

CINQUIÈME PARTIE

Les problèmes du socle
anté-hercynien

CHAPITRE X

Les caractères du socle anté-hercynien et "l'effet de socle"

I. PREUVES DE L'EXISTENCE D'UN SOCLE ANTÉPALÉOZOÏQUE

Nous avons montré dans les chapitres VI et VII que les gneiss G_2 qui forment la masse principale du noyau gneissique de la nappe du Canigou, et que l'on retrouve également dans les gneiss du Cadi, dans le tréfonds du Canigou, sont avant tout des orthogneiss issus de la déformation et du métamorphisme d'un granite calco-alcalin à structures « rapakiwi » fréquentes. La présence de ces orthogneiss granitiques ne peut être expliquée qu'au moyen de deux hypothèses, dont la signification géologique est radicalement différente.

— Les orthogneiss granitiques représentent un socle sur lequel la « série de Canaveilles » est transgressive; il s'agit donc, selon toute vraisemblance, d'un socle précambrien et il faut admettre qu'à côté des granites hercyniens il existe également dans la zone axiale des Pyrénées orientales des granites précambriens repris dans l'orogénèse hercynienne. D'autre part, la présence d'un socle antérieur à la série de Canaveilles pose le problème d'une orogénèse antéhercynienne, assyntienne ou plus ancienne.

— Les orthogneiss granitiques représentent les granites syncinématiques (1) de l'orogénèse hercynienne, mis en place à la manière des « langues » granitiques décrites par J. Haller (1955) au Groenland. Dans cette

perspective la notion d'un socle antépaléozoïque est sans objet.

Nous allons montrer que la seconde hypothèse, celle du granite syncinématique, n'explique pas les relations très particulières qui existent entre les gneiss et l'enveloppe paléozoïque, ni les relations entre les orthogneiss granitiques et certains gneiss G_1 et G_3 . Par contre, on peut très bien interpréter ces relations grâce à la première hypothèse, celle du socle antépaléozoïque.

1. Les orthogneiss G_2 et G_3 sont presque entièrement enveloppés par les gneiss G_1 . Au contact de l'enveloppe paléozoïque ou des micaschistes de Balatg, les gneiss G_1 ont des caractères de paragneiss. Il en est de même des gneiss G_3 quand ils viennent au contact des micaschistes de Balatg (cf. chap. VII). Les paragneiss ont eux-mêmes une signification particulière : ce sont des paragneiss très feldspathiques, difficiles à distinguer des orthogneiss, ce qui suggère un lien entre les deux types de gneiss. On a vu au chapitre VII comment on pouvait envisager leur origine à partir d'arènes ou d'arkoses plus ou moins remaniées. Cette interprétation explique leurs caractères chimiques mais aussi certains de leurs caractères micrographiques : en particulier, la grande analogie de certains de leurs feldspaths avec ceux des orthogneiss granitiques;

(1) Ces granites sont appelés « orthogneiss » par les auteurs hollandais (H. J. ZWART, 1954).

l'existence de compositions chimiques intermédiaires entre celle d'orthogneiss granitiques et de paragneiss typiques qui se conçoit bien, si les paragneiss représentent des roches dérivant d'arkoses ou d'arènes, ayant remanié les anciens granites d'où sont issus les orthogneiss. En conclusion, *la présence systématique de paragneiss d'origine aréno-arkosienne au contact des orthogneiss granitiques et de l'enveloppe paléozoïque, s'explique dans l'hypothèse d'un socle*, mais non dans celle d'un granite syncinématique.

Il faut noter que, dans le massif de l'Agly, les recherches de M. Fonteilles montrent également la présence de paragneiss dérivant d'arkoses, entre les gneiss du socle et leur enveloppe paléozoïque (voir carte de Quillan au 1/80 000, troisième édition, 1967). Or, le socle n'est pas ici exclusivement représenté par des orthogneiss granitiques, comme dans le Canigou, mais par des paragneiss.

Enfin, dans le massif des Albères, le socle antépaléozoïque est à la fois représenté par des orthogneiss analogues aux gneiss G₂ du Canigou et par des paragneiss catazonaux. Entre les micaschistes paléozoïques et le socle *sensu stricto*, s'intercale un niveau remarquable de leptynite à lentilles sillimanitiques qui permet de mettre en évidence *une discordance cartographique entre le socle et l'enveloppe paléozoïque* (A. Autran, M. Fonteilles et G. Guitard, 1966). En effet, les leptynites enveloppent de la même manière les orthogneiss et les paragneiss du socle.

2. L'existence quasi continue du « marbre de base », de nature généralement dolomitique, au contact ou près du contact entre les gneiss G₁ ou G₃ et les micaschistes de l'enveloppe ou les micaschistes de Balatg est tout à fait remarquable. Ce niveau de marbre souligne, à peu près, la limite de la transgression marine du Cambrien sur le socle (1) *sensu lato*, c'est-à-dire sur le socle proprement dit et ses produits de remaniement; il sépare en effet deux domaines bien différents : d'un côté des gneiss essentiellement feldspathiques et de nature non pélitique, de l'autre les micaschistes de nature pélitique de l'enveloppe. *L'existence du banc de marbre à la base de la série paléozoïque constitue un élément capital en faveur de l'hypothèse du socle* (M. Fonteilles et G. Guitard, 1964). Il serait en effet véritablement extraordinaire qu'une intrusion de granite syncinématique ait été encapuchonnée de la sorte, par un banc calcaire — dolomitique relativement peu épais. En outre, le banc de marbre de base, admirablement représenté dans la région étudiée, n'est pas particulier au massif du Canigou et de la Carança, mais il se retrouve dans la plupart des autres massifs de gneiss des Pyrénées, en particulier dans le massif de l'Agly. Lorsque le socle

représente un haut fond, il est souvent directement transgressé par des dolomies et des calcaires, plutôt que par des grès et des conglomérats. C'est typiquement le cas pour une bonne partie du socle granito-gneissique hercynien dans le Massif Central français, où les dolomies du Lias reposent directement sur le socle. De même, P. Eskola (1948) a décrit à Pitkaranta la transgression directe du socle gneissique par des dolomies, avec lesquelles débute la couverture.

3. Il faut maintenant examiner les caractères pétrographiques des contacts entre les gneiss et les micaschistes. La distribution des isogrades dans les micaschistes est tout à fait remarquable. À grande échelle, on est frappé par la minceur des zones du métamorphisme régional qui donnent l'impression de se mouler sur les gneiss (cf. fig. 17). Mais il ne s'agit pas pour autant d'une auréole de métamorphisme de contact développée en bordure d'un granite syncinématique. En examinant dans le détail les relations entre la limite des gneiss et des micaschistes d'une part, et la position des isogrades d'autre part, on constate que ces derniers *peuvent être obliques sur la limite gneiss-micaschistes et peuvent pénétrer dans les gneiss*. Ainsi, l'isograde de la biotite se moule globalement sur les gneiss du Canigou et de la Carança, mais, sur le versant sud du massif de la Carança, l'isograde andalousite + biotite (correspondant aux subfaciès n° 6 et 7 (cf. chap. II) pénètre dans les gneiss. De même, l'isograde (—) staurotide (cf. chap. II) qui est situé dans l'enveloppe paléozoïque sur le versant nord du Canigou, se retrouve également dans les micaschistes du septum de Moscallo, au sud de Py. Il a donc non seulement pénétré dans les gneiss, mais il est ressorti aussi à leur base, pour pénétrer, dans ce secteur, jusque dans les micaschistes de Balatg, comme l'indique la figure 166. *De telles relations entre les isogrades et les gneiss sont incompréhensibles dans l'hypothèse où ces derniers représentent un granite syncinématique hercynien*, et où les isogrades considérés seraient liés à un métamorphisme de contact de caractère profond, comme par exemple celui produit par le granite de Donegal (Pitcher et Read, 1958). Par contre, toutes ces particularités sont expliquées par « l'effet de socle » (cf. ci-dessous). En outre, dans l'hypothèse du granite syncinématique, on devrait retrouver au contact des gneiss une zone à sillimanite. En effet, la présence de la staurotide prouve que la pression est assez élevée; dans ces conditions la courbe de fusion minimum du granite est située dans le domaine de la sillimanite. On a vu, en effet, que les caractères chimiques des orthogneiss G₂ étaient typiquement ceux d'un granite calco-alcalin issu d'un magma banal (cf. tableau 46).

