

# Las orogénesis superpuestas del edificio alpino-mediterráneo

Ion Argyriadis

Gabinete de Geología Argyriadis, 975 chemin du Pré de Caune, 83740 La Cadière d'Azur, France  
ion@argyriadis.net

## RESUMEN

Las cadenas montañosas circum-mediterráneas deben ser consideradas como el resultado de dos orogénesis distintas. La aparente unidad de la estructura actual es de orden formal debido a las últimas deformaciones. Desde los tiempos Hercínicos ha habido dos etapas de deformación paroxismal; la más joven se ajusta a la definición de la orogenia alpina; la más antigua tuvo lugar en el Cretácico y puede corresponder a la primera gran convergencia del desplazamiento relativo de los bloques de Euroasiático y Africano. La orogenia cretácica o "mesogea" es independiente de la orogenia Alpina sensu stricto (Oligo-Mioceno) y no puede ser considerada como su preconfiguración. Siendo independientes en el tiempo, son asimismo independientes en el espacio. Incluso si la orogenia "mesogea" puede aparecer restringida localmente a las partes "internas" de las cadenas alpinas (área mediterránea central, Cárpatos, Dinárides) esto no se puede tomar como una regla: hacia el oeste, las deformaciones cretáceas cruzan el eje de los Alpes occidentales y se extiende (nuevas investigaciones) sobre Provenza y las cadenas Béticas y el área de los Pirineos. Hacia el este, las deformaciones de este período cruzan las Helénidas (nuevas observaciones) y se extienden sobre el área "externa" de un modo espectacular, intersectando áreas que no han vuelto a ser tectonizadas (Chipre, sureste de Anatolia, norte de Siria, Oman). En conjunto, esta gran zona orogénica cretácica es parte de un ancho dominio que se extiende sobre la parte central de Irán, hacia los Himalayas y el este de Asia, y tiene su equivalente en el lado oeste del Océano Atlántico, en el islas caribeñas, México y las Américas.

Palabras clave: orogénesis superpuestas, cadenas alpinas, orogénesis "mesogea", modelos en geología

## ***The superposed orogenesis of the alpine-mediterranean edifice***

### ABSTRACT

*The circum-Mediterranean chains must be considered as the result of two distinct orogenies. The apparent unity of the present structure is of formal order, due to the latest deformations. Since the Hercynian time there have been two periods of paroxysmal deformation; the younger fits the definition of the alpine orogeny; the older occurred during the Cretaceous and may correspond to the first great convergent relative drift of the Eurasian and African blocks. The Cretaceous or Mesogean orogeny is independent from the Alpine orogeny stricto sensu (Oligo-Miocene) and cannot be considered as its prefiguration. Being independent in time, it is independent in space as well. Even if this Mesogean orogeny can appear locally restricted to the "internal" parts of the Alpine chains (Central Mediterranean area, Carpathes, Dinarides) this cannot be taken as a rule: towards the west, the Cretaceous deformations cross the axis of the western Alps and extend (new investigations) over Provence to the Betic chains and the Pyrenean area. Towards the east, the deformations of this period cross the Hellenides (new observations) and spread over the "external" area in a spectacular way, interesting areas which have never been tectonised again (Cyprus, south-eastern Anatolia, northern Syria, Oman). As a whole, this large Cretaceous orogenic zone is part of a wider domain which extends over central Iran towards the Himalayas and eastern Asia, and has its equivalent on the western side of the Atlantic Ocean, in the Caribbean islands, Mexico and the Americas.*

*Key words: superposed orogenesis, alpine chains, mesogean orogenesis, models in geology*

## ABRIDGED ENGLISH VERSION

### **Introduction, methods**

*When speaking about the "Alpine-Mediterranean" edifice, we are referring to the actual building, which is the morphological result of superposed deformations. If there was an analysis starting with the age of the deformations in combination with the relative position of the regions that are affected, different orogenies would be discovered throughout time as well as being secant and non-parallel.*

*This work is strictly based on field data, both from observations by the author, as well as from facts, published in the scientific literature which were derived from field data. Neither simulation nor models have been used. These should not be used in geology, this statement being based on the foundations of modern mathematics (Gödel, 1931, Matiyasevich (or Matiassevitch, other acceptance) 1970, 1995). In relation to the tectonics of post-variscan era and for simple nomenclature reasons, we follow the classification of Stille (1924), modified and enriched by Tollmann (1963). The author, in a previous publication (Argyriadis, 1974), dealt with the subject of the Cretaceous orogeny which has been called "Mesogean". Due to the limited space available, there is a limitation to the phases of the second half of the Mesozoic era, whilst there is a rapid overview of the examples already seen in the 1974 paper ; there is a concentration on the new data (from Provence in France and the Hellenides in Greece), coming from field data and from the normal evolution of knowledge and ideas after the above mentioned dates. Thus, the new field data give indications, in Provence, of tangential deformations of Cretaceous age (Figs. 1, 2, 3), centered over the Austrian phases (pre-Gosau and Laramide). These phases occur over the whole of deformed regions around the Western Mediterranean. They are classical in the Western Alps, the Carpaths, the Balkans and the Dinarids (Figs. 4, 5). In the Hellenids, the new data (Fig. 6) complete the already old knowledge of Cretaceous deformations. Thus, there is an observation of the Austro-alpine and Austrian, and the well dated phase pre-Gosau has been recently found (Argyriadis, 2004, Argyriadis et al., 2010). Further towards the east, the Cretaceous phases affect the whole of Anatolia, Iran, Oman and passes in continuity towards the Himalayan ranges.*

### **Results and conclusions**

*A first proof concerns the generalization of these disorders in the domain of the Alpine-Mediterranean ranges. Most of them are violent, of great importance, but are sometimes more modest ; the folded ranges of this domain are marked with their characteristic marks. A second proof is that the different phases of these tectonics have marked, by their indirect effects, the geological history of the non-tectonic plates of the African coast and the Eurasian coast, and this takes place for huge distances. Discordances of Harz and Wight Island initiate the rises of salt domes of the north of Europe, the detrital character of certain stages (Albien) on huge distances, which must be the foreland of the tectonic zone of this period. Equally, on the Arabian-African coast, very important uplifts have taken place far into the foreland: the Libanon, the Cyrenaica have been affected by both these uplifts and the Cretaceous folding. The exceptional phenomenon that were the Cretaceous transgressions over the African platform occurred just at the moment when the Mesogean domain was highly affected by the tectonics. A third proof is the continuity of the tectonic band during the end of the Mesozoic. An "ophiolitic peri-Arabian crescent" was established towards the east that follows to the Alpine-Mediterranean domain. Further towards the interior, "central Iran" has very important tectonics of Lower Cretaceous age and on the Euro-Asiatic coast, Armenia and Elbrouz have been tectonized during the Cretaceous. The passage is continuous eastwards, to the Himalayas and follows, towards the ranges of the eastern Siberia, where the Cretaceous orogenesis is the main orogenesis.*

*Towards the west, things are less clear. The Atlantic hiatus increases after the Cretaceous. But it is noticeable that in the Caribbean, and further, in Mexico, the most important tectonics, affecting formations with an aspect that resembles those of our Mesogean, are precisely of Cretaceous age.*

*In the current landscape, it is possible to highlight the length of a huge belt of remarkable mountains.*

*There is a habit, inherited from the heroic times of geology, to name these mountains with the generic term of "alpine chains". Or, these words correspond to the more recent phases, not necessarily the most important, and especially the vertical movements since the Miocene, that have modelled the current morphology of the edifice. And the apparent unity is of purely formal order, geometrical. It is the geographic result of different components, of ranges of different ages and different significance. Even more, where recent phases are missing, it is possible to pass easily over the big thrust sheets without realizing that there is a violently tectonized region, as in Cyprus where there are certain "ophiolite crescent thrust sheets" under the post-Campanian deposits. The same occurs in Provence, where the vertical movements are frequent,*

but they do not have the amplitude of the *stricto sensu* Alps, and the thinking that they must follow a minor orogenesis. In the "Alpine ranges", there are different types of ranges. To break the tie between them, the criterion of the time of formation, or better the time of the most important tectonic period, is the most appropriate. This is much safer than criteria based, for example, on the paleogeography. The alpine tectonics, *stricto sensu*, which are paroxysmal in the western Alps, are of Oligo-Miocene age. They are very widespread and constitute an important event in the history of the earth. It is logical and useful to reserve the term of "alpine orogenesis" for these phases. We have shown that previous tectonics, mainly tectonics very important at the end of the Mesozoic, have a manifestation in a domain that is partially confused with that of the Alpine orogenesis. If there is a synthetic grouping of the observations that have been provided in this study, the first conclusion would be that the ensemble of whole Cretaceous tectonics form a true orogenesis that I have called Mesogean orogenesis (Argyriadis, 1974), and which it is completely independent of the Alpine orogenesis, both in time and in space. It is evident that the respective domains of the two orogenesis, alpine and Mesogean, form bands that are elongated roughly along the "tethyan axis", being neither confounded nor parallel, but intercrossed, according to a complex pattern (Fig. 7). A second conclusion, is established as corollary of the fact that the Atlantic opening has occurred during the same period. Some "models" have been proposed which try to tie the Mesogean compression and the above mentioned opening. The question seems difficult, because the fact that the opening of the Atlantic appears to be continuous after the Lias, whilst the Mesozoic compressions – as well as the Cenozoic – between "blocks" or "plates" or event "micro-plates" are discontinuous and separated by remission phases or even distension. Furthermore, it is necessary to stress that the huge Cretaceous compression is not limited to the Mediterranean and the Caribbean. It spreads, as I have been mentioned above, to the west, towards the Americas and to the east, towards the Himalayas and Siberia, being then a phenomenon with dimensions which developed at a global scale.

I conclude with what has been already said: models should be constrained only by the hypothesis which has been validated by observation.

## Introducción

Por regla general, se habla de "orogénesis alpina" y, concretamente, de edificio "alpino-mediterráneo". Si se admite que dicho concepto tiene sentido dada la imagen actual de la región, marcada por deformaciones posteriores a la orogénesis varisca, éste último se pierde en cuanto se considera un análisis espacio-temporal más detallado. Así pues, el enfoque clásico de análisis procede de la observación de conjunto (morfológica) actual para situar las líneas de organización anteriores, tanto paleogeográficas como tectónicas. Es interesante proceder a la inversa, a partir de la edad de la deformación, para ver cómo se organiza la disposición espacial de los diversos componentes.

**Preámbulo:** Esta nota está basada únicamente en datos de campo, o relatados en la literatura científica procedentes de observaciones de campo. No se ha recurrido a simulación o modelo alguno. Estos últimos, contrariamente a las ideas dominantes actualmente, no permiten delimitar la realidad geológica. Esta afirmación, no proviene únicamente de la evidencia (actualmente ocultada o denigrada) sino que emana de proposiciones que se encuentran en el origen de las matemáticas modernas, como el teorema de incompletitud de Gödel (Gödel, 1931) y de indecidibilidad de las ecuaciones diofánticas (Matiyasevich, Matiassevitch (otra aceptación) 1970/1995).

En lo que se refiere a las tectónicas de los tiempos post-variscos y, por simples razones de nomenclatura, seguiremos la clasificación de Stille (1924) modificada y enriquecida por Tollmann (1963). De este modo, el análisis de la edad de las deformaciones combinado con la posición relativa de las regiones afectadas nos permite descubrir orogénesis distintas en el tiempo, pero también secantes, sin paralelismo entre ellas. El autor, en una publicación anterior (1974), ya había abordado el tema de la orogénesis cretácica, que llamó "mesogea". Desde entonces, las observaciones complementarias efectuadas han apoyado esta visión y ampliado el concepto: el espacio "tetisiano" durante el Mesozoico, sufrió deformaciones violentas que fueron en aumento hacia finales de la era, pero que no prefiguran, al menos desde un punto de vista mecánico, las deformaciones alpinas *stricto sensu* de edad óligo-miocénica. A continuación, revisaremos los principales edificios que se entremezclan en el espacio, para originar, en favor de surgimientos relativamente recientes, las cadenas montañosas actuales. El texto, por razones de espacio disponible, se limitará a las fases de la segunda mitad de la era secundaria y repasará brevemente los ejemplos ya citados en la nota de 1974, centrándose en los aportes de nuevos datos (Provenza, Helénides), procedentes de observaciones de campo, así como en las posibles evoluciones de conocimientos e ideas desde esa fecha.

