico encontra-se afectado por uma substituição carbonatada, com características semelhantes às carbonatações desta unidade. A Formação de Vale Álvaro está limitada superiormente por uma descontinuidade sedimentar regional, a que se sobrepõe a Formação de Bragança (Miocénico terminal-Zanclano ?). A descontinuidade é claramente observada em Limãos, a leste de Macedo de Cavaleiros, onde os sedimentos siliciclásticos de um sistema fluvial entrançado (Formação de Bragança) assentam em níveis clásticos com cimento carbonatado e níveis carbonatados. A Formação de Vale Álvaro tem características sedimentológicas que justificam uma correlação litostratigráfica com unidades paleogénicas, em particular com a UTS3 definida na Bacia Terciária do Douro (Santisteban *et al.*, 1996) e com o Complexo de Benfica (Azevêdo, 1991; Azevêdo *et al.*, 1991).

As Arcoses de Vilariça constituem uma unidade areno-conglomerática, imatura, de cor esbranquiçada ou cinzento-esverdeada, medianamente consolidada e de composição quartzo-feldspática. Distingue-se um membro inferior com camadas tabulares arenosas e um membro superior mais grosseiro e com enchimentos de canal. A esmectite ocorre de forma significativa no cortejo argiloso, associada a caulinite e ilite. A sua génese deveu-se a uma drenagem fluvial deficiente em direcção a leste, para a Bacia Terciária do Douro, em Espanha (Pereira, 1997; Pereira & Cunha, 1999; Cunha & Pereira, 2000). Sobre as Arcoses de Vilariça assenta, em descontinuidade sedimentar regional, a Formação de Quintãs (Miocénico terminal?) (Pereira & Cunha, 1999; Cunha & Pereira, 2000). Em face das características sedimentológicas e morfo-tectónicas, admitiu-se a correlação dos dois membros das Arcoses da Vilariça com os dois membros das Arcoses de Coja (Cunha & Pena dos Reis, 1991; Cunha, 1992a, 1999a).

Em síntese, na região abordada, o registo mais antigo indica que, provavelmente durante o Paleogénico (SLD7 e SLD8), existiram sistemas aluviais endorreicos, actualmente preservados tectonicamente no contexto do acidente Bragança-Vilariça-Manteigas. No caso da Formação de Vale Álvaro, estão representados corpos de leque aluvial, gerados em ligação com escarpas tectónicas (Pereira & Azevêdo, 1993a, 1993b; Pereira, 1997, 1998a, 1999). As características das Arcoses de Vilariça em Longroiva, Vilariça e Nave de Haver, sugerem sectores proximais de uma vasta drenagem deficiente para a Bacia Terciária do Douro, na forma de mantos aluviais alimentados por arenas graníticas (Pereira & Cunha, 1999; Cunha & Pereira, 2000).

Na região norte de Portugal, a limitada representação sedimentar do Paleogénico e a não existência de Miocénico ante-Tortoniano final, contrasta com o registo existente a leste na Bacia Terciária do Douro, pelo que deve ter constituído uma área essencialmente em erosão.

## **Episódio 2: A drenagem fluvial endorreica no NE de Portugal, no Miocénico final a Zanclano (?)**

A Formação de Bragança foi definida em Trás-os-Montes oriental, como uma unidade litostratigráfica que regista, num sector proximal, uma drenagem fluvial efectuada para a Bacia Terciária do Douro (Espanha), provavelmente no Miocénico terminal e Zanclano (Pereira, 1997, 1998a, 1999). Tem uma espessura máxima de 80 metros e cor predominantemente vermelha. São característicos os depósitos conglomeráticos de fundo de canal e de barras, bem como o carácter polimítico e o predomínio de esmectite na fracção <2µm. Definiram-se dois membros, com base na tendência granulométrica e reconhecimento de uma descontinuidade sedimentar com valor regional. O Membro de Castro (inferior), com tendência granodrecrescente, é constituído por conglomerados na base, correspondentes a pavimentos de canal, aos quais se seguem sedimentos areno-conglomeráticos. A sua constituição sugere um sistema fluvial entrançado de baixa sinuosidade e com o leito escavado no substrato. Para o topo, predomina a sedimentação fina. O Membro de Atalaia, ravinante sobre o membro inferior, não apresenta uma tendência granulométrica marcada, é areno-conglomerático e corresponde a uma sucessão de episódios de um sistema fluvial entrançado de baixa sinuosidade, com transições momentâneas para um estilo mais sinuoso.

As características das unidades descritas suportam a sua correlação litostratigráfica, respectivamente, com a SLD11 e SLD12 propostas por Cunha (1992a, 1992b), com registos identificados quer a norte da Cordilheira Central (Cunha, 1992a, 1999a) quer a sul (Cunha, 1992a, 1996; Barbosa, 1995; Pimentel, 1997; Azevêdo, 1998; Martins, 1999).

No seu conjunto, as características da Formação de Bragança sugerem condições temperadas a quentes, com uma estação particularmente pluviosa, formando-se fluxos aquosos de elevada energia a partir das regiões mais elevadas, e uma estação seca prolongada. É possível que para o topo do Membro de Castro se tenham estabelecido condições mais marcadas de secura, denunciadas pela precipitação incipiente de carbonatos em fracturas. Nas zonas periféricas, as condições locais devem ter sido propícias a longos períodos de exposição aérea. A oscilação do nível freático favoreceu a alteração dos clastos, a neoformação de caulinite e a contínua rubefacção do depósito (Pereira, 1997, 1998a, 1999).