(1) C'est parfois un niveau d'orthoamphibolite qui souligne le contact entre les gneiss et les micaschistes.

Il faut noter également l'absence de roches qui pourraient dériver de cornéennes de contact, de greisen; l'absence d'endomorphisme et d'enclaves dans les gneiss du contact.

4. Enfin certains caractères structuraux ne sont pas compatibles avec l'hypothèse du granite syncinématique; ce sont : la grande régularité du contact entre les gneiss et l'enveloppe, avec concordance entre les paragneiss G_1 et l'enveloppe, prouvée par la discordance entre la schistosité S_1 et le rubanement des gneiss (cf. p. 193), qui est par contre concordant avec la limite gneiss-micaschiste; l'absence de discordance entre le supposé granite syncinématique et les roches encaissantes, en particulier sous forme d'apophyses et de filons dans la base de l'enveloppe, de skarns discordants dans les marbres. Au contraire, les anciens filons d'apophyses ou de granites leucocrates qui recoupaient l'ancien granite porphyroïde, forment maintenant des bancs d'ortholeptynites ou d'orthogneiss G_1 inclus dans les orthogneiss G_2 ; ces bancs buttent obliquement sur la limite gneiss-enveloppe, s'arrêtant brusquement près du contact (voir carte au 1/50 000 : secteur compris entre Prats-de-Mollo et Léca). Cette brusque disparition peut être interprétée comme une *discordance stratigraphique* entre les orthogneiss G_2 et leur enveloppe immédiate (paragneiss G_1). En d'autres termes, *la discordance stratigraphique est située dans les gneiss eux-mêmes et non pas au contact des gneiss et de l'enveloppe*. De même, la disparition très rapide des orthogneiss de la Preste à faciès granitoïde peut traduire cette discordance. Enfin les caractères tectoniques des gneiss eux-mêmes prouvent qu'ils ont été effectivement engagés dans les plissements lors du paroxysme orogénique hercynien, qu'ils résultent de la gneissification d'un granite à texture primitivement isotrope, dont les phénocristaux ont été orientés. Les orthogneiss et les

paragneiss ont été simultanément plissés en même temps que l'enveloppe paléozoïque. L'obliquité du rubanement d'origine sédimentaire des paragneiss sur les surfaces S_1 prouve bien l'antériorité de ces roches par rapport au plissement.

Ce sont là des caractères bien différents de ceux qui appartiennent en propre à la tectonique du granite : une intrusion syncinématique obéirait aux schémas de la tectonique « cloosienne » et non à celui des tectonites métamorphiques (gneiss classe I).

Ainsi, faut-il rejeter l'hypothèse du granite syncinématique hercynien au profit d'une hypothèse plus générale, celle d'un socle granitique antéhercynien, en notant que dans d'autres massifs de gneiss pyrénéens, l'hypothèse du granite syncinématique ne peut pas être posée de la même manière que dans la région étudiée ici. Ainsi, dans le massif du Saint-Barthélémy, le socle est de nature essentiellement paragneissique (H. J. Zwart, 1954). Dans le massif de l'Agly, les travaux de M. Fontelles aboutissent à la conclusion que les paragneiss occupent une place importante dans la constitution du socle antécambrien de ce massif. Par contre, les gneiss de Rietes, dans le massif de l'Aston, doivent être à l'origine un ancien socle granitique devenu anatectique lors de l'orogénèse hercynienne (cf. E. Raguin, 1964). On aboutit donc à cette conclusion importante : *le socle antéhercynien est surtout représenté dans la zone axiale pyrénéenne par des massifs de granite calco-alcalin et par leurs produits de remaniement*, comme on le verra ci-dessous. Au contraire, les paragneiss ont un large développement dans la constitution du socle antéhercynien des massifs de la zone nord pyrénéenne.

En conclusion, les arguments qu'apporte la géologie du Canigou montrent la réalité et l'importance du socle antépaléozoïque dans la constitution des gneiss pyrénéens.

II. CONSTITUTION ET ÂGE DU SOCLE ANTÉPALÉOZOÏQUE

Dans le cas particulier des gneiss du Canigou et de la Carança, on peut essayer de préciser la constitution du socle et les conditions de dépôt des terrains qui le surmontaient. Les gneiss G_2 représentent la masse principale des gneiss ceillés, et leurs analyses chimiques tombent toutes dans le domaine de composition des granites calco-alcalins; ils représentent, sans aucun doute, l'ancien socle granitique antépaléozoïque. On a montré dans le chapitre VII que les analyses chimiques des gneiss G_3 et G_1 tombaient à cheval sur la ligne G-D, tantôt dans le domaine des orthogneiss et tantôt dans le

domaine des paragneiss. Cette différence suffit à prouver l'origine plus complexe de ces gneiss. En effet, les gneiss G_1 ont trois origines, et dérivent :

- 1° De granites acides se rattachant directement au socle, comme les granites calco-alcalins précédents;
- 2° De porphyres appartenant au socle ou déposés sur lui;
- 3° De sédiments (paragneiss) forcément déposés sur le socle et résultant directement de son remaniement.

Pour les gneiss G_3 , il est admis que la majorité d'entre eux dérivent d'un faciès de contamination du granite calco-alcalin, renfermant des produits d'assimilation à des stades variés de leur évolution, et donc, du socle antépaléozoïque; une fraction plus faible est de nature paragneissique et représente à l'origine des produits de remaniement du socle. On peut donc distinguer, parmi les gneiss G_1 et G_3 , deux catégories de roches : l'une, probablement la plus importante, appartient, comme les gneiss G_2 , au socle granitique proprement dit, l'autre, comprenant les paragneiss et éventuellement certains orthogneiss acides G_1 , a été déposée sur le socle, ou résulte de son remaniement. La limite entre ces deux catégories de roches est forcément située à l'intérieur de la formation des gneiss du Canigou, et plus précisément, à l'intérieur du domaine des gneiss G_1 et G_3 . Là où les gneiss G_1 sont peu épais, et renferment des variétés pétrographiquement bien distinctes des gneiss G_2 , la limite du socle granitique proprement dit est marquée par la limite entre les gneiss G_2 et les gneiss G_1 . Mais cette limite est impossible à tracer quand les gneiss G_1 sont épais (cas du versant sud du Canigou et du massif de la Carança) et que le passage des gneiss G_1 aux gneiss G_2 est progressif. Une discordance stratigraphique à l'intérieur des gneiss G_1 , est difficile à mettre en évidence après l'intervention de l'orogénèse hercynienne où l'aplatissement et l'étirement caractérisent les zones profondes, sauf dans le cas favorable mentionné ci-dessus.

Néanmoins, on ne peut manquer d'être frappé par la nature essentiellement feldspathique des deux catégories de roches précédentes, par l'analogie de leur composition chimique, qui s'exprime par la présence de compositions intermédiaires entre celles de véritables orthogneiss et celles de paragneiss typiques. Ceci laisse à penser qu'il a dû exister une parenté entre les deux catégories.

En fait, le hiatus fondamental, du point de vue pétrographique et géochimique, n'existe pas entre les orthogneiss d'origine granitique qui représentent le socle *sensu stricto* et les autres gneiss G_1 ou G_3 , mais bien entre les gneiss G_1 ou G_3 et les micaschistes et les marbres. C'est à partir de ces niveaux que commence, très probablement, un régime de sédimentation véritablement marine, la transgression du Cambrien remaniant d'ailleurs les roches sous-jacentes, ce qui explique la *concordance stratigraphique effective entre les gneiss du Canigou et les micaschistes de la série de Canaveilles* (1). Il semble donc que l'on puisse envisager, avant l'orogénèse hercynienne, les trois ensembles

suiuants, d'où dérivent toutes les roches mésozonales étudiées :

- le socle granitique précambrien proprement dit;
- une série en partie continentale et en partie marine formée essentiellement des produits de remaniement du socle (arènes et arkoses) auxquels se mêlaient des roches éruptives acides (une partie des orthogneiss de La Preste) et basiques (amphibolite de Léca).
- une série marine cambrienne constituée par la « série de Canaveilles », remaniant elle-même une partie de la série précédente.