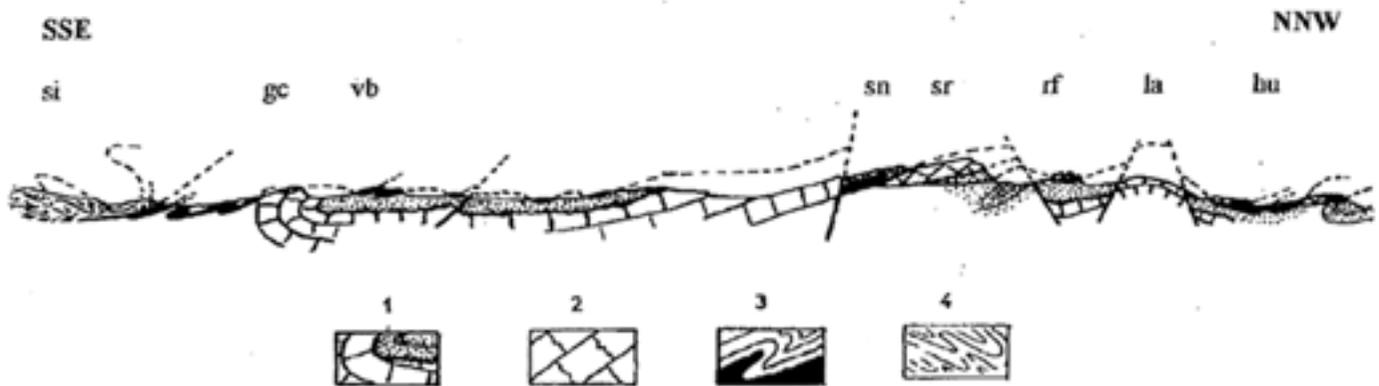
## Observaciones en Provenza

En la región de Provenza, el autor, durante las dos últimas décadas, ha efectuado numerosas observaciones, de las que algunas han sido objeto de publicaciones presentadas a la *Académie des Sciences* por el Profesor Durand Delga, a quién rinde homenaje el presente volumen (Argyriadis 2000, Ricour et al. 2005). Retomando las ideas de Bertrand (1892, 1899) de Zürcher (1892) de Haug (1916, 1925) y de Destombes (1951) y, gracias a nuevas observaciones y a la generalización de este marco, llegamos (Argyriadis 2000) a una interpretación que admite dos mantos de corrimiento procedentes del sur-suroeste, el manto de Baja Provenza sedimentaria y el manto de las filitas del Cabo Sicié (Figura 1).

No obstante, la observación atenta de las estructuras nos lleva a constatar que la tectónica que las ha originado es polifásica, y las fases principales se sitúan a finales del Cretáceo (fase Iaramiana) aunque se entrevén trazas de fases anteriores, (ante-Gosau y austriaca). Guieu (1968) ya había señalado, con razón, que el Begudiense (Maestrichtiense inferior) de la vertiente norte de la cadena de la Sainte Baume, que comprende grandes copos de calizas mesozoicas, debería ser considerado como sintectónico. Desde entonces, otras observaciones han venido imponiéndose:

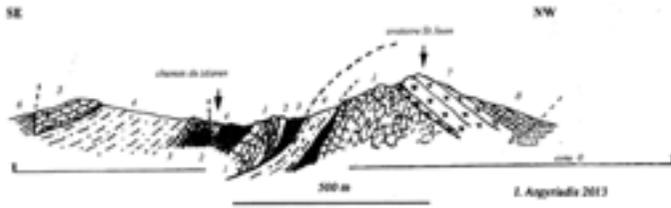
## Entre las poblaciones de la Cadière, al este, y de La Ciotat, al oeste.

En esta región, corre un frente de erosión intermedia del manto de la Baja Provenza. Cerca de la población de Saint Cyr-sur-Mer, un dispositivo apreciable fue indicado por Philip (1967) situado justo delante de ese frente de erosión. Se trata de una transgresión del Santoniense fosilífero de Rudistas sobre el Muschelkalk plegado. La transgresión se produce mediante una brecha de elementos muy variados provenientes de la serie mesozoica y un cemento fosilífero (*Globotruncana*). Dicha brecha había sido ya indicada por Bertrand durante la excursión de la Société Géologique de France (1892) y dio lugar a controversias, ya que Bertrand se inclinaba por una explicación sintectónica, durante el avance del manto. Efectivamente, el dispositivo presentaba dos particularidades: por una parte, tal como había apuntado Bertrand (1892), el contacto con la brecha se acerca a unidades indiscutiblemente acarreadas del Muschelkalk, y nunca se encuentra en lugares independientes de dichas unidades alóctonas; por otra parte, la brecha, que contiene elementos variados, se encuentra directamente superpuesta al Muschelkalk, mientras que, inmediatamente al lado, la serie mesozoica autóctona, bajo el Santoniense, está completa y presenta varias centenas de metros de grosor.



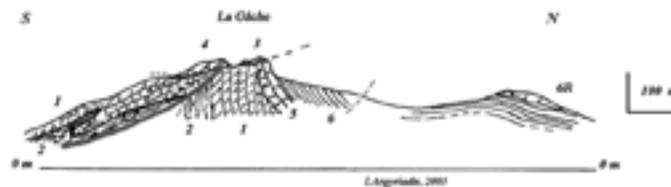
**Figura 1.** Corte esquemático de la Baja Provenza (in Argyriadis, 2000). Las discordancias y lagunas en el interior de la serie mesozoica del autóctono no han podido ser representadas. El plegamiento del principal contacto anormal ha sido representado de manera ilustrativa. gc: Gros Cerveau hu: Huveaune la: Lare; rf Roque Forcade; si: manto de phyllades de Cabo Sicié; sn: serie "normal" del Alóctono de Sainte Baume; sr: serie invertida de Sainte Baume; vb: Vieux-Beausset; 1: Autóctono (punteado: Neocretáceo); 2: serie invertida (de la Sainte Baume); 3: manto de Baja Provenza sedimentaria; 4: manto de Cabo Sicié.

**Figure 1.** Schematic section of the Baja Provenza (in Argyriadis, 2000). It was not possible to represent the discordances and hiatuses in the allochthonous Mesozoic succession. The folding of the main non-normal contact has been represented in an illustrative manner. gc: Gros Cerveau hu: Huveaune la: Lare; rf: Roque Forcade; si: mantle of phyllades de Cabo Sicié; sn: "normal" series of the allochton of Sainte Baume; sr: inverted series of Sainte Baume; vb: Vieux-Beausset; 1: Allochton (dotted: Neocretaceous) 2: inverted series (of Sainte Baume) 3: mantle of Baja Provenza sedimentary; 4: mantle of Cabo Sicié.



**Figura 2.** Corte del oratorio Saint-Jean. 1: Muschelkalk 2: Keuper 3: Rhetiense 4: dolomías hettangianas 5: Lias 6: Bathoniense margoso 7: Santoniense, calizas con Rudistas 8: Santoniense, margas, calcarenitas y arenisca

**Figure 2.** Cross-section of the Saint-Jean chapel. 1: Muschelkalk; 2: Keuper 3: Rhetiense; 4: Hettangian dolestones; 5: Lias; 6: Bathonien marls; 7: Santonien limestone with rudists; 8: Santonien, marls, calcarenites and sandstones.



**Figura 3.** La cima del monte de la Gâche, cerca de Saint-Cyr-sur-Mer. 1 : Muschelkalk; 2 : Keuper; 3 : Barremiano; 4 : Aptiense; 5 : Santoniense caliza de Rudistas; 6 : Santoniense detrítico 6R : caliza brechosa con rudistas.

**Figure 3.** The summit of the Gâche mountain near Saint-Cyr-sur-Mer. 1: Muschelkalk; 2: Keuper; 3: Barremiano; 4: Aptiense; 5: Santonien limestone with rudists; 6: Santonien sediments; 6R: fractured limestone with rudists.

Sin embargo, otro hecho debe llamar nuestra atención: el Muschelkalk subyacente a la transgresión ha sido violentamente deformado ; por añadidura, si se resitúa la barra santoniense transgresora en posición horizontal, tal como fue depositada, el Muschelkalk ha sido invertido y, en todo caso, considerablemente deformado, plegado, antes de la transgresión mencionada. Este hecho demuestra, sin lugar a dudas, que una tectónica de compresión, tangencial, tuvo lugar antes de que se depositara el Santoniense (Figura 2).

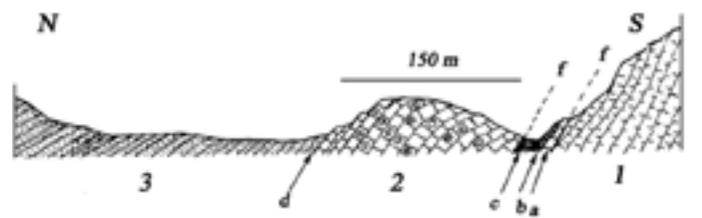
Un poco más al oeste, la cima del monte de la Gâche muestra un dispositivo análogo (Figura 3).

Parece evidente que dos fases importantes se hallen representadas: una, ante-santoniense, la otra post-santoniense, que data probablemente del Maestrichtiense superior (Begudiense, cf. *supra*). El límite inferior de la horquilla respecto a la primera en este caso es impreciso, ya que el hiato entre Trias superior y Santoniense es demasiado significativo. A algunos kilómetros al NE del lugar se conoce una leve discordancia angular entre Turoniense superior

y Coniaciano, pero ese episodio no corresponde, por su intensidad, con las características de la fase que llama nuestra atención.

**La región del límite oriental de la cuenca del Beausset, cerca de Evenos.**

Esta zona proporciona elementos de observación que sugieren una fase tectónica importante a finales del Cretáceo inferior. Así pues, las canteras de arena del Valle del Arenc de la empresa cementera Lafarge se establecieron en el Cenomaniense arenoso. Dicho Cenomaniense, en el fondo oriental de las excavaciones, a nivel del puerto de la Tolosane, reposa sobre calizas aptienses fosilíferas. Sin embargo, Jean-Luc Bourguet, geólogo de Lafarge, me indicó que se encuentran margas negras intercaladas en la zona de contacto de dicha caliza con el Barremiano de Gros Cerveau que se encuentra al sur, asentada sobre una fina capa de arenisca basta arkósica, micácea y cuarzosa, con glauconita y granos negros de materia orgánica: dichas formaciones sólo pueden pertenecer al Albiense. Tenemos, pues, el Aptiense la caliza fosilífera y numerosos riñones silíceos asentados anormalmente sobre el Albiense, arrastrado a su vez sobre el Barremiano, mientras que el conjunto de la estructura se verticalizó durante fases posteriores. Ahora bien, esa caliza aptiense se posiciona normalmente hacia arriba, por supuesto, con índices "hard ground", en las arenas del Cenomaniense del autóctono de la cuenca del Beausset (Figura 4). A unos centenares de metros más al norte, dicho Autóctono,



**Figura 4.** Corte del Valle del Arenc. 1: Barremiense calcáreo con facies urgoniense de Gros Cerveau 2: Aptiense calcáreo con rudistas, amonitas y chert 3: arenas silíceas del Cenomaniense; a: caliza arenisca b: arenisca arkósica y micácea, con glauconita y restos orgánicos c: margas negras y arcillas amarillas d: transición estratigráfica con "hard ground".

**Figure 4.** Cross section of the Valle del Arenc. 1: carbonatic Barremiense with Urgoniense facies of Gros Cerveau; 2: carbonatic Aptien with rudists, ammonites and chert; 3: Cenomanian siliceous sandstone; a: limestone sandstone b: arkosic sandstone and with mica, with glauconite and organic remains; c: black marls and yellow clays; d: stratigraphic transition with hard ground.

superpuesto al Fuveliense (Campaniense superior), soporta el "jirón" arrastrado del Vieux Beausset. Y, lo que es más, la caliza en cuestión está afectada por una leve esquistosidad de pliegue. El contacto anormal bajo el Aptiense con lechos silíceos se vuelve a encontrar en el lado opuesto del puerto de la Tolosane, a unos 200 m al norte de la granja que lleva su nombre. Dichas calizas ya habían sido interpretadas (Philip, 1967). como "bloques derrumbados" de esta época. A pesar de que un derrumbe nunca hizo que un bloque se volviera esquistoso.

### **Conclusión provisional para el caso de Provenza**

Hemos visto que existen indicios serios que apuntan hacia la existencia de tectónicas compresivas cretácicas en la Baja Provenza. Una fase contemporánea del Cretáceo terminal (Laramiana), una fase ante-santonense (ante-Gosau o subherciniana *sensu* Tollmann) y una probable fase ante-cenomaniense (austriaca o incluso austro-alpina). Desgraciadamente, la mayor parte de la orogénesis se encuentra hoy en día bajo el mar. Sólo una parte ínfima de ésta puede ser observada. No obstante, esta región viene integrándose en un vasto marco de observaciones, que contemplan el conjunto del espacio alpino-mediterráneo.

### **Mediterráneo occidental**

Un breve vistazo hacia el Mediterráneo occidental nos convence de que las fases tectónicas del Mesozoico superior y terminal están presentes, y de manera importante.