Em etapa anterior à Formação de Bragança devem ter-se desenvolvido vales fluviais encaixados no soco, como resposta erosiva ao levantamento relativo das áreas montanhosas (fig. 1A). Posteriormente, a actuação da importante fase tectónica no auge da compressão bética (cerca de 9 Ma; Calvo *et al.*, 1993) fez rejogar os desligamentos Bragança-Vilariça-Longroiva e de Verin-Penacova (Ferreira, 1991; Cunha, 1992a; Cabral, 1995; Sequeira *et al.*, 1997), compartimentando o norte de Portugal numa escadaria de grandes blocos a subir para

ocidente. As redes hidrográficas ter-se-ão modificado pelas novas condições morfotectónicas, motivando a sedimentação correspondente ao Membro de Castro. O carácter ravinante e grosseiro do Membro de Atalaia relaciona-se com uma nova movimentação tectónica. Deste acontecimento resultou o rejogo de blocos tectónicos do Planalto Mirandês e falhas que afectam o Membro de Castro nas depressões de Mirandela, Bragança e Macedo de Cavaleiros (Pereira, 1997, 1998a, 1999).

Nas depressões da Vilariça e da Longroiva foi também identificada uma unidade (Formação de Quintãs) que se admite estar relacionada com a fase tectónica correspondente ao auge da compressão bética. Neste caso, como em regiões do centro de Portugal (Beira Baixa, Lousã-Arganil, Mortágua, etc), só se depositaram leques aluviais (Pereira & Cunha, 1999; Cunha & Pereira, 2000).

Na fachada atlântica norte não são conhecidos sedimentos deste episódio, contrariamente a depressões da Galiza, onde são descritos depósitos paleogénicos e neogénicos, em geral associados a bacias de desligamento. No prolongamento para norte da bacia de S. Pedro da Torre-Valença são conhecidos depósitos, aos quais têm sido atribuídas idades do Eocénico ao Pliocénico (Martin-Serrano *et al.*, 1996).

### **Episódio 3: A generalização da drenagem exorreica atlântica, no Placenciano**

No Minho, a mais antiga etapa sedimentar conservada, é atribuível ao Placenciano. A sua génese ocorreu na dependência de sistemas fluviais exorreicos, de orientação transversal à fachada atlântica (fig. 1B) (Alves, 1999; Alves & Pereira, 1999, 2000). Os melhores testemunhos da sedimentação nestes vales, largos e evoluídos, são a Formação de Barrocas, na bacia do rio Minho, a Formação de Alvarães, localizada na região de Alvarães (a sul do rio Lima) e os depósitos de Prado, situados na margem direita do rio Cávado (Braga, 1988; Alves, 1993, 1995a, 1995b, 1996, 1999; Pereira, 1989, 1991, 1997; Pereira & Alves, 1993; Alves & Pereira, 1999, 2000). São sedimentos cujas características composicionais indicam a sua deposição em ambiente fluvial a flúvio-lacustre e têm origem no desmantelamento de vertentes sob condições favoráveis à meteorização química. O cortejo mineralógico é muito simplificado, com predomínio de clastos siliciosos e minerais resistentes à meteorização química, associados à caulinite presente como mineral de argila dominante na matriz. A sedimentação fossilizou vales fluviais anteriormente talhados e resultou de redes de drenagem já bem organizadas, precursoras das actuais.

Os depósitos de S. Pedro da Torre e os de Prado relacionam-se com paleotrajectos dos rios Minho e Cávado (fig. 1B). Na bacia do rio Lima deve ter ocorrido uma situação análoga. No entanto, devido à escassez de sedimentos e ausência de níveis fossilíferos, não é ainda possível assegurar que os vestígios, supostos correlativos, representem a colmatação placenciana. No caso da Formação de Alvarães, ela testemunha a existência dum sistema fluvial precursor do rio Neiva, mas com maior

dimensão que este. O curso de água gerador desta sedimentação drenou certamente uma área superior à actual bacia do rio Neiva; teve o seu trajecto na região de Alvarães, condicionado pela presença da barreira geomorfológica na zona de Castelo do Neiva, desaguando no Atlântico mais a norte, próximo de Anha (Alves, 1995a, 1995b, 1996).

Os conteúdos paleontológicos encontrados na Formação de Barrocas, Formação de Alvarães e depósitos de Prado, indicam clima quente e húmido, sendo as floras presentes nestas jazidas atribuíveis ao Pliocénico superior a Plistocénico inferior (Ribeiro *et al.*, 1943; Teixeira, 1944, 1979; Teixeira *et al.*, 1969; Teixeira & Gonçalves, 1980; Braga, 1988; Alves, 1995a, 1995b, 1996, Pais *et al.*, em publicação; Pais, informação oral). Quer os depósitos da Formação de Barrocas quer os depósitos de Prado foram ravinados e estão subjacentes a episódios sedimentares quaternários neles embutidos (Alves & Pereira, 1999, 2000).

Na plataforma litoral da região do Porto são conhecidos diversos afloramentos genericamente situados acima dos 100 metros de altitude e cujas características sedimentológicas sugerem um episódio de sedimentação continental (Araújo, 1991, 1993, 1995, 1997). A plataforma litoral é limitada por um relevo marginal com orientação NNW-SSE, a leste do qual são também conhecidos alguns depósitos que se supõem do mesmo episódio.

Os afloramentos situados a leste do relevo marginal parecem ligados a uma drenagem fluvial com um traçado semelhante ao do Douro actual (fig. 1B). Contudo, na plataforma litoral os afloramentos desenvolvem-se segundo uma faixa paralela ao relevo marginal, situada entre este e a linha de costa. Estes depósitos, como o da Rasa e do Carregal, têm sido referidos como pertencentes à Fase I da região próxima do Porto (Araújo, 1991, 1993, 1995, 1997). Para além do seu enquadramento geomorfológico, os depósitos caracterizam-se pelo carácter francamente caulinítico e pela cor branca ou esbranquiçada. Na plataforma litoral é típica a existência de um nível basal conglomerático, com blocos de granito completamente alterados e de quartzo filoniano, ao qual se sobrepõe um nível mais fino que denuncia a passagem a condições de mais baixa energia deposicional. No topo, a estratificação cruzada em arenitos e conglomerados sugere canalização dos fluxos.

