Géologie Alpine, t. 53, 1977, p. 149-191

L'Evolution structurale des Pyrénées (Domaine central et occidental)

Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine

par Jacques MULLER* et Philippe ROGER**

TABLE DES MATIÈRES

I. INTRODUCTION 151

II. LE CYCLE HERCYNIEN 153

A. *LES GRANDS TRAITS DU DISPOSITIF SÉDIMENTAIRE DU PALÉOZOIQUE SUPÉRIEUR* 153

B. *LES DÉFORMATIONS HERCYNIENNES* 154

1° *Age des déformations hercyniennes*

2° *Succession des phases hercyniennes*

PHASE 1 PRÉCOCE : REDOUBLEMENTS DE SÉRIE ET PLIS PRÉCOCES PV 1 154

a) Redoublements de séries 154
b) Les plis précoces. Mise en évidence et caractères géométriques 155
c) Exemples 158

PHASE 2 MAJEURE SYNSCHISTEUSE : SCHISTOSITÉ SV 2 ET PLIS PV 2 159

a) Caractères généraux 159
b) Exemples 160

PHASE 3 : PLIS PV 3 ET CLIVAGE SV 3, PLIS N.S. 162

a) Plis N 70 et clivage SV 3 162
b) Plis N.S. 162

PHASE 4 : FAILLES LONGITUDINALES – BASCULEMENT DE SV 2 CHEVAUCHEMENTS FINI-HERCYNIENS – CLIVAGE SV 4 164

a) Episode 4a : Les failles longitudinales 164
b) Episode 4b : Basculement de SV 2 164
c) Episode 4c : Chevauchements fini hercyniens 167
d) Episode 4d : Le clivage SV 4 167

C. *RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS* 168

III. CYCLE ALPIN 169

A. *DISPOSITIF SÉDIMENTAIRE AU STÉPHANO-TRIAS ET LE RÉSEAU DE FAILLES ACTIVES* 169

– L'extension fini Trias : les ophites 171

B. *LA PÉRIODE JURASSIQUE-CRÉTACÉ INFÉRIEUR* 171

– Les déformations post Jurassique - anté Aptien 171
– Les déformations post Aptien - anté Cénomanien 173

C. *LA PÉRIODE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR* 173

– Aperçu sur l'évolution du bassin Crétacé supérieur en Pays Basque 173
– Le métamorphisme nord pyrénéen 175

D. *LA PÉRIODE ÉOCÈNE INFÉRIEUR - ÉOCÈNE MOYEN* 175

– Les déformations post-Eocène inférieur - anté-Eocène moyen 176
– Les déformations post-Eocène moyen - anté-Oligocène 179

E. *LA PÉRIODE FIN ÉOCÈNE DÉBUT OLIGOCÈNE LES FAILLES D'EXTENSION TARDI ALPINES* 186

F. *RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS* 186

IV. CONCLUSIONS GÉNÉRALES 187

ORIENTATION BIBLIOGRAPHIQUE 189

* Chargé de recherches, C.N.R.S. Institut de Géodynamique à Bordeaux.
** Maître-Assistant, Institut de Géodynamique à Bordeaux.

Liste des annexes

ANNEXE 1 : Chronologie détaillée des déformations hercyniennes et alpines.

ANNEXE 2 : Carte du Pays basque.

ANNEXE 3 : Carte des Pyrénées centrales.

ANNEXE 4 : Carte du Massif de la Rhune.

ANNEXE 5 : Carte de la côte basque.

ANNEXE 6 : Distribution des plis majeurs et des clivages hercyniens et alpins dans la partie occidentale de la zone axiale des Pyrénées.

ANNEXE 7 : Les grandes unités chevauchantes alpines (recouvrements) dans les Pyrénées et disposition du clivage SA2. Bloc diagramme et cinématique.

Définition des symboles et des termes utilisés dans le texte et dans les figures

So	: Stratification		
SV1	: Feuilletage varisque parallèle à So	– PV1	: Pli précoce
SV2	: Schistosité varisque (phase majeure)	– PV2	: Pli synchrone de SV2
SV3	: Clivage varisque (phase 3 N 70° E)	– PV3	: Pli synchrone de SV3
SV4	: Clivage varisque (épisode 4d)	– PV4	: Pli synchrone de SV4
Sx	: Clivage N.S. d'âge indéterminé	– Px	: Pli synchrone de Sx
Sa	: Clivage post albien anté Cénomanien		
SA1	: Clivage anté-Lutétien	– PA1	: Pli synchrone de SA1
SA2	: Clivage éocène supérieur	– PA2	: Pli synchrone de SA2
SA3	: Clivage éocène supérieur	– PA3	: Pli synchrone de SA3

Revêtement :

Formations post hercyniennes restées solidaires du socle lors des mouvements alpins (Stéphano - Trias inférieur).

Couverture :

Formations post-hercyniennes décollées du socle et de son revêtement lors des mouvements alpins (formations situées sur le Keuper en général).

Nappes de recouvrement :

Nappes ou écailles d'âge alpin impliquant le socle hercynien.

Nappes de décollement :

Nappes ou écailles d'âge alpin constituées seulement par une couverture décollée.

Nappes de glissement :

Nappes ou écailles d'âge alpin formées au sein d'une couverture décollée.

Stéréogramme :

Projection équiangle de Wulf, hémisphère supérieur.

I. - INTRODUCTION

Dans cette note sur l'évolution structurale des Pyrénées, nous avons tenté de faire ressortir les traits majeurs relatifs tant à la géométrie qu'à la cinématique de deux chaînes superposées hercynienne et alpine, en insistant sur la permanence de certains éléments structuraux définis à l'Hercynien et qui ont un rôle déterminant à l'Alpin.

Le Paléozoïque des Pyrénées comprend une série allant du Cambro-Ordovicien au Westphalien moyen. Dans l'Est et l'Ouest de la chaîne, se trouvent également quelques noyaux de roches très transformées attribuées au Précambrien (ZWART, 1963; FONTEILLES et GUITARD, 1967; BOISSONNAS, 1974).

Ces roches ont été déformées à plusieurs reprises durant l'orogénèse hercynienne. On distingue trois phases de déformations souples suivies d'épisodes cassants qui se sont produits entre le Westphalien supérieur et le Stéphanien inférieur. Des granites post-cinématiques se sont mis en place à la fin de cette orogénèse.

Il n'y a aucune évidence de plissement calédonien dans les Pyrénées centrales et occidentales. S'il est vrai qu'il existe des lacunes stratigraphiques en particulier au niveau du Dévonien, aucune discordance n'a été observée dans la série paléozoïque. Dans les Pyrénées centrales, le fait que le Dévonien et le Silurien reposent d'un anticlinal à l'autre et parfois dans un même anticlinal sur des termes lithologiques variés de la série cambro-ordovicienne, pourrait être interprété comme une discordance géographique. Encore faut-il rester prudent en raison du manque d'information détaillée quant au dispositif sédimentologique du Cambro-Ordovicien et de la rareté des contacts normaux liée à l'intense tectonisation du Silurien.

Les déformations qui apparaissent dans certaines culminations métamorphiques du centre et de l'Est de la chaîne ne seront pas analysées ici. Le changement de style des déformations et les variations du métamorphisme dans le Cambro-Ordovicien d'une part et le Dévono-Carbonifère d'autre part, ont amené ZWART (1959 et 1963), rappelons-le, à distinguer une infrastructure métamorphique à structure en dôme et une suprastructure peu métamorphique à plis isoclinaux accompagnés de schistosité subverticale.

Certaines fractures post-hercyniennes actives tout au long de la sédimentation ont en partie guidé la paléogéographie du Mésozoïque et du Paléogène. Des glissements importants se sont produits à plusieurs reprises pendant la sédimentation dès le Crétacé inférieur. Ils marquent le début des mouvements alpins qui se sont poursuivis pratiquement jusqu'à l'Oligocène.

Pendant le paroxysme alpin, à une tectonique de compression s'est superposé une tectonique de gravité mettant en jeu de véritables nappes dont la mise en place s'est faite pendant la sédimentation de l'Eocène, plus précocement à l'Ouest qu'à l'Est de la chaîne.

La chronologie des déformations hercyniennes et alpines dans la partie centrale et occidentale de la chaîne des Pyrénées est résumée sur la figure 1. Seuls les phénomènes les plus caractéristiques de cette succession seront analysés en détail dans cette note.

ANTE-CHATTIEN POST-STAMPIEN	OROGENESE ALPINE	fracturation N10 à N50E plis et ondulations N90 à N100E ultime avancée des nappes de décollement
ANTE-OLIGOCENE POST-EOCENE MOY.		plis N100E + clivage S_{A3} nappes de recouvrement et de décollement basculement de S_{A2} plis N100 à N130E + clivage S_{A2} translation dextre le long de la f.n.p.
ANTE-LUTETIEN POST-EOCENE INF.		plis N100E + clivage S_{A1} et nappes de décollement
ANTE-CENOMANIEN		érosion nappes de décollement et de recouvrement bombements + écaillage du socle
ANTE-APTIEN POST-JURASSIQUE		érosion nappe de décollement fracturation N20 à N50E N100 à 120E
TRIAS SUPERIEUR		ouverture rift Gascogne Pyrénées fracturation N100 à 120E (faille nord-pyrénéenne)
ANTE-TRIAS POST-PERMIEN		érosion fracturation N100 à N120E
ANTE-STEPHANO PERMIEN		flexures ou failles N20 à N50E ? érosion vallées N20 à N50E
ANTE-STEPHANIEN INF. POST-WESTPHALIEN MOY.	OROGENESE HERCYNIENNE	PHASE 4 4d clivage S_{V4} 4c chevauchements 4b basculement de S_{V2} 4a failles subparallèles à S_{V2}
		PHASE 3 plis P_{V3}' N-S sans clivage plis P_{V3} + clivage S_{V3} N70E
		PHASE 2 MAJEURE plis P_{V2} + schistosité S_{V2} N100 à N140E
		PHASE 1 PRECOCE plis P_{V1} + clivage S_{V1} N20 à N50E redoublement des séries (glissement par gravité ?)

Fig. 1. – Chronologie des déformations hercyniennes et alpines dans les Pyrénées centrales et occidentales.

II. - LE CYCLE HERCYNIEN

A. LES GRANDS TRAITS DU DISPOSITIF SÉDIMENTAIRE DU PALÉOZOIQUE SUPÉRIEUR

Au Paléozoïque supérieur, et plus particulièrement au Dévonien, le trait le plus marquant correspond à une distribution longitudinale par rapport à l'axe des structures majeures de la chaîne hercynienne des différents faciès lithologiques. Dans bien des cas, on remarque que les limites de faciès correspondent à des failles qui, lors des déformations tardi hercyniennes et alpines, se sont traduites le plus souvent en chevauchements. Ces zones de faciès ont été définies notamment par MEY (1968), dans la partie centrale de la zone axiale (fig. 2), et par MIROUSE (1962), dans la partie occidentale de la chaîne (fig. 3). En Pays basque, MOHR et PILGER (1964) et HEDDEBAUT (1973) font également état d'un linéament longitudinal pendant la sédimentation dévono-carbonifère. Comme nous le verrons, ces failles longitudinales joueront un rôle fondamental dans la cinématique des déformations hercyniennes. Leur âge est post Ordovicien anté-Dévonien. En effet, alors que dans le Paléozoïque supérieur, elles apparaissent comme synsédimentaires, par contre, au niveau du Paléozoïque inférieur, notamment dans l'Ordovicien de l'Est des Pyrénées, elles recoupent obliquement les directions paléogéographiques (CLIN et alt., 1972).

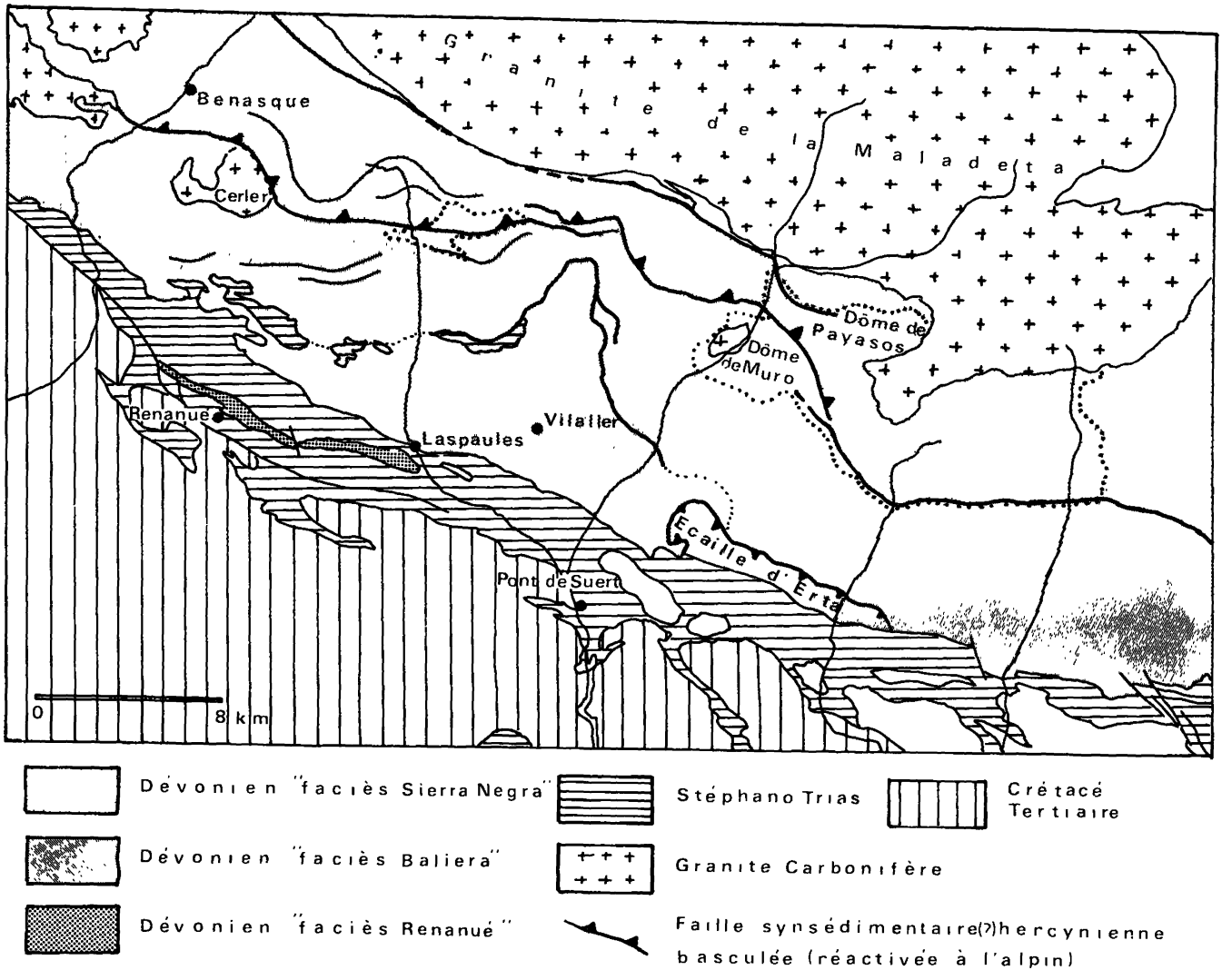


Fig. 2. - Failles probablement synsédimentaires limitant des unités dévoniennes de faciès différents dans la partie méridionale des Pyrénées centrales (d'après P.H.W. MEY, 1967).