Le socle proprement dit était principalement formé d'une aire granitique inégalement érodée où dominait largement un granite calco-alcalin à « structures rapakiwi » issu d'un magma banal (cf. chap. VII, gneiss G_2), recoupé par des filons aplitiques (leptynites) et plus rarement par des filons basiques (ortho-amphibolites). A ce granite calco-alcalin s'ajoutaient des granites acides subalcalins ou alcalins, dont des granites à tourmaline (gneiss G_1), ainsi que des granites de composition intermédiaire, correspondant à des faciès de contamination et d'assimilation (gneiss G_3). Toutes les roches appartenant au socle proprement dit ont été transformées en orthogneiss, dont la composition chimique tombe dans le domaine des granitoïdes (cf. chap. VII). La figure 163 montre la constitution du socle précambrien.

Les gneiss qui dérivent des roches constituant la série de remaniement du socle, auxquelles s'ajoutaient de véritables roches magmatiques, peuvent être rapprochées des célèbres « leptites » de Scandinavie, mais leur origine en partie continentale paraît être prouvée par la présence de minces niveaux de quartzites à silicates calco-magnésiens (voir chap. V) ou de fins interlits de quartzites à andalousite et à grenats (voir chap. VII), au sein des gneiss. La figure 162a donne la composition normative orthose-anorthite-albite des leptites de Finlande, d'après A. Simonen (1953), intercalées entre d'une part des roches basiques et des conglomérats reposant sur un socle, et d'autre part des micaschistes. Par comparaison, on a reporté sur la figure 162b, la composition normative *or-ab-an* des gneiss G_1 ou G_3 d'origine non granitique en distinguant, quand cela est possible, les orthogneiss et les paragneiss. Dans les roches du Canigou, on observe de fortes variations dans la teneur normative en orthose et albite qui reflètent les variations du rapport Na_2O/K_2O : ces variations sont comparables par leur amplitude à celles des leptites de Suède (Ch. Oftedahl, 1958).

(1) Il en résulte que la limite entre les gneiss du Canigou et la série de Canaveilles est bien une limite stratigraphique (G. Guitard, 1958).

Sur le socle proprement dit et ses produits de remaniement ont été déposés les sédiments de la « série de Canaveilles » à prédominance de pélites. La zone de contact est souvent marquée par des marbres dolomitiques avec minces intercalations de quartzites, mais aussi par des ortho-amphibolites (1) qui dominent localement. Des sédiments riches en feldspaths détritiques existent également dans la série de Canaveilles, mais ils paraissent plutôt dériver du remaniement de tufs ou de coulées de composition acide ou intermédiaire. D'une façon générale, la sédimentation marine du Cambrien de notre région (série de Canaveilles) s'est effectuée dans des conditions de faible profondeur, comme en témoignent l'existence de calcaires récifaux à Stromatolites (cf. chap. I) et la présence de lapillis dans certains tufs (cf. chap. V). La sédimentation s'est pratiquement poursuivie sans beaucoup de troubles jusqu'au Culm-Dinantien. Le « géosynclinal » paléozoïque, édifié sur un socle granitique, est remarquable par sa pauvreté en roches basiques, par l'existence, à la base, de roches volcaniques de chimisme acide et intermédiaire, d'ailleurs souvent remaniées (grauwackes et arkoses), par l'abondance des pélites et des niveaux carbonatés, ces derniers acquérant une grande importance dans le Paléozoïque supérieur. On notera aussi quelques niveaux de poudingues, probablement intraformationnels, dans la série de « Canaveilles » et surtout dans le Caradoc.

Cet ensemble est bien typique d'une sédimentation s'effectuant sur un socle sialique qui constituait, au début, un haut-fond, devenu par la suite une zone de subsidence. Le type de métamorphisme qui l'a affecté est caractéristique d'un « bassin métamorphique interne » comme le définit A. Miyashiro (1961), c'est-à-dire *formé en bordure d'une aire continentale*, avec développement important de granites, dans des conditions de pression relativement faibles. On remarquera que les conditions de pression, qui traduisent essentiellement la profondeur d'enfouissement des sédiments au moment du métamorphisme, sont indépendantes du type des zones isopiques dans chaque bassin métamorphique. Ainsi le type de métamorphisme à andalousite, ou à andalousite et staurotide, peut se développer à la fois dans des géosynclinaux caractérisés par une énorme masse de roches basiques — cas du plateau d'Abukuma au Japon (A. Miyashiro, 1958), ou de la province de Séville en Espagne (J. Fabriès, 1963) — ou au contraire dans des géosynclinaux où ces roches sont rares : c'est le cas des Pyrénées. De même, la « série de Canaveilles » offre une grande homogénéité de faciès sédimentaires (mêmes zones isopiques) à la périphérie des massifs gneissiques

du Canigou et de la Carança. Néanmoins, la limite séparant les sous-types de métamorphisme recoupe indifféremment ces zones. Ceci prouve l'impossibilité de lier le type du métamorphisme à un type défini d'organisation paléogéographique du géosynclinal (2). Le type de métamorphisme, qui peut être différent pour les divers « segments » d'un orogène, est fondamentalement lié à la pression et donc à la profondeur d'enfouissement de l'écorce au moment du métamorphisme, par « down-buckling ».

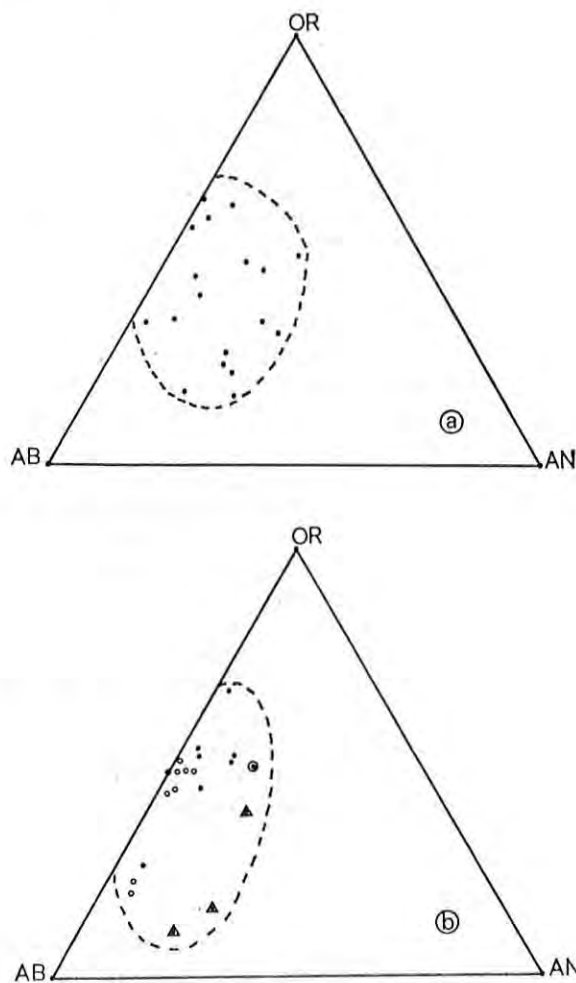


FIG. 162

a, Composition normative des leptites de Finlande sur le diagramme orthose-albite-anorthite; **b**, comparaison sur le même diagramme des compositions normatives de gneiss G_1 et G_3 d'origine non granitique. — Sur la figure **b** : ●, paragneiss G_1 ; ○, orthogneiss G_1 ; ⊙, gneiss G_1 d'origine indéterminée; ▲, paragneiss G_3 .

(1) Ces roches sont bien distinctes des diorites, des gabbros noritiques et des hornblendites à olivine que l'on rencontre souvent à la base du Paléozoïque (G. Guitard et E. Raguin, 1961). Ces roches magmatiques sont hercyniennes et non pas cambriennes.

(2) Pour les rapports entre les géosynclinaux et la paléogéographie consulter J. Auboin, 1961.

