

La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne

Albert Autran, Jean Cogné

▶ **To cite this version:**

Albert Autran, Jean Cogné. La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. MEMOIRES DU BRGM, 1980, 108, pp.191-202. insu-01566989

HAL Id: insu-01566989
https://insu.hal.science/insu-01566989

Submitted on 21 Jul 2017

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne

par Albert AUTRAN (*) et Jean COGNÉ (**)

Résumé. — C'est dans la zone interne de l'orogène varisque que l'on peut observer les indices magmatiques les plus démonstratifs de la distension d'âge Paléozoïque inférieur qui a succédé à l'orogène cadomien. Dès la fin du Silurien, ce domaine à croûte amincie, voire océanique, a commencé à se contracter par rapprochement de la plaque gondwanienne au Sud-Ouest et de la nouvelle plaque laurussienne au Nord-Est. Des microplaques intermédiaires, d'origine gondwanienne, entrent alors en collision, développant la zone orogénique ligérienne d'âge dévonien, dont les caractères structuraux et métamorphiques sont alpinotypes. La chaîne hercynienne proprement dite, consécutive à cette collision, est caractérisée par les grands cisaillements intracrustaux et les chevauchements achevant le raccourcissement Nord-Sud global, avec migration externe des zones de déformation, et activation magmatique intense de la croûte dans la zone interne (fusion crustale). Cette étape ensialique de l'orogenèse varisque, d'âge carbonifère, est celle classiquement désignée par le terme " hercynotype ", mais elle est très clairement superposée et successive à un premier stade très important, alpinotype, caractéristique de la zone interne.

Abstract. — In the internal zone of the Variscan orogen, Cadomian orogenesis was suceeded by Paleozoic magmatic activity during a period of crustal extension. From the end of the Silurian onwards, the thinned crust of oceanic origin was subjected to shortening between the converging plates of Gondwana to the South-West ant the new Laurussia to the North-East. Intervening microplates of Gondwana affinity collided and produced the Ligerian orogen, of Devonian age, with structures and metamorphism of Alpine type. Further collision produced the Hercynian chain proper. Shortening was accomplished by major overthrusts and accompanied by large transcurrent shears. Deformation migrated progressively outwards, giving way to intense magmatic activity and crustal melting in the internal zones. This ensialic stage of the Variscan orogen, Carboniferous in age, has been described as being of " Hercynian type ", but it is quite clearly superposed on earlier important stages of Alpine type, at least in the internal zone.

INTRODUCTION

La zone axiale (fig. 1) de l'orogène varisque, " Moldanubischer Scheitel " dans les régions médio-européennes, est caractérisée par la présence de roches très métamorphiques et de granites en partie antérieurs à la tectogenèse hercynienne proprement dite. Ses caractères ont conduit très tôt de nombreux auteurs à lui attribuer une longue histoire polyorogénique, partant d'un socle cadomien ou même plus ancien (Moldanubien) plus ou moins repris dans une évolution " calédonienne " avant le développement de la tectogenèse hercynienne *sensu stricto*.

Ainsi, Pruvost (1949) fut-il conduit à définir la *Ligeria* sud-armoricaine comme un domaine paléogéographique original, caractérisé par une lacune des formations fini-siluriennes et dévoniennes inférieures ou moyennes et par la transgression du Dévonien moyen ou supérieur, consécutive à une évolution " calédonienne " développant la cordillère " ligérienne " qu'il centrait sur la " ride de Lanvaux ". De son côté, Demay (1934) avait défini une zone précambrienne dans ces mêmes régions d'Europe occidentale, notion reprise et précisée par Jung (1954) sous le terme de noyau Arverno-vosgien dans le Massif Central français.

L'évolution de ces régions a été progressivement précisée ou redéfinie ensuite à travers les travaux de Roques (1941), Demay (1948), Chenevoy (1957), Cogné (1957), Collomb (1970), Roques (1971), Cogné et Vidal (1972), Chenevoy et Ravier (1974), Vidal (1974), etc..., et le fait structural et chronologique essentiel qui se dessine désormais est bien l'acquisition d'une structu-

(*) B.R.G.M., Service géologique national, B.P. 6009, 45060 Orléans Cedex (France).

(**) Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles (L.P.-C.N.R.S.), Institut de Géologie de l'Université de Rennes, 35042 Rennes Cedex (France).

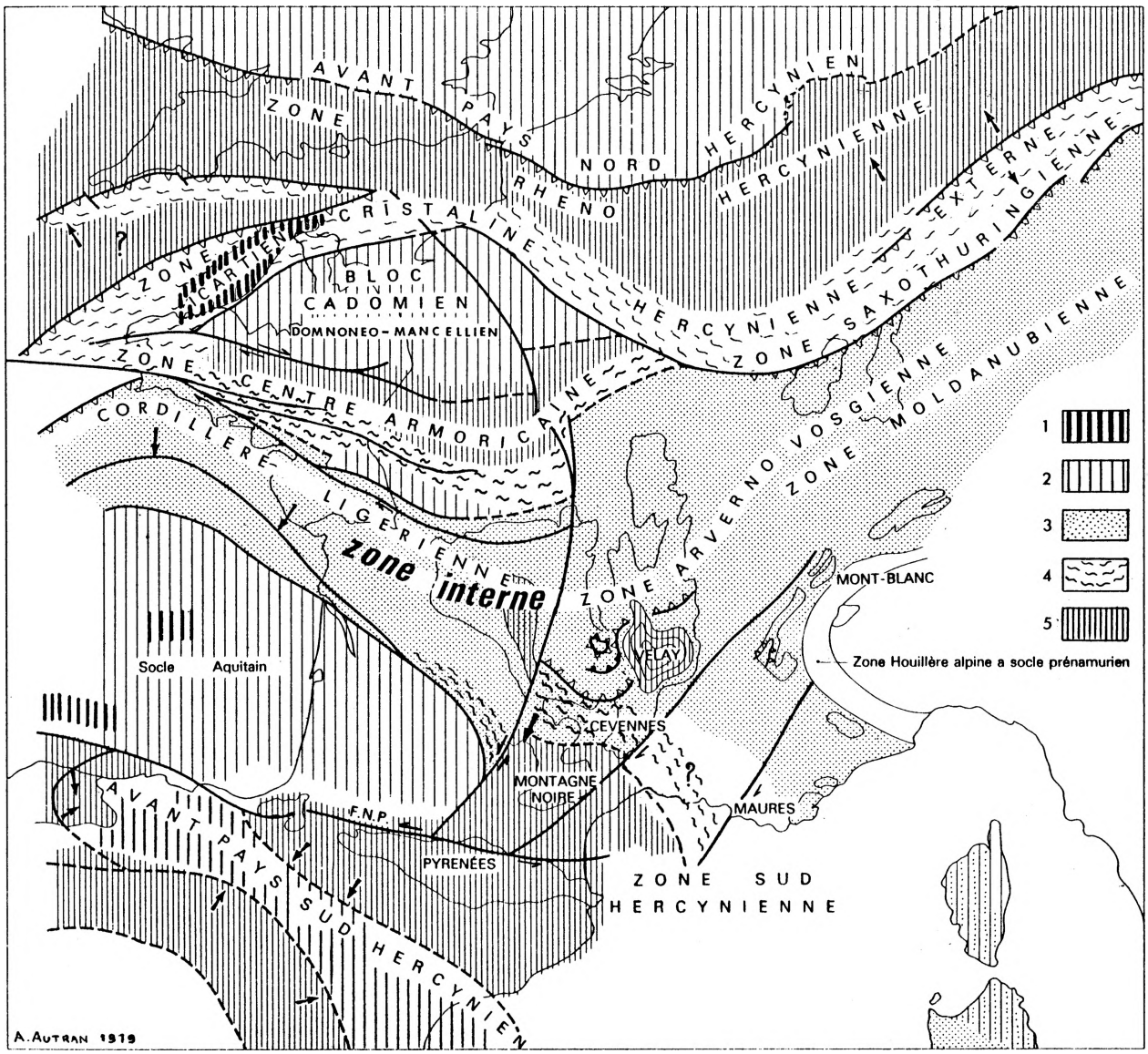


Fig. 1. — Les grandes zones structurales de l'orogène varisque en France.

1, Reliques de socle datées à 2.000 M.A. (bloc Pentévrien - Icartien de la Manche, escarpements nord et sud du talus continental du Golfe de Gascogne). — 2, Domaines de socle pré-varisque non affectés (au Nord) ou faiblement déformés par l'orogène varisque. — 3, Zone interne (ligérienne) de l'orogène varisque à déformation majeure polyphasée pendant le Dévonien. — 4, Zones à déformation majeure pendant le Dinantien (phases " bretonne " ou " sudète "). — 5, Zones à déformation majeure d'âge carbonifère supérieur (phases " asturienne " ou " saalienne ").

ration tectonique et métamorphique majeure antérieure au dépôt des formations dévono-dinantiennes.

Après une longue période d'hésitation sur l'âge cadomien ou plus récent de cette évolution pré- ou anté-hercynienne, et sur ses liens avec l'évolution varisque, d'importants progrès ont été réalisés ces dix dernières années grâce à la coordination des recherches par les méthodes géochronologiques, structurales et pétrographiques modernes propres aux zones

profondes. Une remarquable cohérence des résultats apparaît désormais, montrant que *cette période orogénique majeure, dite ligérienne* (*) depuis Pruvost dans les régions sud-armoricaines (Cogné, 1976), *est d'âge siluro-dévonien et plus ou moins contemporaine par conséquent de la phase acadienne des Appalaches* (Autran et Guillot, 1974 ; Cantagrel, 1973 ; Autran, 1978 ; Bernard-Griffiths *et al.*, 1977).

Cette période orogénique précoce, propre à la zone interne de l'édifice varisque, succède à une longue évolution sédimentaire et magmatique proto-océanique à océanique véritable s'étendant du Précambrien terminal à la fin de l'Ordovicien (Cogné et Wright, 1980, dans ce volume), où l'on a pu caractériser successivement une période d'extension ou de distension crustale suivie d'une autre, à partir du Silurien, de convergence avec création d'arcs insulaires et de marges actives d'âge siluro-dévonien.

Zone active par excellence du domaine varisque, cette région a été soumise ensuite dès le Dévonien dans le Massif Central, puis partout au cours du Carbonifère, à une compression intracrustale vigoureuse qui caractérise le dispositif hercynien proprement dit. Elle a été alors le siège des magmatismes leucogranitiques d'origine essentiellement anatectique (granites de type S au sens de Chapell et White, 1974), liés au développement en profondeur des chevauchements intracontinentaux puis de cisaillements-décrochements de grande ampleur. C'est là l'image la plus apparente — et aussi la plus tardive — du développement varisque. Ainsi se sont formés les importants charriages intracrustaux, à regard externe (Sud) dont les plus précoces sont déjà d'âge dévonien dans le Haut-Allier (Massif Central) puis d'âge viséen inférieur (Séries de la Brévenne, et surtout le charriage de Marvejols sur la série du Lot (Demay, 1948 ; Mattauer *et al.*, 1976 ; Burg et Matte, 1978 ; Briand et Gay, 1978 ; Pin, 1979). Ce type d'évolution est très comparable à celui décrit actuellement dans la partie orientale nord de l'orogène (Allemagne, Autriche, Bohême) (Breddin, 1973 ; Behr, 1978, Fuchs, 1976). L'importante "zone broyée sud-armoricaine " (Z.B.S.A.) définie par Cogné (1954, 1960) appartient à cette évolution et présente une succession d'événements du même type (chevauchements intracrustaux, cisaillements) (Jegouzo, 1976) qui en font un des linéaments majeurs de l'édifice hercynien ouest-européen, et aussi un modèle de l'évolution " ensialique " consécutive à la collision plus méridionale qui caractérise au Carbonifère cette évolution.

(*) Nous préférons ce terme propre à l'Europe occidentale, qui s'applique bien aux régions décrites ici, parcourues par la Loire (Liger) de ses sources à son embouchure, plutôt qu'employer le terme " acadien ", qui définit sensiblement la même période de temps dans les Appalaches mais non, semble-t-il, la même zone structurale.

I. — AGE DEVONIEN DE L'EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE MAJEURE DE LA ZONE VARISQUE INTERNE

(Cordillère ligérienne)

Dans la zone Sud-Armoricaine - Vendéo-Limousine, prolongement classique vers l'Ouest de la zone Moldanubienne de l'Europe moyenne, un encadrement chronologique assez rigoureux permet de situer l'évolution tectonique et métamorphique majeure au Dévonien inférieur à moyen.

A) ARGUMENTS STRATIGRAPHIQUES

En des localités suffisamment étendues pour s'y assurer de la position lithostratigraphique et de l'état métamorphique et structural par rapport à celui des terrains non datés environnants, les découvertes récentes de faunes ont permis la datation locale de terrains qui, dans la plupart des régions, apparaissent malheureusement azoïques (fig. 2).

Les étages stratigraphiques les plus récents identifiés dans les séries *préorogéniques* sont ainsi :

— le Silurien en Vendée littorale (Brétignolles) (Deflandre et Ters, 1966 ; Ters, 1970) ;

— l'Ordovicien supérieur - Silurien en Vendée centrale (Chantonnay) (Wynns, 1979) ;

— le Silurien supérieur en Bas-Limousin (Guillot et Lefevre, 1975) ;

— le Cambro-ordovicien dans le Lot (schistes de St-Geniez d'Olt) (Briand *et al.*, 1978).

L'âge des *premiers dépôts post-orogéniques* est :

— Givétien en Vendée centrale avec un faciès de calcaire récifal, shales et grès néritiques (Ville Dé d'Ardin) (Camuzard *et al.*, 1969) ;

— Givétien-Frasnien, avec aussi un faciès récifal, puis Famennien sous un faciès de schistes et volcanites dans tout le NE du Massif Central. Dans le Lyonnais en particulier, la transgression du Dévonien supérieur - Viséen inférieur sur le socle anatectique érodé vient d'être confirmée (Beurrier *et al.*, 1979).

Partout ailleurs, on doit se contenter d'assimilations au mieux lithostratigraphiques entre les séries lithologiques préorogéniques, et surtout de nombreuses datations isotopiques qui permettent de donner des limites d'âge pour les dépôts des sédiments, par l'intermédiaire des roches plutoniques antérieures ou recoupantes.

B) AGUMENTS DE GEOCHRONOLOGIE ISOTOPIQUE

1) L'âge des séries initiales.