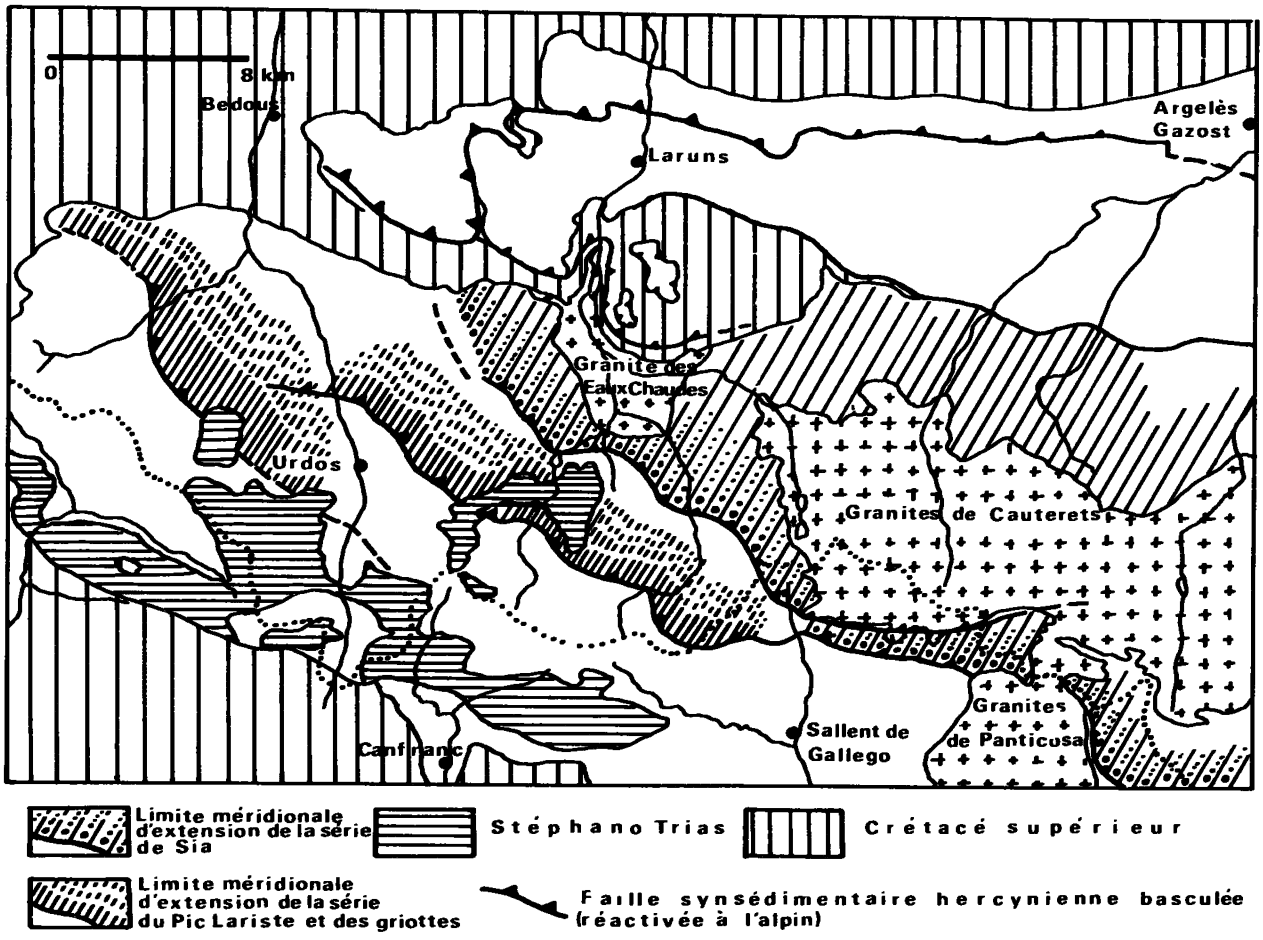


Fig. 3. – Failles majeures synsédimentaires ayant en grande partie guidé la paléogéographie du Dévonien inférieur et surtout du Dévonien supérieur dans l'Ouest de la zone axiale des Pyrénées (d'après R. MIROUSE, 1962). Ces failles ont été basculées vers le Sud lors des épisodes tardi hercyniens et alpins.

B. – LES DÉFORMATIONS HERCYNIENNES

1° *AGE DES DÉFORMATIONS HERCYNIENNES*

Les différentes déformations hercyniennes qui vont être analysées se sont produites entre le Westphalien moyen (dernier terrain plissé) et le Stéphanien inférieur à moyen (premier terrain réellement discordant). Cet intervalle, qui est de l'ordre de 10 MA, peut être réduit à 5 MA, si l'on considère le Westphalien D d'Aguiro comme discordant sur le substratum hercynien (ce qui n'est pas prouvé étant donné la mauvaise qualité des affleurements). L'âge des différents niveaux posthercyniens discordants sur le socle, dans la chaîne des Pyrénées, est donné dans la figure 4.

2° *SUCCESSION DES PHASES HERCYNIENNES*

Des chronologies régionales des événements hercyniens ont été proposées par les géologues des Ecoles de Leiden, de Toulouse et de Clausthal. Nous avons été amenés à confronter ces différentes chronologies avec nos propres observations. La succession que nous proposons paraît pouvoir être applicable à l'ensemble des Pyrénées centrales et occidentales.

PHASE 1 PRÉCOCE : REDOUBLEMENTS DE SÉRIES ET PLIS PRÉCOCES PV1

a) Les redoublements de série

L'existence de tels redoublements a pu être démontrée récemment grâce à des levers très détaillée

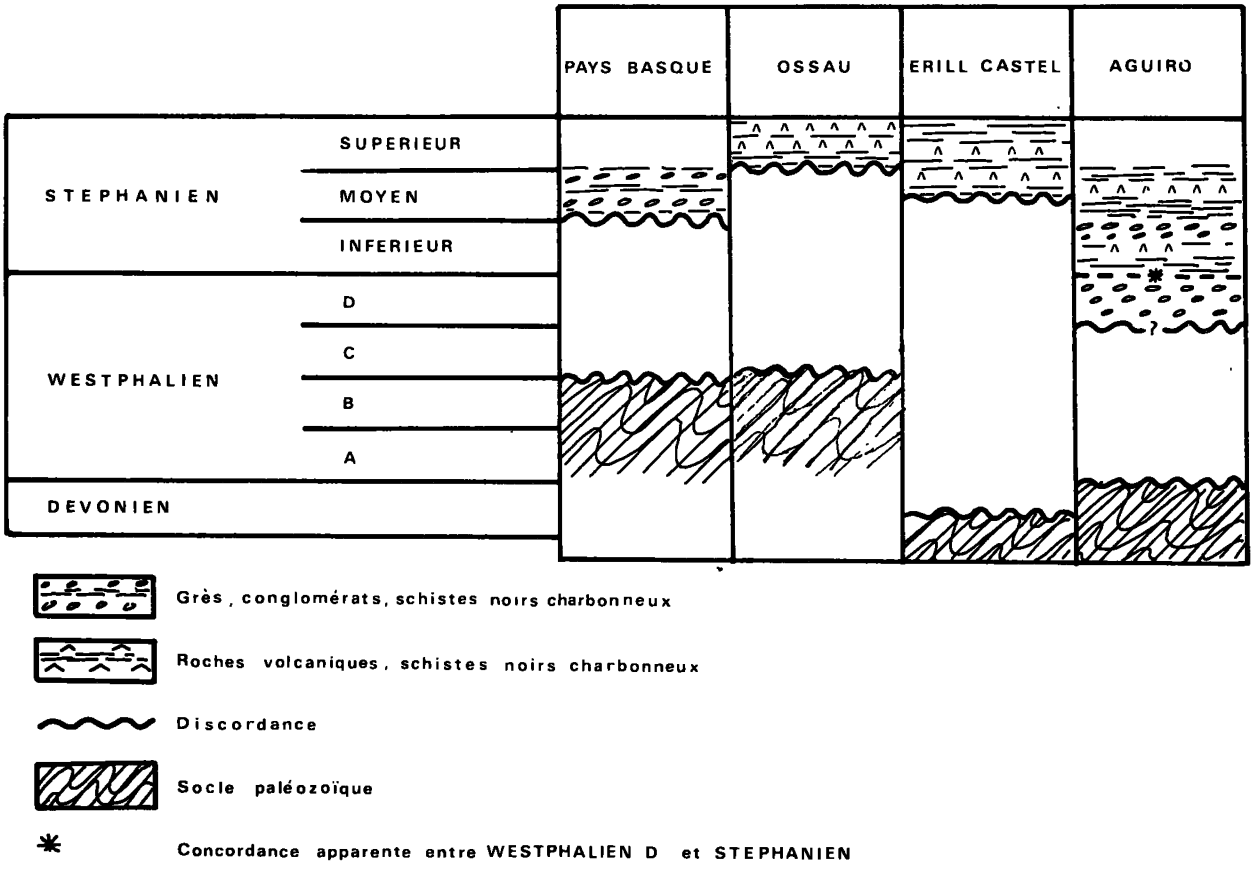


Fig. 4. – Evolution dans le temps et dans l'espace de la discordance hercynienne majeure dans les Pyrénées centrales et occidentales.

dans la Dévono Carbonifère, en Haut Gallego (VALERO, 1974), et dans la haute vallée d'Aure (fig. 5). Ces redoublements, limités par des contacts anormaux subparallèles à la stratification, sont caractérisés par le fait qu'on n'y observe ni charnières de plis ni flancs inverses. Les déplacements, qui sont d'ordre plurikilométrique, pourraient être liés à des phénomènes de gravité.

b) **Les plis précoces.**
Mise en évidence et caractères géométriques

La présence de plis précoces PV1 est connue dans la partie centrale de la zone axiale depuis les travaux de l'Ecole hollandaise (BOSCHMA 1963, ZWART 1963a et MEY 1967-1968). Nous avons également observé ce type de déformations dans d'autres secteurs de la zone axiale (haute vallée d'Aure et région d'Ossau-Gallego), ainsi que dans les massifs basques.

L'âge de ces plis, par rapport aux redoublements, n'a pas pu être déterminé.

Les plis précoces sont généralement de type concentrique, symétrique à déversé, d'amplitude pouvant atteindre un à plusieurs kilomètres. Dans les niveaux pélitiques, on observe un feuilletage parallèle à la stratification So. Ce feuilletage, très net, souligné par la disposition des minéraux phylliteux, est peut-être le résultat de la compaction; il peut être aussi lié à la formation des plis précoces, ceux-ci étant considérés comme des plis de flexure (plis de flexure accompagnés de glissement entre les niveaux compétents, TURNER and WEISS 1963, WILSON 1961).

Dans les secteurs où les plis précoces sont serrés et isoclinaux, ils sont accompagnés d'un clivage de plan axial très bien marqué comme l'ont récemment observé P. WILLIAMS et H. ZWART (Université de Leiden, communication orale) dans les plis précoces affectant le Dévonien à l'Est de la Noguera de Tor. Ce clivage est cependant assez rarement visible, ce qui explique que les auteurs hollandais aient primitivement appelé les plis précoces : « pre-cleavage folds ».

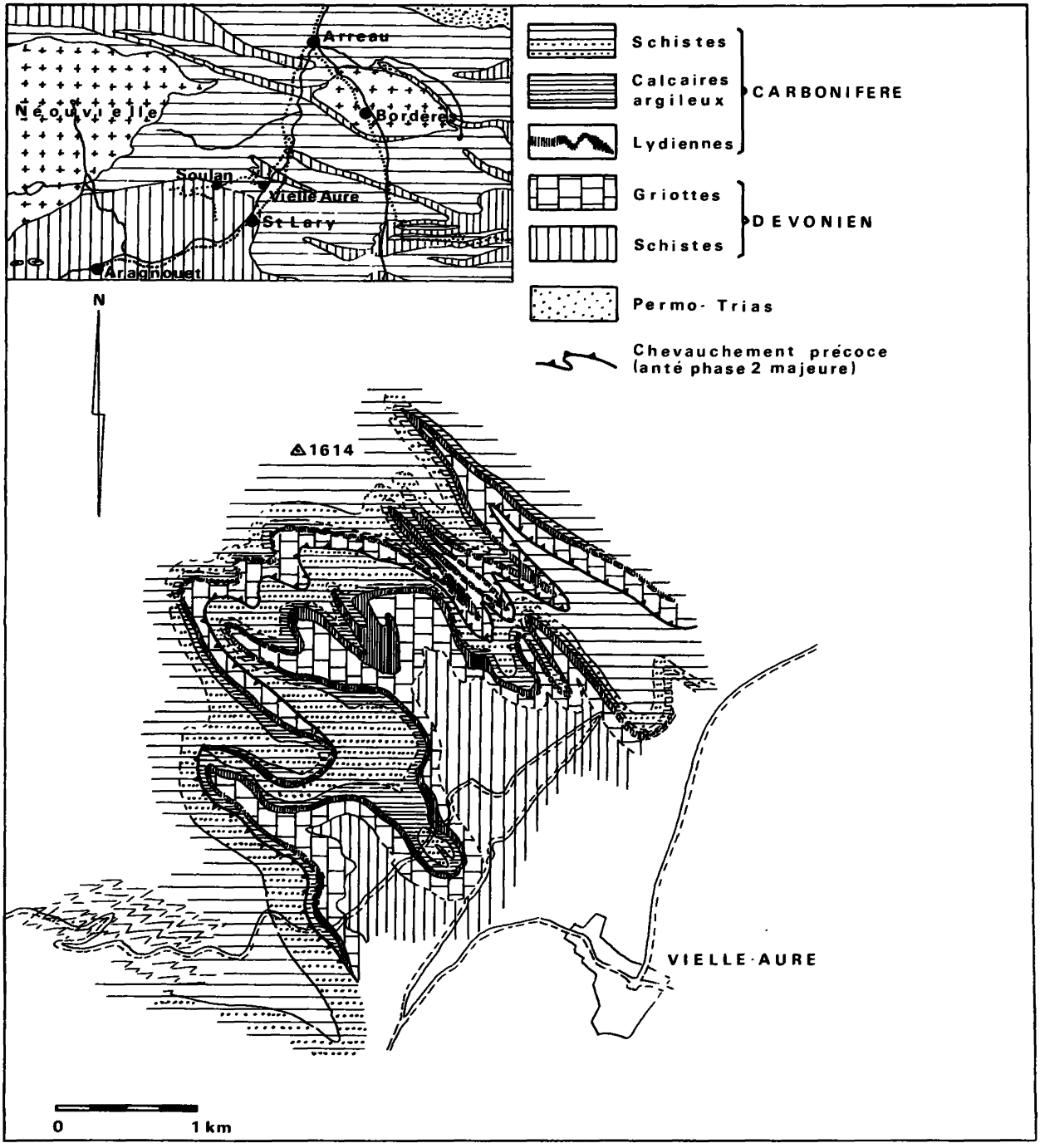


Fig. 5. – Redoublement de séries (phase 1) dans le Dévono-Carbonifère de la haute vallée d'Aure. La surface de contact anormal est reprise par des plis N 140°E de la 2e phase hercynienne ainsi que par des kinks tardifs.

L'orientation des plis précoces varie entre N 20 E et N 50 E après soustraction des déformations ultérieures hercyniennes et alpines.

Les plis précoces ont été généralement mis en évidence par construction géométrique car ils n'apparaissent pas directement dans le paysage, à cause des déformations liées à la phase majeure suivante (fig. 6). Cette construction s'appuie d'une part, sur

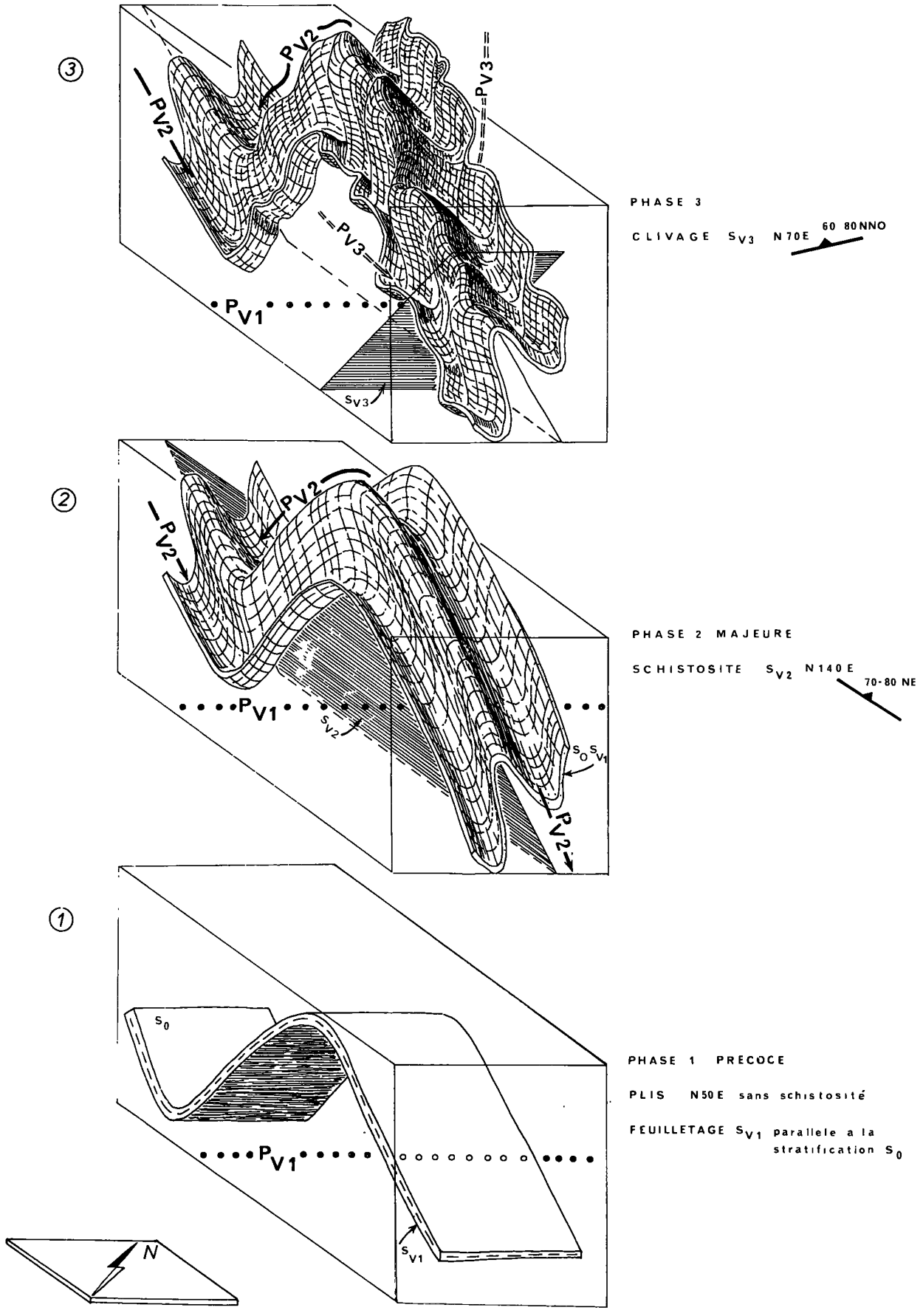


Fig. 6. – Les trois phases majeures de déformation hercynienne et les structures superposées dans le Dévono Carbonifère de la haute vallée du gave de Brousset (partie occidentale de la zone axiale).

la cartographie détaillée (figure de superposition de plis du type 1 de RAMSAY, 1967), et d'autre part, sur l'analyse stéréographique de la distribution des linéations d'intersection LV 2 entre la stratification So et la schistosité SV 2 : la présence de structures précoces est en effet attestée par la dispersion, généralement observée, des linéations LV 2 dans le plan de schistosité SV 2. Les variations fréquentes du plongement axial des plis de la phase majeure et des linéations LV 2, dans le Paléozoïque de la chaîne des Pyrénées, indiquent que les plis précoces existent probablement partout.