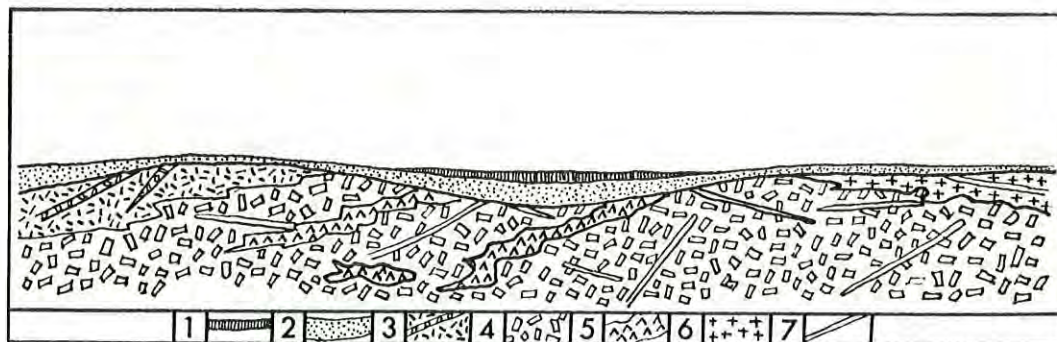


FIG. 163

Reconstitution du socle antécambrien du Canigou

1, coulées basiques (ortho-amphibolites de Léca et de Serrabonne); **2**, produits de remaniement du socle (arkoses) et coulées acides intercalées (constituent une partie des gneiss G₁ et G₂); **3**, granite alcalin à muscovite et à quartz idiomorphe, recoupé par des porphyres acides (orthogneiss de la Preste d'aspect granitoïde ou œillé et bancs d'ortholeptynite associés); **4**, granite calco-alcalin porphyroïde à biotite et structure « rapakivi » (orthogneiss œillés G₂); **5**, injections de corps de granite leucocrate dans le granite précédent (intercalations d'orthogneiss G₁ dans les orthogneiss G₂); **6**, faciès de contamination, plus basique, du granite porphyroïde à biotite (orthogneiss G₃); **7**, filons d'aplite dans le granite porphyroïde (ortholeptynites). — Le socle *sensu stricto* est constitué par les granitoïdes et les filons qui les recourent.

L'âge du socle granitique antépaléozoïque du massif du Canigou et de la Carança n'est pas connu. Un point est en tout cas certain, ce socle est antérieur au dépôt des sédiments de la « série de Canaveilles », dont l'âge cambrien *sensu lato* (P. Cavet, 1951) est très probable. *Il en résulte que les granites antépaléozoïques de la zone axiale pyrénéenne, qui constituaient le socle au moment de l'orogénèse hercynienne, sont au minimum contemporains de l'orogénèse assyntienne (baïkalien des géologues soviétiques) ou au maximum d'une orogénèse préassyntienne d'âge inconnu.* Le socle précambrien des Pyrénées, activement engagé dans les plissements hercyniens, puis repris passivement dans les déformations alpines, fait probablement partie d'une vaste « protoplateforme » (E. V. Pavlovsky et M. S. Markov, 1963) précambrienne largement développée

dans l'Europe sud-occidentale (E. V. Pavlovsky, 1965). Un point à souligner est la permanence de la sédimentation paléozoïque dans notre région, qui n'est pas perturbée par des mouvements majeurs, correspondant à une véritable orogénèse, jusqu'à l'orogénèse hercynienne; l'orogénèse calédonienne n'a eu ici que de faibles retentissements. Dans les Pyrénées orientales, la période qui aurait séparé l'orogénèse hercynienne de la première grande orogénèse qui l'aurait précédé, serait au minimum de l'ordre de 400 millions d'années. Cette circonstance peut être rapprochée d'une constatation de J. Sutton (1963), d'après lequel 300 millions d'années auraient pu séparer le début du dépôt des sédiments torridoniens de leur plissement par l'orogénèse calédonienne.

III. L'EFFET DE SOCLE

Dès l'introduction de ce mémoire nous avons été frappé par un aspect très remarquable des séries métamorphiques des Pyrénées hercyniennes : l'épaisseur des zones de métamorphisme déterminée par l'espacement des isogrades est particulièrement faible dans l'ensemble; les isogrades donnent l'impression de se mouler sur les massifs de gneiss. C'est ce que montre de façon frappante la carte au 1/200.000 des Pyrénées orientales par A. Autran, G. Guitard et E. Raguin (1963), et, plus spécialement pour les massifs du Canigou et de la Carança,

la carte au 1/50.000 jointe au mémoire, la seconde édition de la feuille de Prades (257) au 1/80.000 ainsi que la figure 17. D'autre part, dans certains massifs tel que le massif de l'Agly, l'anatexie se développe sélectivement au contact des gneiss et de l'enveloppe paléozoïque, alors que dans d'autres massifs, tel que celui du Canigou et de la Carança, il n'existe pas d'anatexie dans ces conditions. Cette distribution des isogrades est d'autant plus remarquable qu'elle est bien différente de celle à laquelle on a été accoutumé par la considération des séries de

type dalradien, où les zones de métamorphisme sont larges et généralement très discordantes sur les structures (voir G. L. Elles et C. E. Tilley, 1930; M. R. Johnson, 1963). Par contre, la distribution et la forme des isogrades dans les séries pyrénéennes peuvent être rapprochées de celles des séries métamorphiques de la Montagne Noire et des Cévennes (Schuiling, 1960; Palm, 1957), dans le sud du Massif Central français. F. Ellenberger, frappé par le parallélisme approximatif des isogrades du Canigou aux étages du Paléozoïque, a suggéré que les surfaces d'isométamorphisme pouvaient se relier à l'influence d'un socle antépaléozoïque en état de palingénèse (observation à la note de G. Guitard, 1960). La découverte d'orthogneiss dérivant de granite rapakiwi parmi les gneiss du Canigou, les observations et les levés détaillés poursuivis avec M. Fontailles dans le massif de l'Agly, devaient, par la suite, montrer la réalité et l'importance du socle antéhercynien dans les séries métamorphiques des Pyrénées orientales. Dès lors, la distribution et la forme remarquable des isogrades dans l'enveloppe paléozoïque des Pyrénées, ont été interprétées comme une conséquence de « l'effet de socle » (M. Fontailles et G. Guitard, 1964) et expliquées par l'influence du socle antéhercynien sur la « structure thermique » de l'enveloppe paléozoïque au moment du métamorphisme. On considérera surtout l'effet de socle dans le cas particulier du massif du Canigou et de la Carança. Mais, auparavant on reprendra la définition et la signification de l'effet de socle d'après M. Fontailles et G. Guitard (1964).

L'effet de socle, particulièrement bien exprimé dans les Pyrénées, se manifeste de façon objective par la forme et la distribution des isogrades dans l'enveloppe paléozoïque de nature essentiellement pélique et par la localisation de l'anatexie, qui montrent bien l'influence du socle antéhercynien représenté par des gneiss essentiellement feldspathiques :

— les isogrades sont étroitement centrés sur les massifs de gneiss et ils sont d'autant plus serrés que l'on est proche des gneiss; si l'on considère des zones successives correspondant à des intervalles de températures sensiblement égaux, la plus proche du socle est la plus mince. Ainsi, la mésozone apparaît comme une bande plus ou moins étroite entourant les massifs de gneiss (cf. fig. 1);

— l'anatexie tend à se développer sélectivement au contact des gneiss et de l'enveloppe, lorsqu'on n'a pas d'indications de l'existence de nappes (cas du massif de l'Agly).

Ces deux particularités traduisent l'effet de socle sur le terrain.