Jusqu'à présent, une seule datation directe d'un complexe volcano-sédimentaire métamorphisé (groupe

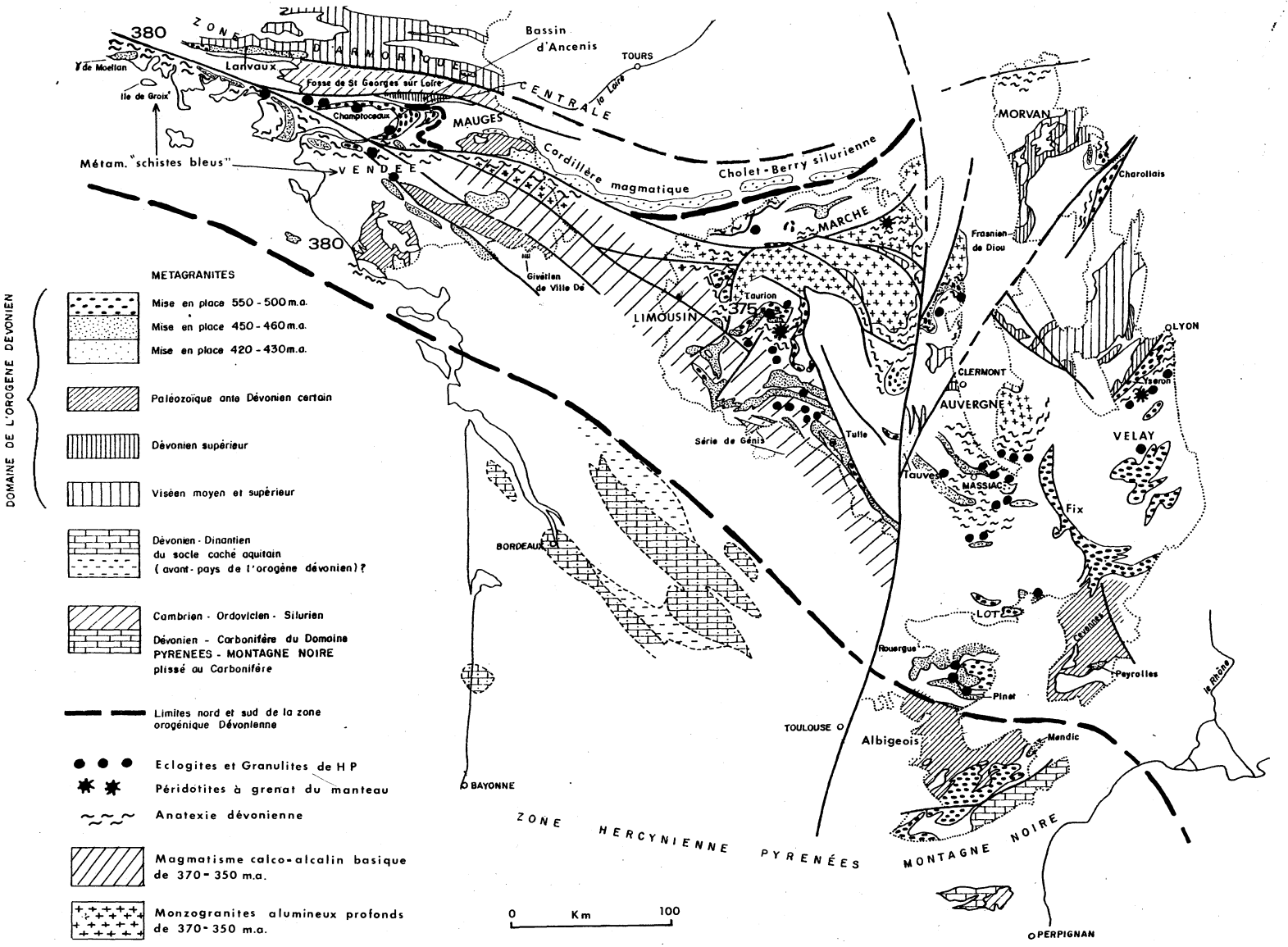


Fig. 2. — Localisation de quelques données utilisées pour définir et caractériser la période orogénique d'âge dévonien (après annulation du décrochement senestre post-dévonien du Sillon houiller).

leptyno-amphibolique) dans ses termes intrusifs et volcanique a été réalisée, par la méthode U-Pb sur zircons à Marvejols dans le Lot. Elle permet d'attribuer au Cambrien supérieur - Ordovicien inférieur (~ 480 M.A.) un des types lithologiques les plus caractéristiques de l'ancien Noyau arverno-vosgien (Pin et Lancelot, 1978 ; Pin, 1979).

Il convient cependant de remarquer que sous ce terme de " formations leptyno-amphiboliques " sont désignés dans toutes ces zones des ensembles volcano-sédimentaires ou volcaniques fortement métamorphisés qui peuvent n'avoir pas partout le même âge initial bien qu'appartenant sans doute au même dispositif paléogéodynamique d'extension crustale et d'expansion progressive donnant des éléments de croûte océanique et parfois de véritables ophiolites depuis le Précambrien terminal jusqu'à l'Ordovicien. C'est ainsi que les séries cristallophylliennes de Champtoceaux sous-jacentes au Briovérien des Mauges, de même type leptyno-amphibolique que celles du domaine arverno-vosgien, sont recouvertes en discordance, soit par le Paléozoïque inférieur de la bordure sud du Synclinal d'Ancenis, soit vers le Sud par le Cambrien moyen à Paradoxides. Ceci leur donne un âge initial minimum infracambrien et sans doute précambrien terminal (Vidal *et al.*, 1970) confirmé par l'âge cambrien (550 M.A.) des orthogneiss qui s'y trouvent inclus (Vidal, 1976).

Par la méthode de l'encadrement d'âge, on peut aisément définir pour la plupart des séries lithostratigraphiques préorogéniques un âge antérieur à l'Ordovicien moyen, car il est assez facile, malgré les déformations et le métamorphisme, de caractériser l'intrusion d'un corps granitique grâce à ses effets thermiques et la nature de ses contacts. Mais il est beaucoup plus délicat de distinguer des granites incontestablement antérieurs au dépôt d'une série sédimentaire et affectés en même temps que celle-ci par les déformations et le métamorphisme que l'on cherche à dater. C'est ce qui a été recherché dans le Limousin et identifié dans la région de Thiviers (Floch, 1977) et dans celle de Châteauneuf (Mouthier, 1977) ; malheureusement dans les deux cas, le granite ancien n'a pas pu être encore daté sur le site où ces relations sont établies. Dans l'antiforme de Tulle, les métagranites de Mulatet et Chameyrat, datés à 530 M.A., paraissent aussi séparés de la série du Limousin par des méta-arkoses (Guillot, 1980).

2) **L'âge des granites.**

Les datations isotopiques de granites nous fournissent surtout un bon encadrement de l'évolution orogénique, tout à fait compatible avec les datations stratigraphiques rappelées ci-dessus.

a) *Les granites préorogéniques.* Ce sont :

— des granites potassiques rouges dans le Limousin (leptynites roses d'Aubazines) ou en Auvergne (gneiss œillé et leptynite de Tauves) (Bernard-Griffiths, 1976 et 1977) datés à 430 M.A. (Silurien) ; orthogneiss du Celoux près de Brive, datés à 406 M.A. (Bernard-Griffiths, 1980) ;

— un granite à biotite potassique alumineux, le gneiss œillé du Pinet en Rouergue daté à 450 M.A. ainsi que, en Bretagne méridionale, les orthogneiss alcalins de Roguédas (Peucat, Le Métour et Audren, 1978) et de Moëlan II (Vidal, 1976) datés à 460 M.A. et 470 M.A.

b) *L'âge de l'anatexie* contemporaine de la fin de l'évolution métamorphique a été obtenu par isochrone Rb/Sr sur les diatexites et granites d'anatexie : 375 M.A. en Limousin (Duthou, 1977), 385 M.A. en Vendée et 375 M.A. en Morbihan (Vidal, 1976).

c) Le refroidissement des domaines métamorphiques par la *surrection tardi-orogénique* est bien indiqué par les âges 360-350 M.A. par K-A sur hornblendes (Cantagrel, 1973) ou Rb/Sr sur muscovites (Peucat *et al.*, 1977) dans tous les sites où la proximité des granites carbonifères n'a pas réchauffé le bâti (Duthou, 1978).

d) Enfin, *les plus anciens granitoïdes intrusifs tardi à post-orogéniques* sont datés du Dévonien supérieur au Tournaisien :

— tonalites du Limousin (≃ 360 M.A.) (Gebauer, Bernard-Griffiths *et al.*, 1978 ; Pin, 1979),

— granites alumineux de la Brâme (⩾ 360 M.A.) et granites de Guéret, de Vaulry, Aureil (356 à 346 M.A.) (Duthou, 1977),

âge confirmé, pour le granite de Guéret, par le dépôt du Viséen moyen de Château-du-Cher sur ce granite de mise en place profonde et déjà érodé.

3) **L'évolution orogénique.**

Ainsi encadrée entre la fin du Silurien (420 M.A.) et le Dévonien supérieur (360 M.A.), soit sur environ 60 M.A., elle n'a peut-être pas été parfaitement synchrone dans toute la zone, et sa durée réelle est peut-être plus brève, car le début des déformations et du métamorphisme est délicat à définir.

Plutôt qu'à l'une des phases tardives (mais qui serait majeure ici) de l'orogène calédonien, dont l'évolution géodynamique s'opère en un tout autre domaine paléogéographique au NW de l'Europe (fermeture du Iapetus), c'est aux premiers stades de l'évolution varisque qu'il convient d'attribuer cette évolution orogénique " éohercynienne " responsable du développement de la " cordillère ligérienne " (Autran, 1974,1978 ; Cogné, 1976).

En effet, depuis la fin de l'orogenèse cadomienne dont le magmatisme calco-alcalin s'achève au début du Cambrien (vers 530-540 M.A.) et jusqu'au début de cette nouvelle période orogénique, dans toute cette région on n'observe aucune trace de déformation synmétamorphe pendant environ 120 M.A., c'est-à-dire pen-

dant toute la période de l'évolution calédonienne proprement dite, développée plus au Nord-Ouest. Les magmatismes abondants du Cambrien, de l'Ordovicien et du Silurien lui-même, qui sont en cours d'étude, montrent surtout des types caractéristiques de distension crustale ou de magmatisme intra-plaque (Bebien *et al.*, 1980 ; Boyer, 1976 ; Piboule et Coffrant, 1975 ; Piboule et Briand, 1979). Les granites sub-alcalins de Lanvaux et de Moëlan et la trondhjémite de Douarnenez, en Bretagne méridionale, appartiennent typiquement à ces mêmes magmatismes de distension bien caractérisée (Cocherie et Carpenter, 1979).

Quelques localités, au Cambrien supérieur probable, montrent un volcanisme calco-alcalin d'arc (Limousin-Rouergue) (Piboule *et al.*, 1976 ; Guillot *et al.*, 1979) qui permettent d'envisager des sites locaux et momentanés de subduction. Faute de données stratigraphiques, il reste cependant très hasardeux de tenter une reconstitution précise des événements Cambrien, Ordovicien et Silurien dans tout ce domaine interne de la Chaîne varisque. Seuls le Lot, le Limousin et la Vendée se prêtent actuellement à une approche de cet ordre, grâce aux séries stratigraphiques bien datées que l'on y reconnaît.

II. — QUELQUES CARACTERES DE L'OROGENE LIGERIEN

On abordera ici quelques questions, encore très imparfaitement résolues, que l'on se pose à propos de toute zone orogénique majeure : nature et organisation des zones isopiques de sédimentation au Paléozoïque dans la zone orogénique - caractères de l'évolution métamorphique et style structural - définition des bordures nord et sud de la zone orogénique - relations avec les phases carbonifères.

A) LES ZONES ISOPIQUES DU PALEOZOIQUE

Le peu de données stratigraphiques acquises dans cette zone généralement assez métamorphique rend toute tentative de reconstitution paléogéographique peu sûre. Aussi doit-on se contenter de quelques faits assez sommaires marquant les tendances de l'évolution paléogéographique.

En Vendée intérieure, l'Ordovicien inférieur montre une série qui présente des affinités avec celle de la zone centre-armoricaine plus au Nord : grès " armoricains " de la Châtaigneraie, d'âge arenig, Schistes de Réaumur comparables aux Schistes d'Angers (Mathieu, 1961).

En Limousin, par contre, la série de Génis rapportée à l'Ordovicien, ne présente aucun de ces caractères et ses termes très condensés (environ 300 m pour l'Ordovicien et le Silurien) (Guillot, 1978) ne représentent probablement que la partie supérieure de cet étage.

Au Cambrien, de même, les séries épaisses de grauwackes avec volcanismes interstratifiés attribuées à cet étage en Limousin ne semblent pas avoir d'équivalent en Vendée du Nord, ni dans l'Albigeois au Sud. Dans les Mauges, plus au Nord, s'observent par contre sous l'Ordovicien des grès à éléments pyroclastiques, rhyodacitiques, tout à fait homologues des " Grès " de Thiviers en Limousin (" Série intermédiaire " de Saint-Florent-le-Vieil et Bas-Vieux-Couffé entre le Briovérien des Mauges et l'Ordovicien inférieur de la bordure méridionale du Synclinal d'Ancenis) (Cogné, 1967). Les faciès attribués au Cambrien (inférieur ?) en Vendée intérieure par Wynns (1979) trouvent, d'autre part, leur équivalent à l'Ouest des Monts de Lacaune (Nord de la Montagne Noire).

Ces quelques indications suggèrent déjà que les zones isopiques pourraient n'avoir aucun rapport avec la zonation structurale, obliques et sans doute indépendantes de celle-ci dans leur répartition.

Du côté de la Bretagne méridionale, plus à l'Ouest, une plus grande homogénéité apparaît sous la forme d'une épaisse et monotone série sédimentaire avec intercalations volcaniques acides et basiques à ultrabasiques. Ces formations, hautement métamorphisées, semblent devoir figurer une sédimentation flyschoïde épaisse intercalée de magmatismes d'affinité océanique, dans laquelle on peut reconnaître deux " supergroupes " (Cogné *et al.*, 1980) : l'un, inférieur, d'affinité " moldanubienne " et sans doute briovérien ; l'autre, supérieur, passant au Paléozoïque inférieur au niveau d'un large développement de porphyroïdes. Les séries ordoviciennes et siluriennes de Vendée maritime constituent normalement le sommet de ce deuxième ensemble.

B) L'EVOLUTION DES CONDITIONS METAMORPHIQUES

Celles-ci (fig. 2) semblent assez homogènes dans toute la zone : partout on met d'abord en évidence *une phase précoce de métamorphisme de forte pression* dont le faciès de basse température est exceptionnellement conservé vers l'Ouest : Vendée maritime (Bois de Cené) et surtout Ile de Groix, sous le faciès " schistes bleus " à glaucophane, lawsonite, jadéite, et interprété comme indice d'une subduction vers le Nord d'âge siluro-dévonien (Cogné, 1976). Plus généralement, on observe un faciès de haute température et forte pression : éclogites, granulites de H.P. Actuellement, l'âge post-ordovicien de ce métamorphisme est établi dans le Limousin pour les éclogites de Sauviat et à Marvejols, par datation U-Pb (Gebauer, Bernard-Griffiths *et al.*, 1978 ; Pin et Lancelot, 1978), ainsi que pour les schistes bleus de l'Ile de Groix dont l'âge est compris entre 420 M.A. (début du métamorphisme) et 375 M.A. (âge minimum des minéraux de haute pression), c'est-à-dire entre le Silurien et le Dévonien moyen (Peucat *et al.*, 1977, 1978). Pin (1979) attribue

de même le métamorphisme H.P. de Marvejols (Lot) à une subduction d'âge dévonien inférieur grâce à la datation U/Pb de leucosomes d'anatexie sous H.P.