Os depósitos situados para leste do relevo marginal, como os de Avintes, Gandra, Esposade e Medas, revelam um carácter mais grosseiro e composição distinta da observada na plataforma litoral (Araújo, 1991, 1993, 1995, 1997). O encouraçamento ferruginoso que afecta o topo desta unidade pode atingir grande desenvolvimento, como é o caso do depósito de Gandra (Gondomar), com cerca de 1,5 metros. Estes aspectos relacionam-se com uma alimentação predominantemente metassedimentar, com a proximidade de afloramentos quartzíticos (depósito de Medas) e com um sistema de drenagem segundo um eixo coincidente com o Douro actual.

Na plataforma litoral, após os primeiros acarreios grosseiros, deve ter-se desenvolvido uma planície costeira, com condições de deposição em ambiente fluvial de baixa

energia. A caracterização dos depósitos das imediações do Porto sugere génese em meio quente e húmido. O encouraçamento do topo pode relacionar-se com a posterior alteração no sentido de condições mais resistísticas (Araújo, 1991, 1993, 1995, 1997), talvez durante o episódio seguinte.

Para o interior (Trás-os-Montes oriental), as influências eustáticas quase não se fizeram sentir e tal como nos episódios anteriores, o controlo tectónico foi fundamental. Na depressão de Mirandela está representada uma unidade – Formação de Mirandela - com características que sugerem já a abertura desta depressão a uma drenagem exorreica, efectuada provavelmente por um precursor do Douro (fig. 1B) (Pereira, 1997; 1998a, 1999). A Formação de Mirandela tem uma espessura superior a 30 metros, cor esbranquiçada e amarelada e é constituída por uma sucessão de níveis conglomeráticos de matriz arenosa e clastos essencialmente quartzosos, intercalados com alguns níveis arenosos e raros lutitos. Na fracção argilosa a caulinite é largamente predominante. Os sedimentos preenchem paleovales estreitos e profundos talhados no substrato. As litofácies conglomeráticas maciças ou com organização incipiente são largamente dominantes e representam essencialmente a deposição em fundo de canal. Os clastos revelam uma origem parcial em granitóides, que após a sua alteração, forneceu grande quantidade de areias de quartzo e feldspato. Das rochas metassedimentares regionais estão representadas as litologias mais resistentes à meteorização.

Na depressão de Mirandela estão também presentes unidades que se supõem anteriores e posteriores à Formação de Mirandela. Contudo, não foi ainda possível comprovar a relação estratigráfica entre as várias unidades, pois não se sobrepõem todas directamente.

As características sedimentológicas da Formação de Mirandela permitem a sua correlação com as unidades continentais mais antigas identificadas nas depressões minhotas e em especial as das proximidades do Porto. As unidades deste episódio, que foram acima sucintamente descritas, são atribuídas à unidade alostratigráfica SLD13, também identificada nos registos de outras regiões a sul (Cunha, 1992a, 1996, 1999a; Pena dos Reis *et al.*, 1992; Cunha *et al.*, 1993).

#### **Episódio 4: Os leques aluviais e a rede hidrográfica na transição Neogénico-Quaternário**

Na plataforma litoral da região do Porto diferencia-se um conjunto de depósitos morfologicamente encaixados na superfície que suporta os depósitos mais antigos e que se distinguem pelo seu carácter grosseiro e pela deposição em leques aluviais (fig. 1C). Estes depósitos, que têm sido localmente referidos como da Fase II, distribuem-se paralelamente ao relevo marginal e sugerem uma série de leques aluviais formados à saída desse relevo em soerguimento (Araújo, 1991, 1993, 1995, 1997). Têm carácter conglomerático e apresentam finas crostas ferruginosas. Nas zonas mais proximais, os depósitos são muito grosseiros, com abundantes blocos até 50 cm, como

é o caso da Pedrinha (Valbom, Gondomar), a 6 km dos primeiros afloramentos quartzíticos da serra de Valongo. Em zonas mais distais, como em Coimbrões, os depósitos tornam-se mais finos.

Em Trás-os-Montes, foi definida a Formação de Avelada, constituída por depósitos vermelhos superficiais que sucedem, nos planaltos, ao preenchimento das depressões pelos sedimentos das Formações de Bragança e Mirandela (Pereira, 1997, 1998b). Os sedimentos ocorrem em pequenos afloramentos onde são predominantes as litofácies conglomeráticas de matriz lutítica abundante que suporta clastos com desgaste reduzido, predominantemente quartzosos e quartzíticos. A fracção argilosa revela largo predomínio de caulinite e ilite. As características indicam um transporte reduzido e fontes alimentadoras locais. Litofácies e arquitectura dos depósitos sugerem derrames do tipo *debris flow* em leques aluviais, para além da rede hidrográfica em incisão (fig. 1C). A Formação de Avelada ocorre quer em domínio tectonicamente pouco desnivelado, sobre uma importante superfície erosiva correspondente à superfície da Meseta Ibérica, quer no contexto dos acidentes tectónicos (fig. 1C).

As características sedimentológicas apresentadas e o seu enquadramento geomorfológico suportaram a correlação desta formação com a SLD14 identificada noutras regiões do país, nomeadamente nas bacias cenozóicas do Mondego (Daveau *et coll.*, 1985-86; Cunha, 1999b), Baixo Tejo (Martins, 1999; Cunha 1999b) e do Sado (Pimentel, 1997).