Il faut considérer maintenant la forme des courbes pression-température donnée par A. Miyashiro (1961) pour chacun des principaux types de métamorphisme : ces courbes sont concaves vers les températures croissantes. Il en est nécessairement ainsi pour le métamorphisme à disthène et sillimanite (dalradien), avec disthène à basse température et sillimanite à haute température, et, *a fortiori*, pour le métamorphisme à jadéite-glaucophane, dans lequel on observe successivement, à température croissante, l'apparition, puis la disparition de l'association jadéite-quartz. Dans ces deux types de métamorphisme le gradient de température croît avec la profondeur (1). S'il en est ainsi dans les chaînes plissées, c'est qu'il existe un déséquilibre thermique (M. Fontailles et G. Guitard, 1964) : le métamorphisme dure moins de temps que le temps nécessaire à l'établissement d'un état stationnaire. Or, il en est bien de même pour les types de métamorphisme représentés dans les séries pyrénéennes. C'est ce que prouvent :

— les variations de l'épaisseur d'une même zone métamorphique d'un massif à l'autre, et parfois dans le même massif, comme cela ressort de la carte au 1/200 000 de A. Autran, G. Guitard et E. Raguin. Ainsi, cette différence d'épaisseur est très nette pour la zone de l'andalousite qui est très étroite dans le massif de l'Agly, plus large dans le Canigou, et encore plus large dans le massif des Albères. Si l'état stationnaire avait été réalisé, les gradients de température auraient été les mêmes, et les isogrades auraient eu le même espacement dans tous ces massifs, qui appartiennent à une écorce de type continental et sont également érodés, pour une durée comparable du métamorphisme;

— la variation du type de métamorphisme dans les divers domaines hercyniens de la chaîne pyrénéenne (M. Fontailles, G. Guitard et E. Raguin, 1964; G. Guitard, 1965) : ainsi on sait que plusieurs sous-types de métamorphisme sont à la fois représentés dans le massif du Canigou et de la Carança où l'évolution du métamorphisme a été simultanée. Cette différence de type ne s'explique qu'en supposant que l'état stationnaire n'est pas atteint si le flux à la base de la croûte était uniforme.

Le déséquilibre thermique entraîne la montée des isogéothermes avec une certaine vitesse dans le bâti métamorphique, pendant toute la durée du méta-

(1) Cette conclusion, et la croissance rapide du gradient de température à la base de l'enveloppe des séries pyrénéennes, comme on le verra ci-dessous, contredisent l'hypothèse classique suivant laquelle la courbe température-profondeur est une droite.

morphismes, dont on a vu la continuation après le *paroxysme orogénique* et la mise en place des nappes (chap. IX). Le déplacement des surfaces isothermes au cours du temps est bien prouvé par la présence de reliques d'un état moins métamorphique dans des zones plus métamorphiques. Par exemple, dans la région étudiée, on observe :

— des reliques blindées de staurotide dans les micaschistes, en dessous de l'isograde (—) staurotide, prouvant l'antériorité d'un stade où la staurotide était en équilibre avec le quartz (cf. chap. II);

— une zonation inverse des plagioclases métamorphiques dans les micaschistes et les amphibolites;

— l'existence d'une zone de déséquilibre avec reliques non blindées au voisinage des isogrades;

— une croissance tardive de la biotite dans des micaschistes à chlorite et muscovite, déduite des relations microtectoniques et minéralogiques entre les surfaces S_1 et les surfaces S_2 . De même, une croissance tardive de la sillimanite par rapport à l'andalousite.

En général, des reliques s'observent au passage d'une zone à l'autre, au voisinage de l'isograde, alors qu'à l'intérieur des zones l'équilibre chimique local tend à être réalisé comme nous l'avons vu au chapitre II. Cette tendance à l'équilibre signifie que les vitesses des réactions étaient importantes à l'échelle de la durée du métamorphisme. Puisqu'il existait un déséquilibre au voisinage des isogrades (cf. chap. II), on peut estimer que la vitesse de montée des surfaces isothermes était au moins du même ordre de grandeur que les vitesses des réactions (cf. M. Fonteilles, 1965). Dans les zones de reliques, larges dans le Canigou, la durée pendant laquelle les roches étaient portées à la température de l'isograde correspondant n'a pas été suffisante pour que les réactions soient complètes. Cette conclusion constitue un argument supplémentaire en faveur de l'existence d'un déséquilibre thermique.

La courbure caractéristique des courbes pression-température (ou température profondeur), et donc la croissance du gradient de température avec la profondeur, dépendent de deux facteurs comme l'a montré M. Fonteilles (1962) :

— l'absorption de chaleur correspondant au réchauffement des terrains proprement dit, c'est-à-dire à l'élévation de la température de la roche (conductivité thermique);

— l'absorption de chaleur liée aux transformations chimiques (chaleurs latentes de transformation).

Le premier terme est du même ordre de grandeur pour les schistes, les micaschistes et les gneiss. Le second terme varie avec le faciès minéralogique de la roche au moment du métamorphisme (M. Fonteilles, 1962). Si le faciès est un faciès de basse température, une forte quantité de chaleur sera absorbée par des réactions endothermiques pour deshydroxyler les minéraux phylliteux par exemple. Si le faciès est au contraire un faciès de haute température, les réactions endothermiques absorbent peu ou pas de chaleur, et même, il pourra y avoir production de chaleur par des réactions exothermiques de rétro-morphose, généralement liées à l'hydroxylation. A l'inverse des réactions continues, les réactions de deshydratation qui sont des réactions discontinues, ne provoquent de variations du flux liées à la mise en jeu des chaleurs de réaction qu'au franchissement des isogrades correspondants.

La variation du gradient de température dépend bien, en définitive, du faciès minéralogique initial des roches et de la vitesse de montée des isogéothermes. Elle dépend, aussi, des chaleurs de réactions. Ainsi, dans le modèle simple (modèle A) constitué par un socle granitique catazonal, surmonté d'une enveloppe de schistes soumis au métamorphisme, la courbe de température-profondeur peut être décomposée en trois parties (cf. fig. 164).

Dans le domaine supérieur de l'enveloppe, à la partie supérieure de l'épizone, les températures étaient faibles et les vitesses des réactions endothermiques négligeables, très inférieures à la vitesse de montée des isogéothermes. Les réactions étaient très incomplètes, et seule une faible partie des chaleurs de réaction correspondantes était absorbée par les terrains; le gradient de température est faible et sa croissance est faible. A la base de l'enveloppe la température est forte, les réactions tendent à être complètes, et l'équilibre tend à être réalisé (chap. II). Les vitesses des réactions étaient du même ordre de grandeur que la vitesse de montée des isogéothermes. Le gradient de température est fort et son accroissement rapide, d'où la courbure marquée de la courbe température-profondeur car la chaleur absorbée par les terrains est très importante.

Enfin, dans le socle, le gradient est fort mais sa variation redevient plus faible car les réactions endothermiques n'interviennent plus ou peu. Il peut même se produire des réactions exothermiques par rétro-morphose. C'est le cas dans le socle mésozonal du Canigou; mais elles sont peu importantes car la quantité des matériaux réagissants est faible. (1).

L'accroissement plus ou moins marqué du gradient de température au voisinage du socle exprime l'effet de socle, qui se traduit graphiquement par une inflexion plus ou moins marquée de la courbe température-profondeur.

(1) Pour une discussion approfondie de l'effet de socle, le lecteur est prié de se reporter à l'article suivant : « L'effet de socle dans le métamorphisme » par M. Fonteilles et G. Guitard, *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 91, p. 185-206 (1968).

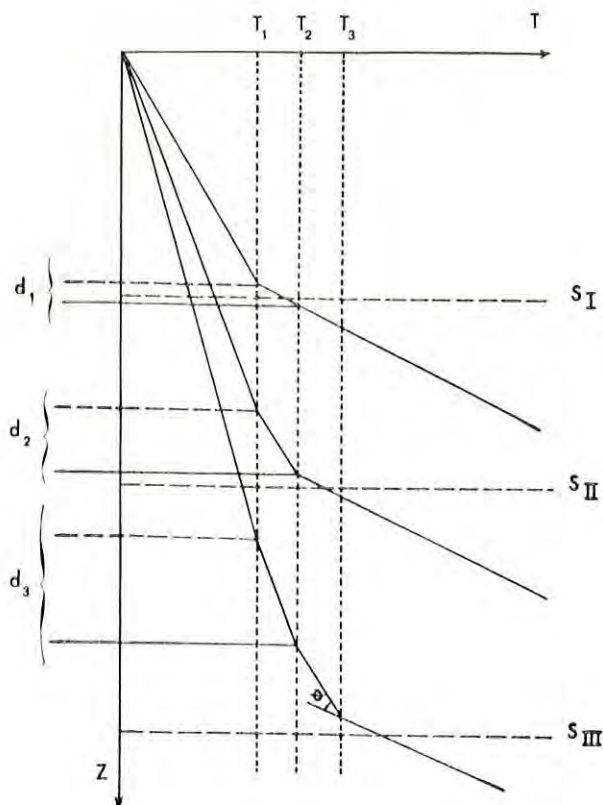


FIG. 164

Courbe température-profondeur, dans le cas d'une série métamorphique comportant une enveloppe pélitique au sommet et un socle granitique à la base (modèle A).