Le passage de ces conditions de H.P. aux conditions suivantes qui accompagnent le développement de la foliation principale S_1 se fait par une chute de pression, mais on n'observe pas généralement d'indice de changement notable de la température ce qui suggère que cette évolution n'est pas de type polyorogénique ou polycyclique. D'ailleurs, à l'exception de la région du Haut-Allier (Massiac) dans le Massif Central (fig. 2), les matériaux recristallisés dans ce métamorphisme de H.P. sont le plus souvent d'anciennes roches magmatiques : les faibles perméabilité et P_{H2O} de ces roches, au début du métamorphisme, peuvent être un facteur très important d'apparition des associations minérales de H.P.

Le second stade métamorphique, absolument généralisé, *est typiquement " barrowien "* ; on y constate une évolution classique avec diminution de la pression lors des phases finales de déformation. Cette remontée du bâti favorise le développement des aires anatectiques aux alentours de 375 M.A. (Vidal, 1976 ; Bernard-Griffiths *et al.*, 1977), qui, parfois, s'élèvent en dômes migmatitiques plus localisés, tels ceux du Morbihan (Audren *et al.*, 1976) ou simplement en dômes d'isogrades tardifs discordants sur ceux du stade précédent, comme en Limousin par exemple. *Une telle évolution* des conditions métamorphiques au cours du Dévonien *a beaucoup d'analogies avec celle de la zone interne des Alpes ;* elle s'oppose fondamentalement au type d'évolution métamorphique que l'on pourra observer ensuite au Carbonifère, classiquement qualifié d'hercynotype et opposé à celui des Alpes (Zwart, 1973).

C) LE STYLE DES DEFORMATIONS AU DEVONIEN

Les déformations n'ont été étudiées de façon approfondie qu'en des localités dispersées de l'ensemble de la zone ligérienne et il est encore prématuré d'en donner une vision synthétique. Les grandes incertitudes lithostratigraphiques à l'échelle de toute la zone ne facilitent pas le décryptage de grandes structures tangentielles, ni la mise en évidence des sens de déplacement. De plus, d'incontestables cisaillements et chevauchements carbonifères viennent oblitérer les structures dévoniennes, comme en Vendée occidentale, en zone sud-armoricaine, dans la Marche et le Lot.

On observe partout deux foliations superposées d'âge anté-dévonien supérieur, et l'anatexie atteint généralement son maximum pendant ou à la fin de la seconde phase.

En Limousin comme en Haut-Allier ou en Vendée, la direction d'allongement de la matière pendant les phases 1 et 2 est généralement E-W à N 120 ; vers l'Est et le Nord-Est du Massif Central, elle devient N 60 à N 20. Elle est toujours parallèle aux axes des plis associés.

1) Mégastructures tangentielles dans le Haut-Allier.

Elles ont été décrites (Carme, 1974 ; Burg, 1977 ; Burg et Matte, 1978) sur la base de (fig. 3) :

— l'observation des zones anatectiques dans les synformes P3 ;

— l'apparition de domaines moins métamorphiques et de lithologie différente (série schisto-gréseuse type Cévenol) sous un niveau leptyno-amphibolique à reliques de granulites et éclogites (" stade précoce " cf. § 2) et la fréquence de petits corps de serpentinite près de ce contact.

On observerait là un niveau très profond (— 25 km) de cisaillements crustaux synmétamorphes où la déformation se répartit dans une grande épaisseur, ce qui expliquerait l'absence de zone mylonitique. Grolier (1971), au Nord de l'Auvergne, a aussi décrit une grande nappe synmétamorphique contemporaine des plis P_2.

2) En Limousin central : importants chevauchements.

Contemporains des phases 1 et 2, ils ont également été observés (Autran, 1974), entraînant la superposition de nappes d'orthogneiss blastomylonitiques sur des séries de paragneiss, et en Bas-Limousin on peut reconstituer de grands plis couchés déversés vers le Nord ou l'Est pendant ces mêmes phases 1 et 2 (Guillot, 1980).

Dans toutes ces localités, le niveau d'érosion actuellement visible correspond à une profondeur variant entre 30 et 15 km au moment du métamorphisme et des déformations. Comme la croûte atteint actuellement 30 km d'épaisseur, il devrait y avoir, au Dévonien, dans cette partie de la zone interne et sur une très grande largeur (supérieure à 100 km), une croûte épaisse de 50 à 60 km. La répétition de la croûte sur elle-même par cisaillement tangentiel paraît ainsi avoir été une modalité majeure du raccourcissement crustal dans le Massif Central, dès le Dévonien.

3) Données gravimétriques et magnétiques en Bretagne méridionale et Vendée littorale.

Rassemblées sur la fig. 3, elles montrent le pincement vers l'Ouest de cette large zone en direction de l'embouchure de la Loire et au-delà. Ceci coïncide, d'autre part, avec une réduction sensible du niveau d'érosion, à partir de la Vendée, sauf le long des axes d'élévation tardive (P_3) des gneiss et migmatites des bandes anticlinoriales du " domaine de l'Anticlinal de Cornouaille " (Cogné, 1960) et interprétées comme des remontées diapiriques de ces matériaux (Audren, 1976).

Ainsi pincées et resserrées ou redressées, les séries métamorphiques profondes de *Bretagne méridionale ou de Vendée littorale* présentent cependant les mêmes traces de plis isoclinaux primitivement couchés (P_1 et P_2) que dans les régions limousines ou du Haut-Allier, mais sans qu'il soit possible encore d'y reconstruire de vastes structures tangentielles homologues, ni

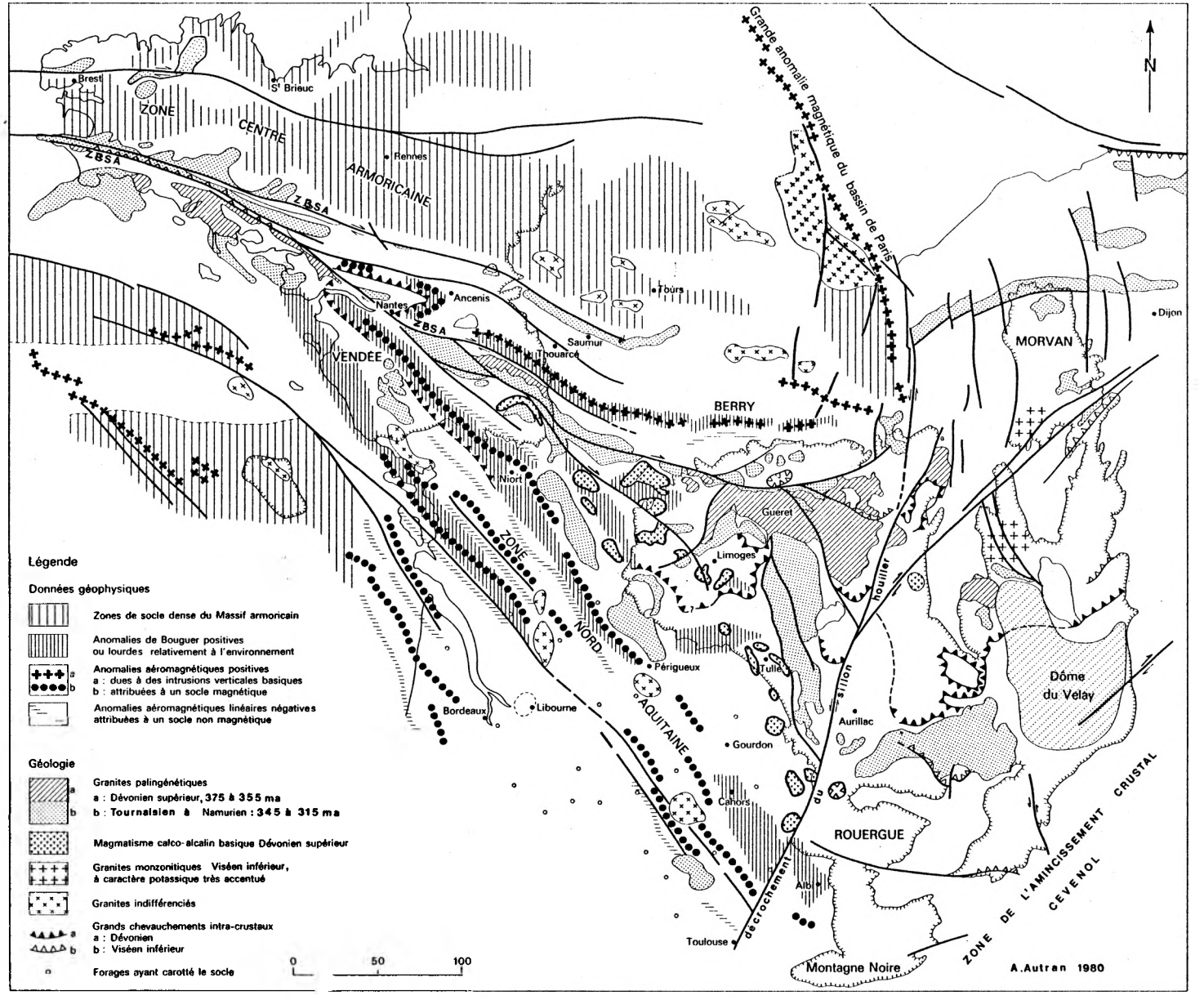


Fig. 3. — Les relations entre le Massif armoricain et le Massif Central français : données géophysiques et géologiques essentielles (d'après les cartes gravimétriques et aéromagnétiques éditées par le B.R.G.M. et les publications synthétiques de Lefort, Weber et Debeglia).

à plus forte raison d'en établir toujours la polarité, bien que celle-ci ait toujours été considérée (quelles que soient les idées exprimées sur leur âge) comme étant déversées vers le Sud (Cogné, 1965, 1974 ; Hassenforder, 1970 ; Ters, 1974 ; Iglesias et Brun, 1976).

4) **Nappe cristallophyllienne de Champtoceaux.**

C'est dans ce contexte que se situe, aux confins de la Bretagne, de la Vendée et de l'Anjou, le problème posé par la nappe cristallophyllienne de Champtoceaux. Il s'agit d'une vaste structure tangentielle méso et catazonale, géométriquement située sous le Briovérien épimétamorphique des Mauges, lui-même recouvert transgressivement par le Paléozoïque (Cogné, 1966, 1967). Initialement considérée comme précambrienne à cause même de cette situation géométrique, cette vaste structure témoigne de cisaillements tangentiels synmétamorphes postérieurs à la mise en place de granitoïdes orthogneissifiés dans ce mouvement et datés aux alentours du Cambrien (Vidal, 1976). La mise en évidence, par Diot et Blaise (1978), d'importants cisaillements senestres anté-frasniens tout le long de la bordure méridionale du Synclinal d'Ancenis, en bordure nord immédiate de l'unité de Champtoceaux, paraît compatible avec ces cisaillements profonds, également senestres (Lagarde, 1978), responsables de la structuration en climat catazonal des orthogneiss et des métamorphites associées. Dans ces conditions, la mise en place, du NE vers le SW, de cette structure tangentielle serait le meilleur témoin sud-armoricain du régime de déformation propre à la zone ligérienne, dans un phénomène profond de " subfluence " (au sens de Behr, 1978), ou de fluage infracrustal agissant du SW vers le NW, dont les échos en surface perturbent sans doute la bordure méridionale du bassin sédimentaire d'Ancenis (Dubreuil *et al.*, 1979 ; Dubreuil, 1980) mais n'introduisent pas encore de coupure majeure dans la sédimentation vers le Nord. C'est à ce moment cependant qu'apparaît la sédimentation molassique dévono-dinantienne qui va combler le bassin d'Ancenis.

Il est remarquable d'observer, par opposition, le caractère modérément déformé du Paléozoïque aussi bien au Nord qu'au Sud, et le compartimentage du socle cadomien de Vendée intérieure traversé par le granite ordovicien de Pouzauges (Sonnet, 1968). Nous touchons là sans doute un des éléments supracrustaux de la bordure septentrionale de la zone orogénique ligérienne, découpée par des cisaillements hercyniens, sous-charriée en quelque sorte mais " externe " vis-à-vis de cette zone orogénique.

D) QUELQUES ASPECTS DU MAGMATISME DEVONIEN A VISEEN

1) **Dans le Massif Central.**

Comme en Bretagne méridionale au Nord de la zone ligérienne, mais ici sur une surface plus large qu'à l'Ouest, on constate que les grands massifs de granite (fig. 4 B) par fusion crustale (leucogranites de type S et granites crustaux hybrides de type I et S) (Chappell et White, 1974) se forment au-dessus des sous-charriages intracrustaux. Ils sont un peu plus jeunes que dans la bande sud-armoricaine (325 M.A.). Ici un abondant plutonisme d'âge dévonien terminal (355 M.A.), tournaisien (345 M.A.) et viséen inférieur (335 M.A.) apparaît limité strictement au domaine affecté par l'évolution tectono-métamorphique dévonienne (au Nord du Lot) et montre une organisation des types de granites en bandes grossièrement parallèles à la direction NW-SE des intrusions de diorites et tonalites calco-alcalines dévoniennes du Limousin (fig. 3 et 4 B). De plus, on constate pour les granites tournaisiens (350-345 M.A.) un accroissement significatif de la teneur en K_2O à même teneur de SiO_2 (Lameyre *et al.*, 1980) du SW au NE vers le Forez et le Morvan (*). On décèle donc dans le magmatisme calco-alcalin plutonique du Massif Central une organisation qui semble confirmer l'existence d'un stade de subduction d'âge dévonien dirigée vers le NE. Enfin, dans cette partie NE (arverno-vosgienne, fig. 1) du Massif Central, le volcanisme bimodal tholéitique continental à calco-alcalin d'âge dévonien supérieur (Lyonnais - Charollais - Forez - Morvan) traduirait probablement l'amorce d'un stade de distension en arrière de la subduction.

2) **Du côté sud-armoricain.**

Les choses apparaissent moins claires : les corps de diorite dévoniens synorogéniques ne s'étendent guère à l'Ouest de la Vendée, si l'on excepte peut-être les résidus dioritiques notés jusque dans la région de Quimper le long de la Zone broyée sud-armoricaine. Les plutonites à caractères hybride mantellique et crustal d'âge Dévonien à Viséen y sont également peu fréquents en dehors de certains granites " tardi-migmatitiques " tels les massifs de Carnac et de Guidel, alors qu'ils abondent dans le Massif Central.

Si l'on rapproche ces constatations de la grande différence de largeur de la zone interne (80 km au maximum en Bretagne contre plus de 200 dans le Massif Central) et de l'importance croissante vers l'Est des écaillages et sous-charriages crustaux reconnus dès le Dévonien dans le Massif Central, on peut en déduire que la convergence des plaques aquitaine et médio-européenne a été probablement perpendiculaire à leurs limites dans le Massif Central, mais oblique sur elles et dirigée du SW vers le NE en Bretagne (Vigneresse, 1978), et que la collision continentale s'est produite plus précocement dans le Massif Central.

(*) Cette tendance est encore accentuée si on prend en compte les granitoïdes à tendance syénitique, si caractéristiques à cette époque varisque précoce, des massifs cristallins externes des Alpes (granites de la Lauzière dans Belledonne, par exemple) et ceux des Vosges (Ballons).