Ao enchimento das depressões terciárias devem ter sucedido condições para o maior desenvolvimento da superfície de aplanamento representada principalmente no Planalto Mirandês. Estas condições de tectónica menos activa, parecem ter permanecido nesta região, até à actualidade. Os relevos de resistência que se elevam acima dessa superfície, constituíram aí a fonte alimentadora dos sedimentos. Ao longo das principais zonas de falhas, terá sido um novo episódio tectónico compressivo o principal responsável pela formação dos leques aluviais (Pereira, 1997, 1998a, 1998b, 1999).

Na Península Ibérica está identificada uma ruptura tectónica intra-Villafranquiano, conhecida por Ibero-Manchega II, aproximadamente aos 2,0 Ma (Calvo *et al.*, 1993), à qual se liga um episódio sedimentar reconhecido em várias bacias. Também para o fim do Pliocénico (Gelasiano) têm sido indicadas condições de clima, em geral mais frias e secas, que contrastam com as condições quentes e húmidas precedentes (Pais, 1989; Azevêdo, 1993, Pimentel & Azevêdo, 1993). A nível global são referidas também duas importantes crises climáticas frias, uma primeira há cerca de 2,5 Ma (Van Couvering, 1997; Nikiforova & Alekseev, 1997) e outra há 1,8 Ma, que marca o início formal do Quaternário (Pasini & Colalongo, 1997). Com base nestes dados, correspondentes quer a unidades de características semelhantes descritas na Península Ibérica quer à idade das rupturas tectónicas e climáticas, admitimos que este episódio se possa atribuir ao Gelasiano a Plistocénico inicial.

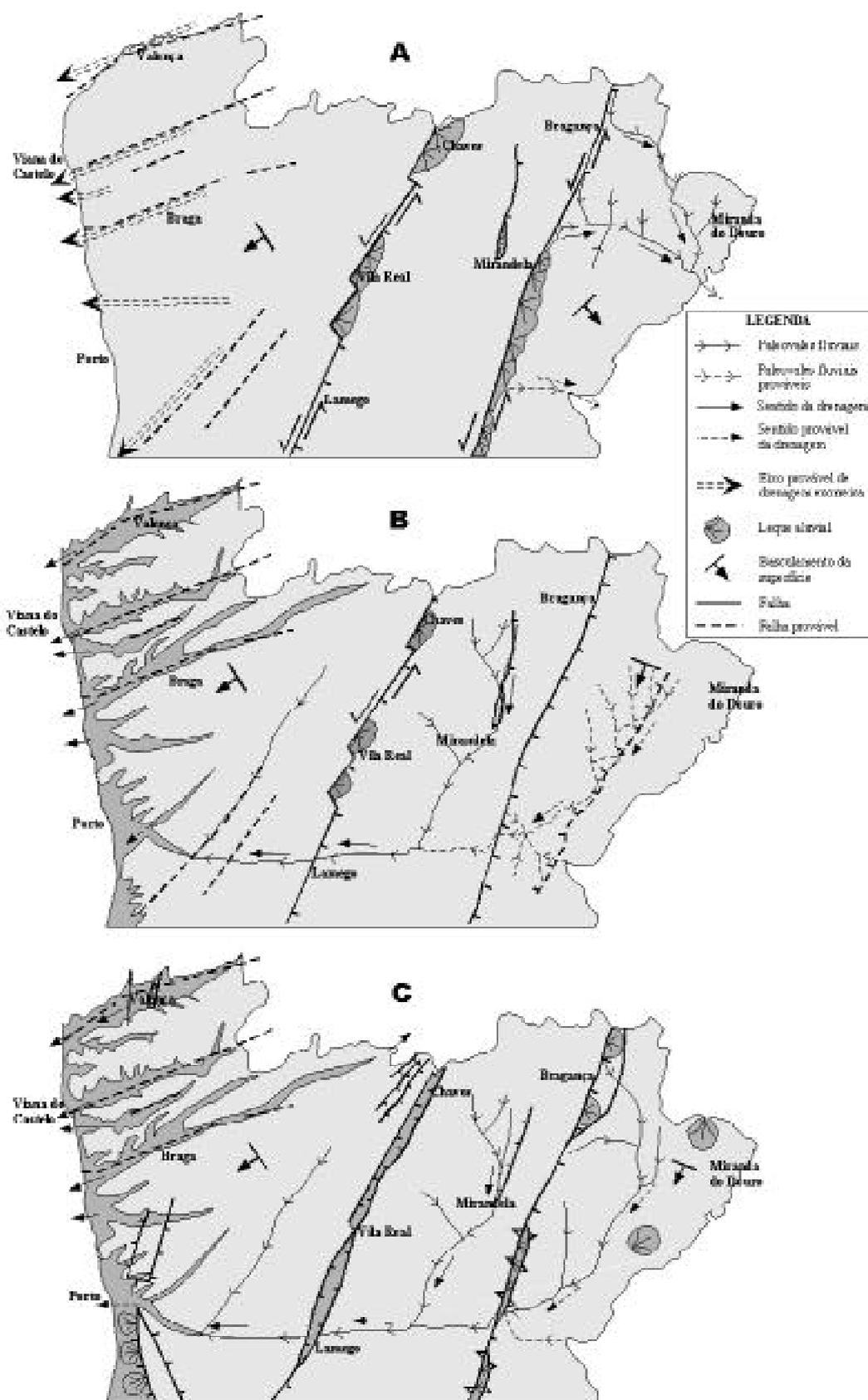


Fig. 1 – Esboço da drenagem no episódio 2 (A), no episódio 3 (B) e no episódio 4 (C).