S_I , S_{II} , S_{III} représentent le sommet du socle à diverses profondeurs. La figure est construite en tenant compte des simplifications et conventions suivantes :

- les courbes ne tiennent compte que de la chaleur absorbée par les réactions discontinues, mise en jeu au passage des isogrades correspondants; l'effet discontinu de ce facteur se traduit par un point anguleux sur la courbe T,Z;
- les conditions normales de températures et de pression règnent au sommet de l'enveloppe, et le flux de chaleur est supposé uniforme à la base du socle et constant dans le temps;
- les intervalles de température correspondant aux isogrades sont supposés égaux; cette convention n'est pas arbitraire, car les isogrades les plus faciles à cartographier dans les Pyrénées, pour mettre en évidence la structure thermique régionale (biotite, andalousite, sillimanite), sont séparés par des intervalles de température sensiblement égaux;
- la quantité de chaleur absorbée par unité de volume est la même pour toutes les réactions considérées, et la vitesse de montée des isogrades est la même pour tous les isogrades.

La figure montre que plus le socle est élevé dans la série, plus les isogrades s'élèvent et se resserrent. Les espacements d_1 , d_2 et d_3 montrent la variation d'épaisseur d'une même zone de métamorphisme en fonction de la position du socle.

7 211088 6

Cet effet est bien exprimé :

1^o Quand la surface du socle est située à une profondeur relativement faible par rapport à la surface de l'enveloppe, lors de l'enfouissement des terrains et du métamorphisme général. Les courbes pression-température établies par Miyashiro (1961) pour les divers types de métamorphisme, montrent, indépendamment de l'effet de socle, que le gradient de température est d'autant plus fort que la pression est plus faible. L'épaisseur des zones de métamorphisme est la plus faible dans les types de basse pression, ce qui est en accord avec l'expérience géologique. L'effet de socle sera donc particulièrement marqué dans le métamorphisme à andalousite, ce qui est le cas du métamorphisme hercynien des Pyrénées.

2^o Quand il existe des terrains favorables dans l'enveloppe, susceptibles de se transformer en absorbant de la chaleur (réactions endothermiques). Une enveloppe essentiellement constituée de schistes sera favorable; elle sera défavorable si elle est surtout formée de calcaires ou de quartzites.

L'effet de socle s'exprime selon deux modalités, suivant que la température de fusion est atteinte ou non au voisinage du socle.

a. LA TEMPÉRATURE DE FUSION N'EST PAS ATTEINTE.

La figure 165 montre que, plus le socle est élevé dans la série en voie de métamorphisme, plus les isogrades sont hauts dans son voisinage. Plus on se rapproche du socle en suivant un isograde, plus les zones métamorphiques s'amincissent, d'où l'impression de zones qui moulent le socle (« centrage » des isogrades), ce qui n'empêche pas finalement les isogrades de pénétrer dans le socle. C'est le caractère propre à l'effet de socle sans anatexie. Cette pénétration des isogrades dans le socle traduit une variation de l'épaisseur de l'enveloppe lors du métamorphisme.

Le type de l'effet de socle sans anatexie peut être pris dans le massif du Canigou et de la Carança. Les phénomènes précédents s'y observent avec une grande netteté, quand on considère les relations entre les gneiss du Canigou et l'enveloppe paléozoïque. Ainsi, l'isograde de la biotite se moule globalement sur les gneiss, l'isograde andalousite + biotite se moule sur une grande partie des gneiss mais il finit par se confondre avec le contact gneiss-enveloppe et, même pénètre dans les gneiss sur le versant sud du Canigou et de la Carança. Quant à l'isograde (—) staurotide on a vu qu'il pénétrait dans les gneiss sur le versant nord-est du Canigou, et qu'il ressortait même sous les gneiss stratoïdes dans les mica-schistes de Balatg (fig. 166).

19

De même, l'isograde (+) diopside est situé dans l'enveloppe paléozoïque au-dessus des gneiss, mais sa disposition est oblique sur la limite gneiss-enveloppe, car, sur le versant sud des massifs du Canigou et de la Carança, il coïncide pratiquement avec cette limite. L'isograde (+) diopside se moule donc globalement sur les gneiss. Par contre l'isograde (+) forstérite est connu dans l'enveloppe paléozoïque mais il pénètre dans les gneiss.

Dans le détail, l'effet de socle peut être exprimé, dans la zone de la biotite, où les réactions sont encore incomplètes, par l'accroissement du degré d'avancement des réactions sur une faible épaisseur au contact des gneiss. On a vu, en effet, que la biotite n'apparaît souvent que

sporadiquement dans la zone de la biotite. Dans ce cas, l'effet de socle se manifeste par la formation d'une auréole de micaschistes très biotitiques sans apparition de minéraux typomorphes nouveaux, sur une épaisseur d'une centaine de mètres ou de quelques dizaines de mètres. Cette auréole correspond simplement à un domaine où les réactions sont plus complètes, parce que l'effet de socle y a provoqué localement une élévation de la température. Ce phénomène est très frappant à la base de l'enveloppe sur le versant sud du massif de la Carança. De même, l'épaisseur de la zone de la cordiérite ou de la zone de l'andalousite + biotite, peut être réduite à une dizaine de mètres au contact des gneiss : c'est le cas à Canaveilles sur le versant nord du massif de la Carança, ou à La Preste, dans le Haut-