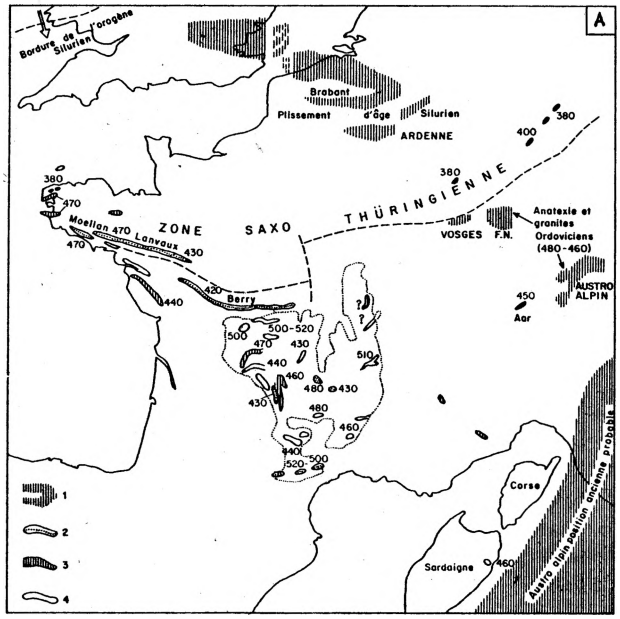


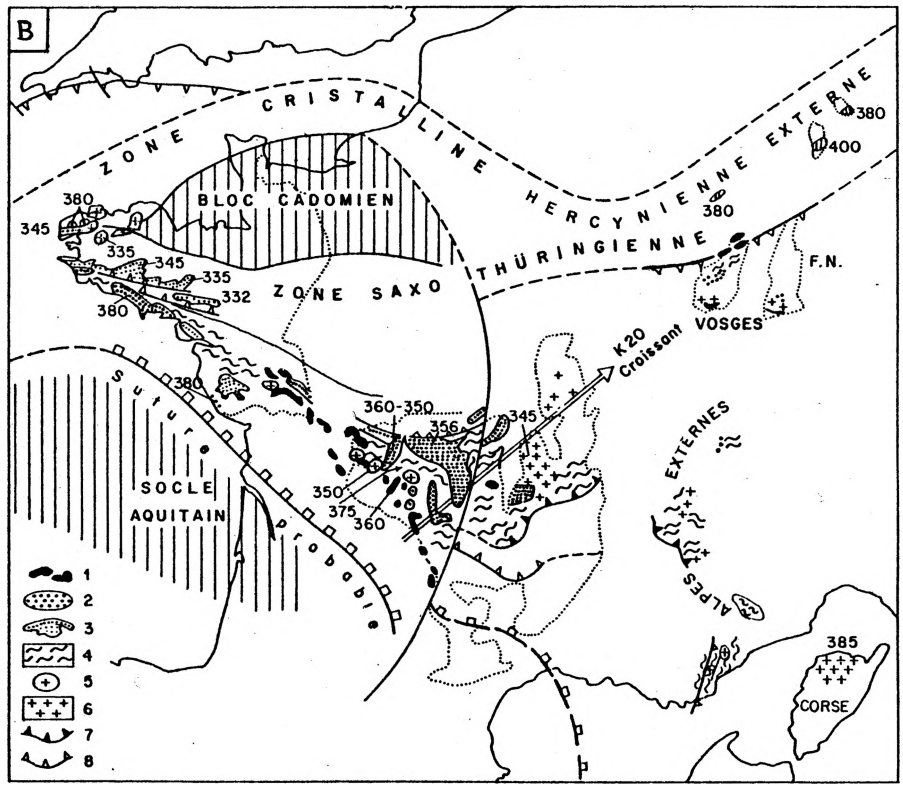
Fig. 4. — Les magmatismes granitoïdes de la zone varisque interne.

A - *du Cambrien moyen au Silurien :*

1, Régions à déformations et métamorphismes ordovico-siluriens (calédoniens) connus ou décelés par la géochronologie. — 2, Granitoïdes de tendance alcaline potassique. — 3, Trondhjémite et tonalites associées. — 4, Granitoïdes leucocrates alumineux.

B - *du Dévonien supérieur au Viséen :*

1, Diorites, quartz-diorites, tonalites calco-alcalines. — 2, Monzogranites alumineux profonds hybrides (I + S). — 3, Leucogranites alumineux (S). — 4, Zones anatectiques au Dévonien. — 5, Granites et granodiorites de gisement intrusif superficiel (I + S). — 6, Granitoïdes de type très potassique. — 7, Chevauchements intracrustaux d'âge dévonien. — 8, Chevauchements intracrustaux d'âge tournaisien ou viséen.



E) LES BORDURES NORD ET SUD DE LA ZONE OROGENIQUE LIGERIENNE

1) **La bordure nord, du côté armoricain.**

La bordure nord de la zone active éohercynienne (fig. 2 et 3) est marquée en Bretagne méridionale par la Zone broyée sud-armoricaine (Z.B.S.A.), d'âge carbonifère. Celle-ci escamote ce qui aurait pu être la bordure externe d'une marge continentale active. En fait, la Z.B.S.A. se subdivisant en plusieurs branches vers l'Est, il est possible, entre la branche bordant au Nord le bassin synclinal d'Ancenis (Faille Nort sur Erdre - Thouarcé) et la branche vendéenne Nantes - Cholet, d'observer dans le pays des Mauges les relations du socle anté-paléozoïque, cadomien, avec la zone orogénique varisque reprenant et flexurant la " nappe de Champtoceaux ". Ce secteur est encore insuffisamment étudié de ce point de vue, mais quelques observations inédites réalisées avec Forestier, conduisent à concevoir, à l'extrémité occidentale de la zone de Champtoceaux, au Sud-Est de Nantes, une déformation et un métamorphisme hercynien intenses des granites qui y sont intrusifs. Or, immédiatement à l'Est, le même Briovérien apparaît conservé, plissé et métamorphisé par l'orogenèse cadomienne et recouvert en discordance et remanié en galets dans le Cambrien moyen (Vezins, Cléré sur Layon) très peu déformé. On observe donc, au Nord de la Vendée, une bordure bien exposée de la zone orogénique ligérienne constituée d'un socle métamorphique cadomien, plus ou moins intensément repris dans une évolution tectono-métamorphique plus récente.

Cette bordure externe se caractérise d'autre part au *Paléozoïque inférieur* par la mise en place de longues " chaînes " de plutonites caractéristiques de distension : granites à caractère subalcalin potassique d'âge ordovicien (470 M.A.) à silurien (430 M.A.) dans la bande Lanvaux-Angers (Cogné *et al.*, 1972), même type de granites d'âge silurien (430 M.A.) associés à des gabbros tholéiitiques continentaux dans la bande Cholet-Thouars (Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979), prolongée jusqu'au Sud du Berry (Weber, 1973) (fig. 4 A). Ces zones de distension crustale sensiblement E-W, seront réutilisées ultérieurement par les cisaillements dextres carbonifères. Mais auparavant, et dès l'Ordovicien supérieur ou le Silurien, ces mêmes zones de distension auront guidé le développement du volcanisme tholéiitique et de la sédimentation de fosse subsidente qui caractérise par exemple le Sillon marginal externe de Saint-Georges-sur-Loire parallèlement à ces alignements sub-alcalins, en relation avec la subduction ligérienne qui, à partir de cette époque, s'opère plus au au Sud sous la marge méridionale du bloc continental cadomien (Cogné, 1976).

Plus au Nord encore, pendant tout le Dévonien, et ceci dès le Downtonien, les deux bordures du bassin de Châteaulin montrent un volcanisme basique tholéiitique riche en TiO_2 associé à des kératophyres ; ce type de magmatisme plus tardif pourrait se situer sur une zone intraplaque continentale à l'arrière de la cordillère ligérienne. Il traduirait un régime de distension arrière-cordillère.

Signalons enfin que dans le Léon (Nord-Finistère), des granites potassiques (orthogneiss de Tréglonou et de Plouvenez-Lochrist), dont la mise en place est datée du Dévonien (380 M.A.) (Cabanis, Peucat *et al.*, 1979) peuvent aussi s'intégrer à ce dispositif.

Ainsi ces différents magmatismes de la plaque continentale cadomienne au Nord de la zone orogénique suggèrent-ils assez clairement que la subduction initiale, puis l'enfoncement de croûte continentale, se sont faits du Sud vers le Nord sous le continent cadomien. A partir du Frasnien puis au Viséen, dans le bassin d'Ancenis, l'épaisse sédimentation d'un Culm à caractère molassique (faciès rouge) traduit la surrection finale de cette zone orogénique méridionale.

Dans ce même bassin d'Ancenis, la nouvelle attribution au Givétien des calcaires de Chalonnes (Dubreuil, Vachard, 1979) reposant sur le Silurien, confirme l'instabilité paléogéographique de la bordure méridionale de ce bassin, appuyée sur le socle cadomien des Mauges, au Nord-Est de la zone active ligérienne.

2) **La bordure sud, à l'Est du Sillon houiller.**

La bordure méridionale de la zone interne n'est accessible à l'affleurement qu'à l'Est du décrochement senestre du Sillon houiller, dans le Massif Central (fig. 3). Ces régions de la Châtaigneraie, du Rouergue, de l'Albigeois, n'ont pas encore fait l'objet d'études suffisantes pour savoir avec certitude où s'arrête, vers le Sud, l'emprise des déformations d'âge dévonien.

Il s'agit d'un domaine où prédominent les micaschistes peu métamorphiques à foliation très plate. Il a été longtemps opposé aux formations de la zone interne, dont nous avons vu l'évolution au Dévonien, comme une zone orogénique plus récente que Demay (1948) décrivait affectée de plis déversés vers le Sud, *sous* le charriage général de la zone interne (nappe de la Margeride). Dans cette région-clé, la série du Lot vient d'être réétudiée (Briand et Gay, 1978 ; Briand et Piboule, 1979 ; Pin, 1979 ; Pin et Lancelot, 1978). On y observe le charriage vers le Sud d'une unité septentrionale (le groupe leptyno-amphibolique de Marvejols) où un métamorphisme de H.P. s'est d'abord établi au Dévonien (vers 415 M.A.), sur des magmatites de type arrière-arc d'âge ordovicien inférieur (480 M.A.). Puis vers 345-350 M.A., c'est-à-dire au Tournaisien lors du charriage vers le Sud, une série de déformations et un métamorphisme barrovien à disposition inverse primaire se sont imposés dans l'unité chevauchante et, au-dessous d'elle, dans le vaste domaine à schistosité peu inclinée du Lot et probablement aussi de la Châtaigneraie vers le NW.

Cet ensemble de phénomènes tectono-métamorphiques apparaît ici plus jeune qu'à 100 km plus au Nord,

en Auvergne ou Lyonnais, où le même type de séquence d'événements est anté-dévonien supérieur. Cela suggère une migration vers le Sud de l'âge des grands écaillages crustaux, après une première étape de fermeture des zones océanisées (ou à croûte amincie) du Paléozoïque inférieur. Cette première étape a dû être partout d'âge dévonien et l'on en trouve les dernières traces vers le Sud dans le Rouergue, où l'évolution est polycyclique (Collomb, 1969 ; Cantagrel, 1973 ; Nicollet, 1978) mais où la phase de type barrowien, associée à la schistosité la plus ancienne, est antérieure à 350 M.A. (âge de fermeture K/A des hornblendes), et succède effectivement elle-même à une phase de H.P. à éclogites postérieures à 480 M.A.

Dans tout ce domaine de schistes, intermédiaire entre la Montagne Noire à structuration post-viséenne et la région très métamorphique dévonienne du Nord, on observe toujours que la schistosité principale correspond en réalité à la superposition de deux schistosités (schistosité ou foliation S_1-S_2), la seconde étant la plus évidente et persistant seule lorsque la recristallisation syn à post-S_2 devient intense. Les successions locales et les caractères géométriques de ces phases de déformation sont actuellement bien connues en de nombreuses portions d'une transversale Auvergne - Montagne Noire (Burg et Matte, 1978), mais il n'est pas encore possible d'établir un tableau détaillé de la succession chronologique des séquences de déformations observées depuis le Dévonien jusqu'au Westphalien. Il semble bien d'ailleurs que chaque épisode tectono-métamorphique majeur, relativement bref (l'épisode dévonien, celui du Viséen inférieur dans le Lot, celui du Namuro-westphalien dans la Montagne Noire) s'accompagne d'une nouvelle séquence de deux à trois " phases " de plissements intenses.

La définition de la limite sud de la zone interne dans les régions méridionales du Massif Central ne se présente donc pas du tout comme celle de la limite nord en Armorique. Sur la fig. 2, la zone à structuration dévonienne a été limitée vers le Sud, le long de la ligne de fort gradient gravimétrique qui sépare la zone lourde Albigeois-Causses de la zone plus légère Rouergue-Cévennes (décrochement Broquiès-Le Vigan). Au Sud de cette ligne, on observe d'ailleurs entre Tarn et Montagne Noire la même séquence de déformations post-viséennes que dans la Montagne Noire (Arthaud, 1970) et il ne semble pas y exister de déformations, ni de métamorphisme, attribuables à la période dévonienne. La série stratigraphique y est complète et de faciès plate-forme ou récifal.

L'absence de séries flyschoïdes dévoniennes, en écho des déformations de la zone interne, se comprend si la marge continentale nord de la plaque méridionale (plaque Aquitaine) est située au Nord de la Montagne Noire comme le suggèrent les récents progrès de l'analyse stratigraphique de l'Albigeois (Donnot et Guérangé, 1978). S'il y a eu des flyschs dévoniens, ils sont ou érodés, ou conservés dans certaines des séquences schistogréseuses des Cévennes ou de l'Albigeois oriental où elles forment des nappes dont le matériel a plutôt été considéré jusqu'à présent comme Cambrien inférieur ou Briovérien, mais pourrait être dévonien (Weisbrod, 1970). De tels flyschs dévoniens sont bien connus dans les Externides méridionales (Baléares, Pyrénées *pro parte*, Massif catalan).

Plus à l'Est, la partie sud de la zone interne dessine une forte inflexion vers le Sud et devient méridienne comme l'ont bien montré Arthaud et Matte (1974) (fig. 5). Cette direction méridienne se retrouve dans les massifs hercyniens externes des Alpes dont la série lithologique et la structuration préviséenne et post-cambrienne est très vraisemblablement de même âge et même type que celle du Massif Central (Carme, 1971 ; Giorgi, 1979).

Cette divergence en " Y " de la zone axiale à l'Est du Massif Central pose de sérieux problèmes qui ne peuvent, actuellement, ni être bien posés, ni faire l'objet d'explications précises, faute de données géologiques suffisantes à ce sujet sur le NE du Massif Central et le socle des Vosges, d'une part, sur celui des Alpes internes, d'autre part. Dans cette dernière région, les fragments de socle préalpin dispersés et

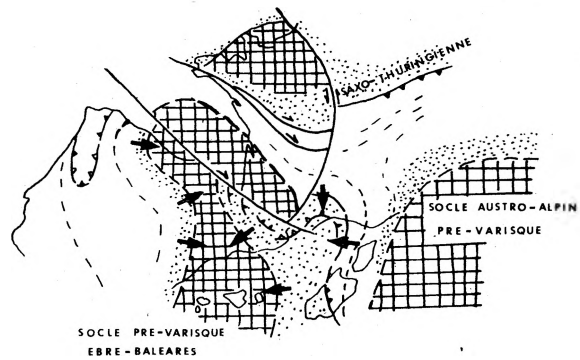


Fig. 5. — Schémas de la disposition de la zone externe méridionale pyrénéo-sarde et de la branche méridienne de la zone interne (dessiné d'après Arthaud et Matte, 1974, modifié).