Le style de ces plis a été déterminé en tenant compte de la forme, du prolongement axial et de la symétrie des plis liés à la phase majeure. De ce fait, la géométrie des plis précoces est plus difficile à restituer quand la schistosité SV 2 de la phase majeure est déformée par d'autres clivages donnant naissance à des figures de superposition complexes. C'est donc dans les zones où la schistosité SV 2 est restée verticale et n'est pas ou peu affectée par les déformations tardi-hercyniennes et alpines que les restitutions sont les plus démonstratives.

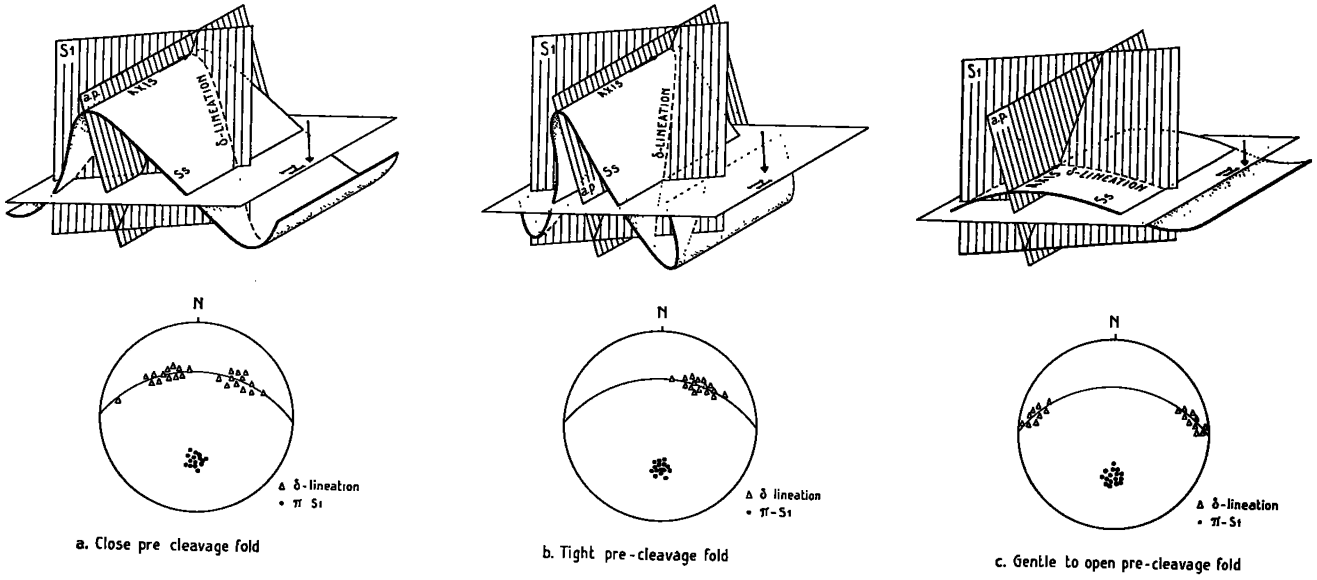


Fig. 7. – Reconstitution du style des plis hercyniens précoces dans la haute Ribagorzana. Les stéréo grammes (hémisphère inférieur) montrent la dispersion des linéations LV 2 (δ de la figure) dans le plan de schistosité SV 2 (S 1 de la figure). Tiré de P.H.W. MEY (1968).

c) Exemples

● *Haute Ribagorzana – Baliera*

Dans l'unité structurale de Baliera, définie par MEY (1967), des plis précoces de direction N 20 E à N 60 E ont été reconnus dans le Dévonien (fig. 7).

Ces plis ont une dimension de plusieurs kilomètres. Cette dimension est considérable, comparativement à celle des plis qui se sont produits ultérieurement (les plis associés au clivage SV 2 sont généralement d'ordre décamétrique à hectométrique).

La reconstitution du style des plis précoces, réalisée dans des secteurs privilégiés entre la Ribagorzana et le Baliera, montre que ces structures correspondent à des plis droits ou en genoux, légèrement déversés vers le S.E. ou encore à des ondulations à grand rayon de courbure (fig. 8).

● *Vallée d'Aure*

La cartographie des horizons du Dévonien terminal et du Carbonifère qui affleurent de part et d'autre de la vallée d'Aure, entre Arreau et Saint-Lary, a permis de mettre en évidence des plis précoces, de dimension kilométrique, de direction N.E.-S.W., légèrement déjetés vers le N.W. Ce secteur est particulièrement intéressant car ces plis ne sont pratiquement affectés que par la schistosité SV 2 qui a conservé sa position verticale dans les calcaires dévono-carbonifères.

● *Pourtalet – Somport*

Plusieurs plis précoces ont été individualisée dans le Dévono-Carbonifère du secteur Pourtalet-Somport. Ces plis ont une direction varient entre N 30 et N 50 E. Ils sont de dimension kilométrique et déjetés vers le N.W. Leurs flancs sont affectés de plis de deuxième ordre, de dimension décamétrique. Ces plis apparaissent plus particulièrement dans la haute vallée du gave de Brousset et au Pasino (Sud de Sallent de Gallego). Les figures cartographiques complexes de ces secteurs ne sont interprétables qu'en tenant compte de l'existence de plis précoces. Là, comme ailleurs, on observe une variation brusque du prolongement des linéations LV 2 et des axes de plis PV 2, suivant que l'on se trouve sur les flancs longs, peu inclinés, ou les flancs courts redressés, des structures précoces (fig. 6).

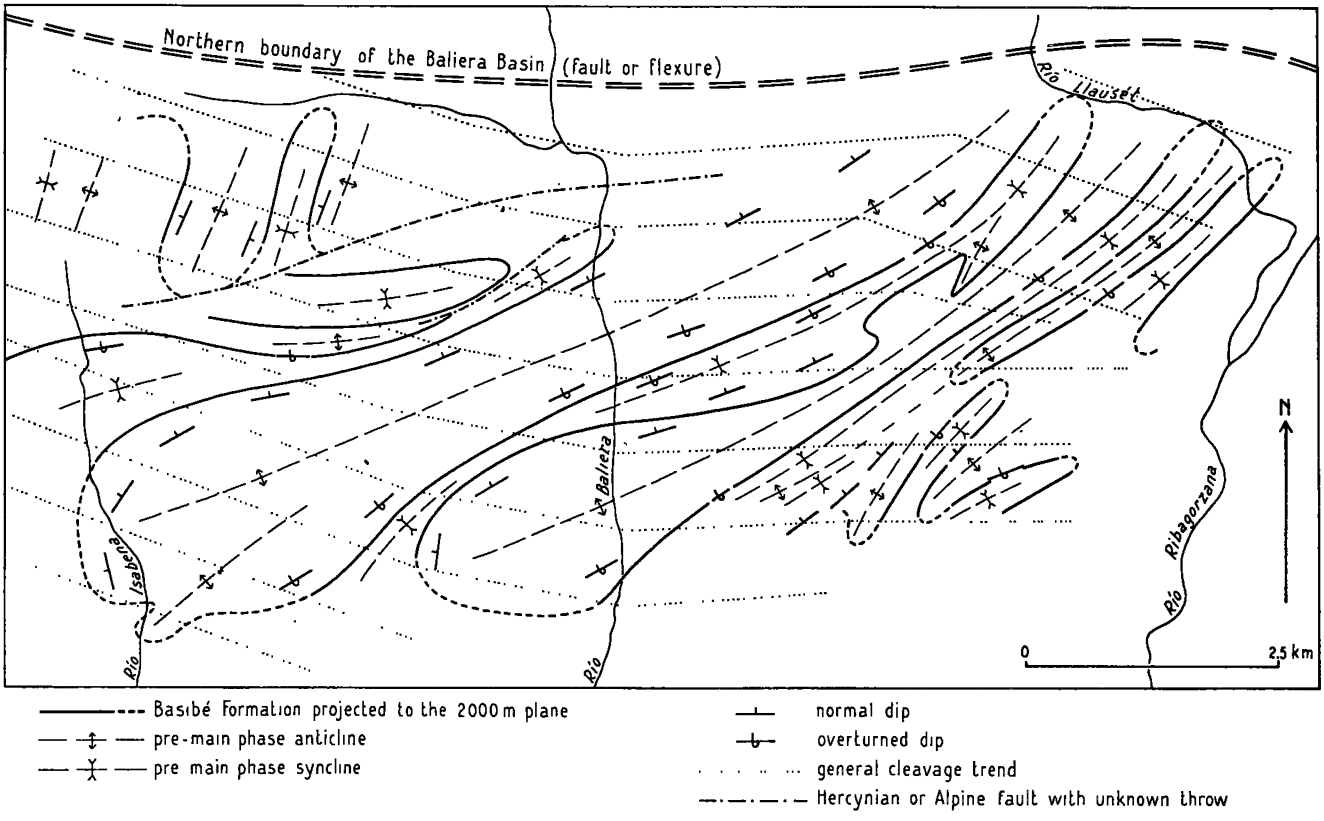


Fig. 8. – Reconstitution de la direction et de l'amplitude des plis hercyniens précoces dans la haute Ribagorzana. Projection sur un plan horizontal d'un niveau repère du Dévonien. Tiré de P.H.W. MEY (1968).

PHASE 2 MAJEURE SYNSCHISTEUSE : SCHISTOSITE SV 2 ET PLIS PV 2

a) **Caractères généraux**

● *Géométrie*

La phase majeure est caractérisée par l'apparition d'une schistosité SV 2, répartie régionalement et qui recoupe les structures précoces. Cette schistosité, qui présente le plus souvent les caractères d'une schistosité de flux, est parallèle au plan axial de plis PV 2, semblables, isoclinaux, d'amplitude décamétrique à hectométrique (pli de deuxième ordre), qui forment les flancs de mégastructures anticlinoriales et synclinoriales (plis de premier ordre).

L'orientation et l'inclinaison de la schistosité SV 2 sont par ailleurs variables en raison des déformations ultérieures, tant tardi-hercyniennes qu'alpines. En soustrayant les effets dûs à ces déformations, on aboutit aux résultats suivants :

– l'orientation initiale de SV 2 est comprise entre N 100 et N 140 E, sans qu'il soit possible de définir si cette variation d'orientation est pri-

maire, ou bien due aux erreurs de construction géométrique.

– initialement, cette schistosité devait être subverticale. Elle n'a conservé cette disposition que dans la partie septentrionale de la zone axiale (bande longitudinale d'Arrens-Pierrefitte, Pic du Midi de Bigorre, et plus au Sud, bande du Pic du Midi d'Ossau, Sia, Néouvielle, Saint-Lary, Luchon, Lez).

● *Superposition des première et deuxième phases*

La superposition des plis synschisteux sur les plis précoces conduit à des structures en général très complexes et *non cylindriques,* de type dômes et bassins (RAMSAY, 1967; TURNER and WEISS, 1963). Quelques exemples de structures superposées ont été analysés en détail par BOSCHMA (1963) et MEY (1967-1968), dans la partie centrale de la zone axiale, et par l'un de nous (J.-M.) en haute vallée d'Ossau (figure 6).

● *Mise en place de massifs granitiques*

La première étape de la mise en place de certains massifs granitiques pyrénéens (Cauterets occidental par exemple) se situe au cours de cette phase majeure comme l'atteste le fluage de niveaux calcaires dévoniens, parallèlement à la schistosité SV 2, notamment dans la vallée de l'Aguas Limpias ou au Pic d'Enfer (CLIN et BESANCON, 1965).

b) **Exemples**

● *Vallée d'Aure*

En haute vallée d'Aure (route de Soulan), les plis synschiteux (de deuxième ordre) qui affectent les séries Dévonien supérieur et Carbonifère, sont isoclinaux, d'amplitude hectométrique, avec schistosité SV 2 de plan axial, très marquée. Dans les zones les moins affectées par les déformations ultérieures hercyniennes et alpines, cette schistosité a une direction N 130 à N 150° E; elle est subverticale.

● *Pourtalet - Somport - Vignemale*

Dans cette région, les plis synschisteux affectent une série allant de l'Eodévonien au Carbonifère. Le style et l'amplitude de ces plis varient du Nord au Sud.

Au Nord, le style des plis est identique à celui de la haute vallée d'Aure : entre la dent de Soques et le col du Pourtalet, les plis de deuxième ordre sont serrés, presque isoclinaux, d'amplitude hectométrique. La schistosité SV 2, de direction N 135 E, est inclinée en moyenne de 60 à 70° vers le Nord-Est (figure 6-2). Ce style de plis se retrouve plus à l'Est dans le massif du Vignemale où les calcaires éodévoniens sont plissés isoclinalement (MOREAU, 1975). Les plis de direction est-ouest ont un plan axial subvertical.

En allant vers le Sud, par contre, le style des plis change. En haut Gallego, les plis se desserrent, se couchent, deviennent dissymétriques et leur amplitude augmente considérablement puisque la flèche des plis « couchés » (de deuxième ordre) de Peyreget (Dévono-Carbonifère) et du Pasino (Eodévonien) est d'ordre kilométrique (MULLER, 1973; VALERO, 1974). Le changement d'inclinaison de la schistosité SV 2 et du plan axial des plis du Nord au Sud se produit de part et d'autre d'un chevauchement important tardihercynien (chevauchement de Peyreget-Peyrelue-Arafita, voir page 164).

La différence de style des plis et les variations d'inclinaison de la schistosité s'expliquent, comme nous le verrons plus loin, par un basculement en deux temps, tardi hercynien et alpin, des structures vers le Sud. La géométrie des plis hercyniens ne peut être vraiment comprise qu'en tenant compte de ce phénomène de basculement. En redressant la schistosité à la verticale, c'est-à-dire en soustrayant les effets dûs au basculement, on constate que les plis synschisteux « pseudocouchés », observés là où la schistosité est peu inclinée, n'appartiennent pas à des structures en nappes mises en place lors de la phase majeure, comme cela avait été interprété primitivement : elles correspondent à des mégastructures anticlinoriales et synclinoriales à plan axial originellement subvertical et qui se superposent à des structures précoces. Cette superposition permet en outre d'expliquer les grandes variations de direction des axes de plis, telles qu'on les observe généralement dans les zones basculées (annexe 6). C'est ainsi, par exemple, que les plis couchés N 70 E passent à N.S., puis N 140 E dans la région du Pico de los tres Hombres. En remettant à la verticale le plan axial de cette structure couchée, les plis N 70 E deviennent subverticaux et se placent sur le flanc subvertical et court d'un pli précoce N 50 E, légèrement déversé vers le N.W., tandis que les plis N 140 E conservent leur direction et se placent sur le flanc long et peu incliné de cette même structure précoce.