### **Corbières**

Nuestro enfoque de la zona provenzal quedaría incompleto y aislado de todo contexto si no existiera la posibilidad de ligarlo al resto de zonas mediterráneas plegadas. Esta posibilidad nos la proporciona, naturalmente, la región vecina de Corbières oriental. Se trata de una región clásica en cuanto a la cuestión que nos ocupa. Ya en su época, A. d'Archiac, cuando estudiaba la región en el siglo XIX (1859), se dio cuenta de que en el Cretáceo medio se produjo un cambio radical. La existencia de terrenos alóctonos, incluso de mantos de corrimiento en la zona de Corbières se puso en evidencia durante la primera mitad del siglo XX gracias a la labor de L. Bertrand (1906) y, sobre todo, de L. Barrabé (1922, 1942), aunque fuese cuestionada posteriormente.

No obstante, la existencia de fases tectónicas anteriores al "paroxismo pirenaico" fue insuficientemente conocida durante mucho tiempo, fue insuficientemente conocida, a pesar de haber sido puesta de manifiesto más al SO en la zona norpirenaica (cf. M. Castéras, 1933). L. Mengaud (1940) recalcó la discordancia del Rognaciense en la Sierra de Ginoufré y M. Durand-Delga (1948) la del Cenomaniense al sur del pinar de Durban. A partir de la década de los 60, surgió un interés creciente por la historia del Cretáceo en dichas regiones. M. Mattauer y F. Proust (1963) señalan una fase generalizada ante-Rognaciense en el Languedoc y en Corbières, al tiempo que evocan otra fase, ante-aptiense. Creen que la transgresión generalizada del Rognaciense, con discordancia, en dichas regiones avala la posibilidad de un gran evento tectónico inmediatamente anterior. Sin embargo, si bien se puede distinguir, localmente, en ocasiones una discordancia entre el Senoniense detrítico y la caliza Rognaciense de dicha regiones, en la mayoría de los casos, el lapso es enorme, abarcando a veces desde Trias hasta el Rognaciense (Sierra de Ginoufré), normalmente desde el Aptiense. Por añadidura, localmente (Pinar de Durban), el Senoniense pasaría progresivamente al Rognaciense, en perfecta concordancia. En semejante contexto, M. Durand-Delga (1964) se niega a atribuir un rol preponderante a la fase del Cretáceo tardío, aunque vislumbra otra fase, mucho más sobresaliente, que se sitúa entre el Albiense superior y el Cenomaniense. Así pues, éste último es transgresivo y discordante sobre el Albiense superior (Fontfroide), el Aptiense (Durban, Taura, Ste Eugénie, etc.) o en terrenos anteriores (Sierra de Ginoufré). Todo ello evoca lo que hemos descrito en Provenza, en el Valle de Arenc (cf. *Supra*). En cuanto a la fase ante-Aptiense, su existencia parece dudosa; M. Mattauer y F. Proust ya lo indicaron en el sector del Pinar de Durban (1963). Aunque M. Durand-Delga (1964) rechaza formalmente su existencia y subraya el carácter anormal del contacto del Aptiense sobre su substrato, allí donde se pudiese considerar una discordancia estratigráfica.

Hacia esa misma dirección (existencia en el Cretáceo de una fase pre-Cenomaniense y de otra Laramiana) apuntan también las ideas de F. Ellenberger (1967, p.89), que indica que los movimientos correspondientes pueden conllevar la formación de escamas. Asimismo, confirma los resultados de D. Comte (1963) al norte de Bugarach, respecto a la primera, al tiempo que precisa, respecto a la segunda, que sería anterior al Begudiense, situada, gracias a la labor de Freydet y Plaziat en el interior del Maastrichtiense. Sin embargo, resalta el escaso conocimiento que se tiene de la extensión de los resultados de las fases cretácicas en Corbières y el Bajo Languedoc.

Y, por último, las fases cretácicas en Corbières quedan subrayadas por la extraordinaria zona de klippen sedimentarios puesta en evidencia por J. P. Bouillin (1967) entre Cubières y Cucugnan. Los klippen más imponentes están envueltos en el Albiense y sobre todo, en el Cenomaniano. El autor recalca que "un simple juego de fracturas, seguido de derrame de acantilados parece insuficiente para explicar la formación de un conjunto tan importante como el de Roc Pouyrit" y atribuye el fenómeno a una fase ante-Cenomanien marcada por una "tectónica compleja, plegante o escamante". Según el mismo autor, otros klippen de material cenomano-turoniano están envueltos en formaciones santonienses. ¿Acaso es necesario precisar una vez más la correspondencia notable de todas esas fases, austríaca, mediterránea y lamariana?

### Pireneos

Antes de recorrer rápidamente la zona pirenaica (para más detalles véase Argyriadis 1974), se debe formular una observación importante. Contrariamente a las ideas admitidas generalmente, no creo que exista continuidad alguna entre el edificio provenzal, prolongado en la zona de Corbières, y el edificio pirenaico. Considero que existe una gran falla de desgarre sinistral desde las costas frente al Este de Menorca, que continúa en dirección del NO, pasando luego entre Corbières y los Pireneos, aproximadamente en el umbral del Lauragais y se prolonga atravesando la Montagne Noire para acabar rozando hacia el sur-suroeste la península armoricana. Lo cual implica que la continuidad del edificio provenzal debe buscarse en las Baleares y, desde allí, en la Cordillera Bética.

La actividad orogénica cretácica parece concentrarse en dos intervalos de tiempo más o menos diferenciados, uno en el Cretáceo inferior, el otro en el Cretáceo superior. La mayoría de los investigadores interpreta la orogénesis pirenaica como el resultado de movimientos relativos de las "placas" europea e ibérica. Sin embargo, otras opiniones niegan la individualidad de una placa ibérica (Canerot, 2013). En cuanto al Cretáceo inferior, la mayor parte de autores advierte importantes movimientos distensivos, aunque lo que casi todos admiten es la existencia de un periodo de actividad significativo, cuyos resultados han sido decisivos para el aspecto futuro de la cadena. Las opiniones divergen a partir de ese punto común: para unos, se trata de movimientos distensivos con formación de relieve, para otros, se trata de una tectónica de compresión que conlleva, para algunos de ellos, desplazamientos tangenciales importantes.

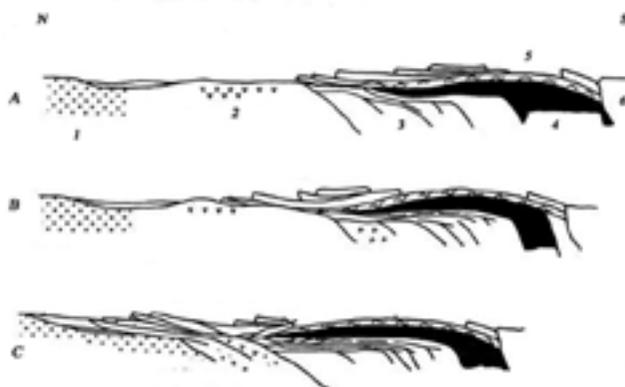
### Las regiones clásicas

Nos referimos, por supuesto, a los Alpes Orientales y a los Cárpatos.

### Alpes Orientales

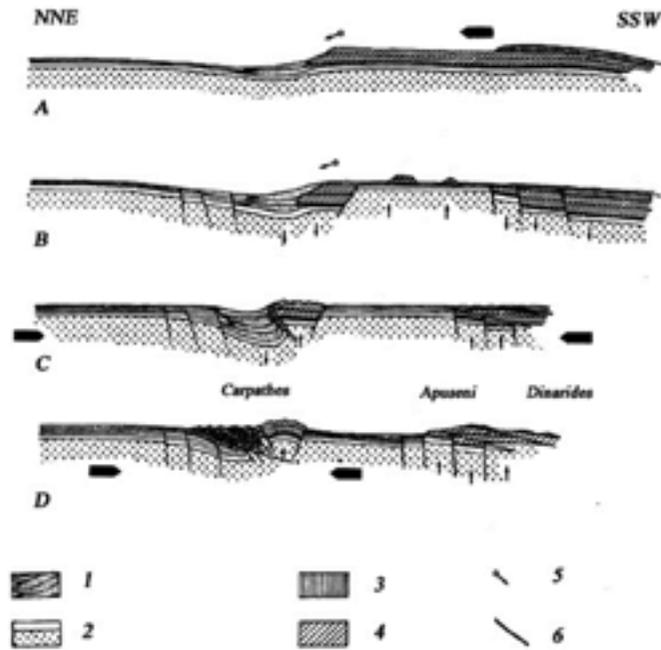
En dichas cadenas, caracterizadas por los corrimientos de unidades austro-alpinas sobre las unidades penínicas en las que, desde hace años se han puesto de manifiesto fases tangenciales paroxismales del Mesozoico superior. Se conoce, en efecto, la transgresión clásica con discordancia de los mantos de Gosau (Cretáceo superior que empieza en el Coniaciano) sobre diversas unidades estructurales ya asentadas. Las síntesis más completas respecto a la cuestión son las de Tollmann (1963, 1968, 1969). Según el autor, las fases principales se pueden agrupar en dos grandes conjuntos:

- Un conjunto que comprende esencialmente las fases ante-cenomanien (austríaca de Stille) y ante-Gosau (mediterránea). Según Tollmann, se trata de las fases responsables de los mayores corrimientos que han determinado el posicionamiento de las unidades austro-alpinas entre ellas y, por otra parte, el conjunto sobre el Penínico, hasta el "pliegue ultra-piéndide".



**Figura 5.** Las fases principales del posicionamiento de los mantos en los Alpes Orientales (según A. Tollmann, 1963). 1: Helvético 2: Dorsal ultra-piéndide 3: Penínico 4: Austro-alpino inferior 5: Austro-alpino superior 6: Subalpino. A: fase austríaca B: fase subherciniana (Turoniano superior) C: fases helvética y sávia (corrimientos sobre la Helvética).

**Figure 5.** Main phases of the positioning of the mantles in the eastern Alps. (according to A. Tollmann, 1963). 1: Helvético; 2: Dorsal ultra-piéndide; 3: Penínico; 4: Lower Austro-Alpine. 5: Upper Austro-Alpine; 6: sub-alpine; A: Austrian phase; B: sub-hercinian phase (Upper Turonian) C: Helvetic and Savian phases (landslips over the Helvetic étic).



**Figura 6.** Evolución del sistema carpático. Hipótesis genética in Argyriadis (1974). 1: flysch 2: zócalo europeo y su cobertura pre-cretácica 3: Alóctono con ofiolitas 4: Alóctono de tipo mesogeo (dinárico) 5: aportes detríticos 6: contacto anormal. A: Cretáceo medio (fases austriaca y ante-Gosau) B: post-Gosau C: Cretáceo tardío a Paleoceno (fases laramiana y pirenaica) D: Mioceno.

**Figure 6.** Evolution of the Carpatian system. Genetic hypothesis of Argyriadis (1974). 1: flysch; 2: European zocalus and its pre-Cretaceous covering; 3: Allochthonous with ophiolites; 4: Allochthonous of Mesogena type (Dinaric); 5: sedimentary materials; 6: non-normal contact; A: Mid Cretaceous (Austrian and pre-Gosau phases); B: post-Gosau; C: Late Cretaceous to Paleocene (Laramian and Pyrenaic phases); D: Miocene.

– Un segundo conjunto, que agrupa las fases post-Gosau (ilírica y pirenaica, esencialmente). Estas últimas parecen dar origen a la reanudación de los movimientos de la parte frontal del edificio austro-alpino. No se trataría entonces de un desplazamiento de unidades en relación con las otras: el Austro-alpino superior, ya erosionado en su parte media, se podría haber desplazado en bloque hacia adelante, llevándose por delante mantos helvéticos y generando los grandes cabalgamientos que afectan a la molasa (Figura 5).

No obstante, en ocasiones se han dado intensos debates sobre la importancia y el papel de cada fase dentro de esos conjuntos. Faltaría espacio para detallar este conjunto extremadamente enriquecedor. Para una presentación detallada y crítica, véase Argyriadis (1974).

## Los Cárpatos

Otra cadena en la que se ha evidenciado la existencia de fases paroxismales de tectónica tangencial es la de los Cárpatos (Figura 6). Una vez más, por falta de espacio, nos limitaremos a una evocación rápida de sus características, puesto que una descripción muy detallada ya fue objeto de una publicación anterior (Argyriadis 1974). Esta cadena, además del gran cinturón que dibuja, es apreciable por diversas de sus facetas. Así pues, se compone, en una primera aproximación, de dos cadenas distintas, cuya formación es meso-cretácica respecto a la que se encuentra en el interior del cinturón y miocénica respecto a la de su exterior, sin que haya transición aparente entre una y otra. Y, lo que es más, en el interior de este conjunto, disimulados parcialmente bajo los depósitos recientes, se encuentran conjuntos – como los Montes Apuseni – en los que el paroxismo orogénico es de la misma edad (meso-cretáceo) pero en el que las direcciones son ortogonales en relación a las de la periferia del cinturón. Esta última particularidad podría explicarse por la formación *a posteriori* de dicho cinturón, durante la orogénesis terciaria.