Quadrillés : blocs de socle pré-varisque constituant les microcontinents austro-alpins, ebro-aquitain, et domnonéo-mancellien, d'affinité gondwanienne, entre lesquels se font les convergences et les collisions varisques. — *Pointillés :* zones externes. — *Blancs :* zones internes.

Le socle pré-varisque Ebre-Baléares, partie résiduelle finale de la microplaque ibérique, est recouvert de flyschs dévoniens et carbonifères. Les Pyrénées hercyniennes apparaissent comme une chaîne intracratonique, se terminant vers l'Ouest au Pays Basque et se moulant à l'Est sur le coin de socle aquitain. Celui-ci, par le jeu simultané des décrochements senestre du Sillon houiller et dextre de la faille nord-pyrénéenne, " poinçonne " la plaque ibère à partir du Viséen. Vers l'Est, cette même plaque ibère est très probablement sous-charriée sous la plaque " austro-alpine ".

déplacés dans les dérives post-triasiques permettent cependant de reconstituer un bloc continental, oriental par rapport à la branche méridienne de la chaîne varisque, puis méridional, au Sud de l'Autriche. Il s'agit de l'actuel socle " austro-alpin " de la plaque apulienne, élément septentrional de la plaque gondwanienne dans les Alpes internes. Celui-ci, dans sa position originelle fini-hercynienne, doit être replacé plus au Sud, à l'Est du " bloc corso-sarde " lui-même remonté contre le socle provençal (Bourrouilh *et al.*, 1979). Au niveau de ce socle, l'évolution tectono-métamorphique pré-varisque a été rapportée au " Calédonien " (440-420 M.A.) (Schönlaub *et al.*, 1978 ; Cliff, 1978 ; Jäger, 1974) ou au Panafricain ($\simeq$ 600 M.A.), et il semble bien que la chaîne varisque se moule autour, avec les zones hercyniennes internes chevauchant primitivement vers l'Ouest les zones plus externes de la branche méridienne, comme on peut l'observer en Sardaigne et en Sicile (fig. 5).

3) **La bordure sud de la zone interne à l'Ouest du décrochement du Sillon houiller.**

Au Sud du Limousin et de la Vendée, *le socle aquitain* (" microcontinent ibéro-armoricain " *in* Cogné et Wright, 1980, fig. 2), caché sous le Mésozoïque, est suffisamment connu par quelques dizaines de sondages et une bonne cartographie aéromagnétique et gravimétrique pour y rechercher la bordure méridionale de la zone active varisque dans les régions occidentales (fig. 3 et fig. 5).

a) Les directions des grandes structures anticlinales et synclinale sud-armoricaines de Vendée en direction NW-SE (phase 3) se marquent très bien sur les cartes gravimétriques et magnétiques : l'anticlinal gneissique et migmatitique de Saint-Nazaire - Mervent peut être prolongé ainsi jusqu'au SE d'Angoulème et Périgueux et l'Anticlinal migmatitique des Sables d'Olonne jusqu'à Jonzac (Autran, Gérard, Weber, 1976).

b) Au Sud de ces structures se développe un tout autre style. On reconnaît d'abord un bassin de Dinantien à faciès Culm allongé NW-SE, et plus au Sud encore, entre Dordogne et Garonne, de vastes synclinaux de Dévonien inférieur et moyen à faciès néritique, carbonaté, du type Pyrénées - Montagne Noire, ainsi que du Silurien ou de l'Ordovicien, plissés et parfois schistosés, mais pratiquement non métamorphiques (fig. 2). Par contre, sous toute la Gironde, des schistes épimétamorphiques sont rapportés au Briovérien d'après leur faciès ; aucune datation de leur métamorphisme n'a été réalisée, mais ils pourraient supporter le Paléozoïque (Ordovicien et Dévonien) en discordance. Kaplan (1968) a fait une étude de chronologie au K/A et Rb/Sr sur les matériaux de plusieurs forages entre Muret et Agen. Les schistes dévoniens, siluriens, ordoviciens ont donné des âges anté-carbonifères : soit l'âge de la sédimentation, soit un âge " ligérien ". Ce résultat déjà important, qui mériterait d'être développé, semble permettre d'exclure l'existence dans le socle nord-Aquitain, d'une phase orogénique importante aussi bien au Carbonifère qu'au Dévonien. Il est donc possible de faire de ce socle et de sa couverture paléozoïque, la plaque continentale *bordière sud de la zone orogénique éohercynienne et de la cordillère ligérienne*. Lefort (1979) arrive à la même conception par l'analyse des données géophysiques du plateau continental sud-armoricain et situe la frontière de ce microcontinent en mer à une cinquantaine de kilomètres de Belle-Isle en direction NW-SE (fig. 1 et 2). Signalons enfin que la réalité de ce microcontinent, partout caché sous des sédiments de plate-forme plus jeune et dont la nécessité paléogéogaphique était déjà pressentie depuis longtemps, a été testée directement par la découverte sur les deux escarpements des talus continentaux qui encadrent le Golfe de Gascogne, d'un socle granulitique précambrien daté entre 1 800 et 2 500 M.A. et d'affinité éburnéo-gondwanienne (Capdevila *et al.*, 1974, 1975).

F) RELATIONS AVEC LES PHASES OROGENIQUES HERCYNIENNES D'AGE CARBONIFERE

Ces relations sont différentes selon les transversales successives depuis l'Ouest de la Bretagne, jusqu'à l'Est du Massif Central (fig. 1).

1) **Au Sud de la zone interne.**

a) A l'Ouest de la faille du Sillon houiller, il ne semble pas exister de zone orogénique majeure d'âge carbonifère ; sur la plate-forme aquitaine, seuls des granites, d'âge d'ailleurs généralement inconnu, sont très probablement carbonifères, tel celui de Castelsarrazin, près de Montauban, le seul daté (310 M.A.) (Kaplan, 1968). L'amortissement vers l'Ouest des déformations carbonifères observées à l'Est du décrochement du Sillon houiller semblent se faire au niveau de la zone lourde de Cahors, elle-même décrochée vers le Sud par rapport à celle de l'Albigeois le long de cette faille (fig. 3).

b) A l'Est du Sillon houiller, nous avons discuté précédemment ces relations à propos de la recherche de la limite méridionale de la zone interne. Ici une migration continue des déformations vers le Sud, ainsi que leur virgation subméridienne, sont à présent bien argumentées. Les déformations et le magmatisme granitique très intenses, qui accompagnent la formation de " l'arc Pyrénées - Montagne Noire " d'âge carbonifère supérieur, s'expliquent au mieux, dans ce site très spécial (fig. 5, et Arthaud et Matte, 1974) par le resserrement, à cette époque, de l'arc du Léon autour de la microplaque Ebre-Aquitaine, laquelle se cisaille en jeu dextre parallèlement aux Pyrénées suivant les directions actuellement N 110° qui étaient déjà bien matérialisées dans la paléogéographie de l'Ordovicien et du Dévonien.

La complexité de la zone externe méridionale n'est donc pas seulement le résultat des déformations alpines qui s'y superposent. Elle ne montre pas, dès l'origine, la belle régularité sur un millier de kilomètres de la zone externe septentrionale.

2) **Au Nord-Ouest de la zone interne.**

En Bretagne centrale et occidentale, une zone orogénique majeure se développe au cours du Carbonifère inférieur. Il s'agit de la *Zone broyée sud-armoricaine* (Z.B.S.A.) et, parallèlement à celle-ci, d'une importante zone tectono-métamorphique synchrone de la mise en place des massifs de leucogranites de type S, bien datés à présent de 345 à 330 M.A. (Peucat *et al.*, 1979) jusqu'à 300 M.A. (Vidal, 1976). Cette zone de déformation se prolonge très probablement sous le bassin de Paris (fig. 1) au Nord du petit bloc cadomien peu déformé des Mauges qui porte le bassin d'Ancenis (Weber, 1973). Le Namurien discordant, non métamorphique, de Basse-Loire, scelle ces déformations majeures tandis que le " flysch " dinantien du bassin d'Ancenis enregistre au Sud ces déformations. C'est pourquoi cette zone a depuis longtemps été assimilée à la zone " sudète " saxo-thuringienne, mais ici les déformations majeures ont commencé très tôt, dès le début du Carbonifère.

L'anatexie génératrice des nombreux leucogranites de cette époque, à bas rapport isotopique initial de Sr malgré leur origine crustale, et l'absence de magmatisme calco-alcalin mantellique, indiquent clairement que c'est le sous-charriage de la zone ligérienne à croûte jeune (< 600 M.A.) (Vidal, 1976) sous la zone centre-armoricaine qui est le phénomène essentiel dans cette région avec les conséquences d'épaississement crustal qu'il entraîne. Des mylonites plates ou à plongement nord, contemporaines de cette phase ont d'ailleurs été observées par Jegouzo (1976) sous cette bande de leucogranites, antérieures au fonctionnement du cisaillement dextre qui a commencé en cours de cette phase et contrôlé le développement vertical des schistosités.

Au nord de cette zone à déformation cisaillante intense, avec métamorphisme associé de pression intermédiaire (disthène et staurotide) et anatexie leucogranitique, le socle cadomien et les grands bassins épicontinentaux de Châteaulin et de Laval enregistrent des déformations plus récentes encore, post-namuriennes mais anté-stéphaniennes, dont la fin pourrait être synchrone de la mise en place des granites de Quintin - Moncontour datés à 290 M.A. (Peucat *et al.*, 1979). D'après Le Corre (1978), il semble y avoir une continuité dans les caractéristiques géométriques de la déformation depuis la Z.B.S.A. au Sud jusqu'au bassin de Laval au Nord. Cependant, les intensités de déformation sont variables et sont très étroitement contrôlées par les conditions thermiques locales. Les données radiométriques laissent supposer que la remontée progressive des isothermes s'est effectuée à des moments différents d'une région à l'autre, s'étalant sur une période de près de 50 M.A. Il faut donc admettre pendant cette longue période une relative permanence du champ de contrainte régional, les notions de " phases " classiquement adoptées pour désigner une telle évolution apparaissant trop étroites.

Tout à fait à l'Ouest de la Bretagne, la zone de déformation centre-armoricaine que nous venons de décrire converge avec une zone sensiblement de même âge, développée à l'Ouest du bassin viséen supérieur de Châteaulin *qui la recouvre en discordance*. Ce sont les secteurs de Crozon, Monts d'Arrée, et bassin de Morlaix, ainsi que le Pays de Léon et la bordure occidentale du Trégor, où le Paléozoïque inférieur apparaît très déformé, soit juste avant, soit après le dépôt du Strunien (Cabanis, 1974 ; Darboux *et al.*, 1977 ; Rolet et Thonon, 1979 ; Chantraine *et al.*, 1979). Dans ce secteur, la datation des déformations nous est fournie par un encadrement stratigraphique souvent très précis (Rolet *et al.*, 1979) et par la mise en place des grands massifs de granites hybrides, essentiellement crustaux ici aussi, qui s'échelonnent de 345 M.A. à 335 M.A. (granites de St-Rénan, Plouaret et Huelgoat) (fig. 4 B) et sont contemporains des déformations.

Cette nouvelle zone orogénique nord-occidentale, d'âge carbonifère très précoce (350-335 M.A.), correspond à la *phase bretonne* de Stille, mais les caractères de grande intensité de la déformation et du métamorphisme qu'elle présente ne lui étaient pas classiquement attribués en Bretagne où on les plaçait plutôt soit dans l'orogenèse cadomienne à l'Ouest (Léon), soit dans la phase sudète au Sud. On constate que cette " *zone cristalline externe* " (fig. 1), liée à la phase bretonne, enserre par le Nord le bloc de socle cadomien Domnonéo-mancellien affecté de façon très hétérogène et modérée par les déformations varisques. Celui-ci constitue un " zwischengebirge " très caractéristique depuis la région de Morlaix, à l'Ouest, jusqu'à la " cordillère métamorphique du pays de Bray " (ou " cordillère parisienne " de Lienhardt, 1961) soulignée en surface par le système des failles crustales de la Seine qui longent la grande anomalie magnétique du bassin de Paris (fig. 1), à l'Est.

Nous voyons donc qu'en Bretagne, l'évolution carbonifère au Nord de la zone interne, a un caractère très différent de celle que l'on constate au Sud de celle-ci. Elle paraît dominée ici par les cisaillements en décrochement dextre, tandis que les serrages N-S conduisent à un raccourcissement plus modéré qu'au Sud, dans la zone interne ou sur sa bordure méridionale, où les écaillages crustaux ont une très grande importance.

Il convient de noter pour finir que les rapports actuellement observés de part et d'autre de la Z.B.S.A., sur une même transversale à celle-ci, n'ont probablement rien à voir avec ce qu'ils étaient au Dévonien. Les études de paléomagnétisme ont montré que des déplacements senestres considérables avaient affecté globalement les plaques Laurussia et Gondwana au

cours du Dévonien. Il est très probable qu'avant les jeux dextres de la Z.B.S.A. reconnus au Carbonifère, celle-ci a été le lieu de déplacements senestres beaucoup plus considérables, pendant la période de convergence de plaques dévonienne, responsables de l'orogène ligérien. Des arguments en faveur de ces déplacements senestres sont offerts, nous l'avons vu, par la structure profonde de la nappe de Champtoceaux et par celle plus superficielle de la bordure méridionale du Synclinal d'Ancenis avant le dépôt du Frasno-Dinantien (Diot et Blaise, 1978). Un élément repère de tels déplacements paraît être le décrochement senestre d'environ 150 km des anomalies magnétiques de la Manche jusqu'à celles de la Baie d'Audierne (Lefort, 1974), et surtout le déplacement de l'ordre de 200 km de la zone orogénique cadomienne majeure orientée NE-SW, depuis la Bretagne occidentale au Nord de la Z.B.S.A. jusqu'à la région des Mauges au Sud de la branche Nort-sur-Erdre - Thouarcé de la Z.B.S.A.

3) **Dans la zone interne elle-même.**

a) *Dans le Massif Central,* au Nord du Lot, la première phase carbonifère bien caractérisée est la " phase de la Brévenne " d'âge post-dévonien supérieur ou tournaisien, et antérieure au Viséen moyen. Elle n'affecte de façon intense que de petites portions de la zone ligérienne déjà cratonisée : celle-ci est introduite en lames de socle rétromorphosé dans les structures d'écaillage associées à un métamorphisme du faciès " schiste vert " observable aussi dans le Dévono-Viséen inférieur du Beaujolais et du Forez.

Plus au Sud, il faut atteindre la Montagne Noire pour trouver un nouvel ensemble de faits orogéniques bien caractérisés au Carbonifère supérieur (Viséen supérieur - Stéphanien inférieur).