## Episódio 5: Os sucessivos embutimentos da rede hidrográfica no Quaternário

A relação entre a colmatação mais antiga e o embutimento quaternário, não está ainda totalmente esclarecida na fachada atlântica norte. O conteúdo paleontológico da jazida de Corgos (Andrade, 1945), no vale do Minho, tal como é apresentado, revela características mais temperadas e está de acordo com a hipótese da presença dum episódio sedimentar quaternário embutido no anterior (Alves & Pereira, 1999, 2000). A relação entre as duas unidades pode ilustrar a importância do processo de gliptogénese provocado pelo arrefecimento climático que se encontra registado na Europa, seguramente antes do Plistocénico médio. Posteriormente e até à actualidade, sucedem-se mais três ciclos sedimentares, cada um deles correspondendo a um novo talvegue traçado no soco e respectivo aluvionamento. Os episódios de gliptogénese/sedimentogénese mais recentes relacionam-se com o último período glaciário, que permitiu a manutenção de várias glaciações nas serras da Peneda e Gerês (Romaní *et al.*, 1999), responsável pelo escavamento de novos talvegues, seguido do aluvionamento durante o pós glaciário.

A composição sedimentar nos três primeiros ciclos é, em grande parte, semelhante à anterior (placenciana); as grandes mudanças climáticas que ocorreram regionalmente durante o último período glaciário são observadas nos sedimentos do quarto ciclo, os últimos a preencher os vales, e na alteração presente nos testemunhos da sedimentação anterior (Pereira & Alves, 1993). Contrastando com a simplicidade composicional anterior, observam-se, nos aluviões deste último ciclo, grande quantidade de clastos de rochas e outros minerais quimicamente menos resistentes, assim como maior teor em ilite e em interstratificados em detrimento da caulinite (Pereira, 1989; 1991; Alves, 1991, 1993, 1995a, Pereira & Alves, 1993; Alves & Pereira, 1999, 2000).

Assim, nos vales minhotos, a morfogénese quaternária está marcada pela gliptogénese, acção que conduziu ao encaixe sucessivo das redes de drenagem anteriormente instaladas. A erosão remontante que daí resultou, permitiu algumas capturas, como a que desviou o trajecto do rio Homem para a bacia do Cávado. Estas alterações diminuíram a capacidade erosiva do rio que circulava pelos depósitos de Alvarães, preservando-os da completa erosão (Alves, 1995a, 1995b, 1996).

O rio Douro, evacuou os aluviões em sucessivos ciclos de encaixe. Restam somente pequenos retalhos, em geral situados em apertadas curvaturas, controladas por alinhamentos tectónicos. Com maior expressão, são observados depósitos em Barca d'Alva e na zona do Pocinho, ainda em relação com o acidente tectónico Bragança-Vilariça-Manteigas (Pereira & Azevedo, 1995; Pereira, 1997).

## CONCLUSÕES

Os dados disponíveis sugerem que, durante o Cenozóico, os processos erosivos foram dominantes no norte de Portugal. A sedimentação preservada nesta região é observada em circunstâncias particulares, como a captura em pequenas bacias de desligamento, dificuldades de drenagem por acção tectónica ou pela constituição de alvéolos erosivos. Em face do enquadramento geomorfológico, o registo sedimentar a oriente expressa um determinante controlo tectónico, enquanto a ocidente, a proximidade do Atlântico impõe também um controlo eustático.

Os sedimentos cenozóicos mais antigos (episódio 1) estão preservados em fossas estreitas, no contexto do acidente tectónico de Bragança-Vilariça-Manteigas. Constituem vestígios de leques aluviais gerados, provavelmente no Paleogénico, na dependência dos maciços de Bragança e de Morais ou, mais a sul (Vilariça, Longroiva, Nave de Haver, etc.), de mantos aluviais alimentados por granitóides e pertencentes ao sector proximal de uma vasta drenagem deficiente, efectuada para leste (Bacia do Douro).

Relativamente ao episódio 2, admite-se que os sedimentos cenozóicos observados em Trás-os-Montes constituam duas unidades alostratigráficas atribuíveis ao Miocénico terminal e ao Zanciano (SLD11 e SLD12). A unidade mais antiga (Membro de Castro e Formação de Quintãs ?) relaciona-se com um episódio importante de configuração da paisagem regional, acentuando os relevos e impondo deslocamentos verticais importantes (soerguimento relativo do bloco tectónico ocidental) nos desligamentos esquerdos de Bragança-Vilariça-Longroiva e de Verin-Penacova. A segunda unidade alostratigráfica (Membro de Atalaia) revela um similar impulso tectónico importante e condições paleoclimáticas temperadas quentes, mas com forte contraste estacional. Durante estes episódios, os acidentes tectónicos de Verin-Penacova e de Bragança-Vilariça-Manteigas devem ter funcionado como limites de três blocos principais: um bloco a ocidente do acidente Verin-Penacova, com uma drenagem exorreica, efectuada genericamente para oeste; um bloco central, com uma drenagem endorreica na forma de leques aluviais, em bacias de desligamento geradas ao longo dos acidentes tectónicos (Chaves, Vila Real, etc.); um bloco a oriente do acidente Bragança-Vilariça-Manteigas, correspondente a um domínio proximal de um sistema fluvial drenando para a Bacia Terciária do Douro (fig. 1A).

No Placenciano (episódio 3; SLD13), uma parte importante das áreas interiores deve ter sido capturada pela drenagem exorreica, nomeadamente o referido bloco central. No Minho e Douro Litoral ter-se-á observado o alargamento dos vales fluviais (fig. 1B), bem como importante assoreamento, em ligação com um alto nível do mar e condições de clima relativamente quente e húmido.

A modificação das condições climáticas no fim do Pliocénico (episódio 4; SLD14), no sentido de maior aridez e frio, bem como a ocorrência de uma nova fase tectónica intensamente compressiva segundo WNW-ESE, devem ter constituído as razões para o desenvolvimento de leques aluviais na periferia de alguns relevos em soerguimento ou já salientes (fig. 1C).