**Cárpatos occidentales:** se trata, evidentemente, desde el punto de vista geológico, de la reaparición, hacia el este, de diversas unidades de los Alpes Orientales que, entre tanto, se sumergieron en las cuencas de Viena, del Danubio y panonienese (D. Audrusov, 1960, 1965; A. Tollmann, 1959, 1963, 1968). Sin embargo, los Cárpatos occidentales muestran, además de analogías incontestables, divergencias fundamentales en relación a los Alpes orientales; esta circunstancia hace que deban ser estudiados por separado, puesto que sus características propias son, precisamente, las más interesantes. Curiosamente, dan la impresión de que nos encontramos en presencia de *dos* orogénesis diferentes, yuxtapuestas en el sentido de la longitud y separadas por la extraordinaria zona caótica de los *klippes pieninos*. Una de esas «dos» orogénesis, la más meridional, resulta de una tectónica meso-cretácea, mientras que la otra es el fruto, esencialmente, de dislocaciones de edad miocénica.

**La zona de los klippes pieninos,** formada esencialmente por calizas mesozoicas erguidas en posición subvertical y envueltas en formaciones margosas del Cretáceo superior y del Paleógeno, presenta un aspecto caótico con una tectónica y una estratigrafía incomprensibles. Está ligada a un proceso genético que dista mucho de suscitar la unanimidad. Fenómeno sedimentario para unos (V. Uhlig, 1889, 1903; D. Stur, 1860; Zeuschner, 1848),

u olistostromo (M. Muratow, 1946), fenómeno tectónico para otros, ligado, ya sea a corrimientos longitudinales (M. G. Rutten, 1965, p. 1094) o bien a desplazamientos tangenciales más o menos complejos (D. Andrusov, 1938), posee, en todo caso, como lo hace remarcar muy pertinentemente D. Andrusov (1965, p. 1039), sus propias constantes y sus propias leyes. Su característica más sobresaliente es su sorprendente longitud comparada a un espesor ínfimo. Efectivamente, con un espesor que varía de 2 a 20 km., se prolonga intacta desde los Alpes orientales (región d'Illsitz) hasta el oeste de las montañas de Rodna, en Rumania, es decir, ¡a lo largo de una distancia de 900 km.! Esta «obstinación» extraordinaria hace suponer, acertadamente, que debe corresponder, en su disposición actual y fuera de toda hipótesis genética, a uno o varios accidentes que afectan profundamente a la corteza.

**La zona de los Flyschs.** Para concluir el inventario de movimientos del Cretáceo en los Cárpatos occidentales, cabe mencionar, de pasada, la *zona de flyschs*: y no porque se observe traza alguna de verdaderos movimientos tectónicos de esa edad. Aunque la existencia misma en ese dominio — apreciablemente constante también desde el Prättigau hasta Rumania - de enormes acumulaciones detríticas que se depositaron en el Cretáceo superior *pro parte* constituye un *registro de gran valor* de los movimientos orogénicos que tuvieron lugar en otras partes de la cadena. Lo que se ha venido suponiendo anteriormente, respecto a los Alpes orientales, se confirma en los Cárpatos y tiende a adquirir valor de ley: *dichos flyschs cretácicos son, ante todo, el producto de la destrucción de la orogénia cretácica.*

**Los Cárpatos orientales.** La continuidad entre las unidades estructurales de esta parte del cinturón carpático y las de los Cárpatos occidentales no ha sido demostrada. Sólo, justamente, la edad de los movimientos orogénicos sigue siendo constante de un extremo al otro de la cadena, prueba fehaciente, una vez más, del valor inestimable de este criterio para juzgar la unidad de una orogénesis. En efecto, en los Cárpatos orientales (incluyendo el extremo o Cárpatos meridionales) se pueden distinguir, *grosso modo*, dos grandes partes: la parte interna, por un lado, que constituye los Cárpatos dacios o internos (cf. M. Sandulescu, 1968, p. 205) y la parte externa, por el otro, que constituye los Cárpatos moldavos o externos. En la primera, -los Cárpatos dacios- se manifestó ampliamente la orogénesis cretácica y, como en los otros lugares, en varias fases, que se pueden condensar en dos fases principales, la fase austríaca y la fase laramiana.

**Los Montes Apuseni.** Estas montañas son muy peculiares debido a su posición « interna » en el centro del cinturón carpático entre las cuencas Panoniense y Transilvana. El modo de conexión de sus estructuras, esencialmente dirigidas hacia el Este-Oeste, edificadas en el Cretáceo, junto con el resto de los Cárpatos no cesa de plantear a los geólogos uno de los problemas más irritantes en esas regiones. Si se asociase el manto Gético de los Cárpatos meridionales, arrastrado hacia el sur y flotando sobre el autóctono Danubiano, los Montes Apuseni formarían una orogénia con doble vergencia, y en el eje, las rocas verdes de los Montes Metalíferos. En todo caso, el conjunto de esta cadena pertenece exclusivamente a la orogénia cretácica. a) *Los Montes Apuseni septentrionales* forman un edificio constituido esencialmente por 4 unidades fundamentales (mantos de Codru, Dieva, Arieseni y Moma, de abajo a arriba) arrastrados hacia el Norte sobre el autóctono de Bihor. Dicho autóctono posee una cobertura mesozoica muy cercana a la de la plataforma norte-europea, así como facies tátricas: Trías inferior detrítico, medio con calizas vermiculadas, superior dolomítico y esquistoso, Lias detrítico, Jurásico con Amonitas típicamente noreuropeos, etc. Las unidades arrastradas, muestran facies que corresponden casi, capa por capa, con la de los Cárpatos occidentales y septentrionales: las dos inferiores corresponden con las unidades subtátricas, las dos superiores son muy cercanas a los Gemérides, con facies "austro-alpinas superiores", como las de Hallstatt en el manto de Moma. En lo que respecta a la edad del corrimiento, se puede constatar que, habitualmente, el último terreno implicado en los corrimientos es el Albiense, mientras el primer terreno transgresivo, tanto en los mantos como sobre el autóctono, es el Senoniense. Los corrimientos son pues atribuibles a la *fase austríaca* así como a la *fase mediterránea* (M. Sandulescu, 1968, p. 206). b) *Los Montes Apuseni meridionales* se caracterizan por el corrimiento de los *Montes Metalíferos* hacia el norte; sus unidades se caracterizan, en esta ocasión - caso único en los Cárpatos -, por la existencia de abundante material ofiolítico de edad triásico-jurásica, en todo caso, pre-oxfordiana, y un gran desarrollo de flyschs titónico-neocomianos. Su arrastre tuvo lugar durante las fases austríaca y mediterránea (M. Ilie, 1936; M. Sandulescu, 1968, p. 206) y el conjunto fue igualmente afectado por los movimientos de finales del Cretáceo (M. Ilie, 1936; M. Bleahu et M. Lupu, 1963). La formación de wild-flyschs u olistostromas del Albiense, constituidos de bloques enormes que se encuentran regularmente, debe atribuirse asimismo a la fase austríaca.

## El Mediterraneo oriental

Las regiones plegadas del Mediterráneo oriental forman un sistema de cadenas con doble vergencia: al norte, las cadenas balcánicas y pónticas atraviesan Bulgaria y Asia Menor septentrional, al sur, los Dinárides y los Táurides de E. Suess forman el esqueleto de Bosnia, de Grecia y de la mayor parte de Asia Menor. J.H. Brunn propuso una clasificación para el conjunto que está más bien basada en la historia geológica de sus diferentes partes: definió la ramificación alpidica (Balcanes, Pónticos) y la dinárica (Dinárides, Helénides, Táurides). Respecto a su obra, el autor no tiene la pretensión de proponer una nueva interpretación del conjunto, menos aún la de presentar "modelo" alguno. Nos limitaremos a considerar el conjunto exclusivamente desde la perspectiva de la tectónica cretácea y de sus resultados. Bajo ese punto de vista, una característica sobresaliente de esas cadenas es conocida de los geólogos desde hace años. Toda la "parte interna" del sistema está afectada por una tectónica claramente marcada de edad cretácica. Sin embargo, cabe aportar una rectificación respecto a los efectos de dicha tectónica.

### Los Balcanes

La tectónica violenta de edad cretácica inferior a media que caracteriza el conjunto del cinturón sigue presente en su prolongación meridional, constituida por la cadena de los Balcanes. Una serie mesozoica metamórfica, perteneciente a una unidad tectónica relativamente baja, aparece en la ventana tectónica de la Strandscha (A. Tollmann, 1965, p. 240). Esta estructura en ventana es corroborada por la transgresión del Cenomaniense. En este caso, como en otros lugares, se trata de una tectónica de evidente estilo *ante-cenomaniense*. Hacia el exterior de la orogenia, en la zona de flyschs, se presentan bloques y klippen constituidos del Carniense y del Noriense con facies Hallstatt, des calizas de Dachstein, de Jurásicas con facies Adnet, etc., que, como lo recalca acertadamente A. Tollmann (1969, p. 239), sólo pueden proceder del interior de la orogenia (para nosotros, del dominio dinárico). Dichos bloques vienen envueltos en una formación flyschoides cuya edad ha sido fijada en el Albiense por I. Natschew *et al.* (1967, p. 267, 273) : se trata de la "Kotel-Olisthostrom-Formation" de los autores. Cuando, en realidad, esos bloques con facies tan características, aunque resedimentados, sólo pudieran haber sido llevados hasta esta región (Luda Kamcia, por ejemplo) desde su parte

interna mediante corrimientos de gran amplitud; es decir, que se trata del frente dislocado, erosionado y resedimentado de un manto— y dicho manto ya se encontraba allí en el Albiense. Para el conjunto de los Balcanes, la transgresión, con discordancia, del Cretáceo sobre estructuras anteriores es una característica constante. A menudo, el último terreno bajo la discordancia es el Titónico; en otros lugares (pre-Balcanes, por ejemplo), se reconoce una fase entre el Barremiano y el Aptiense. Por razones de continuidad regional, especialmente en los Cárpatos meridionales, A. Tollmann (1965, p. 243, 244) considera que la fase orogénica principal es la fase austríaca.

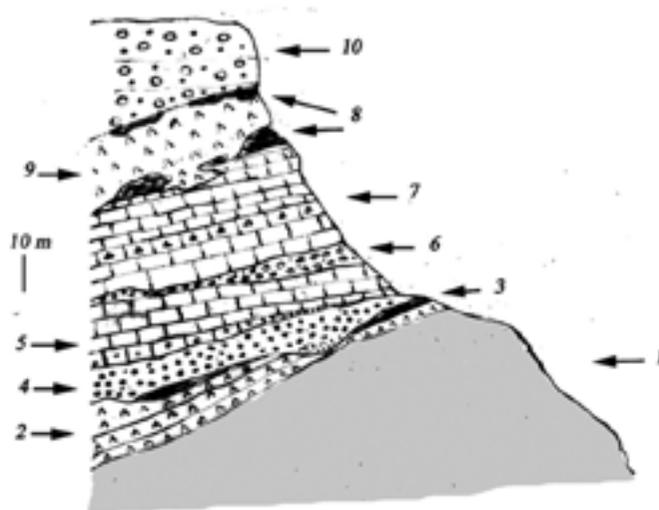
### El conjunto dinaro-helénico

Aquí, la tectónica de edad terciaria es muy violenta, afecta a una buena parte del espesor de la cadena actual y sus efectos enmascaran considerablemente los de tectónicas más antiguas. La tectónica de edad terciaria determina hasta tal punto la organización aparente del sistema montañoso que, durante mucho tiempo, fue la única que tomaron en consideración las síntesis geológicas, atribuyendo a las fases cretácicas, allá donde sus efectos seguían siendo visibles, el papel de "movimientos precursores". Ahora bien, ese hiato en el curso y el área de repartición de los grandes eventos geológicos -como los grandes desplazamientos tangenciales- puede parecer sorprendente. Si, como parece evidenciarse, los mantos austro-alpinos, arrastrados en el Cretáceo, provienen del mismo dominio orogénico que las zonas dináricas, si los mantos superiores del edificio carpático y de los Montes Apuseni pertenecen también a ese mismo dominio, si, por otra parte, se produjeron desplazamientos tangenciales importantes en la misma época en el contorno del bloque meridional, arabo-africano (L. E. Ricou, 1971), es lógico deducir que el empuje debido a la gran compresión de edad cretácica debió transmitirse a través del conjunto dinaro-helénico, como ya lo dijo en su día J. H. Brunn (1960). Dicho empuje orogénico no se transmitió a través de un bloque rígido, indeformable, sino que, inversamente, acabó deformando dicho dominio. Los violentos corrimientos de esta época en los Balcanes así nos lo sugieren.