Entre les deux, au Nord des Cévennes et dans le Lot, on peut généralement assurer que la déformation principale (deux phases de plis) et le métamorphisme barrowien associé sont antérieurs à la mise en place du granite de la Margeride bien daté à 323 M.A. (Couturie *et al.,* 1979). Mais nous avons vu aussi que les grands chevauchements intracrustaux d'âge tournaisien à viséen inférieur y étaient responsables de la schistosité plate et du métamorphisme superposé à une empreinte préalable modérée d'âge dévonien.

Dans l'ensemble du Massif Central, au Nord de la Montagne Noire, depuis le Rouergue et les Cévennes, *il n'y a pas de déformations importantes pénétratives et de métamorphisme régional d'âge carbonifère supérieur.* On n'y reconnaît que de multiples intrusions granitiques depuis 360 M.A. jusqu'à 280 M.A. Celles-ci ont pu s'entourer de dômes thermiques responsables du " rajeunissement " local des systèmes isotopiques (Cantagrel, 1973 ; Autran, 1974 ; Duthou, 1978) et de néogenèses minérales (biotites, andalousite, cordiérite) qui ont souvent été utilisées comme argument pour une histoire polycyclique et polymétamorphique dans cette zone. Seule exception, *la région périvellave* (Nord du Pilat - Vivarais oriental : Chenevoy, 1964 ; Gay, *et al.,* 1979 ; Cévennes méridionales : Weisbrod, 1970) montre clairement un métamorphisme plus récent, mésozonal et de basse pression associé à la création d'une nouvelle série de schistosités, entourant le *dôme anatectique du Velay* où les leucogranites anatectiques les plus jeunes ont été datés à 300 M.A. (Gourgaud, 1973 ; Durand, 1976). Ce très vaste dôme d'âge carbonifère supérieur est structuralement très différent de celui de la Montagne Noire dont les caractères métamorphiques apparaissent pourtant similaires. Aussi la conception classique d'une zone structurale Cévenole - Montagne Noire au Carbonifère supérieur, ne paraît-elle pas à conserver : le dôme du Velay se présente comme un vaste dôme plutono-métamorphique diapirique carbonifère perçant à travers la zone orogénique dévonienne. Celle-ci se prolonge à l'Est du dôme dans les massifs cristallins externes des Alpes (Autran, 1978 ; d'après Carme, 1971, 1974) (fig. 3) et probablement le socle provençal.

b) *Du côté sud-armoricain,* la zone interne apparaît plus vigoureusement reprise par des déformations postérieures au développement des schistes cristallins ligériens, et contemporaines de l'évolution de la Zone broyée sud-armoricaine qui les limite au Nord. Au sous-charriage initial déjà signalé de cette zone ligérienne vers le Nord, conséquence directe de la collision hercynienne, s'associent ici de vigoureux écaillages vers le Sud, responsables en partie de la réduction progressive de largeur de cette zone vers l'Ouest, écaillages et chevauchements tardi à post-métamorphiques qui expliquent les relations toujours tectoniques des différentes unités métamorphiques constituant cette région (Audren, 1971 et travaux en cours). Cette tectogenèse carbonifère est datée par les divers types de granites qui jalonnent ces limites tectoniques : les uns, tardi-migmatitiques (granites type Carnac ou Guidel) (Cogné, 1960), intrusifs depuis les zones anatectiques ligériennes jusque dans les micaschistes qui les surmontent et se situent de préférence à la limite des deux systèmes ; les autres, leucogranitiques introduits en lames tangentielles contemporaines des écaillages, et témoins vers 320-300 M.A. (Vidal, 1976) des dernières anatexies crustales homologues de celles qui caractérisent la zone broyée sud-armoricaine elle-même (leucogranites de Guérande, Plœmeur, Pont-l'Abbé). L'essentiel de ces structures était acquis avant le dépôt du Stéphanien du bassin de Quimper.

CONCLUSION

Le développement de l'évolution varisque à l'Ouest de l'Europe

Dans l'état actuel des connaissances, il apparaît bien que l'épisode orogénique majeur, d'âge dévonien, propre à la zone interne du système varisque, tout en étant à rattacher clairement à cette évolution varisque, est nettement distinct des phases orogéniques hercyniennes, d'âge carbonifère. Ceci, aussi bien dans le temps que par le type d'évolution géodynamique qui, d' " alpinotype " au départ, devient ensialique, " hercynotype ", en passant du Dévonien au Carbonifère.

Ceci s'explique bien dans un schéma géodynamique unitaire tel celui proposé précédemment par l'un d'entre nous (Cogné, 1976) et confirmé depuis par des travaux nouveaux, faisant intervenir une convergence de plaques sud-européenne suivie d'une collision des masses continentales qui enserrent le dispositif ligérien (Cogné, 1979) (fig. 6).

En première étape, après l'ouverture (distension) infra-paléozoïque d'un domaine sédimentaire et volcanique d'affinité océanique, entre la Laurussia (agrandie par l'orogène cadomien) et les masses gondwaniennes (Cogné et Wright, 1980, dans ce volume, fig. 7), s'observe la fermeture à partir du Silurien de ce dispositif proto-océanique qui devait présenter beaucoup de ressemblances avec les dispositifs méso-cénozoïques du Sud-Ouest Pacifique. Dans le segment décrit ici, les subductions se sont faites du *Sud-Ouest vers le Nord-Est,* sous le continent cadomien. C'est la période éohercynienne de développement de la *cordillère ligérienne,* " alpinotype ", avec ses métamorphismes précoces de haute pression, puis de haute température mais de pression basse ou modérée, s'achevant par les anatexies profondes fini-dévoniennes. S'y associent vers le Nord, les magmatismes et volcanismes calco-alcalins des régions marginales externes. A ce stade le mouvement relatif des deux plaques n'était sans doute pas le même tout au long de la zone : convergence avec forte composante de cisaillement senestre en Bretagne, frontale dans le Massif Central.

En deuxième étape, c'est le développement, réellement ensialique cette fois, de la *chaîne hercynienne* proprement dite, consécutive à la collision au début du Carbonifère du micro-continent ébro-aquitain, élément parmi d'autres des masses gondwaniennes (Cogné et Wright, *id.*, fig. 2) contre la marge active ligérienne et le continent cadomo-laurasien. La suture collisionnelle proprement dite n'est pas clairement visible. La plus externe et, semble-t-il, la plus continue, se caractérise au plan géophysique au niveau du plateau continental sud-armoricain et sous le bassin d'Aquitaine (Lefort, 1979), à une cinquantaine de kilomètres au Sud de Belle-Isle-en-Mer. Mais plus à l'Est, dans le Massif Central surtout, des sutures plus précoces et d'extension plus limitée ($\sim$ 200 km ?) traduisent probablement la fermeture de bassins océanisés locaux, ces premières sutures étant ensuite réactivées en cisaillements-obduction intracrustaux à vergence Sud. Les effets de cette collision sont considérables : obductions locales, telle celle de l'Ile de Groix chevauchante secondairement vers le Nord sur l'avant-pays ligérien (Quinquis, 1980), cisaillement crustaux (Z.B.S.A.) et chevauchements divergents vers le Nord ou vers le Sud de part et d'autre de la zone ligérienne, activations ensialiques du soubassement cadomien et leucogranites. On retrouve là tous les éléments " classiques " du développement " hercynotype ", d'âge hercynien *sensu stricto,* tel qu'il est reconnu au cours du Carbonifère dans l'ensemble de l'Europe moyenne et occidentale.

Ainsi le domaine varisque correspond-il à la succession normale et à la superposition de deux événements géodynamiques complémentaires, nettement individualisés mais étroitement liés par une même cause profonde : celle qui détermine la convergence initiale responsable de la fermeture au Dévonien d'une zone océanique (cordillère ligérienne) entraînant la collision au début du Carbonifère des masses Cadomo-laurussiennes et gondwaniennes (chaîne hercynienne proprement dite).

Tant il est vrai, en dépit des écoles et des schémas trop absolus, que le domaine varisque successivement alpinotype puis hercynotype nous présente sans doute la meilleure illustration du caractère complémentaire de ces deux types d'organisation orogénique trop souvent (et artificiellement) opposés sur la base de comparaisons de chaînes considérées à des stades d'évolution et d'érosion trop différents.

Note. — Cet article est la contribution n° 20 du Groupe français au Projet n° 27 " Orogène calédonien des régions nord atlantiques " du P.I.C.G.

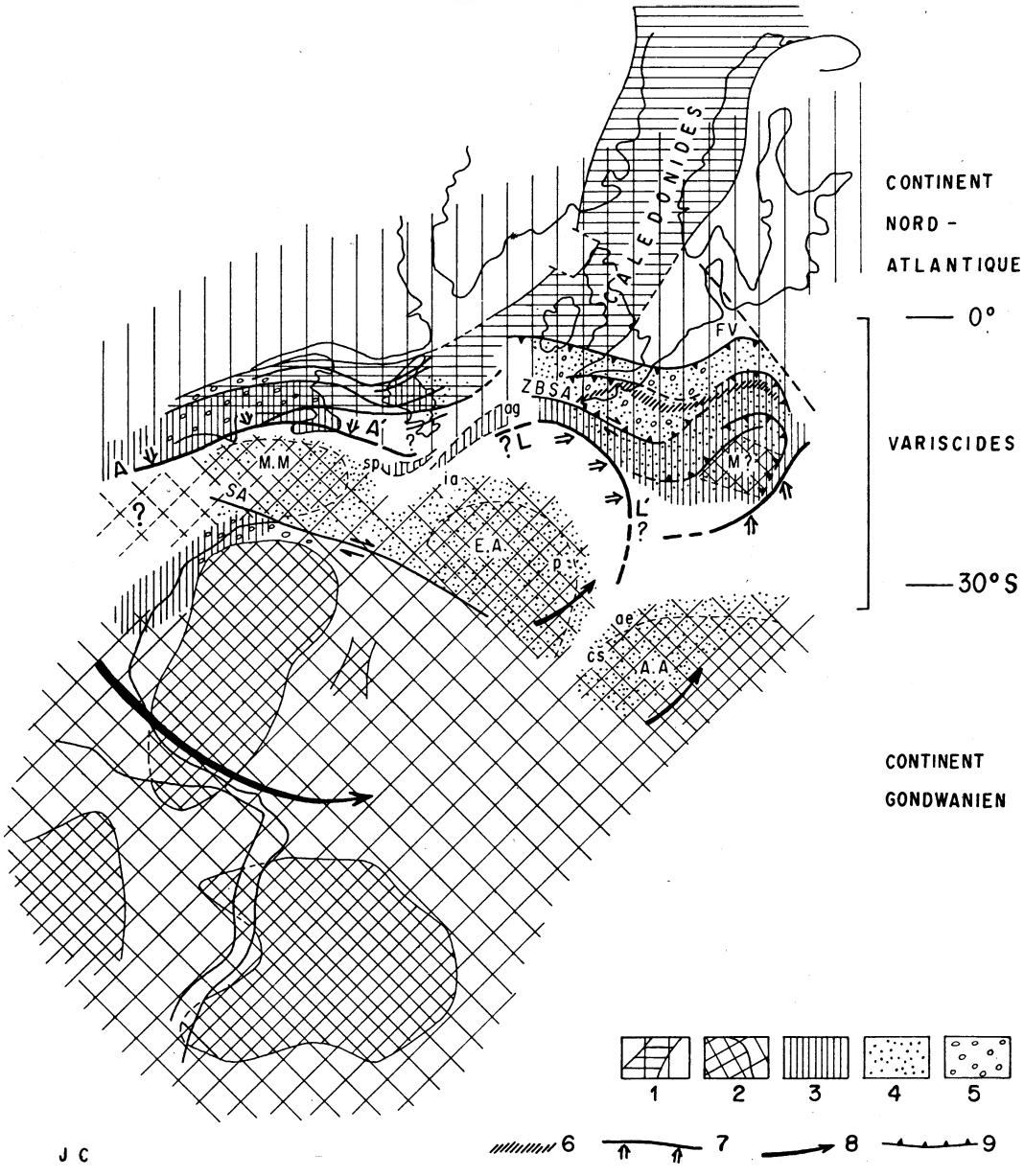


Fig. 6. — Le développement des Variscides médio et ouest-européennes dans le contexte péri-atlantique des orogènes fini-paléozoïques.

Légende : 1, Socle cadomo-laurussien jusqu'à 600 M.A. et Calédonides (continent nord-atlantique). — 2, Socle gondwanien et microcontinents septentrionaux (M.M. = Meguma - Meseta Marocaine ; E.A. = Ebro-Aquitain ; A.A. = Austro-alpin ; M ? = Moldanubien ?) d'âges caractéristiques 2 000 ou 600 M.A. — 3, Régions d'activité orogénique majeure siluro-dévonienne (420-370 M.A.) : plissements acadiens et cordillère ligérienne. — 4, Régions d'activité tectonique carbonifère (350-270 M.A.) : plissements hercyniens. — 5, Régions d'activité tectonique permienne (270-240 M.A.) : plissements allegheniens-saaliens. — 6, Zone cristalline hercynienne externe. — 7, Zones de suture (subduction-collision : AA' = Acadienne ; LL' = Ligérienne). — 8, Mouvements relatifs des blocs crustaux au cours des plissements hercyniens (ZBSA = Zone broyée sud-armoricaine ; SA = faille sud-atlasique). — 9, Chevauchements crustaux (FV = Front varisque).

BIBLIOGRAPHIE

1) ARTHAUD F. (1970). — Etude tectonique et micro-tectonique comparée de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anti-clinorium de l'Iglesiente (Sardaigne). Thèse, Montpellier. *Publ. U.S.T.E.L.A., Géol. Str.*, 1, 175 p.

2) ARTHAUD F. et MATTE P. (1974). — Synthèse provisoire sur l'évolution tectonique et les raccords entre les segments hercyniens péribaléares. *In* La chaîne varisque d'Europe Moyenne et Occidentale. *Coll. intern. C.N.R.S.*, 243, p. 497-513.

3) AUDREN C. (1971). — Etude pétrographique et structurale des schistes cristallins de l'Estuaire de la Vilaine. *Thèse 3me cycle,* Rennes, 84 p.

4) AUDREN C. (1976). — Modèle de mise en place des massifs anatectiques en Bretagne méridionale. *4me Réun. Ann. Sci. Terre,* Paris, p. 23.

5) AUDREN C. et LE MÉTOUR J. (1976). — Mobilisation anatectique et déformation : les migmatites du golfe du Morbihan (Bretagne méridionale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), vol. XVIII, 4, p. 1041-1049.

6) AUTRAN A. (1974). — Notice explicative de la carte à 1/50.000 Bourganeuf (Massif Central). Edit. BRGM.

7) AUTRAN A. (1978). — Synthèse provisoire des événements orogéniques calédoniens en France. *In* Caledonian Appalachian orogen of the north atlantic region. P.I.C.G., projet 27, *Geol. Surv. Canada,* Paper 78-13, p. 159-175.

8) AUTRAN A., GÉRARD A. et WEBER G. (1976). — La carte gravimétrique de la France. Exemples d'utilisation géologique. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), vol. XVIII, p. 1119-1132.

9) AUTRAN A. et GUILLOT P.L. (1974). — L'évolution orogénique et métamorphique du Limousin au Paléozoïque. *In* La chaîne varisque d'Europe Moyenne et Occidentale. *Coll. intern CNRS,* vol. 243, p. 211-226.