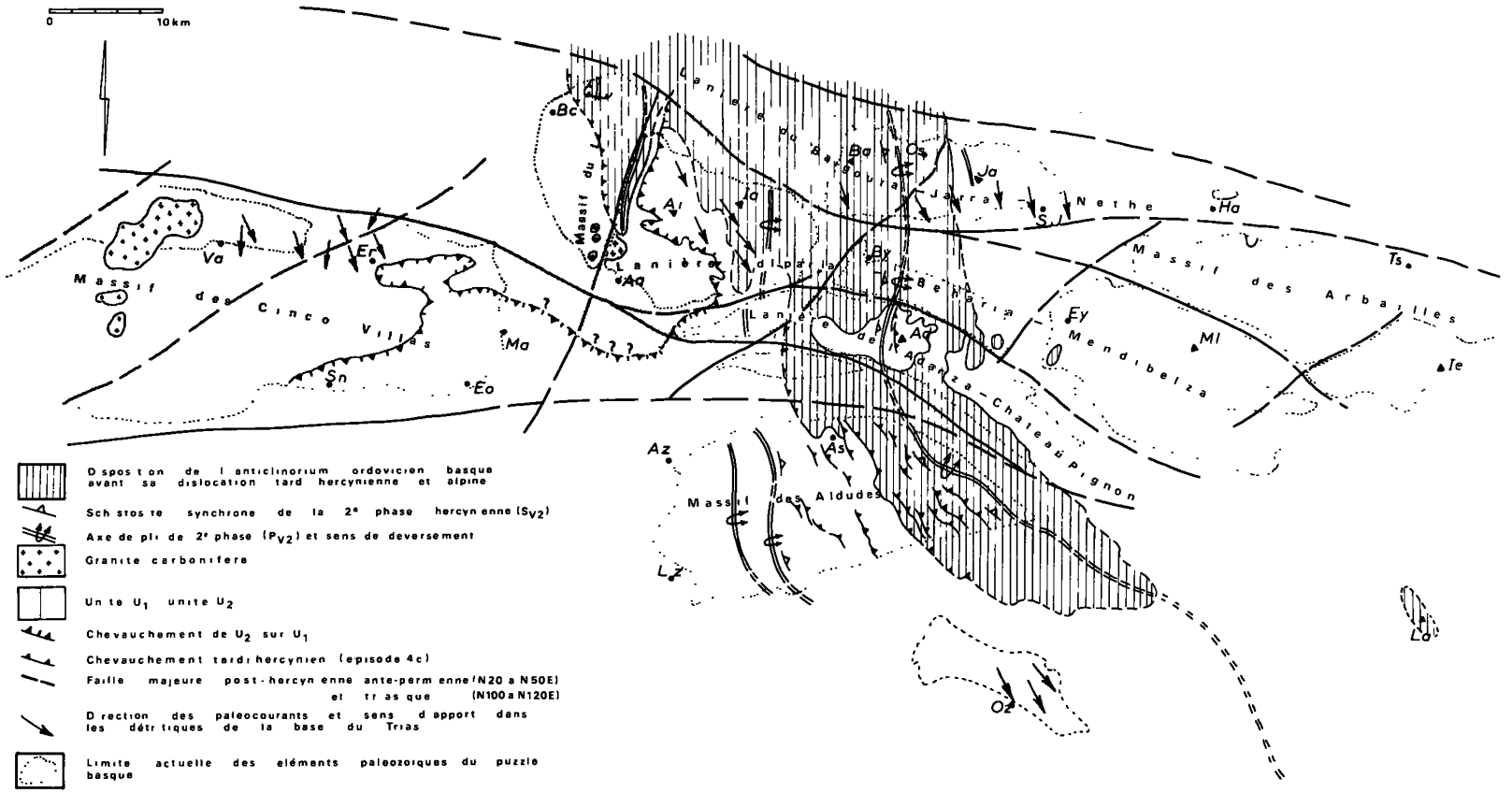


Fig. 9. – Reconstitution du dispositif structural du Pays basque : étape fini-hercynienne, antérieure au jeu des failles majeures post-hercyniennes.

Repères géographiques : Ad : Adarza ; Aa : Ainhoa ; Ai : Artzamendi ; Ae : Arette ; As : Aldudes ; Az : Almendoz ; By : Baïgorry ; Bc : Bonloc ; Ba : Baïgoura ; Eo : Elizondo ; Er : Etchalar ; Ey : Esterencuby ; Ha : Hosta ; Ia : Iparla ; Ie : Igounce ; Ja : Jara ; La : Lacoura ; Lz : Lanz ; Ma : Maya ; Ml : Mendibel ; Os : Ossès ; Oz : Oroz ; Sn : Santesteban ; SJ : Saint-Jean-Pied-de-Port ; Ts : Tardets ; Va : Vera.

● *Pays basque*

En Pays basque, les déformations, en anticlinorium et synclinorium, attribuables à la phase majeure, intéressent une série allant de l'Ordovicien au Carbonifère. Comme les déformations précoces se réduisent ici (massif de Mendibelza mis à part) à des ondulations, les grandes structures ressortent clairement dans la cartographie et peuvent se suivre sur de grandes distances : ainsi en est-il de l'anticlinorium ordovicien qui s'allonge sur 50 km, entre le Valcarlos et le Baïgoura (figure 9).

Les flancs de ces structures majeures sont formés de plis d'amplitude décamétrique à hectométrique. Un clivage SV 2 de direction initiale sensiblement N 135 E, est parallèle au plan axial des plis. Il s'agit ici d'un clivage de crénulation (pouvant passer localement à une schistosité de flux) qui déforme le feuilletage parallèle à la stratification. L'inclinaison actuelle de ce clivage varie, dans les secteurs analysés, entre 45° vers le Nord-Est (Aldudes-Baïgoura) et 20° vers le Nord-Est (Cinco-Villas). D'après la reconstitution du segment hercynien basque, les secteurs, où le clivage SV 2 pourrait avoir conservé sa position verticale, seraient situés plus à l'Est, c'est-à dire dans les massifs de Mendibelza et d'Igounce (ces deux massifs n'ont pas été étudiés en détail).

PHASE 3 : PLIS PV 3 N 70 E ET CLIVAGE SV 3, PLIS N.S.

a) **Plis N 70 E et clivage SV 3**

Dans la haute vallée de Brousset, ainsi que dans l'Aguas Limpias et le haut Gallego, un clivage de crénulation très marqué SV 3, orienté N 70 E et incliné en moyenne de 60 à 80° vers le N.N.W., déforme la schistosité SV 2. Ce clivage est accompagné de plis PV 3, d'amplitude décamétrique, généralement déversés vers le S.S.E. (figure 6-3).

Dans la vallée du rio Aragon, aux abords de Canfranc, SV 3 est moins apparent : les structures de la phase majeure sont cependant tordues autour de plis N 60 E, également déversés vers le Sud-Est.

Ce type de déformation pourrait s'apparenter à celui de la troisième phase de « plissement croisé » de ZWART (1963), dont les plans axiaux ont des directions N.W.-S.E. et N.E.-S.W. Si une telle hypothèse s'avérait exacte, les plis PV 3 N 70 E de la région d'Ossau-Somport seraient conjugués avec les plis N 135 E de la région Aston Hospitalet. Cette corrélation est en réalité très hypothétique puisqu'on n'a pas les différents jalons entre ces deux zones.

Les plis PV 3 et le clivage SV 3 associé sont fossilisés par la discordance post-hercynienne. Le clivage SV 3 semble cependant avoir rejoué après le dépôt du Stéphanien car il traverse localement les formations volcaniques de base (pic du Midi d'Ossau et Campo de Troya annexe 6) et affecte de nombreux filons andésitiques attribuables au volcanisme stéphano permien.

Superposition des plis PV 3 et PV 2

A ce stad de l'évolution de la chaîne, les structures deviennent déjà très compliquées puisqu'il y a dans bien des secteurs, superposition de trois déformations.

Dans la haute vallée de Brousset par exemple, la superposition des déformations PV 2 et PV 3 peut être analysée géométriquement : dans ce secteur, la schistosité SV 2 est subverticale et son intersection avec le clivage SV 3, également subvertical, donne toujours des axes très redressés. Il n'en est pas de même de l'intersection entre la stratification So et le clivage SV 3 qui, par suite de l'existence des plis PV 2 de la phase majeure, est dispersée dans le plan SV 3.

b) **Plis N.S. sans clivage**

La géométrie des plis liés à cet épisode de déformation est mal connue et les corrélations sont difficiles à établir d'un secteur à l'autre. Au Sud du Pourtalet (figure 10), au Vignemale et en haute

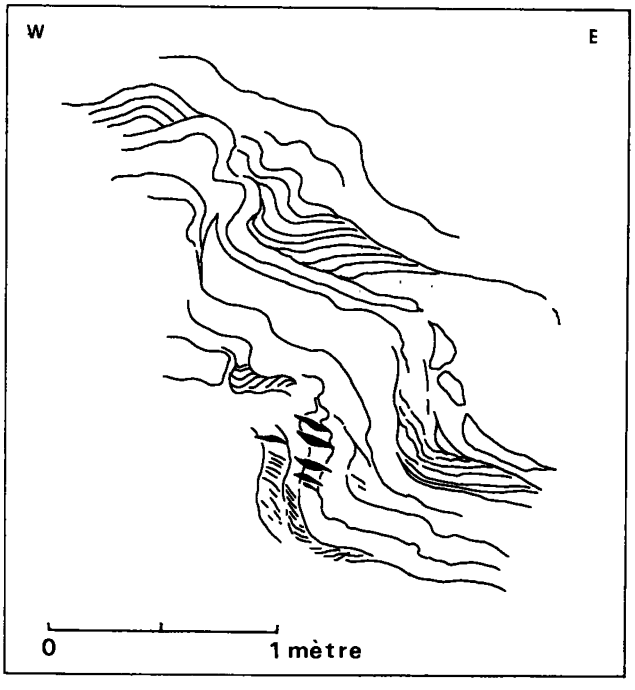
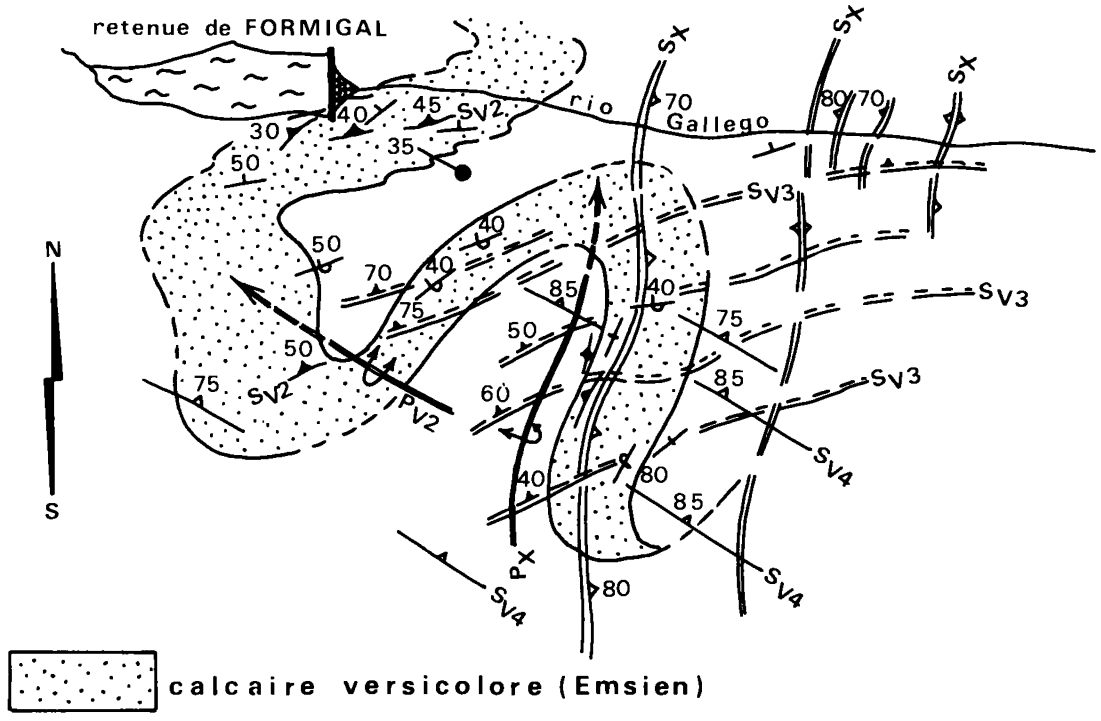


Fig. 10. – Style des plis N.S. hercyniens déformant la schistosité SV 2 dans les calcaires éodévoniens au dessus du tunnel d'Escarilla dans la vallée du Rio Gallego (flanc inverse du pli PV 2 basculé du Pasino).



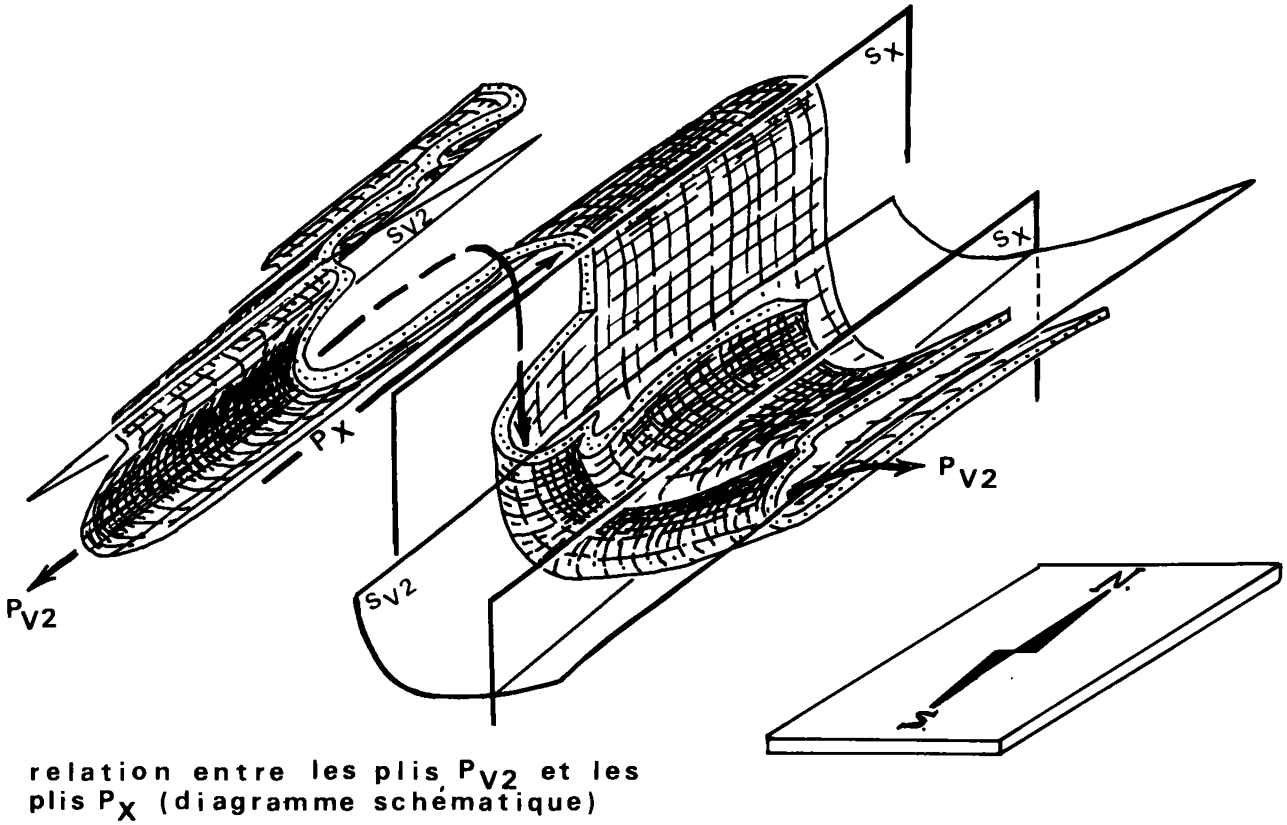


Fig. 11. – Plis N.S. avec clivage Sx vertical (hercynien ou alpin) déformant la schistosité SV 2 dans les calcaires emsiens au Sud de Formigal, vallée du Rio Gallego.

Ribagorzana (sud de Villaler), on observe des plis N.S. décamétriques, droits ou rejetés vers l'Ouest.

Bien que la chronologie entre les plis N.S. et les plis N 70 E n'ait pu être établie nulle part, ces deux déformations semblent métachrones parce que les entraînements de ces deux systèmes de plis se font dans le même sens (entraînement en Z), ce qui exclut la possibilité de plis conjugués.

c) **Plis N.S. avec clivage Sx**

En haute vallée du Gallego (au Nord de la Punta del Pasino et dans la vallée de l'Aguas Limpias), un clivage de crénulation Sx vertical, lié à des plis N.S. en genou vers l'Est, déforme SV 2 (figure 11).

Dans la région d'Ossau-Somport, ce clivage n'affecte nulle part les séries post-hercyniennes, mais il faut souligner que, dans les secteurs où il apparaît, le revêtement stéphanotriasique fait défaut. Dans cette région, il est par suite impossible de préciser l'âge du clivage Sx. Il pourrait être alpin si on le rapproche du clivage de crénulation N.S. qui apparaît plus à l'Est, dans d'étroites bandes, entre le rio Ara et le rio Cinca (Crétacé supérieur - Eocène) et à l'Est de Bono, sur la rive gauche de la haute Ribagorzana (Trias).