**En los Dinárides**, la transgresión del Cretáceo medio en una superficie plegada y ya erosionada (F. Kossmatt, 1924), proporciona un argumento irrefutable que apunta en esa dirección. Y, como ya hemos visto, esta fase tectónica ha sido netamente infravalorada. Esto hace que resulte extremadamente interesante intentar conocer el grado de intensidad que

alcanzó realmente dicha deformación. Y para ello, no faltan elementos de apreciación. — En las zonas internas, como la de Vardar y el macizo serbo-macedonio, la existencia de un metamorfismo del Jurásico tardío así como de una fase tectónica entre el Jurásico superior y el Cretáceo inferior fueron puestas de manifiesto por J. Mercier (1966). — En los confines de Bosnia y Montenegro, en un dominio que ya no es tan interno para el edificio dinárico, J. P. Rampoux (1969) demostró la existencia del manto del Pester, depositado en el Cretáceo inferior. — Incluso en las zonas indiscutiblemente externas de los Dinárides, se hacen sentir los efectos de la tectónica cretácica (se trata en este caso de la fase laramiana) bajo la forma de abombamientos y emersiones como, por ejemplo, en la Lika Pljesevica (A. Polsak, 1971), y en las mismas zonas, los mantos lagunares de Cosina aparecen por doquier, marcando el paso del Cretáceo-Eoceno. —

**En los Helénides**, M. Blumenthal fue el primero en llamar la atención sobre un fenómeno desconcertante: si, tal como dice (1931, p. 357, 363), las diferencias entre las "zonas de Grecia oriental" y las zonas externas quedan muy bien marcadas para la mayor parte de los tiempos mesozoicos, esas diferencias, inversamente, se desvanecen hasta desaparecer por completo a partir del Cretáceo medio. Los conocimientos que se tenían en la época en la que escribía M. Blumenthal no estaban lo suficientemente avanzados como para permitirle formular una hipótesis que, posiblemente, él ya sospechó: a saber, que dichas diferencias no eran debidas únicamente a una organización paleográfica pre-tectónica, sino que correspondían, ya antes de la transgresión meso-cretácica, a un edificio violentamente tectonizado. Desde entonces, las observaciones sobre el terreno han venido aportando poco a poco un conjunto de argumentos que permiten analizar más detenidamente esta cuestión hoy en día. Los flyschs de edad titónico-neocomiana se han ido descubriendo en múltiples puntos en el conjunto dinario-helénico: flysch bosniaco (R. Blanchet *et al.*, 1969), flyschs de la zona de Grammos, primer flysch del Pinde (J. Aubouin, 1959), flysch beocio (P. Celet et B. Clément, 1971), etc. Algunas observaciones interesantes han sido aportadas por varios autores respecto a Grecia oriental, como, por ejemplo, en una publicación de B. Clément y J. Ferrière (1973). Los autores mencionados atribuyen plegamientos e importantes estructuras tectónicas en Grecia oriental a una tectónica posterior al Jurásico superior a *Cladocoropsis mirabilis* Félix y anterior al Cenomaniense o incluso, localmente, al Aptiense. Ésta afecta a las unidades internas, incluyendo las de ofiolitas. Según indican (p. 483), esta actividad tectónica tuvo lugar, probablemente, en al



**Figura 7.** La transgresión de edad cretácica superior sobre las ofiolitas del Pinde. 1: peridotitas 2: lavas doleríticas del cortejo ofiolítico 3: radiolaritas del cortejo 4: pudingas con clastos redondeados decimétricos de rocas verdes 5: calizas bien estratificadas con *Globotruncana linneiana*, *Gl. bulloïdes*, *Gl. arca*, *Contusotruncana fornicata*, Campaniense superior 6: descargas conglomeráticas en calizas 7: calizas bien estratificadas, en ocasiones, con fragmentos centimétricos de ofiolitas con las mismas *Globotruncanidae* y, además, *Globotruncanella havanensis*, de edad Maastrichtiense inferior 8: calcshistes rojas, a veces con radiolaritas 9: doleritas muy alteradas, en efusión, que entran en cavidades kársticas de caliza subyacente 10: conglomerado de base del "surco meso-helénico" (-Brunn 1956), poligénico, con clastos de hasta más de 20 cm. de rocas verdes, de radiolaritas, de mármoles y de rocas cristalinas.

**Figure 7.** The Upper Cretaceous transgression over the ophiolites of Pinde. 1: peridotites; 2: doleritic lava of the ophiolitic courtshiping; 3: radiolarites of the courtshiping; 4: pudding stones with rounded clasts with decametric green rocks; 5: well stratified limestone with *Globotruncana linneiana*, *Gl. bulloïdes*, *Gl. arca*, *Contusotruncana fornicata*, Upper Campanian; 6: conglomeratic discharges in limestone; 7: well stratified limestone, sometimes with centimetric fragments of ophiolites with the same *Globotruncanidae* and, furthermore, *Globotruncanella havanensis*, of Lower Maastrichtian age; 8: red calc-schists, sometimes with radiolarites; 9: highly altered dolerites, in effusion, that enter in karstic cavities of underlying limestone; 10: conglomerate of base of the "surco meso-helénico" (-Brunn 1956), polygenetic, with clasts of up to 20 cm of green rock, of radiolarites, of marble and crystalline rocks.

menos dos fases. En la tesis de J. Ferrière (1974), el periodo orogénico anterior al Cretáceo superior se pone de manifiesto y es descrito detalladamente en Grecia oriental (región málica) y respecto al "pelaginio" (Celet y Ferrière 1978). El conjunto de dichas observaciones se halla resumido en Bonneau, Ferrière y Thiébaud, in Cadet *et al.* (1980).

Más recientemente, algunas fases pre-campañenses han sido evidenciadas respecto a las ofiolitas del Pinde (Argyriadis 2004, Argyriadis *et al.* 2010, Argyriadis y Forti, en ese volumen). En resumen, la

figura (Figura 7) recapitula las numerosas observaciones efectuadas tanto en Pinde septentrional como en Pinde central, con la transgresión en discordancia del Campaniense superior fosilífero sobre las ofiolitas. Se trata de una fase (ante-Gosau!) que completa las hasta entonces conocidas en Grecia oriental.

Así pues, la formación del edificio dinaro-helénico, obedece a un esquema en el cual la actividad orogénica de finales del Mesozoico juega un papel preponderante. Esta última, concretamente, puede permitir la resolución de las aparentes contradicciones que marcan los diferentes "modelos" de establecimiento de las cinturóns ofiolíticas dinaro-táuricas. En dicho esquema, no hay que olvidar el metamorfismo. En las zonas orientales, es anterior al Cretáceo medio transgresivo y posterior al Jurásico inferior. J. Mercier (1966) lo data en el Jurásico superior-Cretáceo inferior. El plegamiento sinmetamórfico muy intenso que afecta a las formaciones metamórficas de esas zonas presenta una dirección N 30° E transversal a las direcciones "dináricas". Al sur de los Helénides (Ática, Eubea), encontramos dichas direcciones recalçadas por pliegues sinmetamórficos, así como estructuras a gran escala (abombamientos y depresiones). en las formaciones metamórficas. El conjunto, retomado en la tectónica de edad terciaria y de dirección dinárica, conduce a un aspecto estructural caótico, en "domos y cuencas". En dichas regiones meridionales, sin embargo, parece ser que nos encontramos en presencia de al menos dos metamorfismos de edades diferentes : el primero, más acusado, sería ante-cenomaniense; el segundo, remontaría a finales del Cretáceo, o incluso del Terciario inferior, por ejemplo, en Eubea meridional (Dubois y Bignot, 1979, Argyriadis y Fourquin, 1987, Durand Delga y Argyriadis, 2012), y probablemente en Ática-Cicladas.

### **Anatolia y Oriente Próximo**

En este capítulo, nos limitaremos a una simple ojeada de esta parte del globo. La orogenia cretácica no sólo no es ajena a esta zona, sino que, al contrario, parece haber formado la trama tectónica sobre la que se han ordenado las estructuras ulteriores. — En las cadenas Pónticas, la transgresión del Cretáceo medio (Cenomaniense) sobre el resto del Mesozoico plegado, conocida desde F. Charles y J. Flandrin (1929), es una característica constante. — Se conoce una tectónica de edad cretácica en el norte de Anatolia, a lo largo del actual "accidente paflagonio". En esta zona el Cretáceo superior es transgresivo y discordante, de manera general. — Al sur del macizo del río Menderes, cuya última fase de

metamorfismo aún no ha sido datada con certeza, P. Ch. de Graciansky describió (1969, 1972) un wild-flysch apreciable, de edad cretácica superior, que bien pudiera ser, entre otros, el testigo indirecto de una primera puesta en marcha de los mantos licios, de los cuales, al menos uno, el "manto de diabasas", se hubiera establecido en el Cretáceo superior. — Un wild-flysch análogo fue descubierto en los mantos de Beysehir-Hoyran (Táurides occidentales). En la reversión que marca a las cadenas a nivel del eje Antalia-Isparta, el establecimiento precoz de ciertas unidades pertenecientes al sistema de mantos de Antalia (cf. Brunn et al., 1970, Ricou et al., 1974) pudiera pertenecer a una región mucho más extensa de corrimientos cretáceos : la junción podría haberse producido en ese punto: hacia el este, con el vasto dominio de corrimientos de edad cretácica superior de Oriente Próximo. — Cabe apuntar que en Chipre, los mantos chipriotas (Turner, 1968) o "de Mamonia" (Lapierre, 1970), que presentan un material muy similar, con ciertas unidades del "creciente ofiolítico peri-árabe" (Ricou, 1971), se establecen entre el Campaniense inferior y el superior. — Por último, más lejos, hacia el noreste, el Pequeño Cáucaso y el "Nudo armenio", de grandes unidades estructurales, constituidas esencialmente de ofiolitas, se establecieron durante el Cretáceo superior (Azizbekov et al., 1971, Knipper, 1971, 1972).

### **Conclusión**

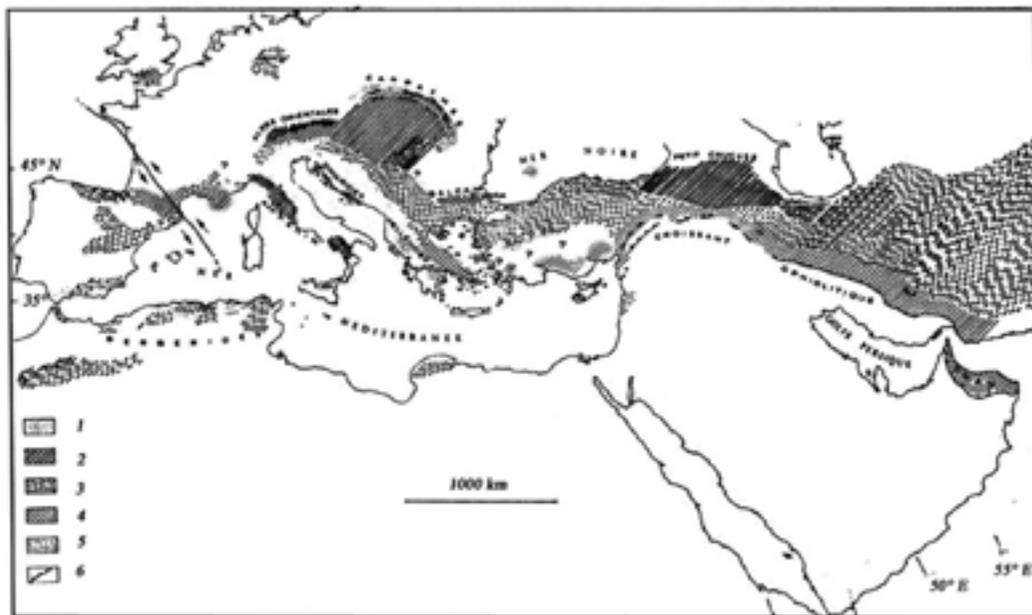
A partir de esta rápida revisión del final del Mesozoico, desde el Mediterráneo occidental hasta Oriente Medio, ha llegado el momento de resaltar algunas constataciones de orden general para, acto seguido, intentar proceder a las conclusiones generales.