10) BEBIEN J. et GAGNY C. (coordin.) (1980). — Volcanites du Précambrien au Crétacé en France et leur signification géostructurale. 30 p. *In* Colloque Géologie de la France. édit 26me C.G.I. B.R.G.M.

11) BEHR H. (1978). — Subfluenz Prozesse in Grundgebirge Stockwerk Mittel Europas. *Z. dt. Geol. ges.*, vol. 129, p. 283-318.

12) BERNARD-GRIFFITHS J. (1976). — Essai sur les âges au strontium dans une série métamorphique : le Bas-Limousin. Thèse, 243 p. *Ann. Scient. Univ. Clermont,* vol. 55. fasc 27.

Fig. 6 *(suite).*

Deux étapes principales caractérisent le développement des Variscides au cours du Paléozoïque supérieur :

— La première est consécutive à la convergence qui resserre au cours du Siluro-Dévonien les zones de distension proto-téthysiennes développées depuis la fin du Protérozoïque entre les masses gondwaniennes et cadomo-laurasiennes. Tandis que se développe la collision acadienne (AA') entre l'Afrique de l'Ouest et le continent nord-américain, le glissement senestre des grandes masses continentales et la rotation inverse du bloc gondwanien ferment obliquement le domaine ligérien contre la marge ouest et médio-européenne. Ainsi se développent la subduction LL' et la cordillère ligérienne dans la zone interne de l'orogène varisque.

— La seconde est celle de la collision hercynienne proprement dite à partir du Carbonifère, responsable des cisaillements crustaux qui caractérisent cette période jusqu'au Front varisque (FV). Pour l'essentiel, cette collision s'opère au niveau de la marge active ligérienne constituée précédemment à la bordure méridionale de la plate-forme cadomienne, sous la poussée des microcratons septentrionaux de la masse gondwanienne entre lesquels se moulent les zones actives de la chaîne (fig. 5).

La fin de cette évolution, puis le ralentissement ou le blocage de la rotation inverse du bloc gondwanien sur lui-même, se marquent par les cisaillements dextres (Z.B.S.A., S.A.) et par le développement final des plissements allegheniens-saaliens. Déjà commence la distension entre les Appalaches et les Mauritanides, et l'émission des grands dykes permo-triasiques amorce de l'ouverture atlantique.

Remarques. — 1) Dans ce schéma très condensé, intégrant en une seule image une succession d'événements liés principalement à l'évolution de la zone interne de l'édifice varisque, les conséquences de celle-ci au niveau des régions rhéno-hercyniennes à partir du Carbonifère sont seulement évoquées. Les phases dites " bretonne " et " sudète " témoignent de l'existence dans ces régions d'une zone probable de croûte amincie (dite parfois " océan ") médio-européenne. Le seuil cristallin d'Allemagne moyenne, et plus largement la " zone cristalline externe " (6) (fig. 1) sont le témoin direct de l'activation subséquente de cette zone et de sa fermeture à la suite de la collision sud-varisque. *Ils ne permettent pas pour autant de voir une subduction Nord-Sud Carbonifère à ce niveau.*

2) La position relative des grandes masses continentales est esquissée ici vers la fin du Dévonien (d'après les premières approches paléomagnétiques) avant la collision hercynienne proprement dite du côté européen.

3) L'origine des futurs massifs sud-varisques est proposée par les lettres minuscules (sp : sud-portugais ; ag : alcudo-galicien ; ia : ibéro-asturien ; p : pyrénéen ; cs : corso-sarde ; ae : alpins externes).

13) BERNARD-GRIFFITHS J. et TEMPIER P. (1977). Intrusion silurienne du massif de métagranite de Tauves, Massif Central Français. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 284, n° 22, p. 2199-2202.

14) BERNARD-GRIFFITHS J., CANTAGREL J.M. et DUTHOU J.L. (1977). — Radiometric evidence for an Acadian tectono-metamorphic Event in western Massif Central Français. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 61, p. 199-212.

15) BEURRIER M., PIBOULE M., CHIRON J.C. et GAY M. (1979). — Relations de la série de la Brévenne avec celle du Lyonnais. *7me Réun. ann. Sci. Terre*, Lyon.

16) BOUCHARDON J.L. (1976). — Les formations cristallophylliennes de la région de Saint-Germain-les-Belles (Haut-Limousin). *Thèse 3me cycle*, Univ. Lyon I.

17) BOURROUILH R. et GORSLINE D.S. (1979). — Pre-Triassic fit and alpine tectonics of continental blocks in the western Mediterranean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Part. I, vol. 90, p. 1074-1083.

18) BOYER C. (1976). — Les grandes périodes d'activité volcanique au cours des temps paléozoïques dans les massifs armoricain et central. *Bull. B.R.G.M.*, SI, vol. 1, p. 3-24.

19) BREDDIN H. (1973). — Tiefentektonik und Deckenbau im massiv von Stavelot-Venn (Ardennen und Rheinisches Schiefergebirge). *Geol. Mitteil.*, vol. 12, p. 81-130.

20) BRIAND B. et GAY M. (1978). — La série inverse de Saint-Geniès-d'Olt : évolution métamorphique et structurale. *Bull. B.R.G.M.*, S 1, vol. 3, p. 167-186.

21) BRIAND B. et PIBOULE M. (1979). — Les métabasites de la série de Marvejols : témoins d'un magmatisme tholéitique d'arrière-arc ? *Bull. B.R.G.M.*, S 1, vol. 2, p. 131-172.

22) BURG J.P. (1977). — Tectonique et microtectonique des séries cristallophylliennes du Haut-Allier et de la vallée de la Truyère. *Thèse de 3me cycle*, Univ. de Montpellier, 80 p.

23) BURG J.P. et MATTE P. (1978). — A cross section through the french Massif Central and the scope of its variscan evolution. *Z. dt. Geol. Gesell.*, vol. 129, p. 429-460.

24) CABANIS B. (1974). — La tectogenèse hercynienne dans la région de Morlaix et sa signification à l'échelle du N-O de la Bretagne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), vol. XVI, 2, p. 230-237.

25) CABANIS B. PEUCAT J.J., MICHOT J. et DEUTSCH S. (1979). — Remise en cause de l'existence d'un socle orthogneissique antécambrien dans le Pays de Léon : âge dévonien des orthogneiss de Treglonou et Plounevez-Lochrist. *Bull. B.R.G.M.*, S 1, n° 4 (à paraître).

26) CAMUZARD J.P., LARDEUX H., PILLET J. et RIVIERE M. (1969). — Données nouvelles sur les calcaires givétiens de la Vildé d'Ardin (Vendée). *Bull. Soc. Et. Sci. Anjou*, N.S., vol. VII, p. 41-51.

27) CANTAGREL J.M. (1973). — Signification des âges à l'argon déterminés sur amphiboles dans les socles métamorphiques : Application au Massif Central français. *Ann. Scient. Univ. Clermont*, 50, 282 p.

28) CAPDEVILA R., LAMBOY M. et LEPRETRE J.P. (1974). — Découverte de granulites, de charnockites et de syénites néphéliniques dans la partie occidentale de la marge continentale nord-espagnole. *C.R. Ac. Sc.*, série D, vol. 278, p. 17-20.

29) CAPDEVILA R. et VIDAL Ph. (1975). — Données géochimiques et radiométriques sur les granulites et les charnockites de la marge continentale nord-espagnole (Golfe de Gascogne). *3me Réun. ann. Sci. Terre, Montpellier*, p. 89.

30) CARME F. (1971). — Données microstructurales pour une corrélation possible entre les massifs cristallins externes des Alpes et les Cévennes septentrionales. *C.R. Ac. Sc.*, série D, vol. 273, p. 2038-2041.

31) CARME F. (1974). — Tectoniques superposées dans le Haut-Allier : mise en évidence d'une mégastructure tangentielle formée aux dépens d'un socle plus ancien. *C.R. Ac. Sc.*, série D, vol. 278, p. 2501-2504.

32) CHANTRAINE J., RABU D. et AUTRAN A. (1979). Lithostratigraphie et déformations du Briovérien de la baie de Lannion. Implications sur les relations entre les cycles cadomien et hercynien. *Bull. B.R.G.M.*, S 1, n° 4 (à paraître).

33) CHAPELL B.W. et WHITE J.R. (1974). — Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, vol. 8, p. 173-174.

34) CHENEVOY M. (1957). — Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie NW du Massif Central français. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 428 p.

35) CHENEVOY M. (1964). — Précisions nouvelles sur les terrains métamorphiques du mont Pilat (Massif Central) et leur histoire cristallogénique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), vol. VI, p. 55-63.

36) CHENEVOY M. et PIBOULE M. (1974). — Un schéma structural du Haut-Limousin métamorphique. *C.R. Ac. Sc.*, série D, vol. 279, p. 1115-1118.

37) CHENEVOY M. et RAVIER J. (1968). — Extension des séries cristallophylliennes à andalousite-cordiérite et à disthène-staurotide dans les Cévennes septentrionales et médianes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), vol. X, p. 613-617.

38) CHENEVOY M. et RAVIER J. (1974). — L'histoire anté-stéphanienne du Massif Central français et le problème des influences calédoniennes. *In* La chaîne varisque d'Europe Moyenne et Occidentale. *Coll. intern. CNRS*. 243, p. 199-210.

39) CLIFF R.A. (1979). — Zircon U/Pb evidence for early paleozoic tectonic activity in austro-alpine nappe. The eastern alps. *In* U.S.G.S. Open File report, n° 78/701, p. 71-72.

40) COCHERIE A. et CARPENTER M. (1979). — Comportement géochimique des terres rares dans la trondhjémite de Douarnenez : implication pétrogénétique. *Bull. B.R.G.M.*, S 1, vol 4 (à paraître).

41) COGNÉ J. (1954). — Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : A propos des " Hälleflints ". *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6, vol. IV, p. 729-737.

42) COGNÉ J. (1957). — Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : le domaine de l'Anticlinal de Cornouaille. *Mém. expl. Carte géol. Fr.*, 1960, 382 p.

43) COGNÉ J. (1965). — Notice pour la Carte Géologique, feuille Quiberon-Belle-Ile au 1/80.000. B.R.G.M., édit.

44) COGNÉ J. (1966). — La nappe cristallophyllienne de Champtoceaux en bordure méridionale du synclinal d'Ancenis (Bretagne-Anjou). *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.* (Strasbourg), vol. 19, n° 2, p. 107-136.

45) COGNÉ J. (1967). — *In* notice explicative pour la carte géologique à 1/80.000, feuille d'Ancenis. B.R.G.M., édit.

46) COGNÉ J. (1976). — La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. *In* Ecologie et géologie de l'Himalaya. *Colloque intern. CNRS,* 268, p. 111-129.

47) COGNÉ J. et VIDAL P. (1972). — Résultats géochronologiques récents en Bretagne méridionale : signification de l'axe structural Moëlan-Lanvaux à l'Ordovicien. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.,* p. 117.

48) COGNÉ J. et WRIGHT A.E. (1980). — L'orogène cadomien : vers un essai d'interprétation paléogéodynamique unitaire des phénomènes orogéniques fini-précambriens d'Europe moyenne et occidentale. *26me Congr. Géol. Int. Paris,* Colloque « Géologie de l'Europe ». *Ann. Soc. géol. Nord,* t. XCIX, fasc. 1, p. 29-55.

49) COLLOMB P. (1970). — Etude géologique du Rouergue cristallin. *Mém. expl. Carte géol. Fr.,* 419 p.

50) COUTURIE J.P., VIALETTE Y. et VACHETTE M. (1979). — Age namurien d'un laccolite granitique différencié par gravité : le granite de la Margeride (Massif Central). *C.R. Ac. Sc.,* Série D, vol. 289, p. 449-452.

51) DARBOUX J.R., GRAVELLE M., PELHATE A. et ROLET J. (1977). — L'évolution tectonique de la terminaison occidentale du domaine centre armoricain au Dévono-carbonifère. *C.R. Ac. Sc.,* Série D, vol. 284, p. 1151-1154.

52) DEFLANDRE G. et TERS M. (1966). — Sur la présence d'acritarches ordoviciens dans les schistes ardoisiers de la région de la Mothe-Achard (Vendée). Extension de l'Ordovicien en Vendée littorale. *C.R. Ac. Sc.,* Série D, vol. 262, p. 237-240.

53) DEMAY A. (1934). — Contribution à la synthèse de la chaîne hercynienne d'Europe. Evolution stratigraphique et orogénique du géosynclinal hercynien. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.,* vol. 7, p. 191-221.

54) DEMAY A. (1948). — Tectonique anté-stéphanienne du Massif Central. *Mém. expl. Carte géol. Fr.,* 1948.

55) DEMAY A. (1952). — Sur les relations stratigraphiques, structurales et magmatiques entre Massif Central et Armorique méridionale. *Int. géol. Congres,* Part. XIII, p. 52-62.

56) DIOT H. et BLAISE J. (1978). — Etude structurale dans le Précambrien et le Paléozoïque de la partie méridionale du domaine ligérien (S-E du Massif armoricain) (Mauges, synclinal d'Ancenis et sillon houiller de la Basse-Loire). *Bull. Soc. géol. min. Bret.,* C, X, 1, p. 31-50.

57) DONNOT M. et GUÉRANGÉ B. (1978). — Le synclinorium cambrien de Brusque : implications stratigraphiques et structurales dans les monts de Lacaune (Montagne Noire). *Bull. B.R.G.M.,* S 1, vol. 4, p. 333-363.

58) DUBREUIL M. et VACHARD D. (1979). — Sur l'âge givétien de la formation de Chalonnes (bassin d'Ancenis) et ses conséquences. *C.R. Ac. Sc.,* Série D, vol. 289, p. 241-244.

59) DURAND M. (1976). — Lithostratigraphie, métamorphisme et granitisation dans la région de Lamastre. *Thèse spécialité,* Univ. Claude Bernard, Lyon.

60) DUTHOU J.L. (1977). — Chronologie Rb/Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque ; relations avec le métamorphisme (Nord Limousin). *Thèse Ann. Sc.* Univ. Clermont, 63, 294 p.

61) DUTHOU J.L. (1978). — Les granitoïdes du Haut-Limousin. Chronologie Rb/Sr. Le thermo-métamorphisme carbonifère. *Bull. Soc. géol. Fr.,* (7), vol. XX, 3, p. 229-236.

62) FLOC'H J.P. (1977). — Age cambrien moyen à supérieur des formations métamorphiques du groupe Bas-Limousin. *C.R. Ac. Sc.,* Série D, vol. 284, p. 1639-1642.

63) FLOC'H J.P., GROLIER J., GUILLOT P.L. et SANTALLIER D. (1978). — Données récentes sur la géologie du Bas-Limousin. *102me Congrès Soc. sav.,* Limoges, Sc., fasc. II, p. 147-158.

64) FORESTIER F.H., LASNIER B., LEYRELOUP A. et MARCHAND J. (1973). — Vues nouvelles sur la catazone dans le Massif Central français de l'affleurement au Moho. *Bull. Soc. géol. Fr.,* (7), XV, 5-6, p. 562-578.

65) FUCHS G. (1976). — Zur Entwicklung der Böhmischen Masse. *Jahrb. Geol.,* B.A., vol. 119, p. 45-61 (traduction française BRGM, n° 5476).