No Plistocénico (episódio 5) acentua-se o encaixe da rede fluvial, com forte erosão remontante e capturas. Regista-se, no sector atlântico, a captura da bacia do rio Homem para a bacia do Cávado e para o interior, a captura das bacias endorreicas, como as pequenas depressões da Vilariga e Longroiva ou da grande Bacia Terciária do Douro (Espanha). Nos vales minhotos estão registados

quatro ciclos principais de gliptogénese/sedimentogénese quaternária que sucedem aos vestígios da sedimentação pliocénica.

## AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi realizado com financiamento da Fundação para a Ciência e a Tecnologia, respectivamente no âmbito do Centro de Ciências do Ambiente/Ciências da Terra da Universidade do Minho, Centro de Geociências da Universidade de Coimbra e GEDES da Faculdade de Letras da Universidade do Porto.

## BIBLIOGRAFIA

- Alves, M. I. C. (1991) - Infrared spectroscopy of Plio-Quaternary sediments, from Lima river basin and Alvarães basin (Portugal). *PROC. 7th EUROCLAY Conf. DRESDEN'91*, Greifswald, 189-192.
- Alves, M. I. C. (1993) - Aplicação do estudo de minerais pesados à caracterização dos depósitos da Bacia de Alvarães e bacia do rio Lima. (NW de Portugal). *El Cuaternario en España y Portugal*, Instituto Tecnológico Geominero de España (Ed.), Madrid, Spain, 1, 40-55.
- Alves, M. I. C. (1995a) - *Materiais Plio-quaternários do alto Minho. Produtos de meteorização e depósitos fluviais na bacia do rio Lima e região de Alvarães*. Tese de Doutoramento, Universidade do Minho, 277 p.
- Alves, M. I. C. (1995b) - Terraços fluviais do Alto Minho: bacia do rio Lima e depósitos de Alvarães. *Memórias Mus. Lab. Min. Geol.*, Univ. Porto, 4: 395-399.
- Alves, M. I. C. (1996) - O Plio-quaternário das bacias do rio Lima e rio Neiva. Minho, NW de Portugal. In: *Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios*, A. Pérez Alberti, P. Martini, W Chesworth, A. Martínez Cortizas (eds), Santiago de Compostela, Spain, 261-272.
- Alves, M. I. C. (1999) - Definição formal da Formação de Alvarães (Placenciano da região do Minho - NW Portugal). *Comun. Inst. Geol. e Mineiro, Lisboa* (em publicação).
- Alves, M. I. C. & Pereira, D. Insua (1999) - Revisão dos dados sedimentológicos e paleontológicos das bacias do Minho: contribuição para o conhecimento da evolução plio-quaternária regional. *Encontros de Geomorfologia (Comunicações)*, Universidade de Coimbra, 123-129.
- Alves, M.I.C. & Pereira, D. Insua (2000) - A sedimentação e a gliptogénese no registo Cenozóico continental do Minho (NW Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, neste volume.
- Andrade, M. (1945) - Alguns elementos para o estudo do terraço superior do rio Minho. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, IV (3): 221-222.
- Araújo, M. A. (1991) - *Evolução geomorfológica da plataforma litoral da região do Porto*. Porto. Tese de doutoramento em Geografia Física, FLUP, 534 p.
- Araújo, M. A. (1993) - Fácies fluvial versus marinho nos depósitos da plataforma litoral da região do Porto. *Actas da III Reunião do Quaternário Ibérico*, Coimbra, 225-335.
- Araújo, M. A. (1995) - Paleoambientes fini-terciários e quaternários no litoral da região do Porto – Dinâmica y Evolución de Medios Cuaternarios. *Actas do Simpósio Internacional sobre Paleoambientes Quaternários na Península Ibérica*. Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, 359-373.
- Araújo, M. A. (1997) - A plataforma litoral da região do Porto: dados adquiridos e perplexidades. *Estudos do Quaternário APEQ*, 1, :3-12.
- Azevêdo, T. M. (1991) - Essai de reconstituion paleogéographique du Bassin de Lisbonne au Paléogène. *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 112 (B): 525-564.
- Azevêdo, T. M. (1998) - Formações vermelhas continentais na sequência mesocenozóica da Cadeia da Arrábida. *Comunicações do I.G.M.*, Lisboa, 84 (1): A115-A118.