PHASE 4 : FAILLES LONGITUDINALES - BASCULEMENT DE SV 2 - CHEVAUCHEMENTS FINI-HERCYNIENS - CLIVAGE SV 4

a) **Episode 4a : les failles longitudinales**

De très longues failles longitudinales apparaissent dès le début de cette phase 4. Certaines d'entre elles, telle la faille de Peyreget-Peyrelue (annexe 6), qui se prolonge vers l'Est jusque dans la région du Vignemale, a pu être suivie sur plus de 30 km. Ces failles présent les caractères suivants :

– elles coïncident approximativement avec les limites longitudinales des faciès lithologiques définis p. 153 ; elles sont, par conséquent, certainement liées au rejeu des anciennes failles vivantes qui limitaient au Paléozoïque supérieur des aires de sédimentation différentes ;

– elles sont subparallèles à la schistosité SV 2 mais à l'échelle de la carte, elles recoupent les flancs des plis de deuxième phase, notamment dans les zones de torsion dues à la phase 3. Ces failles recoupent le bâti paléozoïque en amygdales longues et effilées. Elles peuvent être rapprochés des « Schieferungs parallele Abschiebungsflächen » de HOEPPENER, 1955 (faille parallèle à la schistosité) ;

– certaines d'entre elles semblent avoir d'abord fonctionné en décrochement dextre : en effet, des plis d'entraînement, à axes redressés, jalonnent par endroit ces accidents (plis d'entraînement dans le Carbonifère au Nord du Moustardé, en haute vallée de Brousset, et dans le Dévonien moyen du Pic Ministirio, dans la vallée de l'Aguas Limpias) ;

– elles ont ensuite fonctionné en faille normale puis en chevauchement, lors des mouvements de basculement tardi-hercynien. Si la plupart de ces failles sont cicatrisées par les dépôts du Stéphano-Trias (faille d'Erta cicatrisée par le Stéphanien d'Erill Castell - annexe 3 - faille de Peyreget Peyrelue cicatrisée par le Stéphanien au Sud de Bious Artigues), certaines d'entre elles seront réutilisées localement lors des mouvement alpins, plus particulièrement dans la zone axiale.

b) **Episode 4b : Basculement de SV 2**

● *Basculement dans la zone axiale*

Dans la partie occidentale de la zone axiale, au Sud de la faille nord-pyrénéenne, la schistosité SV 2 passe, rappelons le, d'une position verticale au Nord, à une position horizontale et même ren versée au Sud. Cette disposition, en demi-éventail, est le résultat de déformations tardi-hercyniennes et alpines (figure 12). Pour connaître l'allure que présentait cette schistosité à la fin de l'Hercynien, il faut donc soustraire d'abord les déformations alpines pour examiner ensuite les effets proprement hercyniens.

– *soustraction des déformations alpines*

Dans la partie occidentale de la zone axiale, les effets alpins se résument pour l'essentiel, à la formation d'un clivage SA 2, suivi d'un basculement et de déplacements tangentiels vers le Sud (voir p. 181).

Le clivage alpin SA 2 devait avoir primitivement une direction N 110 E et un pendage voisin de la verticale. Si ce pendage est conservé dans le secteur le plus occidental (vallée du rio Belagua), par contre, en allant vers l'Est (région du haut Gallego), il se couche progressivement jusqu'à présenter une inclinaison de 50° Nord (annexe 7). Il a donc subi une torsion en hélice, liée à un « basculement » de l'ordre de 40° vers le Sud. Ce basculement de cette schistosité, dans la même région, d'Ouest en

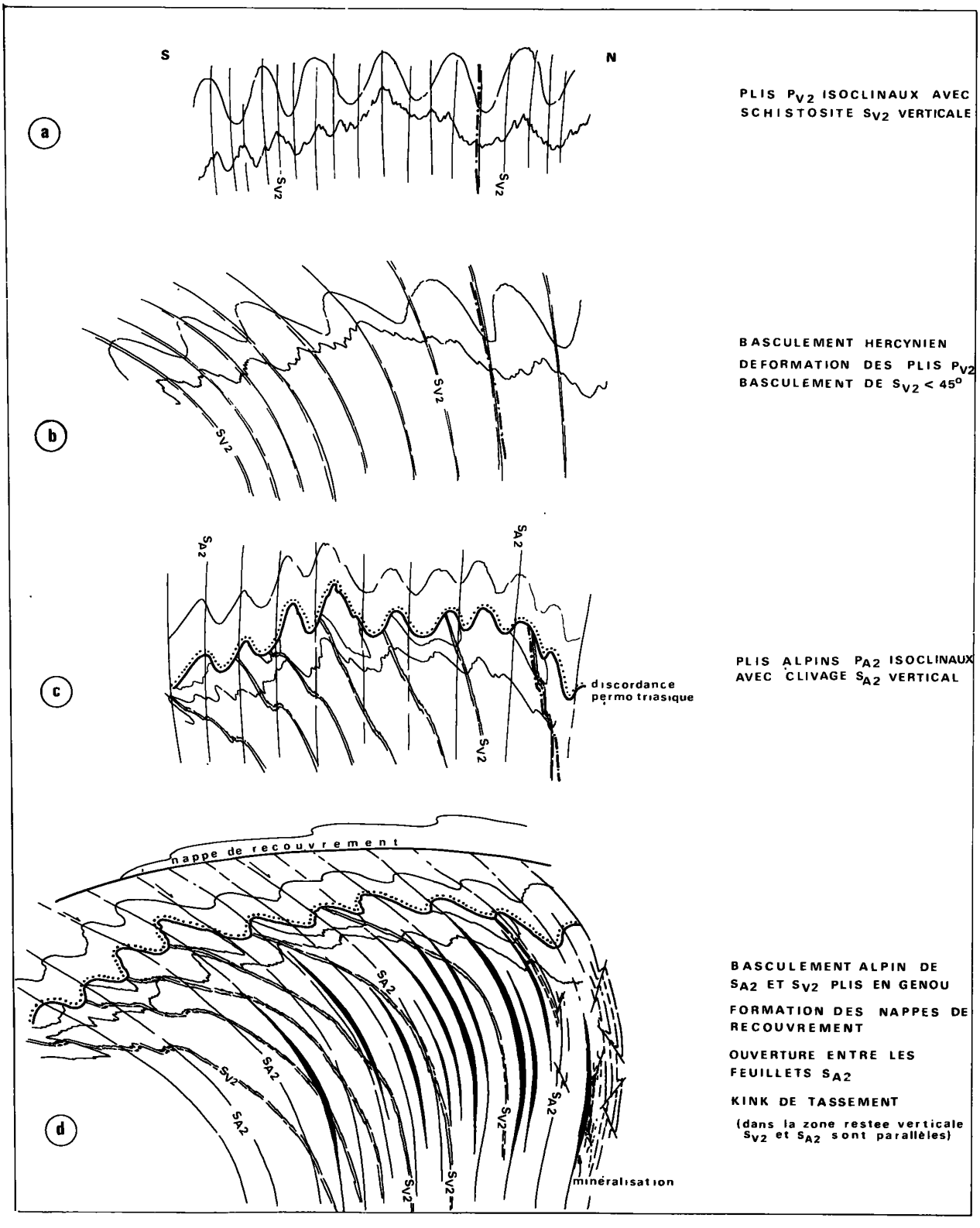


Fig. 12. – La structure en éventail dans les Pyrénées, résultat des déformations fini-hercyniennes et alpines.

Est, on constate des variations d'inclinaison qui sont du même ordre que celles relevées pour le clivage alpin. Elle passe ainsi d'un pendage de 45° N, à l'Ouest, à un pendage subhorizontal dans la partie Est. En redressant à la verticale, autour d'un axe N 110 E, le clivage SA 2 basculé, la schistosité SV 2, actuellement horizontale, prend à son tour un pendage initial voisin de 45° Nord : *c'est le pendage maximum possible de la schistosité hercynienne avant la déformation alpine.*

– *Formation de l'éventail hercynien de SV 2*

A la fin de l'Hercynien, l'éventail de SV 2, dans la zone axiale, présentait donc une ouverture de 45° à partir de la verticale et se déployait vers le Sud (figure 12). Quelques observations permettent de penser que cet éventail est tardi-hercynien. Dans les plis déjetés de la région du haut Gallego, les figures d'étirement dans les flancs des plis (rupture et allongement selon des failles longitudinales et parfois écaillages) ne s'accordent qu'avec un basculement général des structures vers le Sud. En remettant SV 2 à la verticale, ces figures sont éliminées et les plis deviennent plus ou moins isoclinaux : c'est le style caractéristique des plis de la phase majeure dans les secteurs où SV 2 est restée verticale.

La formation de cet éventail hercynien est en partie due à des phénomènes de gravité par déséquilibre des structures, de part et d'autre de l'axe de la chaîne qui continuait à se soulever principalement dans sa partie médiane. Les déplacements, lors du basculement, se sont faits aussi de feuillets à feuillets, comme le prouve l'existence de stries de glissement, de direction N 20 E, relevées en de très nombreux endroits, sur les plans de schistosités SV 2 (cette striation est bien liée à cet épisode car les plans striés sont recoupés par le clivage de crénulation SV 4 fini-hercynien comme nous le verrons plus loin).

Ce problème de l'éventail de la schistosité SV 2, dans la partie méridionale des Pyrénées, a été déjà discuté par différents auteurs. Pour ZANDVLIET, 1960 et BOSCHMA 1963, la schistosité serait née verticale et les variations d'inclinaison, du Nord au Sud, seraient liées à une voussure (« arching ») tardi-hercynienne du centre de l'orogénèse. MEY (1967) propose une interprétation sensiblement différente à partir d'observations réalisées au Sud de la Maladetta. Selon cet auteur, la schistosité SV 2 ne serait pas née verticale, tout au moins dans le secteur analysé, mais avec une inclinaison, au Nord, voisine de 45°. Son hypothèse s'appuie notamment sur le fait qu'il n'a pas observé de mouvements de glissement sur les plans SV 2 et qu'il n'existerait pas dans ce secteur de failles pouvant limiter des blocs basculés.

● *Basculement de SV 2 en Pays basque*

En Pays basque, l'éventail de SV 2 est probablement aussi lié à un basculement. Ici, l'inclinaison de la schistosité varie entre 45° dans les massifs d'Iparla-Adarza-Aldudes et 20° dans le massif des Cinco Villas (figure 13). Cette disposition est hercynienne car fossilisée par un Trias autochtone peu déformé et sans clivage.

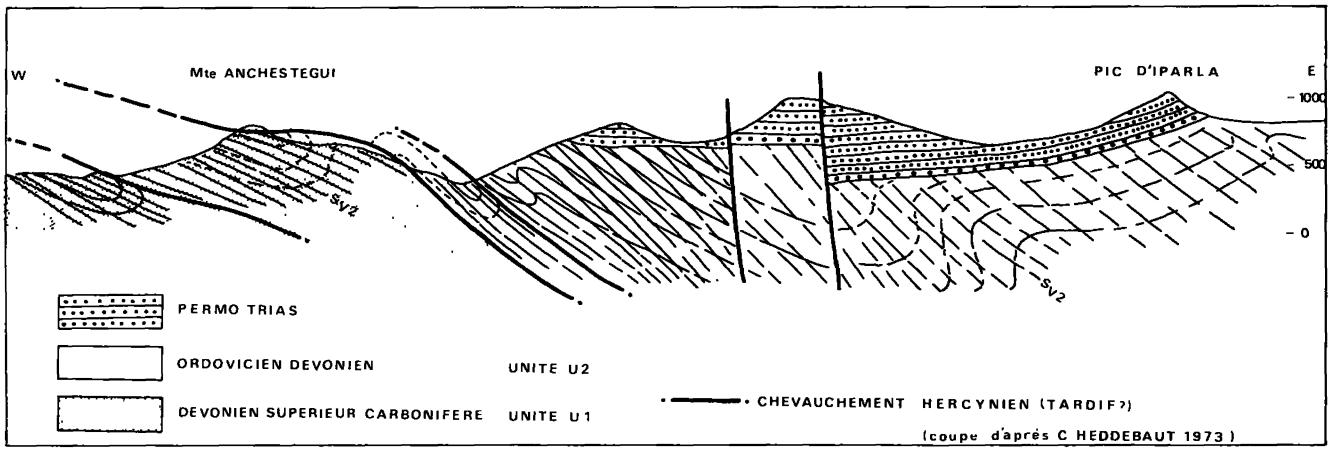


Fig. 13. – Coupe montrant l'éventail fini hercynien de SV 2 dans les massifs des Aldudes et des Cinco Villas (Pays basque).

Dans cette région, il est plus difficile de nuancer les différentes étapes du basculement car les chevauchements fini-hercyniens y ont joué un rôle sans doute plus important que dans le reste de la chaîne.

c) **Episode 4c : Chevauchements fini-hercyniens**

Du fait du serrage continu de la zone des racines, la diminution de largeur de la chaîne était compensée par un soulèvement et une éjection des amygdales effilées déjà basculées.

Les mouvements de chevauchement fini-hercyniens sont manifestes dans toute la partie méridionale de la zone axiale des Pyrénées. La flèche de ces chevauchements est d'ordre hectométrique à kilométrique (écaille d'Erta - annexe 3).

En Pays basque, les très nombreux chevau chements mis en évidence par HEDDEBAUT (1973), dans les massifs des Aldudes et de l'Adarça, correspondent, comme dans la zone axiale, à d'anciennes failles subparallèles à SV 2 (annexe 2). Comme la schistosité SV 2, ces chevauchements sont disposés actuellement en éventail (de 45° dans le massif des Aldudes, à subhorizontaux dans les Cinco Villas). Ils ont ici également joué le rôle de plan de glissement lors de l'éjection des amygdales. Le massif gneissique anté-Cambrien et Cambrien du Labourd représente une de ces amygdales.

Les récents levers, réalisés par HEDDEBAUT - MULLER et REQUADT, dans les massifs basques, ont conduit ces auteurs à envisager l'existence de grands chevauchements au sein des séries paléozoïques. Un de ces chevauchements a permis la superposition de deux unités paléogéographiques différentes, appelées par HEDDEBAUT (1973), unité U 1 (série réduite avec lacune d'une partie du Dévonien) et unité U 2 (série complète dévonocarbonifère). Le plan de chevauchement est subhorizontal. Après soustraction des déformations alpines (arc basque, voir p. 179), et en tenant compte de la position des klippes appartenant à l'unité U 2, la valeur du déplacement hercynien peut être estimée à 40 km. Des considérations, d'ordre paléogéographique, permettent d'envisager un déplacement des unités du N.E. vers le S.W.

La surface de chevauchement est fossilisée par les dépôts du Permo-Trias (Sumbilla et Nord de Maya dans le massif des Cinco Villas), ce qui permet d'assurer qu'il est hercynien. Mais sa position exacte dans la chronologie varisque n'est pas connue actuellement avec certitude. Plusieurs possibilités se présentent : hercynien précoce, hercynien tardif ou hercynien précoce repris. Une étude complémentaire détaillée est indispensable pour résoudre ce problème dont les implications nous paraissent très importantes. En effet, s'il était prouvé que ce chevauchement soit hercynien tardif, la présence de telles structures, en Pays basque, permettrait de placer cette région en zone externe, par rapport au segment des Pyrénées, à la fin de l'Hercynien.

d) **Episode 4d : le clivage SV 4**

Le clivage SV 4, qui apparaît en de nombreux endroits de la zone axiale, est un clivage de crénulation. Au Sud de la faille nord-pyrénéenne, sa direction varie actuellement entre N 90 E et N 130 E. A ce clivage, sont associés des plis PV 4 millimétriques à décamétriques. Ce clivage est très marqué dans certaines zones dont la largeur est très variable (figure 14). Il peut disparaître très rapidement ou être remplacé par des plis dont le plan axial a la même direction que le clivage. En Pays basque, les plis à plan axial vertical qui déforment les flancs des structures de la phase majeure dans les massifs du Baïgoura et du Valcarlos, sont attribués à cet épisode. Dans les zones où la schistosité SV 2 a conservé sa position verticale, le clivage SV 4 peut être confondu avec elle (partie Est de la zone axiale).

Ce clivage SV 4 doit correspondre au clivage S2 de MEY (1968) et S4 de ZWART (1963).

Le clivage SV4 est hercynien car il est fossilisé par le Permo-Trias à Huberletta, au Nord-Ouest de Saint-Etienne-de-Baigorry (Pays basque), et à l'Est de la Ribagorzana (MEY, 1968, p. 259). En Ossau, il n'affecte nulle part les séries stéphano-triasiques.