66) GAY M., BRIAND B., CHENEVOY M. et PIBOULE M. (1979). — La série du Vivarais oriental : schéma d'évolution structurale. *6me Réun. ann. Sci. Terre, Lyon.*

67) GEBAUER D., BERNARD-GRIFFITHS J., KREBS O. et GRÜNENFELDER M. (1978). — U-Pb systematics of zircons and monazite from a mafic complex and its country rocks (Sauviat, French central Massif). U.S.G.S. Open File report 78/701, p. 131-132.

68) GIORGI L. (1979). — Etude géologique du massif des Grandes Rousses (Alpes). *6me Réun. ann. Sci. Terre, Lyon* et Thèse Univ. de Grenoble.

69) GOURGAUD A. (1973). — Les granites et migmatites du Forez au Sud de Montbrison. *Thèse 3me cycle,* Univ. Clermont II.

70) GUILLOT P.L. (1978). — Notice explicative de la feuille Juillac de la carte géologique de France à 1/50.000. Edit. B.R.G.M., Orléans.

71) GUILLOT P.L. (1980). — Etude géologique de la Série métamorphique du Bas-Limousin (Massif Central). *Thèse Univ. Orléans* (à paraître).

72) GUILLOT P.L. et LEFEVRE (1975). — Découverte de conodontes dans le calcaire à entroques de Génis en Dordogne (Bas-Limousin). *C.R. Ac. Sc.,* vol. 280, p. 1529-1530.

73) GUILLOT P.L., TEGYEY M., ALSAC C., FLOC'H J.P., GROLIER J. et SANTALLIER D. (1979). — Apport de la géochimie à la reconstitution antémétamorphique de la série du Bas-Limousin. *In* Origin and distribution of the elements. Edit. by Ahrens, p. 493-504. Pergamon press, Oxford.

74) GROLIER J. (1971). — La tectonique du socle du Massif Central. *In* Symposium J. Jung, p. 215-268, édit. Plein air service, Clermont-Ferrand.

75) HASSENFORDER B. (1970). — Etude pétrographique et structurale des formations cristallines et cristallophylliennes de la Basse-Loire. *Thèse 3me cycle,* Strasbourg, ronéo, 69 p.

76) IGLESIAS M. et BRUN J.P. (1976). — Signification des variations et des anomalies de la déformation dans un segment de la chaîne hercynienne (Vendée littorale). *Bull. Soc. géol. Fr.,* (7), vol. XVIII, 6, p. 1443-1452.

77) JAGER J. (1974). — The evolution of Central and West European continent. *In* La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. *Coll. intern CNRS,* 243, p. 227-241.

78) JEGOUZO P. (1976). — La zone broyée sud-armoricaine : chevauchement et cisaillement. *Réun. Ann. Sci. Terre,* Paris, p. 234.

79) JUNG J. (1946). — Géologie de l'Auvergne et de ses confins. *Mém. carte géol. de France,* 372 p.

80) JUNG J. (1954). — Problèmes géologiques dans les vieux terrains du Massif Central français. *Ann. Hébert et Haug,* vol. 8, p. 245-258.

81) KAPLAN G. (1968). — Contribution à l'étude du métamorphisme des sédiments paléozoïques du bassin d'Aquitaine. *Bull. Centre recherches Pau,* S.N.E.A.P., vol. 2, n° 1, p. 57-68.

82) LAGARDE J.L. (1978). — La déformation des roches dans les domaines de la schistosité subhorizontale. Applications à la nappe du Canigou - Roc de France (Pyrénées) et au complexe métamorphique de Champtoceaux (Massif armoricain). *Thèse 3me cycle,* Univ. Rennes.

83) LAMEYRE J., AUTRAN A., BARRIERE M., DIDIER J., FLUCK P., GIRAUD P., BONIN J. et ORSINI B. (1980). — Les granitoïdes de France. *In* Géologie de la France, édit. par A. Autran- J. Dercourt, B.R.G.M. (sous presse).

84) LE CORRE Cl. (1978). — Approche quantitative des processus synschisteux. L'exemple du segment hercynien de Bretagne centrale. *Thèse,* Rennes, ronéo, 381 p.

85) LEFORT J. (1974). — Le socle péri-armoricain. Etude géologique et géophysique du socle submergé à l'Ouest de la France. *Thèse,* Univ. Rennes, 217 p.

86) LEFORT J.P. (1979). — Iberian-armorican arc and hercynian orogeny in western Europe. *Geology,* vol. 7, p. 384-388.

87) LEFORT J.P. et HAWORTH R.T. (1979). — The age and origin of the deepest correlatives structures recognized off Canada and Europe. *Tectonophysics,* vol. 59, p. 139-150.

88) LE METOUR J. et BERNARD-GRIFFITHS J. (1979). — Age limite Ordovicien-Silurien de la mise en place du massif hypovolcanique de Thouars (Vendée). Implications géologiques. *Bull. B.R.G.M.,* S 1, vol. 4 (à paraître).

89) LIENHARDT M.J. (1961). — Etude stratigraphique, pétrographique et structurale du socle anté-permien du Bassin de Paris. *Ann. Soc. géol. Nord,* t. LXXXI, p. 233-241.

90) MATTAUER M. et ETCHECOPAR A. (1976). — Arguments en faveur de chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Massif Central. *In* Géologie et écologie de l'Himalaya, *Coll. intern. CNRS.* 268, p. 261-267.

91) MATHIEU G. (1961). — Un tableau stratigraphique du Primaire sur le bord du bassin d'Aquitaine. *Bull. Soc. géol. Fr.,* vol. 1, p. 11-20.

92) MOUTHIER B. (1976). — Lithostratigraphie et métamorphisme des formations cristallophylliennes de la région de Châteauneuf-la-Forêt (Haut-Limousin). *Thèse 3me cycle,* Univ. Cl. Bernard, Lyon, 170 p.

93) NICOLLET C. (1978). — Pétrologie et tectonique des terrains cristallins anté-permiens du versant sud du dôme du Lévezou (Rouergue). *Bull. B.R.G.M.,* S 1, n° 3, p. 225-263.

94) PEUCAT J.J. et COGNÉ J. (1977). — Geochronology of some blueschists from Ile de Groix(France). *Nature,* vol. 268, p. 131-132.

95) PEUCAT J.J., LE METOUR J. et AUDREN C. (1978). — Arguments géochronologiques en faveur de l'existence d'une double ceinture métamorphique siluro-dévonienne en Bretagne méridionale. *Bull. Soc. géol. Fr.,* (7), vol. XX, 2, p. 163-167.

96) PEUCAT J.J., CHARLOT R., MIFDAL A., CHANTRAINE J. et AUTRAN A. (1979). — Définition géochronologique de la phase bretonne en Bretagne centrale : étude Rb/Sr de granites du domaine centre-armoricain. *Bull. B.R.G.M.,* S 1, n° 4 (à paraître).

97) PIBOULE M. et COFFRANT D. (1975). — Les métavulcanites basiques du Bas-Limousin. *Bull. Soc. géol. Fr.,* (7), vol. XVII, 4, p. 620-628.

98) PIBOULE M. et DUTHOU J.L. (1976). — Nouvelles données géochimiques sur quelques ortho-amphibolites du Limousin. *C.R. Ac. Sc.,* Série D, vol. 282, p. 337-340.

99) PIBOULE M. (1979). — L'origine des amphibolites du Massif Central. *Thèse,* Lyon I, 1000 p.

100) PIBOULE M. et BRIAND B. (1979). — Utilisation de l'analyse factorielle discriminante pour la recherche des sites géotectoniques des magmas tholéitiques parents des ortho-amphibolites. Application aux métabasites des groupes " leptyno-amphiboliques " du Massif Central français. *7me Réun. ann Sci. Terre, Lyon,* p. 367.

101) PIN C. et LANCELOT J. (1978). — U-Pb evidences of bimodal magmatism of early paleozoic age in the Massif Central : the leptyno-amphibolitic group of Marvejols. U.S.G.S. Open file report 78-101, p. 337.

102) PIN C. (1979). — Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques de la région de Marvejols. *Thèse 3me cycle,* Montpellier, 210 p.

103) PRUVOST P. (1949). — Les mers et les terres de Bretagne aux temps paléozoïques. *Ann. Hébert et Haug.,* vol. VII, p. 345-360.

104) QUINQUIS H. (1980). — Schistes bleus et déformation progressive : l'exemple de l'île de Groix (Massif armoricain). *Thèse 3me cycle,* Rennes, 145 p.

105) ROQUES M. (1941). — Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif central français. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*

106) ROQUES M. (1971). — Structure géologique du Massif central. *In* Symposium J. Jung, Géologie du Central Français. Plein Air service, édit., Clermont-Ferrand, p. 17-32.

107) ROLET J. et THONON P. (1979). — Mise en évidence de trois complexes volcano détritiques d'âge dévonien inférieur à moyen, strunien et viséen inférieur, sur la bordure nord du bassin de Châteaulin. *Bull. B.R.G.M.,* S 1, n° 4 (à paraître).

108) SCHÖNLAUB H.P. et SCHARBERT S.M. (1979). — The early history of the eastern Alps. *Z. dt. Geol. Gesell.,* vol. 129, p. 473-484.

109) SONNET J. (1968). — Essai d'interprétation d'un ensemble de mesures géochronologiques au Rb/Sr des massifs granitiques vendéens. *C.R. Ac. Sc.,* Série D, vol. 267, p. 15-17.

110) TERS M. (1970). — Découverte d'un gisement de graptolithes du Silurien (Wenlock) dans la série de Brétignolles (Vendée). *C.R. Ac. Sc.,* Série D, vol. 271, p. 1060-1062.

111) TERS M. (1974). — Notice pour la carte géologique, Feuille Palluau, 1/80.000. Edit B.R.G.M.

112) VIDAL Ph., COGNÉ J. et BONHOMME M. (1970). Premiers résultats géochronologiques concernant l'évolution structurale en Bretagne méridionale : la nappe cristallophyllienne de Champtoceaux dans le cadre des orogènes cadomien et hercynien. *C.R. Ac. Sc.,* Série D, vol. 271, p. 1737-1740.

113) VIDAL Ph. (1973). — Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du Sud du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.,* (7), vol. XV, 3-4, p. 239-245.

114) VIDAL Ph. (1974). — Limitations isotopiques à l'âge et à l'évolution de la croûte continentale en Europe moyenne et occidentale. *In* La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. *Coll. intern. CNRS,* 243, p. 129-142.

115) VIDAL Ph. (1976). — L'évolution polyorogénique du Massif armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie du strontium. *Thèse,* Univ. Rennes, 140 p.

116) VIGNERESSE J.G. (1978). — Gravimétrie et granites armoricains : structure et mise en place des granites hercyniens. *Thèse doct. ing. (3me cycle),* Rennes, 91 p.

117) WEBER C. (1973). — Le socle antétriasique sous la partie sud du Bassin de Paris, d'après les données de géophysique. *Bull. B.R.G.M.,* S II, vol. 3-4, p. 219 343.

118) WEISBROD A. (1970). — Etude structurale des Cévennes médianes. *Sciences de la Terre,* vol. 15, p. 5-44.

119) WYNNS R. (1979). — Données nouvelles sur la stratigraphie et la structure du haut bocage vendéen (Synclinorium de Chantonnay). *7me Réun. ann. Sci. Terre,* Lyon.

120) ZWART H.J. (1967). — The duality of orogenic belts. *Geol. en Mijnbouw,* vol. 46, p. 283-309.

121) ZWART H.J. et DORNSIEPEN U.F. (1978). — The tectonic framework of central and western Europe. *Geol. en Mijnbouw,* vol. 57, 4, p. 627-654.

The Variscan units east and west of the Rhine graben

by P. FLUCK (*), R. MAASS (**) and J.F. von RAUMER (***)

Résumé. — Sur la coupe nord-sud présentée ici, se trouvent des types très différents de croûte varisque. Les unités les plus septentrionales (Odenwald - Spessart), malgré une structure géologique déjà complexe, montrent les événements métamorphiques les plus jeunes des temps varisques. Elles représentent un type de structure géologique plutôt proche de la couverture, recoupé par des intrusions de gabbros, diorites, granodiorites et granites. La Forêt Noire et les Vosges, profondément marquées par les granitoïdes varisques, semblent présenter une histoire tectono-métamorphique plus ancienne, antérieure aux écaillages venant du Nord et du Sud. Ceux-ci développent une structuration complexe où se trouvent représentés les éléments de la superstructure varisque, au voisinage des lignes tectoniques majeures.

Le domaine alpin, en dépit de son histoire complexe, montre en grande partie des éléments métamorphiques pré-varisques et les événements varisques se présentent comme un voile sur une croûte déjà très métamorphisée.

Quelques éléments lithologiques majeurs constituent des critères pour une interprétation géologique dans le cadre plus large de l'Europe varisque.

Abstract. — In the north-south section concerned very different types of Variscan continental crust are preserved. The northernmost units (Odenwald - Spessart), already of a complex geologic pattern, display the youngest dated metamorphic events of Variscan time. They represent more a cover type of geological structure, intersected by gabbros, diorites, granodiorites and granites. Black Forest and Vosges, strongly influenced by the Variscan granitoid series, seem to represent an " older " structural and metamorphic pattern, before Variscan underthrusts from north and from south produced a complex pattern, where Variscan cover has been preserved in the neighbourhood of the major tectonic lines.

The Alpine domain nontheless of its complex history, displays mainly pre-Variscan metamorphic structures, and Variscan events seem to represent already an overprint on a highly metamorphosed crust.

Some major lithologic elements could serve as criteria for a geologic interpretation in the larger frame of Variscan Europe.

Variscan basement appears on both sides of the Rhine Graben in distinct massifs — the Spessart, Odenwald, Vosges and Black Forest — and in some smaller outcrops in the Palatinate region (fig. 1).

Each is part of a formerly continuous Variscan structure whose main geological features had already taken shape in late Palaeozoic time. In order to promote a broad understanding of European Variscan structures, this paper presents a kind of cross-section, from north to south, which should serve as a basis for comparing the four massifs, their lithostratigraphic units and their deformation histories.

Obviously, different tectonic levels are exposed in the several regions. The distinct series of metamorphic rocks accessible at outcrop are only piecemeal representatives of complex rock sequences whose polarities are in most cases not yet clearly understood. Permian deposits cover much of the older complex, which includes rocks often of polyphase and polymetamorphic character. There are differences between the individual histories of the massifs, and it will therefore be useful to offer first some details of the northern units, the Odenwald-Spessart, and the southern, the Vosges-Black Forest, before trying to unravel common features of the rock sequence, metamorphic events, deformation and magmatic history.

(*) Institut de Géologie, 1, rue Blessig, Strasbourg (France).

(**) Institut de Géologie, Université, Freiburg-i-Br. (Allemagne fédérale).

(***) Institut de Minéralogie et Pétrographie, CH 1700 Fribourg Pérolles (Suisse).

I. — SPESSART - ODENWALD

Both regions are situated in the northernmost segment of the north-south cross-section (Table I, fig. 2) and represent typical crystalline basement. The crystalline rocks exposed in the *Spessart* area (Matthes and Okrusch, 1965, 1977 with all earlier references) are quite well known and their rock-sequence and meta-