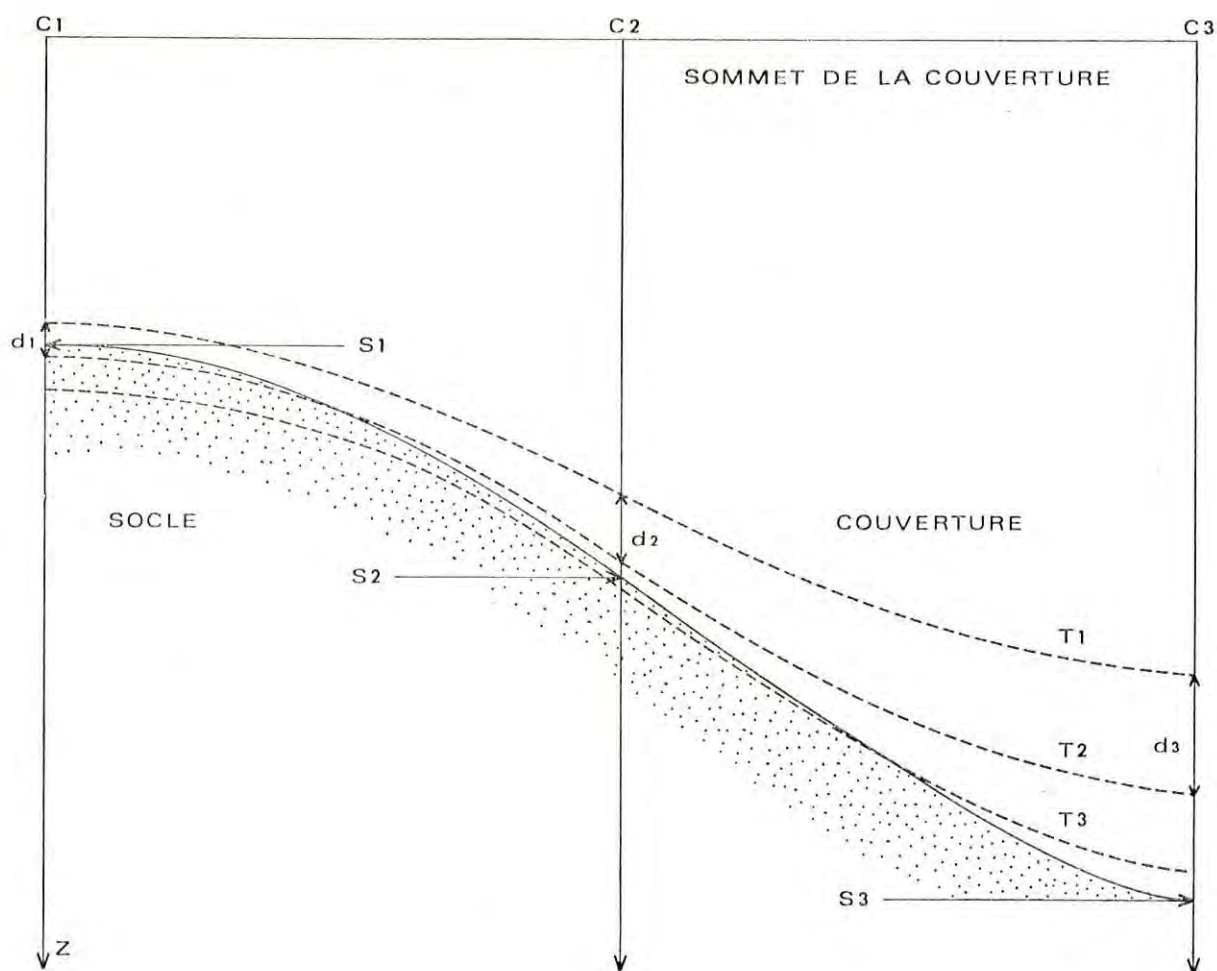


FIG. 165

Coupes verticales montrant les rapports entre la position des isogrades T_1 , T_2 , T_3 et la position de la limite socle-couverture, pour trois profondeurs du socle S_1 , S_2 et S_3

La figure est construite à partir de la figure 164 et le bombement du socle est très exagéré. — Comparer cette figure à la figure 166.

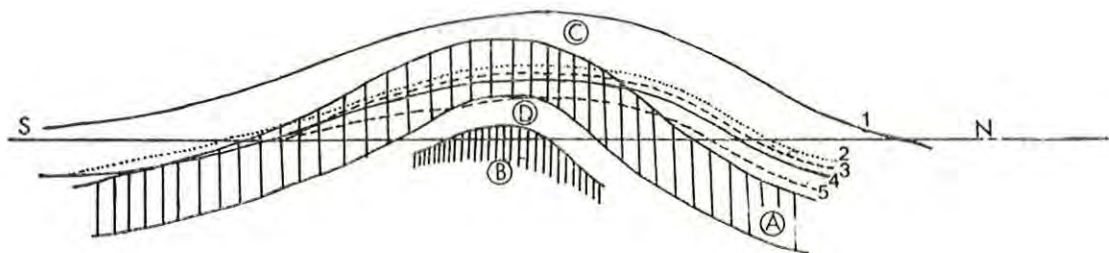


FIG. 166

Disposition des principaux isogrades mésozonaux par rapport aux limites litho-stratigraphiques dans le Canigou (schématique)

Les formations gneissiques sont barrées verticalement. — A, gneiss du Canigou; B, gneiss du Cadi; C, enveloppe paléozoïque; D, micaschistes de Balatg. — 1, isograde de la biotite; 2, isograde de la cordiérite; 3, isograde + staurotide; 4, isograde de l'andalouite; 5, limite supérieure du domaine à staurotide sous forme de reliques blindées (approximativement assimilée à l'isograde — staurotide). — La ligne N-S (Nord-Sud) représente la cote 0. On remarquera que sur le versant nord du Canigou tous les isogrades sont sortis dans l'enveloppe paléozoïque, alors que sur le versant sud seuls les isogrades de la biotite et de la cordiérite y apparaissent, mais le seul isograde qui enveloppe entièrement les gneiss est celui de la biotite. La zone de la staurotide est supposée disparaître sur le versant sud du Canigou (changement de type de métamorphisme) ce qui se traduit par la terminaison en biseau de la zone et le pincement des isogrades qui la délimitent. Enfin, l'isograde — staurotide ressort sous les gneiss du Canigou et pénètre très obliquement dans les micaschistes de Balatg (plus précisément dans les micaschistes du « septum de Moscallo »). Les isogrades sont donc moins pentés que les limites litho-stratigraphiques affectées par un bombement. Quant au bombement, il s'agit d'une structure antérieure à la culmination du métamorphisme, provoquée par l'empilement des nappes, recoupée par les isogrades.

Vallespir. Dans ces cas, il y a simulation d'une auréole de métamorphisme de contact, mais les roches n'ont pas la structure des cornéennes de contact et leur faciès minéralogique.

b. LA TEMPÉRATURE DE FUSION EST ATTEINTE.

Dans ces conditions, le socle est partiellement anatectique et une frange anatectique, d'épaisseur variable, peut se développer dans les micaschistes de l'enveloppe, au contact du socle, ce que l'on explique par la conjonction de trois conditions favorables à une fusion partielle des roches :

— la température élevée des micaschistes au contact des gneiss, qui sont toujours, dans ces conditions, dans la zone sillimanite + feldspath potassique;

— la composition des matériaux qui permet la constitution d'un liquide anatectique plus ou moins abondant : les matériaux les plus favorables sont ceux dont la composition est originellement granitique c'est-à-dire les orthogneiss granitiques et les arkoses; les micaschistes, de nature alumineuse, sont moins favorables;

— la présence d'une quantité d'eau appréciable, prise sur place, dans les terrains mésozonaux au contact du socle ou dans les paragneiss du socle. L'eau y est présente sous forme d'hydroxyles dans les minéraux phylliteux, et donc en quantité plus importante que dans les orthogneiss du socle.

L'effet de socle se traduit par la localisation de l'isograde d'anatexie à la base de la couverture, au voisinage immédiat du socle. Cet isograde tend à suivre la limite

du socle et de la couverture. Il en résulte un parallélisme des isogrades avec la limite supérieure de la zone anatectique. *Les isogrades ne pénètrent ni dans la zone anatectique ni dans le socle.* Un remarquable exemple de l'effet de socle avec anatexie est celui du massif de l'Agly (voir M. Fonteilles et G. Guitard, 1967 : carte géologique de Quillan au 1/80 000, 3^e éd.).

Pour expliquer l'étroite liaison entre l'isograde d'anatexie et la limite socle couverture, il faut remarquer que, dans le cas considéré, les principaux isogrades de déshydratation des phyllites (— chlorite, + biotite, — muscovite), sont situés dans la couverture, ce qui a pour effet de freiner considérablement la vitesse de montée des isogrades et donc de diminuer très fortement le flux de chaleur.

Les progrès de l'anatexie, dans les terrains qui surmontent le socle, sont limités par l'effet de socle lui-même. Celui-ci se traduit par une décroissance du gradient de température dans les parties hautes de l'enveloppe, d'autant plus rapides, que l'effet de socle est plus marqué.

C'est donc finalement la chute de température et le changement d'isograde qui arrêtent l'anatexie. Dans le domaine anatectique de l'enveloppe, il s'ajoute à la chaleur absorbée par les transformations endothermiques la chaleur de fusion des masses fondues.

IV. L'EFFET DE SOCLE DANS LE CAS DE LA NAPPE DU CANIGOU

Dans le massif du Canigou, il existe trois masses de gneiss superposées, séparées par des terrains de nature pélitique, dont on a montré qu'ils constituaient du matériel frais de l'enveloppe engouffré sous les gneiss (cf. chap. I et IX). D'après ce qui précède les gneiss stratoïdes se comportent comme un socle dans tous les cas, et ce d'autant plus que, dans le noyau de la nappe du Canigou, ils sont le siège d'une certaine rétro-morphose (cf. chap. VI). Il suffit de considérer un modèle simplifié (modèle B) comportant :

— l'enveloppe paléozoïque représentée par la série de Canaveilles;

— les gneiss stratoïdes du Canigou;

— les micaschistes de Balatg (= série de Canaveilles répétée tectoniquement);

— les gneiss de Cadi qui seront supposés représenter le socle autochtone.