### **Constataciones generales**

1) La primera constatación se refiere a la generalidad de esos trastornos en el dominio de las cadenas alpino-mediterráneas (Figura 8). Ya sea al oeste, en el centro o al este, en el límite norte o en el límite sur, están siempre presentes y son, en su mayoría, violentos, de gran magnitud; a veces, más modestos, pero, en todos los casos, han marcado con su huella las cadenas plegadas de ese dominio. 2) La segunda constatación apunta que las diferentes fases de esta tectónica han marcado, por sus efectos indirectos, la historia geológica de plataformas no tectonizadas, tanto en el extremo africano como en el euro-asiático, cubriendo enormes distancias. Pensemos, por

ejemplo, para la plataforma europea, en las discordancias del Harz y de la isla de Wight, de edad meso-cretácica, o incluso en el inicio del crecimiento de los domos de sal en el norte de Europa, en la gran denudación post-portlandiana, de edad infra-cretácica, en el carácter detrítico de ciertas edades (Albiense) sobre enormes distancias, en todo lo que debía constituir el foreland de la zona tectonizada en este periodo. Asimismo, si consideramos el extremo arabo-africano, se dieron importantes levantamientos en sus regiones colindantes: en el Líbano, en la región cirenaica, que se vieron afectados por tales levantamientos e incluso por... ¡plegamientos cretácicos! Ello nos lleva irremediablemente a evocar las grandes transgresiones del mar que, por primera vez desde el Paleozoico invadieron las vastas áreas saharianas: la primera data del Cenomaniense, la segunda, del Senoniense, y una tercera que se sitúa en el Eoceno; la coincidencia cronológica con las grandes fases tectónicas austríaca, mediterránea y iaramiana es remarcable. El fenómeno excepcional que constituyen dichas transgresiones para la historia de la plataforma africana tuvo lugar justo en el momento en el que los dominios mesogeos fueron considerablemente afectados por la

tectónica ; sin olvidar que esa plataforma no volvió a conocer ulteriormente un fenómeno de envergadura comparable. Y, ¿Cómo no evocar entonces a Haug (1921) - a pesar de que el concepto y vocabulario empleado hayan quedado obsoletos-, y su ley de transgresiones en el momento en el que los "geosinclinales se vacían"? 3) La tercera constatación es la continuidad del cinturón tectonizado durante el Mesozoico tardío. Hemos visto, hacia el este, que el "creciente ofiolítico peri-árabe" se sitúa a continuación de nuestro dominio. Más hacia el interior, la zona central de Irán, acusa una tectónica muy importante de edad cretácica inferior y, en el extremo euro-asiático, Armenia y los montes Elbruz fueron tectonizados en el Cretáceo. Su transcurso permanece sin interrupción al este hacia las regiones del Himalaya y, desde allí, hacia las cadenas del este de Siberia, donde la orogenia cretácica es la preponderante : Hacia el oeste, las cosas resultan más oscuras. El hiato atlántico crece desde el Cretáceo. Pero, ¿Cómo olvidar que en el Caribe y, más lejos, en México, la tectónica más importante, que afecta a formaciones de aspecto semejante a las de nuestra Mesogea (mar de Tetis), es precisamente de la edad Cretácica?



**Figura 8.** Repartición de las regiones tectonizadas en el Cretáceo. 1: Flysch cretácico I.s. 2: Tectónica importante del Cretáceo inferior (que comprende desde los plegamientos hasta los corrimientos) 3: Tectónica moderada del Cretáceo inferior a medio (comprendido entre la simple discordancia hasta los plegamientos) 4: Tectónica importante (cf. 2) del Cretáceo superior 5: Tectónica moderada (cf. 3) del Cretáceo superior 6: Frente de corrimiento cretácico visible en la actualidad.

**Figure 8.** Repartition of the tectonized regions during the Cretaceous. 1: Cretaceous flysch I.s.; 2: important tectonics of the Lower Cretaceous (including from the folding to the landslips); 3: moderate tectonics from the Lower to Mid Cretaceous (including from the simple discordance to the folding); 4: important tectonics (cf. 2) of the Upper Cretaceous; 5: moderate tectonics (cf. 3) of the Upper Cretaceous; 6: front of the Cretaceous landslip seen nowadays.

### **Conclusiones generales**

En el paisaje actual, vemos que, a lo largo de un inmenso cinturón, sobresalen montañas remarcables. Una práctica consuetudinaria, heredada de las épocas heroicas de la geología, consiste en designar dichas montañas bajo el término genérico de "cadenas alpinas". Cuando, en realidad, son las fases más recientes, y no forzosamente las más importantes, y sobre todo los movimientos verticales a partir del Mioceno los que han conformado la morfología actual del edificio. La unidad aparente es de carácter puramente formal, geométrico. Es nada menos que la resultante geográfica de componentes dispares, de cadenas de edades diferentes y de diferente significación. Por si fuera poco, allí donde están ausentes las fases recientes, se puede pasar fácilmente sobre grandes mantos de corrimiento sin darse cuenta de que se trata de una región violentamente tectonizada, como en Chipre o en ciertos mantos del "creciente ofiolítico" enterrado bajo depósitos post-campanienses. Asimismo, en Provenza, como los movimientos verticales recientes son numerosos -pero no poseen la extensión de los de los Alpes *stricto sensu*-, se piensa generalmente en una orogénesis menor. En las "cadenas alpinas", hay cadenas y cadenas. Para distinguirlas, el criterio de la edad de la deformación o, más bien, del periodo tectónico más importante, es el más indicado. Es, en efecto, mucho más seguro que los criterios basados, por ejemplo, en la similitud de las facies, la paleogeografía. La tectónica alpina *stricto sensu*, paroxismal en los Alpes Occidentales, es del Oligo-Mioceno. Es muy común y constituye un evento importante de la historia de la tierra. Resulta lógico y útil aplicarle el término de "orogénia alpina". Acabamos de mostrar que tectónicas anteriores, especialmente una muy importante del Mesozoico tardío, se manifiestan en un dominio que se confunde parcialmente con el de la orogénia alpina. Si agrupamos de manera sintética las constataciones que se han ido formulando a lo largo de este artículo, nuestra primera conclusión será que el conjunto de tectónicas cretácicas forma una verdadera orogénia que he denominado (1974) orogénia mesogea, y que ésta última es totalmente independiente de la orogénia alpina, es decir, tanto en el tiempo como en el espacio.

Se trata de una verdadera orogénia porque : 1) Sus fases particulares son, frecuentemente, extremadamente violentas y de una importancia capital. La presencia de corrimientos de una magnitud muy superior a los cien kilómetros, que cubren distancias enormes, no resulta en nada excepcional. 2) Está ligada, como mínimo, a dos fases de metamorfismo que afectan dominios muy extensos, uno del

Cretáceo inferior y el otro de finales del Cretáceo. 3) Ha originado un verdadero relieve montañoso y desencadenado una de las gliptogénesis más significativas desde los tiempos hercinianos.

Es independiente en el tiempo y en el espacio porque : 1) En el tiempo, las fases cretácicas distan mucho de constituir el comienzo de la orogénia alpina, no solo a causa de su importancia, sino también porque están ordenadas en un ciclo orogénico en todo análogo al ciclo alpino : por doquier, comienzan a manifestarse movimientos precursores, como hemos visto, desde la base del Cretáceo, que se acusan hacia el Barremiano-Aptiense; es la fase austroalpina. La tectónica se vuelve paroxismal desde antes del Albiense superior; grandes mantos de corrimiento se establecen durante la fase austríaca (Alpes Orientales, Cárpatos, Dinárides, Helénides, Balcanes). A continuación, una "réplica", de gran violencia en todos los casos, se observa en el Turoniense (fase mediterránea), otra más débil entre el Coniaciano y el Santoniense (fase subherciniana). El final del Cretáceo viene marcado por movimientos tardíos pero, a menudo, aún de una gran violencia (Provenza, Grecia, Chipre, creciente ofiolítico, etc.). Al mismo tiempo, la erosión ataca violentamente el edificio, para finalmente allanar la mayor parte de las estructuras cretácicas. 2) En el espacio, la orogénia mesogea ha afectado a un dominio que sólo coincide con el de la orogénia alpina tras una primera aproximación, bastante rudimentaria. Si se tienen en cuenta las zonas afectadas por la tectónica paroxismal de las dos orogénias, se puede ver que su posición relativa es variable; sucede lo mismo con las dos otras fases: en los Helénides, los Dinárides, los Cárpatos, los Alpes Orientales, etc., el cinturón afectado por la orogénesis mesogea parece ocupar efectivamente la parte "central" de esas montañas ; pero, hacia el oeste, tras haber retrocedido aún más, hacia el Piamonte, cruza forzosamente el arco de los Alpes Occidentales, para pasar "en túnel" hacia la zona de Provenza y hacia la zona de Corbières, e incluso hacia los Pirineos. Hacia el este, es aún más espectacular : el dominio de extensión de la tectónica cretácica, no sólo no se limita en absoluto a las partes "internas" de las cadenas montañosas, sino que desborda y se aleja, hacia el exterior, por el lado de la plataforma africana, y afecta a regiones que no han sido nunca tectonizadas desde entonces: (Chipre, Hatay, "plegamientos costeros" de la frontera turco-siria, Omán). Es evidente que los dominios respectivos de dos orogénias, alpina y mesogea, que forman bandas alargadas *grasso modo* según el eje de Tetis, ni se confunden ni son paralelas, sino que se entrecruzan siguiendo

un plano complejo. La segunda conclusión se impone, a modo de corolario, por el hecho de que la apertura del Atlántico tuvo lugar en el mismo período. Ciertos "modelos" han sido propuestos para intentar ligar la compresión mesogea a la apertura mencionada. La cuestión no es fácil, ya sólo porque la apertura del Atlántico aparece acentuadamente continua desde el Triás, mientras que las compresiones mesozoicas – y terciarias - entre "bloques" o "placas" -o incluso "microplacas"- son discontinuas y están separadas por fases de remisión, e incluso de distensión. Volviendo a lo que fue expuesto en la introducción, pretendo que los modelos deberán esperar hasta que las hipótesis empleadas sean validadas por la observación.

## Referencias

La bibliografía relativa al tema es, evidentemente, inmensa. La lista que sigue sólo menciona las obras y artículos que han sido directamente utilizados para el presente artículo. Una lista más exhaustiva se encuentra disponible en Argyriadis 1974.

Almela, A. and Rios, J.M. 1960. Structure d'ensemble des Pyrénées aragonaises et découvertes récentes dans cette région. In: Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot, *Mémoires hors-série Société géologique de France*, 1, 313-331, 4 pl.

Andjelkovic, M.Z. 1967. The Sumadija zone, its stratigraphy, paleogeography, magnetism and tektonics. *Geologi anali Balkanski Polenostatigrafy Yougoslavije*, 33, 1-37.

Andrusov, D. 1960-63. Les principaux plissements alpins dans le domaine des Carpates occidentales. In : Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot, *Mémoires hors-série Société géologique de France*, II, 519-528.

Andrusov, D. 1968. *Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpaten*. 188 pp., Bratislava.

Andrusov, D. et al. 1959. Ober Transgressionen und Regressionen in der Kreide der inneren Klippenzone der Karpaten. *Geologie sborny*, 10(2), 317-323, Bratislava.

Archiac, A. d', 1859. Les Corbières. Études géologiques d'une partie des départements de l'Aude et des Pyrénées orientales. *Mémoires de la Société géologique de France*, (2), VI, 2, 209-446.

Argand, E. 1922. Tectonique de l'Asie. *Congrès Géologique International XIIIe ses.*, 1, 171-372, Bruxelles.

Argyriadis, I. 1966. La série stratigraphique de l'Eubée moyenne (Grèce). Existence de mouvements intra-sénoniens. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 262 (D), 2427 - 2430.

Argyriadis, I. 1967. Sur le problème des relations structurales entre formations métamorphiques et non métamorphiques en Attique et Eubée. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 264, (D), 438-441.

Argyriadis, I. 1974. Sur l'orogénèse mésogéenne des temps crétacés. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, XVI, 1, 23 – 60.

Argyriadis, I. 2000. La tectonique de la Basse Provence: proposition d'une interprétation nouvelle. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 2000, IIa, 331, 12, 797 – 802.

Argyriadis, I. 2004. (Upper cretaceous transgression over the ophiolites of northern Pindos. In greek). *Bulletin of the Geological Society of Greece*, XXXVI, 2, 802-807.

Argyriadis, I. 2010. Structure of the Eastern Hellenides and emplacement of ophiolites. Field evidences. *Geologica Balcanica*, Proceedings of the XIX Congress of the Carpathian – Balkan Geological Association (Thessaloniki, Greece, 23-26 September 2010), Abstracts, p. 27.

Argyriadis, I. and Fourquin, Cl. 1987. La structure du complexe de nappes rhodopien en Grèce: une fenêtre hellénique africaine sous les Balkans. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 305, II, 727-732.