- Azevêdo, T. M., Carvalho, A. M. G., Silva, M. O. & Romariz, C. (1991) - O "Complexo de Benfica" na região de Lisboa. Estudo sedimentológico. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 7:, 103-120.
- Baptista, J. C. (1998) - *Estudo neotectónico da zona de falha Penacova-Régua-Verin*. Tese de doutoramento, Univ. Trás-os-Montes e Alto Douro, 344 p.
- Barbosa, B. P. (1995) - *Alostratigrafia e Litostratigrafia das unidades continentais da Bacia terciária do Baixo Tejo. Relações com o eustatismo e a tectónica*. Dissertação de doutoramento na Univ. Lisboa, 253 p.
- Biro, P. (1944) - Notes sur la morphologie et la géologie du bassin de Mortágua. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 4 (I-II): 131-142.
- Braga, M.A.S. (1988) - *Arenas e depósitos associados da bacia de drenagem do rio Cávado (Portugal). Contribuição para o estudo da arenização*. Tese de doutoramento, Universidade do Minho, 325 p.
- Cabral, J. (1995) - Neotectónica em Portugal Continental. *Mem. Inst. Geol. e Mineiro*, Lisboa, 31: 265 p.
- Calvo, J. P., Daams, R., Morales, J., López-Martínez, N., Agusti, J., Anadon, P., Armenteros, I., Cabrera, L., Civis, J., Corrochano, A., Díaz-Molina, M., Elizaga, E., Hoyos, M., Martín-Suarez, E., Martínez, J., Moissenet, E., Munoz, A., Perez-García, A., Perez-Gonzalez, A., Portero, J. M., Robles, F., Santisteban, C. & Torres, T., Vander Meulem, A. J., Vera, J.A. & Meim, P. (1993) - Up-to-date spanish continental neogene syntesis and paleoclimatic interpretation. *Rev. Soc. Geol. España*, 6 (3-4), 29-40.
- Carvalho, H. Figueiredo (1962) - Contribuição para o estudo geológico da bacia de Mortágua. *Bol. Soc. Port. Ciências Nat.*, 2ª sér., vol. IX, 140-158.
- Cunha, P. Proença (1992a) - *Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra*. Dissertação de doutoramento na Univ. Coimbra, 262 p.
- Cunha, P. Proença (1992b) - Establishment of unconformity-bounded sequences in the cenozoic record of the western Iberian margin and syntesis of the tectonic and sedimentary evolution in central Portugal during Neogene. *First Congress R.C.A.N.S. - "Atlantic General Events During Neogene" (Abstracts)*, Lisboa, 33-35.
- Cunha, P. Proença (1994) - Registo estratigráfico e evolução paleogeográfica das bacias terciárias de Portugal Central. *II Congreso del Grupo Español del Terciario (Comunicaciones)*, 93-96.
- Cunha, P. Proença (1996) - Unidades litostratigráficas do Terciário da Beira Baixa (Portugal). *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, Lisboa, 82: 87-130.
- Cunha, P. Proença (1999a) - Unidades litostratigráficas do Terciário na região de Miranda do Corvo-Viseu (Bacia do Mondego, Portugal), *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, Lisboa, 86: 123-176.
- Cunha, P. Proença (1999b) - Importância dos Conglomerados de Santa Quitéria e do Nível de Serra da Vila, na interpretação da transição do Terciário ao Quaternário (depressão da Lousã - Bacia do Mondego). *Encontros de Geomorfologia (Comunicações)*. Universidade de Coimbra, 45-52.
- Cunha, P. Proença; Barbosa, B. P. & Pena dos Reis, R. (1993) - Synthesis of the Piacenzian onshore record, between the Aveiro and Setúbal parallels (Western Portuguese margin), *Ciências da Terra (UNL)*, 12, 35-43.
- Cunha, P. Proença & Pena dos Reis, R. (1991) - Proposta de definição formal de unidades litostratigráficas no registo arcósico, paleogénico e miocénico, do bordo NE da Bacia Lusitaniana - região a NE de Coimbra. *3º Congresso Nacional de Geologia (Resumos)*, Coimbra, 99.
- Cunha, P. Proença & Pereira, D. Insua (2000) - Evolução cenozóica da área de Longroiva-Vilariça (NE Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, neste volume.
- Daveau, S. et coll. (1985-86) - Les bassins de Lousã et Arganil. Recherches géomorphologiques et sédimentologiques sur le massif ancien et sa couverture à l'est de Coimbra. *Mem. Centro de Est. Geog.*, Lisboa, 8, vol. I e II, 450 p.
- Ferreira, A. Brum. (1971) - O rebordo ocidental da Meseta e a depressão da Longroiva. *Finisterra*, 6: 196-217.
- Ferreira, A. Brum (1978) - Planaltos e montanhas do Norte da Beira. Estudo de geomorfologia. *Memórias do Centro de Estudos Geográficos*, Lisboa, 4: 210 p.
- Ferreira, A. Brum (1980) - Surfaces d'aplanissement et tectonique récente dans le Nord de la Beira (Portugal). *Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique*, Paris, 22, (1): 51-62.
- Ferreira, A. Brum (1991) - Neotectonics in Northern Portugal. A geomorphological approach. *Z. Geomorph. N. F.*, Berlin, Stuttgart, Suppl.-Bd. 82: 73-85.
- Grade, J. & Moura, A. C. (1982) - Bacia de Chaves. Estudo prospectivo dos seus corpos argilosos. *Geonovas*. Lisboa, 3: 79-84.
- Martins, A. (1999) - *Caracterização morfotectónica e morfossedimentar da Bacia do Baixo Tejo (Pliocénico e Quaternário)*. Dissertação de Doutoramento na Universidade de Évora, 500 p.
- Martin-Serrano, A., Mediavilla, R. & Santisteban, J. (1996) - North-western Cainozoic record: present knowledge and the correlation problem. In: Friend & Dabrio (Ed), *Tertiary Basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge Univ. Press, 237-246.