Les gneiss du Cadi sont migmatiques, ainsi que la partie des micaschistes de Balatg immédiatement sus-jacente : on supposera que c'est l'effet de socle avec anatexie. En réalité, un véritable effet de socle avec anatexie comparable à celui du massif de l'Agly n'est pas réalisé dans la partie affleurante du tréfonds du Canigou, mais il existe certainement plus bas. Les migmatites que l'on y observe sont avant tout des migmatites d'injection liées au granite profond du Canigou mis en place sous forme d'une langue à la limite gneiss du Cadi-micaschiste de Balatg. Une anatexie induite par le contact du granite et l'action de solutions post-magmatiques très chaudes a pu se produire localement dans les orthogneiss du Cadi comme cela est connu dans le massif de Mont-Louis (Autran, 1964). La zone sillimanite + microcline atteinte dans ce secteur n'a qu'un développement très localisé au contact du granite profond (cf. chap. II). Néanmoins les conditions physiques réalisées s'écartent peu de celles qui correspondent à un effet de socle avec anatexie proprement dit.

Au sommet de la zone anatectique, la température est déterminée et la zone de la sillimanite est atteinte. A partir de ce point, toutes choses égales, la quantité de chaleur fournie aux terrains sus-jacents doit être comparable pour des durées comparables. Cependant, dans l'épaisseur des gneiss stratoïdes, c'est-à-dire dans le noyau gneissique de la nappe, le gradient de température varie très peu puisque les gneiss absorbent beaucoup moins de chaleur que les schistes adjacents, car ils sont au départ dans un faciès minéralogique de haut degré. D'où réalisation, au-dessus des gneiss stratoïdes dans la base de l'enveloppe paléozoïque, d'un

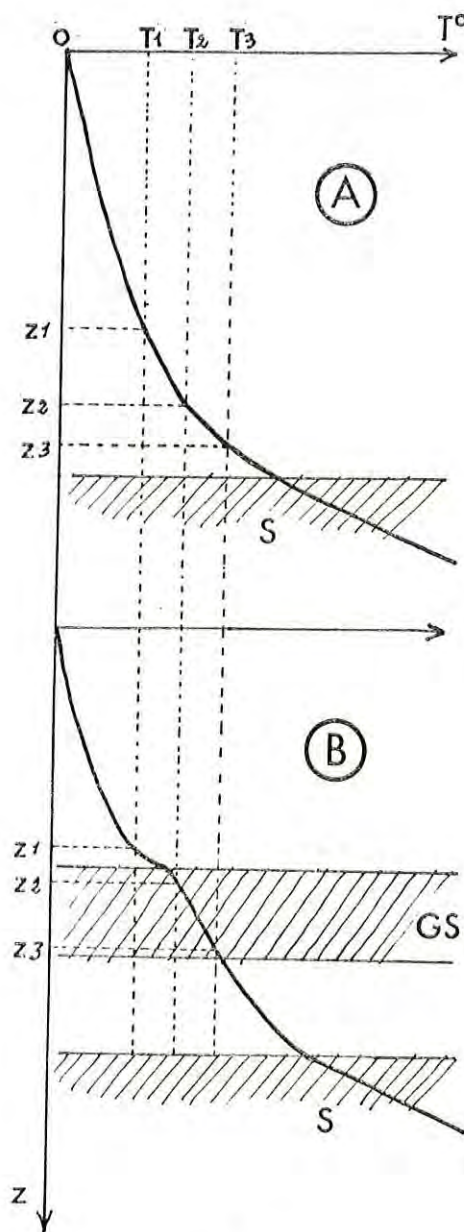


FIG. 167

Effet de la nappe des gneiss du Canigou sur la distribution des isogrades

A, courbe température-profondeur dans le cas du modèle A. Pour des isogrades correspondant à des intervalles de température égaux, on remarque la décroissance régulière de l'épaisseur des zones de métamorphisme conventionnelles; **B**, courbe température-profondeur dans le cas du modèle B. La nappe des gneiss du Canigou introduit une perturbation dans la décroissance régulière de l'épaisseur des zones conventionnelles. La zone Z_2-Z_3 est élargie par rapport à la zone Z_1-Z_2 ; **S**, socle autochtone; **G.S.**, nappe de socle.

effet tout à fait comparable à celui de l'effet de socle proprement dit. Cet effet est décrit ci-dessus. On notera que les phénomènes de rétomorphose et l'exothermie des réactions dans les gneiss limitent encore la décroissance du gradient de température et peuvent entraîner l'épaississement de certaines zones métamorphiques, par rapport au cas d'un massif dont le socle serait situé à la même profondeur que les gneiss du Cadi, mais sans nappe de socle dans l'enveloppe (modèle A). C'est ce que montre la figure 167. La température en tous points du Canigou (modèle B), pour une même profondeur, sera supérieure à sa valeur dans le cas du modèle A. La distance d'un isograde déterminé au socle autochtone est plus grande dans le Canigou (modèle B), que dans un massif correspondant au modèle A. Cependant, si l'on tient compte de l'effet de socle réalisé au contact de la nappe du Canigou et de l'enveloppe, on aboutit à une conclusion assez remarquable : la nappe de socle joue dans le même sens qu'une diminution de la profondeur du socle par rapport à la surface de l'enveloppe avec, paradoxalement, élargissement de certaines zones par rapport au cas du modèle A (voir fig. 167). Ceci explique pourquoi la zone de l'andalou-site est plus large dans le Canigou que la zone de la biotite. Par contre, dans le massif de l'Agly, assimilable au modèle A, l'épaisseur des zones diminue avec la profondeur. Si on compare le Canigou et l'Agly (voir feuille Quillan 254 au 1/80.000, 3^e éd. 1967 et feuille Prades 257 au 1/80.000, 2^e éd., 1970), la plus grande largeur des zones dans le Canigou par rapport à celle de l'Agly s'explique par l'influence de deux facteurs : la plus grande profondeur d'enfouissement et la présence de nappes de socle dans le Canigou. Les nappes de socle ont finalement pour effet d'accroître l'influence du socle.

La structure en nappe peut aussi expliquer l'anomalie que constituent, dans les Pyrénées, les massifs de gneiss non anatectiques du Canigou, de la Carança et du Roc de France. Il semble que l'effet de socle avec anatexie au voisinage du socle représente le cas général dans les Pyrénées et ailleurs. Dans le Canigou, une masse

importante du matériel schisteux de l'enveloppe se trouve engagée sous une partie du socle. *Si l'épaisseur de cette masse est suffisante*, l'anatexie qui se déclenche en profondeur, à la limite du socle autochtone (ou sub-autochtone) et des schistes profonds, respectera les nappes gneissiques et leur enveloppe, car on sait que l'effet de socle limite lui-même le développement en hauteur de l'anatexie. C'est un fait que beaucoup de noyaux des nappes simplio-tessinoises ne sont pas anatectiques, mais simplement injectés par les granites qui ont pris naissance à une plus grande profondeur. Il en est de même dans le Canigou, où les massifs de granite mis en place dans les masses gneissiques ont une origine intrusive (granite du Canigou, granite de Costabonne) [voir carte au 1/50.000].

L'effet de socle sans anatexie, qui se produit dans la mésozone, avec pénétration très oblique des isogrades dans le socle, paraît être caractéristique des massifs où existent des nappes de socle avec intercalation importante de matériaux de la couverture sous les nappes, comme cela est bien illustré par le Canigou. Dans ce cas, l'isograde d'anatexie reste souvent en dessous des nappes affleurantes. La variation de l'épaisseur de la couverture au-dessus des gneiss du socle, notée ci-dessus à propos de l'obliquité des isogrades sur la limite gneiss-enveloppe, peut être expliquée par le bombement lié à l'empilement des nappes lors du « paroxysme orogénique », ce bombement précédant dans le temps la « culmination » du métamorphisme.

Toutes ces considérations sur les problèmes du socle dans la pétrologie des séries métamorphiques pyrénéennes autorisent à conclure sur l'absolue nécessité de remettre en honneur dans la pétrogenèse et la tectonique profonde des chaînes plissées, l'influence déterminante des socles granito-gneissiques qui se trouvent sous un faciès minéralogique de haute température au moment du métamorphisme, contrastant avec celui de leur enveloppe transgressive. La notion fondamentale de « l'effet de socle », est une des contributions les plus originales apportées par l'étude des terrains profonds des Pyrénées à la pétrologie des roches métamorphiques.