Il est tardi-hercynien car il recoupe la schistosité SV 2 et le clivage SV 3 ainsi que les plans calciteux striés liés à l'épisode de basculement 4b à Escarilla, dans le haut Gallego (annexe 6). Il recoupe également les surfaces de chevauchement de l'épisode 4c à l'Est de la Ribagorzana (MEY, 1968).

Mise en place de massifs granitiques

La mise en place du granite de la Maladetta est un événement très tardif de l'évolution hercynienne des Pyrénées. Ce granite est en effet postérieur à l'épisode de basculement de la schistosité SV 2 puisque sur ses bordures Sud et Est, il recoupe cette schistosité très peu inclinée. Il est encore postérieur au clivage SV 4, puisque celui-ci se retrouve selon MEY (1968), en relique dans les

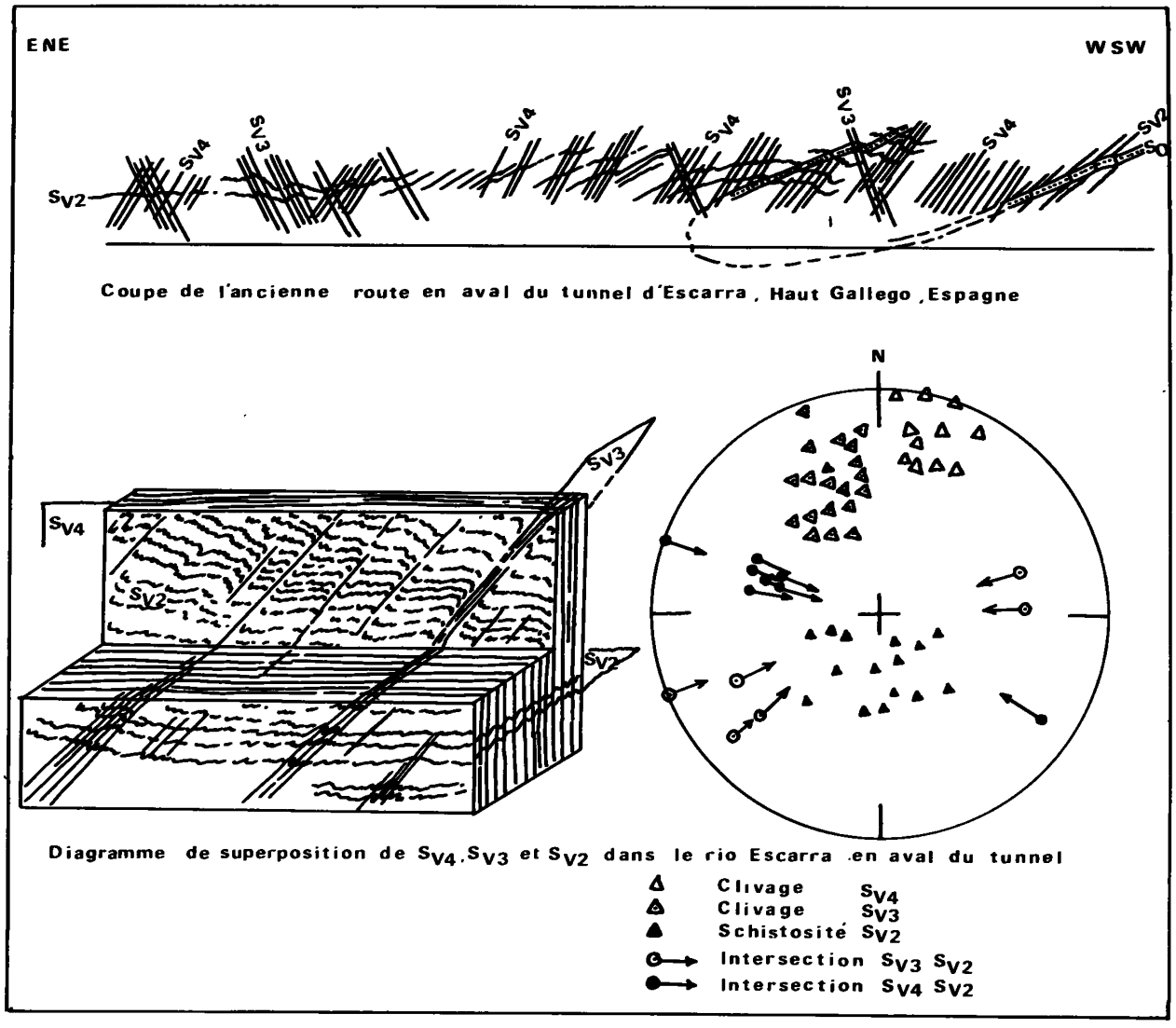


Fig. 14. - Le clivage SV 4 recoupant le clivage SV 3 et la schistosité SV 2 à Escarilla (Haute vallée du Rio Gallego).

cristaux de cordiérite liés au métamorphisme de contact le long de la bordure sud de ce granite.

C. - RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

En résumé, les traits fondamentaux relatifs au cycle hercynien sont les suivants :

- Apparition, dès le début du Paléozoïque supérieur, de failles synsédimentaires, longitudinales par rapport au segment hercynien des Pyrénées, qui déterminent des domaines à sédimentation différente. Ces failles sont en relais; certaines d'entre elles ont pu être suivies sur une cinquantaine de kilomètres. Elles pourraient correspondre à une manifestation lointaine de l'orogénèse calédonienne.

- Les premières déformations hercyniennes, qui ont débuté, après le dépôt du Westphalien moyen, se traduisent par des redoublements de série bien mis en évidence au sein du Paléozoïque supérieur mais dont l'ampleur ne peut actuellement être appréciée.

Lors de cette première étape, on voit également apparaître toujours dans le Paléozoïque supérieur, des plis très accusés qui pourraient être légèrement tardifs par rapport aux redoublements. Ces plis

ont une direction N.S. à N.E.-S.W. et sont très rarement accompagnés de clivage SV 1. Ils sont d'amplitude kilométrique. Etant donné que la répartition des plis précoces n'est pas connue partout avec suffisamment d'exactitude, il est encore im possible de préciser la cinématique liée à ces plis.

– La déformation hercynienne majeure correspond à l'apparition de la schistosité SV 2. Cette schistosité est née subverticale et sa direction est pratiquement concordante avec celles des failles synsédimentaires. Cette relation traduit sans doute le rejeu d'un accident profond. La géométrie des plis PV 2 associés à SV 2 est très complexe à cause de la superposition de SV 2 sur les structures précoces : ainsi s'expliquent les grandes variations de plongement ou de direction des axes de plis et des linéations d'intersection entre So et SV 2.

Dans le Paléozoïque inférieur, les structures sont par endroits beaucoup plus compliquées, notamment dans les culminations métamorphiques du centre et de l'Est des Pyrénées où il existe des plis couchés. Ces plis ont été considérés jusqu'à maintenant comme hercyniens (ZWART, 1963 ; TROUILLER, 1976). Ils font partie selon ZWART d'une infrastructure métamorphique. Pour d'autres auteurs (RAVIER et alt., 1975) ils pourraient appartenir au cycle calédonien.

– La troisième phase est caractérisée par l'apparition de nouveaux clivages N 70 et N 140 E dont on connaît mal les relations d'un bout à l'autre de la chaîne. Ces clivages pourraient être conjugués, c'est-à-dire traduire un retrécissement est-ouest du segment hercynien des Pyrénées. L'amplitude des plis, liée à ces clivages, est faible, si bien que les structures de la phase majeure sont peu perturbées.

– Lors de la quatrième phase, on voit apparaître une série de failles subparallèles aux grandes structures de la phase majeure. Ce parallélisme semble attester la permanence de mouvements le long de l'accident profond qui a joué au début du Paléozoïque supérieur et lors de la phase majeure. Certaines de ces failles ont incontestablement fonc-en décrochements (plis d'entraînement à axe vertical). Ces décrochements sont associés à l'ultime épisode de serrage qui va conduire à la montée du bâti hercynien et à la formation de l'éventail de SV 2 dont l'ouverture ne dépasse pas, à ce stade, 45° par rapport à la verticale (épisode de basculement 4b). La poursuite du serrage va engendrer l'éjection d'amygdales limitées par des failles (épisode de chevauchement 4c).

Le basculement des structures et des chevauchements ne sont visibles actuellement que dans la partie méridionale de la zone axiale et en Pays basque ; ces deux zones appartiendraient ainsi au domaine externe de la chaîne hercynienne. *Les plis couchés N.S. ou E.W., avec clivage de plan axial, décrits dans le Paléozoïque supérieur des Pyrénées* (DERAMOND, 1971 ; DERAMOND et alt., 1972) *et qui sont situés dans ce domaine, correspondent à notre sens à des structures basculées résultant de la superposition des plis PV1 et PV2.*

Ainsi les structures hercyniennes majeures dans les Pyrénées apparaissent-elles comme le résultat d'une déformation continue au cours de laquelle la direction des contraintes principales a peu varié. L'origine de cette déformation est à rechercher dans le jeu d'un accident profond.

La tectonique qui marque la fin du cycle hercynien ou le début du cycle alpin est peu connue : cela tient au fait que les premiers dépôts stéphaniens, préservés de l'érosion, sont peu nombreux et discontinus. Comme nous le verrons plus loin, les directions qui semblent ressortir des paléogéographies locales permiennes et triasiques, n'ont plus rien à voir avec la direction des structures hercyniennes majeures.

III. – LE CYCLE ALPIN

Nous incluons, dans ce chapitre, tous les événements qui se sont produits après les dernières manifestations du cycle hercynien. C'est ainsi que nous examinerons les grands traits de la sédimentation et de la déformation avant et après, ce que l'on a coutume d'appeler la phase alpine majeure (intra Eocène). Nous analyserons ces événements :

- au cours du Stéphano-Trias
- au cours du Jurassique - Crétacé inférieur
- au cours du Crétacé supérieur
- au cours de l'Eocène inférieur - Eocène moyen
- à partir de l'Eocène supérieur.

A. – LE DISPOSITIF SÉDIMENTAIRE AU STÉPHANO-TRIAS ET LE RÉSEAU DE FAILLES ACTIVES

– Au Stéphano-Permien, la répartition des dépôts est guidée par des directions N 20 à N 50°E qui déterminent des zones hautes et des zones basses à sédimentation active (région Ossau-Somport, Pays basque occidental, région d'Erill Castell).

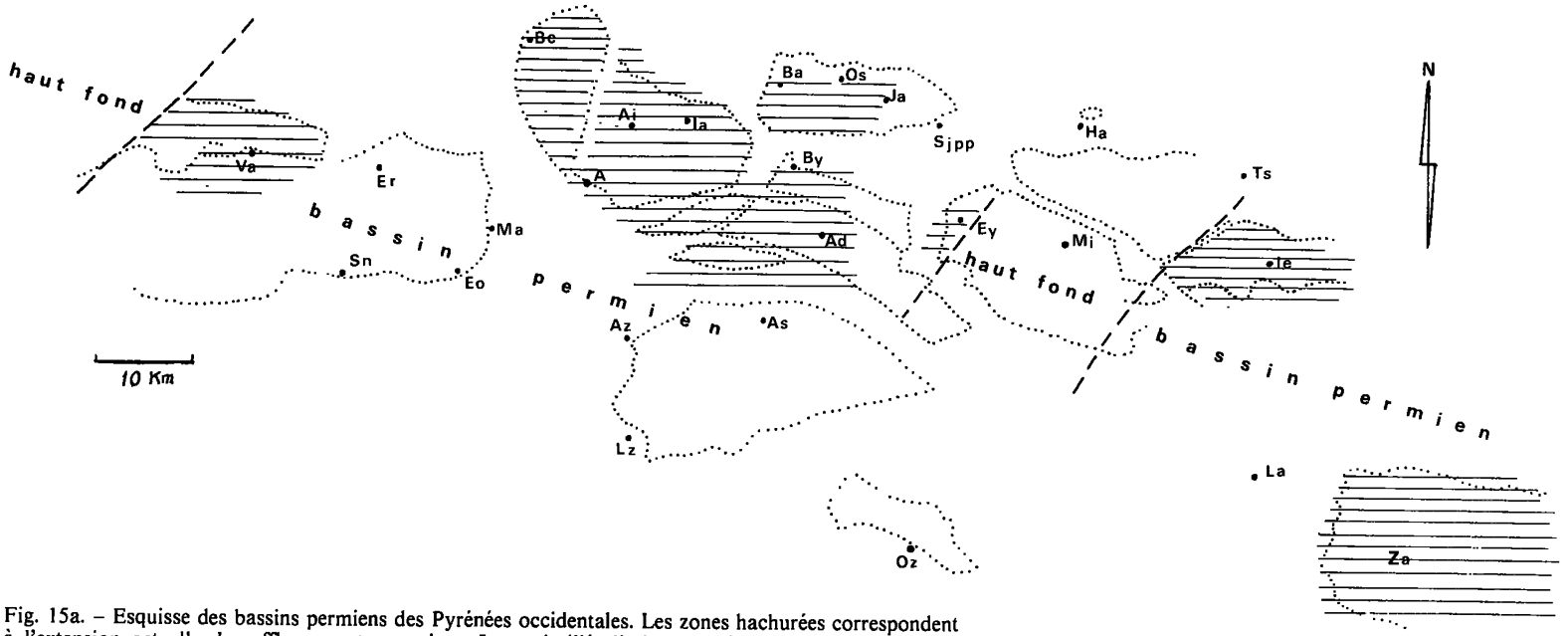


Fig. 15a. – Esquisse des bassins permiens des Pyrénées occidentales. Les zones hachurées correspondent à l'extension actuelle des affleurements permiens. Les pointillés limitent les éléments paléozoïques de l'actuel puzzle basque. Pour les repères géographiques, se reporter à la figure 9.

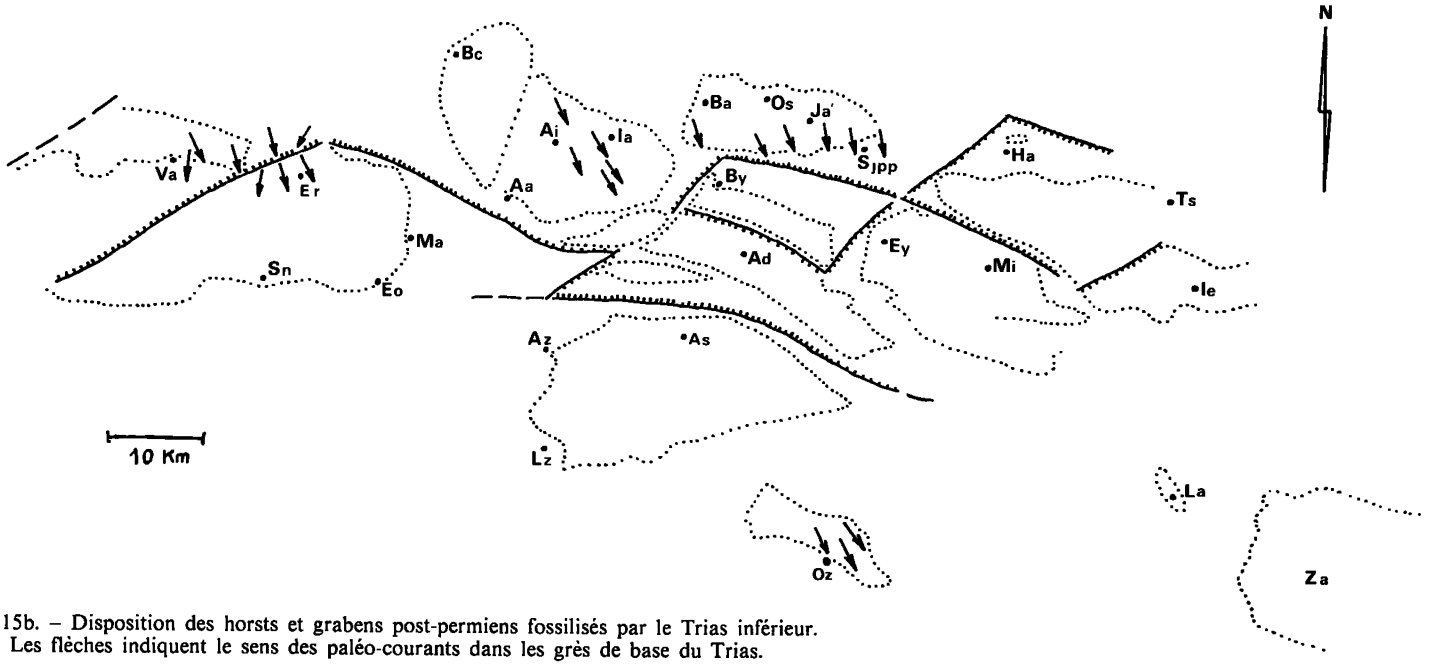


Fig. 15b. – Disposition des horsts et grabens post-permiens fossilisés par le Trias inférieur. Les flèches indiquent le sens des paléo-courants dans les grès de base du Trias.