Argyriadis, I., Midoun, M. and Ntontos, P. 2010. A new interpretation of the structure of internal Hellenides. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, Proceedings of the 12th International Congress, Patras, May 2010, XLIII, 1, 264-275.

Aubouin, J. 1963. Esquisse paléogéographique et structurale des chaînes alpines de la Méditerranée moyenne. *Geologische Rundschau*, 53, 2, 480-534, 4 fig., Stuttgart.

Aubouin, J., Bonneau, M., Celet, P. et al. 1970. Contribution à la géologie des Hellénides : le Gavrovo, le Pinde et la zone ophiolitique subpélagonienne. *Annales de la Société géologique du Nord*, XC, 4, 277-306.

Azema, J. Durand Delga, M. & Foucault, A. 1963. Le problème structural de la Pinède de Durban-Corbières, Languedoc Aude. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 5(6), 863-882.

Azizbekov, S.A. et al. 1971. Structure tectonique du Talysh et ses relations avec l'Elbruz et le petit Caucase. *Geotektonika*, SSSR, 3, 74-86.

Barrabé, L. 1942. La terminaison de la nappe des Corbières orientales au voisinage du massif de Mouthoumet. *Bulletin du Service de la Carte géologique de France*, XLIII, 211, 441-445.

Bertrand, M. 1892. Compte rendu de l'excursion de la Société géologique de France. *Bulletin de la Société géologique de France*, 3 (XIX-XX) 1892, 1051-1100 & 1016-1072.

Bertrand, M. 1899. La grande nappe de recouvrement de la basse-Provence. *Bulletin du Service de la Carte géologique de France*, X, 68, 179-190.

Bhouwer, H.A. 1926. Zur Tektonik der betischen Kordilleren. *Geologische Rundschau*, XVII, 332-336.

Birkenmajer, K. 1965. Outlines of the geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. *Annales de la Société géologique de Pologne*, 35 (3), 401-407, Krakow.

Bizon, G. Bizon, J.J. Lalechos, N. and Savoyat, E. 1968. Présence d'Eocène transgressivo en Thessalie. Incidences sur la paléogéographie régionale. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), X, 36-38.

- Bizon, G. Bizon, J.J. Lalechos, N. and Savoyat, E. 1968. Présence d'Eocène transgresivo en Thessalie. Incidences sur la paléogéographie régionale. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), X, 36-38.
- Blanchet, R. Cadet, J.P. Charvet, J. and Rampnoux, J.P. 1969. Sur l'existence d'un important domaine de flysch-thonique-crétacé inférieur en Yougoslavie: l'unité du flysch bosniaque. *Bulletin de la Société géologique de France*, XI (7), 871-880.
- Bleahu, M. and Lupu, M. 1963. Nouvelles données sur l'évolution du sillon des Monts Métallifères. *Vle Congrès de l'Association des géologues Carpatho-Balkaniques*, Varsovie.
- Bleahu, M. Bordea, S. Lupu, M. Stefan, A. Patruilus, D. and Panin, S. 1981. The structure of the Apuseni Mountains. Guide to Excursion B3, *XII Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association*, Bucharest 1981, 107 p.
- Blumenthal, M. 1927. Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Cordilleren von Central und Süd-West Andalousien. *Eclogae Geologiae Helvetiae*, XX, 4, 487-532, 1 pl., 1 fig.
- Blumenthal, M.M. 1931. Über den tektonischen Verband osthellenischer Gebirge. *Eclogae Geologiae Helvetiae*, 24, 2, 347-372.
- Bourgeois, J. Bourrouilh, R. Chauve, P. Didon, J. and Durand-Delga, M. 1970. Données nouvelles sur la géologie des Cordillères bétiques. *Annales de la Société Géologique du Nord*, XC, 4, 347-393.
- Bourrouilh, R. 1970. Carte géologique de Minorque à 1/200 000 avec notice. *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid.
- Bourrouilh, R. 1983. Estratigrafía, Sedimentología y Tectónica de la isla de Menorca y del Noreste de Mallorca (Balears). *Instituto Geológico y Minero de España*, 99, 672 pp., 100 pp. Pl., cartes géol., Madrid.
- Bousquet, J.C. and Grandjacquet, Cl. 1969. Structure de l'Appennin calabro-lucanien (Italie méridionale). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 268 (D), 13-16.
- Brinkmann, R. 1931. — Betikum und Keltiberikum in Südostspanien. *Geologie der westlichen Mediterranen Gebiete*, 6, 749-855, 7 tabl., 32 fig.
- Brunn, J.H. 1956. Etude géologique du Pinde septentrional et de la Macédoine occidentale. Thèse Paris, *Annales Géologiques des Pays helléniques*, 7, 358 p.
- Brunn, J.H. 1960. Les zones helléniques internes et leur extension. Réflexions sur l'orogénèse alpine. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), II, 470-486.
- Brunn, J.H. 1964. Sur la disposition originelle du système alpin en trois rameaux. Application de cette notion à l'analyse de grandes structures charriées : Alpes orientales, Carpates. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 259 (D), 4739-4741.
- Brunn, J.H. et al. 1970. Structures majeures et corrélations stratigraphiques dans les Taurides occidentales. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), XII, 3, 515-556.
- Brunn, J.H. Faugères, L. and Robert, P. 1972. Une nouvelle série du Jurassique moyen-Crétacé inf. surmontant les ophiolites dans le détroit de Kozani (Macédoine, Grèce). *Comptes-rendus sommaires de la Société géologique de France*, 1, 26-28.
- Brunn, J.H. 1967. Recherche des éléments majeurs du système alpin. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, (2), IX, 1, 17-34.
- Burollet, P.F. and Guillaume, R. 1971. Réflexions sur les mécanismes tectoniques continus. *Comptes-rendus sommaires de la Société géologique de France*, 1, 16-19 (avec discussion).
- Cadet, J.P. Bonneau, M. Charvet, J. Dürr, S. Elter, P. Ferrière, J. Scandone, P. and Thiébault, F. 1980. Les chaînes de la Méditerranée moyenne et orientale. 26e Congrès géologique international, Paris, Colloque "Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys", *Mémoires BRGM n° 115*, 98-118.
- Cadisch, J. 1953. *Geologie der Schweizer Alpen*. 2e ed., Wepf, Bâle, 480 p.
- Caire, A. 1971. Chaînes alpines de la Méditerranée centrale (Algérie et Tunisie septentrionales, Sicile, Calabre et Apennin méridional). *Unesco, Tectonique de l'Afrique*. (Sciences de la terre, 6), 61-90.
- Canerot, J. Gautier, F. and Viillard, P. 1971. Un seuil éocréacé aux confins des provinces de Valencia et de Castellon (Espagne), nouvel élément de la paléogéographie du domaine ibérique oriental. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 272 (D), 3260-3263.
- Casteras, M. and Viillard, P. 1962. Précisions stratigraphiques sur la couverture nord-orientale du massif de Mouthoumet. *Comptes-rendus sommaires de la Société géologique de France*, p. 242.
- Celet, P. and Clément, B. 1971. Sur la présence d'une nouvelle unité paléogéographique et structurale en Grèce continentale du Sud : l'unité du flysch béotien. *Comptes-rendus sommaires de la Société géologique de France*, 17, 43-44.
- Charles, F. 1931. Note sur le Houiller d'Amasra (Asie Mineure). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 44, 151-178, Liège.
- Charles, F. and Flandrin, J. 1929. Contribution à l'étude des terrains crétacés de l'Anatolie du Nord. *Annales de l'Université de Grenoble*, 6, 3, 289-375, 2 pl.
- Chauve, P. 1968. Etude géologique du Nord de la province de Cadix (Espagne). *Memoria, Instituto Geológico y Minero de España*, LXIX, 377 pp., 18 pl.
- Chauve, P. Didon, J. and Peyhe, Y. 1968. Le Crétacé inf. du Pénibétique (Zone de Ronda-Torcal), Cordillères bétiques, Espagne. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7) X, 56-64.
- Clément, B. and Ferrière, J. 1973. La phase tectonique anté-Crétacé sup. en Grèce continentale. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 276 (D), 481-484.
- Comte, D. 1963. Stratigraphie et tectonique antécénomaniennes dans la région de Fourtou (Aude, Corbières méridionales). *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 256 (D), 968-970.
- Dabowski, C. 1969. Gefügekundliche Untersuchungen in der Marmorfolge am Nordabhang der Zentralrhodopen Bulgariens. *Geologie*, Jahrgang 18, H. 3, 318-333, Berlin.

- Destombes J.-P. 1951. La nappe du Cap Sicié (Var). *Bulletin de la Société géologique de France*, 6, 133-138.
- Didon, J. and Durand-Delga, M. 1959. Existence d'un flysch marno-gréseux du Tithonique-Néocomien au Nord de Gibraltar (Espagne méridionale). *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 248, (D), 2779-2781.
- Dubertret, L. 1953. Géologie des Roches vertes de la Syrie et du Hatay (Turquie). Notes et mémoires sur le Moyen Orient. Muséum d'Histoire Naturelle, Paris, IV, 1-225.
- Durand-Delga, M. 1948. Remarques sur la bordure nord-orientale du massif de Mouthoumet. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 83, 43-50.
- Durand-Delga, M. 1949. Le Crétacé inférieur dans l'Ouest de la chaîne Numidique. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 228, (D), 1507-1509.
- Durand-Delga, M. 1954. Manifestations d'une importante phase tectonique anté-cénomaniennne dans les Corbières orientales. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 100, 81-95, 6 fig.
- Durand-Delga, M. 1955. Etude géologique de l'Ouest de la chaîne Numidique. *Bulletin du Service Géologique d'Algérie*, 2e série, n° 24, et Thèse Paris, 22 juin 1955, vol. I (texte), 548 p., 143 fig., 16 pl. photo avec 41 fig. explicatives; vol. II (atlas), 10 pl. hors-texte, 13 cartes couleurs, 6 pl. de coupes, 1 panorama.
- Durand-Delga, M. 1964. Remarques sur la stratigraphie et la structure du Mésozoïque situé entre Estagel et Perpignan (Pyrénées orientales). *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 259, Gr. 9, 837-840.
- Durand-Delga, M. 1968. Coup d'oeil sur les unités malguides des Cordillères bétiques (Espagne). *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 266 (D), 190-193.
- Durand-Delga, M. 1969. Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. *Publications du Service Géologique d'Algérie* (Nlle Série), Bull., 38, 89-131.
- Durand-Delga, M. 1971. Les unités à Mésozoïque métamorphique d'El Milia à Texenna (Algérie) et leur cadre structural. *Comptes rendus sommaires de la Société géologique de France*, 2, p.115.
- Dürr, S. et al. 1960-1962. Géologie des montagnes entre le Rio Guadalhorce et le campo de Gibraltar (Espagne méridionale). In: Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot, *Mémoire hors-série de la Société géologique de France*, 1, 209-227.
- Ehmann, F. et Strallen, H. 1937. Sur la présence du Flysch Crétacé inférieur dans la zone axiale de la chaîne calcaire du Djurdjura. *Comptes-rendus sommaires de la Société géologique de France*, p. 38.
- Ellenberger, F. 1958. Etude géologique du pays de Vanoise. Thèse, *Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France*, 542 p., 42 pl.
- Ellenberger, F. Dujon, S.C. and Plaziat, J.C. 1964. Un nouveau lambeau avancé de la nappe des Corbières orientales. *Comptes-rendus sommaires de la Société géologique de France*, p. 46.
- Fallot, P. 1922. *Etude géologique de la Sierra de Majorque*. Thèse, Paris et Liège, 480 pp.
- Fallot, P. 1954. Comparaison entre Cordillères bétiques et Alpes orientales. *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural*, Tom. Hern. Pachaco, 259-279, Madrid.
- Ferrière, J. 1982. Paléogéographies et tectoniques superposées dans les Hellénides internes : les massifs de l'Othrys et du Pélion. *Société géologique du Nord*, Publ. 8, 1-970.
- Feuillée, P. 1966. Les formations crétacées entre les Aldudes et le Mendibelza (Pyrénées basques). *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 262 (D), 1617-1620.
- Fontboté, J.M. and Garcia-Dueñas, Y. 1968. Essai de systématisation des unités sub-bétiques allochtones dans le tiers central des chaînes bétiques. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 266 (D), 186-189.
- Gočev, P. Haidutov, I. and Bončev, E. 1970. Problemi tectonici della penisula Balcanica. *Bolletino Società Geologica d'Italia*, 89, 333-345, 3 fig.
- Gödel, K. 1931. Über formal unentscheidbare Sätze der Principia Mathematica und verwandter Systeme. *Monatshefte für Mathematik und Physik*, Göttingen 1931, 38, 173-198.
- Graciansky, P. Ch. de 1972. *Recherches géologiques dans le Taurus lycien*. Thèse, doctorat d'Etat, Orsay, série A, n° 896.
- Grandjacquet, Cl. Haccard, D. and Lorenz, C. 1972. Essai de tableau synthétique des principaux événements affectant les domaines alpin et apennin à partir du Trias. *Comptes-rendus sommaires de la Société géologique de France*, 4, 158-163.
- Gubler, Y. and Schneegans, D. 1947. Tectonique embryonnaire dans le domaine pyrénéen pendant les temps crétacés (Crétacé sup.). *Comptes-rendus sommaires de la Société géologique de France*, 8, 151-153.
- Gubler, Y. Casteras, M. Ciry, R. and Lamahe, P. 1947. Sur l'âge des poudingues de Mendibelza dans le bassin de Laurhibar, au Sud-Est de Mendive (Basses Pyrénées). *Comptes-rendus sommaires de la Société géologique de France*, 329-330.
- Guieu, G. 1968-2002. Étude tectonique de la région de Marseille. Thèse Doct. Etat, Marseille. *Publications de l'Université de Provence*, tome I, 308 pp., tome 2 (figures) 239 pp. Marseille.
- Haug, E. 1921. *Traité de Géologie*. Armand Colin, Paris.
- Haug, E. 1925. Les nappes de charriage de la Basse Provence. *Mémoires du Service de la Carte géologique de France*, 1ère partie, 304 pp.
- Heppener, R. et al. 1964. Ueber den westlichen Abschnitt der Betischen Kordillere und seine Beziehungen zum Gesamtrogen. *Geologische Rundschau*, 53, 1, 269-296.
- Horwitz, L. 1938. Etudes stratigraphiques sur la couverture des Klippes piénines (Cárpates polonaises). *J. Sprawy Państwowego Instytutu Geologicznego*, IX, 2, Warszawa.
- Ilie, M. 1936. Recherches géologiques dans les Monts de Trascàu et dans le bassin de l'Aries. *Analele Institutului de Geologie al României vol. XVIII*, anul 1936, editura Academiei Române.
- Jaranoff, D. 1960. La tectonique de la Bulgarie. *Techniks*, Sofia, 1 vol., 281 pp.
- Kantof, J. 1960. The Cretaceous orogenic processes in