- Nikiforova, K & Alekseev, M. (1997) - International Geological Correlation Program, Project 41: "Neogene/Quaternary Boundary". in *The Pleistocene Boundary and the Beginning of the Quaternary*. Ed. Van Couvering. World and Regional Geology, Cambridge University Press, 9: 3-12.
- Pais, J. (1989) - Evolução do coberto vegetal em Portugal no Neogénico e no Quaternário. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 75: 67-72.
- Pais, J., Gregor, H. J. & Pereira, D. I. - Fossil plants from Barrocas (S. Pedro da Torre) North Portugal (em publicação).
- Pasini, G. & Colalongo, M. L. (1997) - The Pleistocene boundary-statotype at Vrica, Italy. in *The Pleistocene Boundary and the Beginning of the Quaternary*. Ed. Van Couvering. Cambridge University Press, World and Regional Geology, 9: 15-45.
- Pena dos Reis, R., Cunha, P. Proença, Barbosa, B., Antunes, M. T. & Pais, J. (1992) - Mainly continental Miocene and Pliocene deposits from Lower Tagus and Mondego Tertiary basins. *Ciências da Terra* (UNL), Número especial II: 37-56.
- Pereira, D. Insua (1989) - *Sedimentologia e estratigrafia dos depósitos Quaternários do rio Minho (região de S. Pedro da Torre)*. Provas A. P. C. C., Universidade do Minho, 132p.
- Pereira, D. Insua (1991) - Evolução quaternária do rio Minho na região de S. Pedro da Torre e Valença. *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Min. Geol., Univ. Coimbra*, 112: 327-345.
- Pereira, D. Insua (1997) - *Sedimentologia e Estratigrafia do Cenozóico de Trás-os-Montes oriental (NE Portugal)*. Tese de doutoramento, Universidade do Minho, 341 p.
- Pereira, D. Insua (1998a) - Enquadramento estratigráfico do Cenozóico de Trás-os-Montes oriental. *Comunicações do I.G.M.* Lisboa, 84, (1): A126-A129.
- Pereira, D. Insua (1998b) - O registo sedimentar em Trás-os-Montes oriental nas proximidades do limite Neogénico-Quaternário. *Estudos do Quaternário (APEQ)*, 2 (em publicação).
- Pereira, D. Insua (1999) - Terciário de Trás-os-Montes oriental: evolução geomorfológica e sedimentar. *Comunicações do Inst. Geol. e Mineiro*, Lisboa, 86, (em publicação).
- Pereira, D. Insua & Alves, M. I. C. (1993) - Estudo exoscópico de grãos de quartzo de depósitos de origem fluvial do Minho (Portugal). *El Cuaternario en España y Portugal*, Instituto Tecnológico Geominero de España (Ed.), Madrid, Spain, 1: 111-118.
- Pereira, D. Insua & Azevêdo, T. M. (1991) - Origem e evolução dos depósitos de cobertura da região de Bragança. *Mem. Not. Pub. Mus. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 112 (A): 247-265.
- Pereira, D. Insua & Azevêdo, T. M. (1993a) - Depósitos de preenchimento das depressões associadas ao acidente de Bragança-Manteigas, no sector a norte do Douro (Trás-os-Montes, Portugal). *Actas da 3ª Reunião do Quaternário Ibérico*. Coimbra, 183-190.
- Pereira, D. Insua & Azevêdo, T. M. (1993b) - Caracterização sedimentológica e geomorfológica dos depósitos de Raña da região de Bragança, com vista à definição das suas condições de génese e evolução. *Monografias 2, La Raña en España y Portugal*, Centro de Ciencias Medioambientales, Madrid, 27-39.
- Pereira, D. Insua & Azevêdo, T. M. (1995) - Evolução quaternária do graben da Vilariça (Trás-os-Montes, NE Portugal). *Cuadernos do Laboratorio Xeológico de Laxe*, Corunha, Espanha, 20: 123-137.
- Pereira, D. Insua & Brilha, J. (1999) - Clay mineralogy of sedimentary rocks with mafic and ultramafic sources (NE Portugal). *Proc. Euroclay 1999*, Cracóvia, Polónia.
- Pereira, D. Insua & Brilha, J. (2000) - Mineralogia da fracção argilosa da Formação de Vale Álvaro (Bragança, NE Portugal). *Ciências da Terra* (UNL), neste volume.
- Pereira, D. Insua & Cunha, P. P. (1999) - Aspectos geológicos e geomorfológicos do Cenozóico da região de Longroiva-Vilariça (NE Portugal): implicações na interpretação da elaboração da paisagem regional. *Encontros de Geomorfologia (Comunicações)*, Universidade de Coimbra, 53-60.
- Pimentel, N. (1997) - *Terciário da Bacia do Sado, sedimentologia e análise tectono-sedimentar*. Tese de doutoramento, Universidade de Lisboa, 381 p.
- Ramalhal, F.J. S. (1968) - Estudo geológico e sedimentológico dos depósitos discordantes dos arredores de Bragança. *Instituto de Investigação Científica de Angola*. Luanda.
- Ribeiro, O., Neiva, J.M.C. & Teixeira, C. (1943) - Depósitos detríticos da bacia do Cávado. (Nota preliminar). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, III, 87-94.
- Romaní, J. R. V., Mosquera, D. F., Marti, K. & Ferreira, A. B. (1999) - Nuevos datos para la cronología glacial pleistocena en el NW de la Península Ibérica. *Cadernos Lab. Xeológico de Laxe*, Corunha, 24: 7-29.
- Santisteban, J. I., Mediavilla, R., Martín-Serrano, A., & Dabrio, C. J. (1996) - *The Duero Basin: a general overview. Tertiary basins of Spain; the stratigraphic record of crustal kinematics* (Ed. Friend & Dabrio), Cambridge Univ. Press, 183-187.
- Sequeira, A., Cunha, P. P. & Sousa, M. B. (1997) - A reactivação de falhas, no intenso contexto compressivo desde meados do Tortoniano, na região de Espinhal-Coja-Caramulo (Portugal Central). *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, Lisboa, 83: 95-126.

- Teixeira, C. (1944) - Tectónica Plio-Pleistocénica do Noroeste Peninsular. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 4, I-II: 19-41.
- Teixeira, C. (1979) - Plio-Pleistocénico de Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 65: 35-46.
- Teixeira, C. & Gonçalves, F. (1980) - *Introdução à geologia de Portugal*. Instituto Nacional de Investigação Científica, 475 p.
- Teixeira, C., Medeiros, A. C., Alves, C. A. M. & Moreira, M. M. (1969) - Carta Geológica de Portugal, na escala de 1/50000. Notícia Explicativa da folha 5-C, Barcelos. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 49 p.
- Van Couvering, (1997) - Preface: the new Pleistocene. *In: The Pleistocene Boundary and the Beginning of the Quaternary*. Ed. Van Couvering. *World and Regional Geology*, Cambridge University Press, 9, xi-xvii.