Les reconstitutions paléogéographiques (figure 15a) permettent d'envisager que ces directions correspondent à des flexures ou à des failles à très faible rejet vertical. Les venues volcaniques stéphano-permiennes ont peut-être utilisé ce réseau de cassures mais on en a aucune évidence.

- A la fin du Permien, on note, en quelques endroits, comme à Campan, des déplacements selon des failles N 40 à N 70°E dont le jeu vertical est à l'origine de nombreux ravinements et même localement du décapage complet des dépôts stéphano-permiens (LUCAS, 1968).

- Entre le Permien et le Trias, apparaît un nouveau système de failles N 100 à N 120°E, qui ont joué en failles normales. La reprise consécutive de l'érosion aura pour résultat la formation d'une pénéplaine prétriasique très évoluée. Les affleurements actuels de Permien nous apparaissent de ce fait encadrés par ces deux systèmes de failles (figure 15b) antérieures à la formation de la pénéplaine (HARTEVELT et ROGER, 1968).

- Au Trias, la mesure des directions de courants, dans les chenaux des grès et poudingues de base, montre qu'il y a eu transport selon deux directions privilégiées, N 150°E et N 50°E. La première est mieux marquée en Pays basque tandis que la seconde apparaît clairement dans la partie centrale de la chaîne. Enfin les observations relatives au sens des apports indiquent une pente générale vers le Sud de la surface de la pénéplaine triasique (ROGER, 1965 ; NAGTEGAAL, 1969).

- Au Trias inférieur, les dépôts sont relativement uniformes et d'épaisseur comparable d'un secteur à l'autre, impliquant une grande stabilité de cette pénéplaine. Localement cependant, on assiste au rejeu synsédimentaire de failles N 110 E. De telles failles synsédimentaires peuvent être mises en évidence dans le massif de Mendibelza et dans la région d'Ossau. C'est après le Trias moyen, dont les dépôts présentent peu de variations d'un bout à l'autre des Pyrénées, que doit se situer un évé nement important dans l'histoire de la chaîne : l'individualisation du train de failles nord-pyrénéen, dont la direction est comprise entre N 90 et N 120°E, et la mise en place de masses de roches basiques, les « ophites ».

L'EXTENSION FINI-TRIAS : LES OPHITES

La distribution actuelle des ophites dans la chaîne des Pyrénées montre que celles-ci sont principalement localisées le long d'accidents majeurs appartenant au train de failles nord-pyrénéen. La présence, en Pays basque, de masses d'ophites, particulièrement importantes, est peut-être en relation avec la disposition en relais de ces failles (figure 9).

Dans le bassin d'Aquitaine, il existait certainement d'autres failles importantes, le long desquelles les ophites sont montées. Leur position n'est pas connue avec certitude mais l'une d'entre elles pourrait correspondre à la « flexure celtaquitaine » (WINNOCK, 1973), de direction N 140 E, qui limite, au Nord, le domaine des ophites. Cette faille passe approximativement par Toulouse et Arcachon et se poursuit probablement vers le Nord-Ouest du pied du talus continental sud-armoricain. A grande échelle, la répartition des ophites, au Nord des Pyrénées, s'inscrit dans un triangle ouvert vers le Golfe de Gascogne. Cette forme triangulaire pourrait avoir une relation avec un début d'ouverture du golfe, lui-même lié à une structure de rift (roches basiques et accumulation de saumures dans les argiles du Keuper, figure 16).

Les ophites, qui se trouvent actuellement mêlées au Keuper dans la zone des Nogueras, nous paraissent complètement allochtones. Elles pourraient être issues également de la faille nord-pyrénéenne, entre la Barousse et les Trois Seigneurs, à l'Est du Castillon (annexe 3).

B. - LA PÉRIODE JURASSIQUE-CRÉTACÉ INFÉRIEUR

Il s'agit d'une période de stabilité relative pendant laquelle on note seulement de faibles rejeux des failles post-hercyniennes, de direction N 100 à N 120°E et N 20 à N 50°E. Lors de la sédimentation jurassique, ces rejeux se traduisent d'abord par la formation de brêches et d'émission de tufs volcaniques (Hettangien) et par des réductions d'épaisseur des séries (niveau de condensation) qui se placent en particulier sur des dômes salifères (DUPOUY-CAMET, 1952) ou sur des failles vivantes (haut fond nord aquitain, DELFAUD 1972-1973).

LES DÉFORMATIONS ANTÉ-APTIENNES

Au niveau de la couverture jurassique de la zone nord-pyrénéenne basco-béarnaise, une importante fracturation N 100 à N 120 E et N 20 à N 50 E, donnant naissance à des horsts et des

Fig. 16. – Schéma de la fracturation au Trias supérieur : Tectonique en horsts et grabens liée à un début d'ouverture du rift Gascogne - Nord Pyrénées.

grabens, se place à la fin du Jurassique (MULLER, 1965 ; CLIN et alt., 1967). Cet épisode correspond aux « mouvements anté-aptiens » de LAMARE (1931, 1954) qui sont notamment responsables de l'érosion du toit du Jurassique, de la lacune de la base du Crétacé inférieur et de la discordance existant à ce niveau dans les Arbailles. Ces mouvements semblent liés à un premier glissement vers le Nord, par gravité, de la couverture jurassique. En effet, les failles d'extension N 100 - N 120 E, qui affectent le Jurassique dans la zone nord-pyrénéenne, pourraient être, selon GOTTIS (communication orale), synchrones des ondulations prébarrémiennes que l'on trouve au Nord, dans le bassin : plis de Riscle et Noguaro, à l'Est d'Aire-sur-Adour.

Dans les Pyrénées occidentales, la paléogéographie du Crétacé inférieur est guidée par cette fracturation fini-jurassique, N 100 à N 120°E, à laquelle se combinent aussi des mouvements le long de failles N 20 E puisque les isopaques et les cartes de faciès du Crétacé inférieur mettent en évidence deux domaines de sédimentation différents (LAMARE, 1936 ; DELFAUD, 1971), de part et d'autre de la faille de Pamplona (figure 17). Ce n'est que tout à fait à son sommet que de la série urgo-aptienne s'uniformise.

LES DÉFORMATIONS POST-APTIEN – ANTÉ-CÉNOMANIEN

Le fait majeur de l'épisode post-Aptien correspond à un serrage le long de la faille nord-pyrénéenne, serrage qui a donné naissance à des plis précoces accompagnés de la formation de nappes, de décollement et d'écailles de recouvrement et a déclenché le départ d'énormes olistostromes (STEVAUX et ZOLNAI, 1975).

Des structures anticlinales et synclinales complexes et des bombements se sont formés en Pays basque tant dans le socle paléozoïque que dans la couverture jurassico-crétacée (bombements de la Rhune, des Cinco Villas, du Jarra, d'Hosta et synclinal des Arbailles). Localement, un clivage est apparu dans le Crétacé inférieur (clivage anté-cénomanien Sa des Arbailles et de Gamarthe).

Dans la partie nord des Pyrénées occidentales, la couverture jurassico-crétacée a glissé vers le Nord. Ce glissement, qui semble assez limité au niveau des structures du Mail Arruy-Sarrance, s'amplifie à l'Ouest des Arbailles. Lors du déplacement, des écailles de socle ont été entraînées vers le Nord (écailles d'Amotz, d'Alchangue et de Biriatou, annexe 4).

La couverture, les écailles de socle et les olistolithes se sont empilés dans un graben qui s'individualisait au Nord de la lanière Labourd-Baigoura-Jarra-Arbailles (figure 17), laissant en arrière quelques lambeaux témoins (klippe de Trias inférieur et Paléozoïque sur du Trias supérieur à Saint-Michel, au Sud de Saint-Jean-Pied-de-Port ; klippe de Trias inférieur sur du Trias supérieur à Ossès, annexe 2).

En résumé, la phase anté-cénomanienne, qui a probablement débuté au cours de l'Albien, s'individualise nettement par son style. Alors que les déformations, comprises entre le Trias et l'Aptien, relèvent d'une distension, celles de la phase anté-cénomanienne, tout au moins au Pays basque, ne peuvent s'expliquer que par une compression (plissement accompagné localement d'une schistosité). Des déformations de même âge, mais apparemment non porteuse de schistosité, ont été signalées en pays commingeois (DELFAUT, 1969). Rappelons enfin que dans la zone nord-pyrénéenne l'existence de cette phase compressive anté-cénomanienne est contestée par certains auteurs (CHOUKROUNE, 1974). Pour d'autres (SOUQUET et alt., 1977) cet épisode de déformation est parfaitement caractérisé par un plissement synchisteux accompagné de manifestations métamorphiques (voir p. 175).

C. – LA PÉRIODE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

Il s'agit, classiquement, d'une période de sédimentation active liée à une distension généralisée du domaine pyrénéen, cette extension ayant permis par ailleurs la montée de roches vertes. Nous ne parlerons pas ici des déformations intervenues entre le sommet du Crétacé supérieur et la base de l'Eocène qui caractérisent la partie nord orientale de la chaîne (CHOUKROUNE, 1974). Par contre, nous résumerons brièvement les données concernant le métamorphisme nord pyrénéen.

APERÇU SUR L'ÉVOLUTION DU BASSIN CRÉTACÉ SUPÉRIEUR EN PAYS BASQUE

Les reliefs résultant des déformations anté-cénomaniennes en Pays basque (réhaussement des massifs paléozoïques et de leur revêtement, plissement de la couverture jurassico-aptienne) sont soumis à une intense érosion : la couverture décollée est profondément disséquée dans sa partie arrière

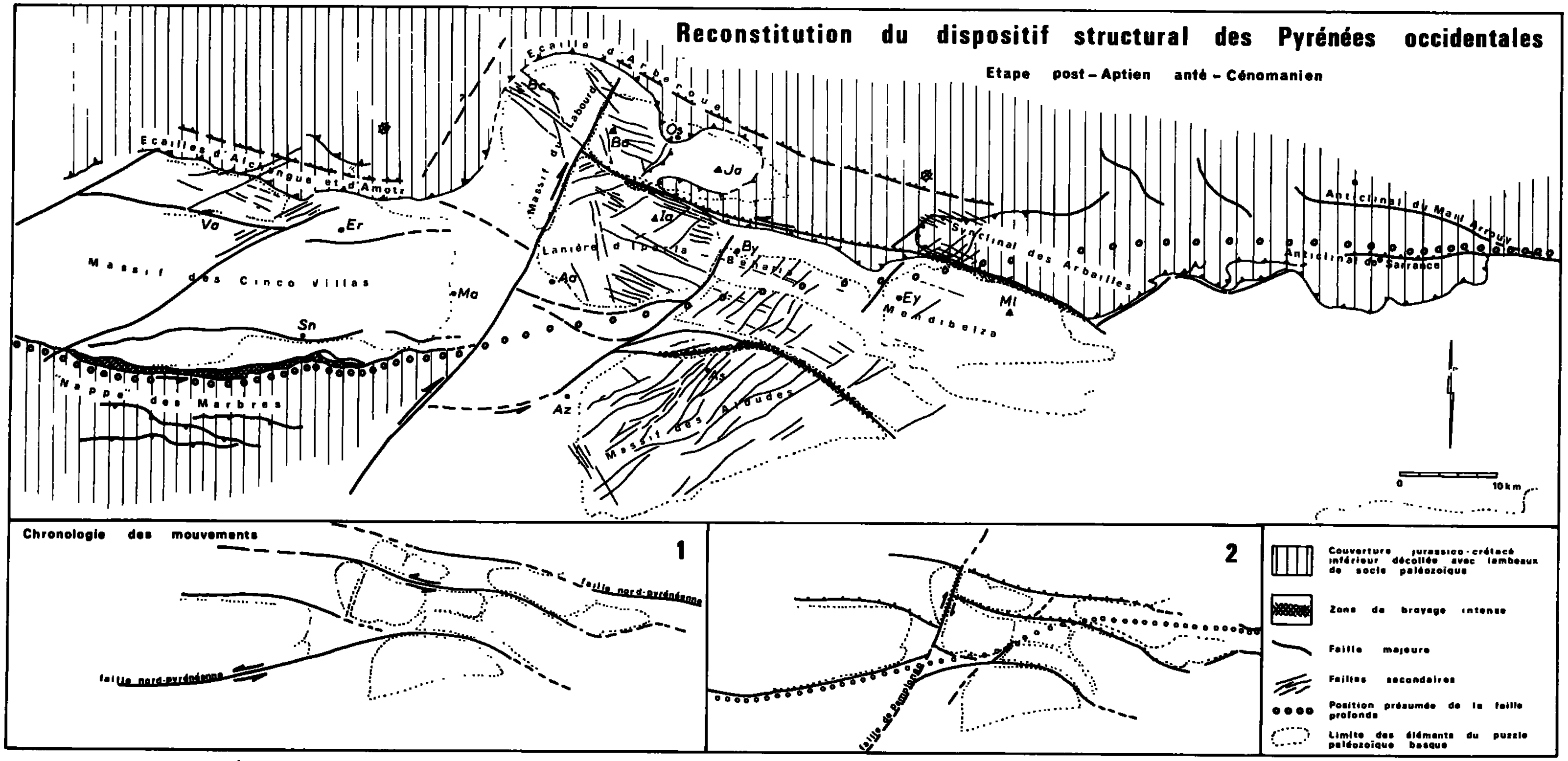


Fig. 17. – Dispositif structural post-Aptien - anté-Cénomanien des Pyrénées occidentales.

avec formation de cuestas (Arberoue) et de gout tières (Bonloc, Sare, Vera). Les dépôts discordants et transgressifs reconnus localement dès l'Albien (calcaires à Mélobésiées, marnes à spicules, flysch schisto-gréseux) traduisent l'existence d'aires de sédimentation différenciées (rides, zones externes abritées, sillons) liées à ces reliefs nouvellement créés.

Au Cénomanien, la transgression se poursuit et en dehors de l'épisode régressif qui se manifeste au toit du Turonien, un même modèle semble régler la sédimentation durant tout le Crétacé supérieur : des accidents, mis en évidence au cours de l'épisode antécénomanien et qu'on a mis en relation avec le jeu profond (en décrochement ?) de la faille nord-pyrénéenne, resteront actifs (failles normales) pendant toute cette période. L'un d'entre eux, plus ou moins situé sur l'actuelle flexure de Mendibelza, sera à l'origine d'importantes accumulations de poudingues et de brèches (formation de Mendibelza, grande brèche) tandis que dans le bassin, développé plus au Nord parallèlement au train de failles longitudinales, toute l'aire de sédimentation a tendance à être envahie par le flysch calcaire accompagné du dépôt d'olistolithes d'origines diverses (Suhescun).

A la fin du Crétacé, on assiste à un comblement progressif du sillon flysch : s'installe alors dans la plus grande partie du Pays basque, un régime pélagique sans apport détritique notable (ensemble marneux, Maestrichtien) qui se poursuit durant l'Eocène (marnes bleues bartoniennes).

LE MÉTAMORPHISME NORD-PYRÉNÉEN

Le métamorphisme de basse pression, haute température qui se suit sur une grande partie du tracé de la zone de failles nord-pyrénéennes est associé à une déformation intense polyphasée.

Pour GOTTIS (1972), ce métamorphisme est lié fondamentalement à la formation d'une géotumeur à l'emplacement primitif de la zone nord-pyrénéenne avec amincissement de la croûte dès la fin de l'Hercynien : formation d'une large voussure qui s'éten dait, en direction E.W., de la Méditerranée au Pays basque. Le métamorphisme et le volcanisme Crétacé supérieur sont considérés par cet auteur comme une réanimation de la dynamique sous-crustale.

Pour CHOUKROUNE (1974), le métamorphisme est syntectonique à post-tectonique. Il s'est prolongé durant deux épisodes de déformation avec apparition de schistosité. Il est d'âge post-cénomano turonien-ante-vitrollien dans la zone nord-pyrénéenne orientale, post-lutétien dans les Pyrénées basco-cantabriques (nappe des Marbres).

Pour SOUQUET et alt. (1977) au contraire, le métamorphisme nord pyrénéen est polyphasé. Dans les Pyrénées basco-béarnaises tout comme dans le tronçon navarro-languedocien, ces auteurs distinguent une première phase anté-cénomanienne et une deuxième phase, à la limite Crétacé supérieur, Paléocène (phase laramienne), chacune d'entre d'elle étant associée à un épisode de déformation accompagné de schistosité.

Dans les massifs basques (nappe des Marbres), le métamorphisme affecte le Jurassique et le Crétacé inférieur (LAMARE, 1936). Au Nord de la nappe des Marbres (annexe 2), le flysch albien est aussi très déformé et métamorphisé (calcaires flués et marbres).

Comme le Jurassique métamorphique de l'écaille allochtone de Caseville, au sud de Biarritz (annexe 5) qui provient sans doute de la nappe des Marbres (voir page 177), est fossilisé par le Lutétien, le métamorphisme est, dans cette partie des Pyrénées, post-albien et anté-lutétien.