- the light of geochronological research of the crystalline schists of the Kohút-zone. *Geologiczne prace*, 19, 5-26, Bratislava.
- Khain, V.E. 1975. Structure and main stages in the tecto-magmatic evolution of the Caucasus : an attempt at geodynamic interpretation. *American Journal of Science*, 275 A, 131 – 156.
- Knipper, A.L. 1971. Constitution and age of serpentinite melange in the Lesser Caucasus. *Geotectonics*, 5, 275-282.
- Kober, L. 1928. *Der Bau der Erde. Eine Einführung in die Geotektonik*. 2e éd., 499 p. Borntraeger, Berlin.
- Kober, L. 1929. Beiträge zur geologie von Attika. *Sitzberichten der Akademie der Wissenschaften zu Wien, mathematische naturwissenschaftliche Klasse*, I, 138, 299-326.
- Kober, L. 1931. *Das alpine Europa*. Borntraeger, Berlin, 310 p., 33 fig., 3 pl.
- Kober, L. 1938. *Der geologische Aufbau Oesterreichs*. Springer, Wien, 204 pp.
- Kober, L. 1955. *Bau und Entstehung der Alpen*. 2e ed., Deuticke, Wien, 379 pp.
- Kockel, F. 1963. Die Geologie des Gebietes zwischen dem Rio Guadalhorce und dem Plateau von Ronda (Sudspanien). *Geologisches Jahrbuch.*, 81, 413-480.
- Kossmatt, F. 1924. *Geologie der zentralen Balkanhalbinsel*. Borntraeger, Berlin, 198 p., 1 carte géol., 18 fig.
- Ksiazkiewicz, M. 1965. Les cordillères dans les mers créacées et paléogènes des Carpathes du Nord. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), VII, 443-455.
- Lapierre, H. 1970. Découverte de plusieurs phases orogéniques mésozoïques au Sud de Chypre. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 270, (D), 1876-1878.
- Leikine, M. and Magné, J. 1966. Existence d'une discordance antécénomaniennne dans les Babors, Algérie. *Comptes-rendus sommaires de la Société géologique de France*, p. 159.
- Limanovski, M. 1906. Sur la genèse des klippen des Carpatés. *Bulletin de la Société géologique de France*, (4), t. VI, 151-169.
- Lugeon, M. 1903. Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippen des Carpathes. *Bulletin du Laboratoire de géologie et de géographie physique, minéralogie et pétrographie*. Univ. Lausanne, 4, 1-51, Lausanne.
- Magné, J. and Roucan, J.P. 1971. Coupe des flyschs créacés sous-pyrénéens entre Cubières et les gorges de Galamus (Aude). *Comptes-rendus sommaires de la Société géologique de France*, 2, 67-69.
- Mahel, M. 1971. Zu einigen diskutierten Problemen um die Faltungsphasen. *1er Symposium phasen orogen Europas Alpen-Savez Geologije direccije SFRJ*, Beograd 1970, 137-139.
- Matiiassevitch, Y. 1970. Diophantine representation of recursively enumerable predicates. In : *Actes Congres International de Mathématiques (Nice, 1970)*, 235–238, Paris, 1971.
- Matiiassevitch, Y. 1995. *Le dixième problème de Hilbert. Son indécidabilité*. Masson, Paris.
- Mattauer, M. and Proust, F. 1963. Sur la tectonique de la fin du Crétacé et du début du Tertiaire en Languedoc. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, (2), V, 1, 5-11.
- Mattauer, M. and Proust, F. 1964. Sur l'allure de la discordance antécénomaniennne dans le bassin de Quillan (partie orientale des Pyrénées). *Comptes-rendus sommaires de la Société géologique de France*, 340-342.
- Medwenitsch, W. 1955. Geologie und Tektonik der alpinen Salzlagerstätten. *Mitteilungen Haus der Natur, Salzburg Jahrbuch*, 1-15.
- Medwenitsch, W. 1966. Zur Geologie Vardarisch Makedoniens (Jugoslawien), zum Problem der Pelagoniden. *Sitzungsberichten der Akademie der Wissenschaften zu Wien, Mathematische Naturwissenschaftliche Klasse*, 398-473.
- Medwenitsch, W. and Šikosek, B. 1965. Neue Daten zur Fazies und Tektonik der Dinariden. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Sonderheft G, 86-102, Wien (Oktober 1965)*. — *Zeitschrift der Deutschen Geologische Gesellschaft, Jahrgang 1964*, 116 Z. Teil 342-358, Hannover (Oktober 1965).
- Mercier, J. 1960. Zone pélagonienne et zone du Vardar en Macédoine grecque. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), II, 435-449.
- Mercier, J. 1966. Paléogéographie, orogénèse, métamorphisme et magmatisme des zones internes des Hellénides en Macédoine (Grèce). Vue d'ensemble. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), VIII, 1020-1040.
- Natschew, I. et al. 1967. The Kotel Olistostrome formation in the eastern part of the Balkanides. *Spisanije Bulgarski. Geologi Drush.*, 28, 261-273, 4 fig., Sofia.
- Patruluius, D. 1963. Les olistolithes du massif de Bucegi (Carpathes orientales). *Communications scientifiques, 5e Congrès Association Géologues Carpatho-Balkaniques*, 1961, 2e sect., 8, 129-146, 4 fig., 3 tabl., Bucuresti.
- Peyre, Y. 1969. Essai sur la paléogéographie des Cordillères bétiques au Crétacé inférieur : la transversale de Malaga. *Comptes-rendus sommaires de la Société géologique de France*, 45-47.
- Philip, J. 1967. Modalités et importance de la transgression du Sénonien inférieur dans la région de Saint Cyr-sur-mer (Var). *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 265, 1883-1886.
- Rampnoux, J.P. 1969. Sur la géologie du Sandjak : mise en évidence de la nappe du Pester (confins serbo-monténégrins, Yougoslavie). *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), XI, 881-893.
- Ricou, L.E. 1968. Sur la mise en place au Crétacé supérieur d'importantes nappes à radiolarites et ophiolites dans les monts Zagros (Iran). *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 267, (D), 2272-2275.
- Ricou, L.E. 1971. Le croissant ophiolitique périarabe, une ceinture de nappes en place au Crétacé supérieur. *Revue de Géographie physique et Géologie dynamique*, (2), XIII, 4, 327-350.
- Ricou, L.E. Burg, J.P. Godfriaux, I. and Ivanov, Ž. 1998. Rhodope and Vardar : the metamorphic and the

- olistostromic paired belts related to the Cretaceous subduction under Europe. *Geodinamica acta*, Paris, 1998, II, 6, 285-309.
- Sandulescu, M. 1968. Probleme tectonice ale sinclinalului Haghimas. *Dărilor de Seamă ale Institutului de Geologie și Geofizică*, L III/3, anii 1965-66, București.
- Sandulescu, M. 1971. Sur l'hétérochronisme des phases tectogéniques alpines dans les zones internes des Carpathes roumaines. *Actes du premier Symposium de physique orogénétique de l'Europe alpine - Société de Géologie de la République socialiste fédérative de Yougoslavie*. 1970, 85-97, Belgrade.
- Sandulescu, M. 1994. Overview on Romanian Geology. *Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology*, 75, (2) 3-15.
- Souquet, P. 1967. Le Crétacé sup. Sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre. *Thèse*, Toulouse.
- Souquet, P. and Peybernès, B. 1970. Sur l'âge crétacé des formations prétendues paléozoïques dans la zone cénomaniennne des Pyrénées centrales, entre l'Arize et le Salât. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 270, (D), 1209-1211.
- Staub, R. 1934. Der Deckenbau Südspaniens in der Betischen Cordilleren. *Vierteljahrlich Naturforschungs Gesellschaft*, Zurich, LXXIX, 271-332.
- Stille, H. 1924. *Grundfragen der vergleichenden Tektonik*. Borntraeger, Berlin, 443 p.
- Termier, P. 1903. Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. *Bulletin de la Société géologique de France*, (4), 3, 711-766.
- Tollmann, A. 1959. Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des Zentralalpinen Mesozoikums. *Mitteilungen der Gesellschaft für Geologie und Bergbaustudien*, 10, p1-62, Wien.
- Tollmann, A. 1963. *Ostalpensynthese*. Deuticke, Wien, 256 pp.
- Tollmann, A. 1964. Uebersicht über die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. *Mitteilungen der Gesellschaft für Geologie und Bergbaustudien*, 14, 81-88, Wien.
- Tollmann, A. 1965. Das Strandscha-Fenster, ein neues Fenster der Metamorphiden im alpinen Nordstamm des Balkans. *Neues Jahrbuch Geologie und Palaeontologie, Monatshefte*, 4, 234-248, Stuttgart.
- Tollmann, A. 1966. Die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. *Geotektonische Forschungen*, 21, 1-156, Stuttgart.
- Tollmann, A. 1968. Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen des Alpen-Karpaten-Orogens. *Mitteilungen der Gesellschaft für Geologie und Bergbaustudien*, 18, 207-248, Wien.
- Tollmann, A. 1968. Die palaeogeographische, palaeomorphologische und morphologische Entwicklung der Ostalpen. *Mitteilungen österreichischer Geographische Cesellschaft*, 110, H. 2/3, 224-244, Wien.
- Tollmann, A. 1969. Die tektonische Gliederung des Alpen - Karpaten - Bogens. *Freiberger Forschungsheft*, Freiberg.
- Tollmann, A. 1971. Ablauf und Bedeutung der alpidischen orogenetischen Phasen in den Ostalpen. *1er Symp. sur les phases orogéniques dans les domaines de l'Europe alpine. - Société de Géologie de la République socialiste fédérative de Yougoslavie*, Beograd 1970, 57-64
- Trümpy, R. 1955. Wechselbeziehung zwischen Palaeogeographie und Deckenbau. *Vorschritte naturforschungen Gesellschaft Zürich*, 100, 217-231.
- Turner, W.M. 1968. A progress report on the geology of Western Cyprus including the Akamas peninsula. *University of New Mexico*, Albuquerque, New Mexico, Jan. 1968.
- Vila, J.M. 1965. Relations entre la nappe des Corbières orientales et son substratum dans la région de Durban-Corbières (Aude). *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 260, Gr 9, 1700-1703.
- Zürcher, Ph. 1892. Excursion de la Société géologique de France, *Compte-rendu*, 1ère partie, 3 (XX), 1-6.

Recibido: marzo 2014

Revisado: abril 2014

Aceptado: diciembre 2014

Publicado: julio 2016