D. LA PÉRIODE ÉOCÈNE INFÉRIEUR - ÉOCÈNE MOYEN : LA PHASE ALPINE MAJEURE

Les diverses manifestations de la phase alpine majeure sont dues essentiellement à un serrage plus ou moins continu au niveau du socle. Ce serrage a donné naissance, au niveau du revêtement et de la couverture, à des plis associés ou non à des clivages, à des écaillages et des recouvrements impliquant le socle, et à des décollements et glissements de tout ou partie de cette couverture. Certaines de ces déformations sont contemporaines de la sédimentation de l'Eocène moyen et supérieur (discordances progressives, SEGURET, 1970; SOLER, 1970). La zone de serrage la plus intense semble s'être déplacée dans le temps et dans l'espace, du Nord-Ouest au Sud-Est, de part et d'autre de la faille nord-pyrénéenne. Les premières manifestations du serrage sont anté-Eocène moyen au Nord, et post-Eocène moyen au Sud, si bien que nous serons amenés à analyser la déformation successivement au Nord et au Sud de cet accident majeur. Nous verons successivement les déformations post-Eocène inférieur - anté-Eocène moyen, puis les déformations post-Eocène moyen - anté-Oligocène.

LES DÉFORMATIONS POST-ÉOCÈNE INFÉRIEUR ET ANTÉ-ÉOCÈNE MOYEN

a) au Nord de la faille nord-pyrénéenne

Dans la partie centrale et orientale de la zone nord-pyrénéenne, l'étude de ces déformations a fait l'objet de travaux récents et détaillés (CHOUKROUNE, 1972-1974). Nous ne rapporterons et discuterons donc ici que les faits et observations relatifs au Pays basque. Afin d'analyser les déformations post-Eocène inférieur et anté-Eocène moyen en Pays basque, nous considérons comme soustraites les déformations post-Eocène moyen qui ont donné naissance à la grande structure en Z du flysch de l'Arberoue (annexe 2).

La présence de l'accident de Pampelune nous amènera à distinguer, comme lors de la période jurassico-crétacé inférieur, deux domaines, l'un oriental, l'autre occidental, de part et d'autre du Labourd, dans lesquels l'évolution structurale antélutétienne nous est apparue nettement différente En effet, au niveau du Crétacé supérieur - Eocène inférieur, le style des déformations est très différent suivant que la série est restée à l'arrière, plus ou moins accrochée à son substratum (domaine oriental) ou qu'elle s'est totalement décollée au niveau du Keuper (domaine occidental).

Domaine oriental

Dans le domaine oriental, le style des plis évolue du Sud au Nord : au Sud, les plis sont serrés, de dimension décamétrique à hectométrique, isoclinaux et ont un clivage de plan axial E.W. subvertical que nous appellerons SA 1. Ce clivage reste limité à une zone étroite en bordure du substratum constitué, soit par le Paléozoïque (région de Nabahendi au Nord-Est du Jarra), soit par l'imposante armature jurassique et Crétacé inférieur des chaînons calcaires (Saint-Just au Nord des Arbailles, annexe 2).

En allant vers le Nord, le clivage SA 1 se desserre, devient frustre et le plan axial des plis se couche de plus en plus vers le Nord, si bien que dans l'avant-pays, se développent des plis couchés (plis de Saleys, près de Berenx, et de Sainte-Suzanne), associés à des chevauchements. Dans cette zone frontale, se forment aussi des glissements à l'intérieur de la série flysch Crétacé supérieur, liés à la présence de niveaux salifères mis en place par diapirisme dans les têtes de plis faillés (Briscous) et par halocinèse. Les plis couchés sont fossilisés par les dépôts de l'Eocène moyen, ce qui implique que SA 1 est anté-Eocène moyen.

Domaine occidental

Dans le domaine occidental, la série est partout décollée au niveau du Keuper et il n'y a aucune correspondance entre les plis du substratum paléozoïque et permo triasique et les plis de la couverture jurassico-éocène. Les déformations, qui se sont produites lors du décollement, sont ici exclusivement liées à des phénomènes de gravité. On distingue successivement un glissement en masse de toute la couverture, un plissement en accordéon de cette masse glissée et un replissement.

– Glissement en masse de toute la couverture (nappe de décollement)

Il est mis en évidence par des redoublements de série et des superpositions anormales :

– Keuper-Jurassique et flysch turonien à silex, reposant sur le Dano-Paléocène (écaille de Caseville sur la côte basque, annexe 5).

– Keuper + ophite sur Santonien à silex (Villefranque).

– Santonien sur Santonien à Ahetze (annexe 2).

– Ophite + Albo-Cénomanien et Sénonien inférieur sur Sénonien supérieur (klippe de Tuc de Urt à l'Est de Urcuit).

A l'intérieur de chaque élément de couverture glissée, on note, en outre, de nombreux glissements différentiels, de couche à couche (plans striés), ainsi qu'une fracturation précoce des bancs (BOUDOU, 1973).

– Plissement en accordéon

Il s'agit d'un plissement en « accordéon déversé » de la masse glissée. Ce plissement affecte surtout le flysch cénomano-santonien. La série des marno-calcaires campano-paléocènes, sus-jacente, est à ce stade seulement ondulée.

Les surfaces de glissement couche à couche, qui se sont formées lors du glissement en masse, sont reprises dans les charnières de plis en accordéon du flysch (Saint-Jean-de-Luz) et dans les ondulations des marno-calcaires (Bidart et Loya; annexe 5 - figure h).

Cette différence de style de déformation nous paraît traduire une disharmonie qui s'est produite à la suite du soulèvement des massifs paléozoïques de la Rhune - Cinco Villas, situés à l'arrière : le

glissement plus rapide de la « plaque » campano-paléocène a entraîné le flysch sous-jacent qui s'est alors plissé. Ces plis peuvent donc être considérés comme des plis d'entraînement. Lors de cette déformation, les fractures précoces, qui étaient obliques aux plis en accordéon, ont rejoué et ont donné naissance à des plis coniques, localisés en bordure de leurs lèvres. Les plis en accordéon et les plis coniques superposés sont particulièrement évidents le long de la côte basque, entre Hendaye et Bidart.

– *Début de replissement*

Lors de l'avancée de la nappe, les surfaces de glissement précoces ont été déformées principalement dans la partie frontale. Les bandes de Keuper redressées, qui recoupent fréquemment les séries Crétacé supérieur, peuvent être interprétées en certains points comme d'anciennes semelles de glissement verticalisées (Ilbarritz, annexe 5). Ce replissement est directement lié à l'avancée de la nappe de décollement qui s'est poursuivie pendant la sédimentation du Lutétien, de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène dont les dépôts ont été, à leur tour, plissés (discordances progressives). La déformation s'atténue pratiquement à la limite oligo-miocène, ces derniers terrains n'étant affectés que par des ondulations à grand rayon de courbure (« synclinal » de Biarritz).

– *Ordre de grandeur des déplacements*

Dans le domaine occidental, l'ordre de grandeur des déplacements cumulés, liés à l'avancée de la nappe, peut atteindre 40 km, si l'on admet que le Jurassique métamorphique d'Ilbarritz provient de la nappe des marbres; c'est effectivement le seul endroit du Pays basque où, comme le souligne LAMARE (1962), de telles roches affleurent.

Dans le domaine oriental, par contre, les déplacements sont minimes et on peut considérer la série Crétacé supérieur - Eocène comme para-autochtone.

– *Cinématique des déformations*

Les structures, qui viennent d'être décrites, apparaissent comme le résultat d'un serrage sensiblement N.S. Ce serrage a provoqué un retrécissement du socle principalement au voisinage de la faille nord-pyrénéenne. Le retrécissement a été compensé par une montée du bâti paléozoïque, accompagnée d'un début d'éjection, vers le Nord, des amygdales de socle (La Rhune, Cinco Villas, Labourd et écailles orientales de Saint-Jean-Pied-de-Port).

L'individualisation des deux domaines structuraux peut être mis en relation avec la présence d'un accident profond correspondant à la faille de Pampelune. Comme nous l'avons vu, cet accident a guidé en partie la paléogéographie du Jurassique-Crétacé inférieur (séries épaisses dans le domaine oriental ; séries réduites dans le domaine occidental), et peut-être aussi, celle des premiers niveaux du Crétacé supérieur (distribution du poudingue de Mendibelza limitée au domaine oriental).

Lors du serrage N.S. anté-Lutétien, le clivage SA 1 n'est apparu que dans le domaine oriental à cause de la présence de l'armature des chaînons calcaires nord-pyrénéens qui ont joué le rôle de butée. Le retrécissement du socle s'accentuant, le clivage s'est déversé en prenant alors une disposition en demi-éventail vers le Nord. Cette déformation se situe avant le dépôt de l'Eocène moyen. Dans le domaine occidental, par contre, le serrage a provoqué très tôt une montée des massifs paléozoïques (Rhune, Cinco Villas), peut-être en raison de l'épaisseur réduite de la couverture dans ce secteur (LAMARE, 1936). Cette montée est à l'origine de la dénudation précoce de ces massifs. La couverture a glissé immédiatement vers le Nord, en laissant quelques lambeaux en arrière. Le serrage se poursuivant, seuls les lambeaux prisonniers dans les zones synclinales nouvellement formées ont été plissés (zone de Vera et zone intermédiaire au Sud des Cinco Villas, avec clivage de flux SA 1). Cette déformation n'a évidemment pas pu être enregistrée dans la couverture décollée et qui était en grande partie déjà en place au Nord.

b) **Au Sud de la faille nord-pyrénéenne**

Les premières manifestations des déformations dans la partie centrale et occidentale des Pyrénées, au Sud de la faille nord-pyrénéenne, correspondent à des glissements précoces anté-Lutétien, liés à des phénomènes de gravité (SOLER, 1970). Le long de la bordure sud de la chaîne, ces glissements se produisent principalement vers le Sud et le Sud-Ouest.

– *Les glissements précoces*

Nous donnerons d'abord les caractères généraux relatifs à ces glissements précoces qui seront ensuite illustrés par quelques exemples.

– ces glissements sont visibles aussi bien dans le revêtement (Stéphano-Trias) que dans la couverture (Crétacé supérieur - Nummulitique) ;

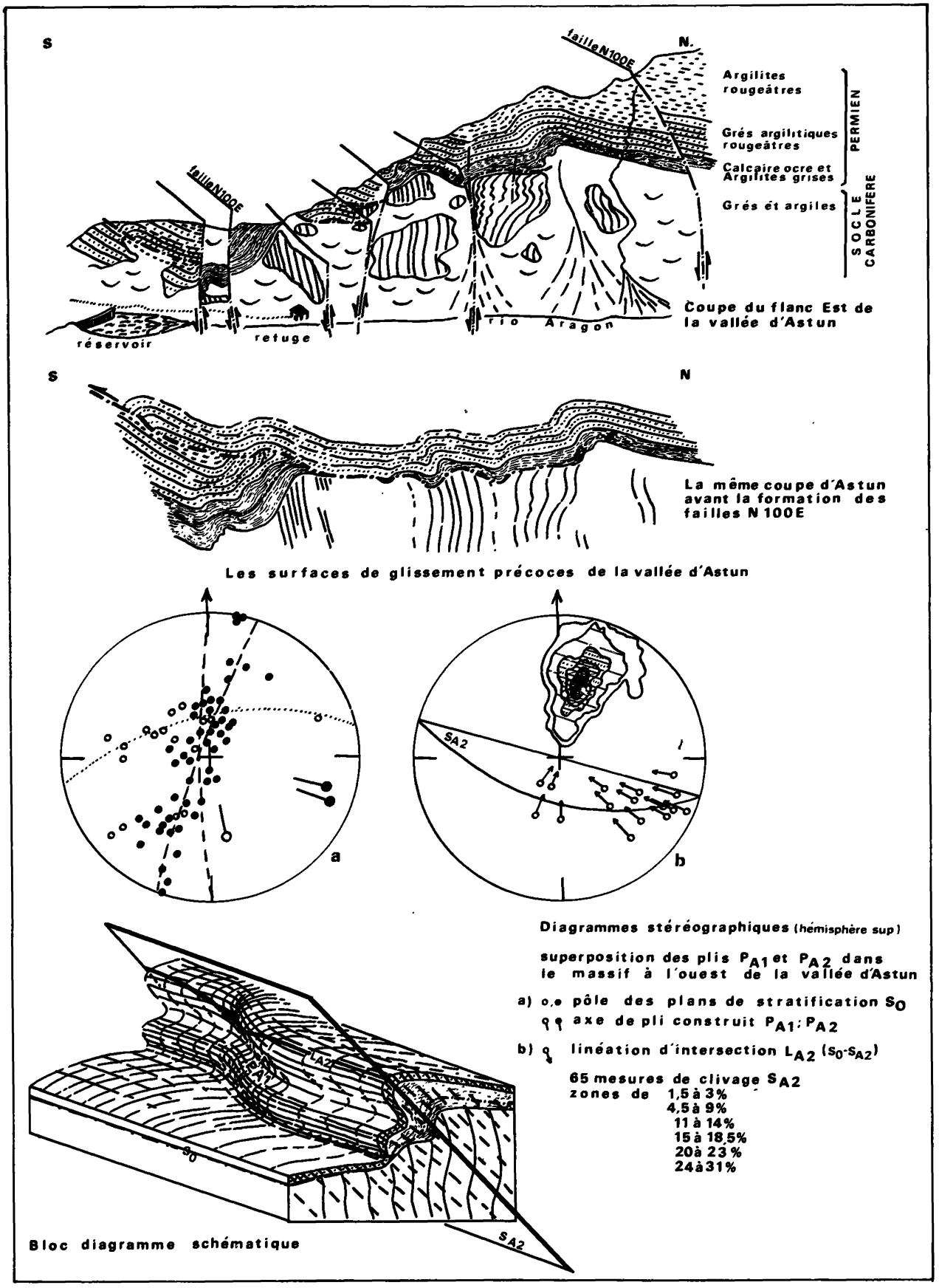


Fig. 18. – Plis précoces anté clivage SA 2 dans le revêtement permien de la région du Somport.

– les plans de glissements sont subparallèles à la stratification et provoquent des redoublements de série ;

– des plis, à plan axial subhorizontal, se sont formés lors de ces glissements. Ces plis, non cylindriques, sont disposés en relais et sont fréquemment arqués.

– *Les glissements précoces au niveau du revêtement*

En haute vallée de Bious Artigues, dans les tufs stéphaniens du lac Roumasot et aux abords du col de Somport, dans les pélites et calcaires de la base de la « série du Somport » (MULLER, 1973), on observe des plis décamétriques sans clivage de direction N 140 à N 160 E. Le sens du déversement de ces plis montre que la série stéphano-triasique a glissé vers le Sud-Ouest (figure 18).

Plus à l'Ouest, dans la région du Monte Campanil, SOLER (1970) a mis en évidence des plans de glissement précoces au sein des argiles permiennes de la série de la « Pena de Mercanton ». La direction du déplacement n'est pas connue.

Au Sud de la Maladetta, rive droite du Rio Baliera, la géométrie de plusieurs synclinaux perchés, affectant le Trias gréseux, implique la présence de plis précoces pouvant être attribués à cette phase de déformation. D'autres plis précoces ont été mis en évidence tant au sein du Trias autochtone de la bande frontale redressée (figure 19), que dans les écailles allochtones des Nogueras (ROGER, 1973).

– *Les glissements précoces au niveau de la couverture Crétacé-Eocène*

A ce niveau, les phénomènes de glissement précoce sont plus généralisés. Dans la série campano-paléocène, ces glissements sont accompagnés de plis d'entraînement métriques à décamétriques sans clivage, à plan axial initialement peu incliné, tels ceux observés dans les sierras intérieures, entre le Rio Aragon Subordan et le Rio Ara (pli de Torla et pli de Bernera, (SOLER, 1970 et SOUQUET, 1967).

Ces plis précoces sont liés à un décollement de la couverture à l'Est du Rio Aragon et à son dérapage vers le S.S.W., avant la sédimentation du Lutétien. Du fait du dérapage, les plis décrivaient peut-être primitivement un arc allant de la direction N 110 E (à l'Ouest) à la direction N 140 E (à l'Est). Ce dispositif correspond à un stade initial de la mise en place de la « nappe de décollement du Mont Perdu » (annexe 3).

LES DÉFORMATIONS POST-ÉOCÈNE MOYEN ANTÉ-OLIGOCÈNE

a) **Au nord de la faille Nord-Pyrénéenne, formation du croissant d'Arberoue**

A l'Est et au Nord du massif du Labourd, les plis et le clivage SA 1, affectant le flysch Crétacé supérieur, dessinent actuellement une grande structure en « Z », autour de ce massif (annexe 2). Cette structure correspond à une torsion des plis qui étaient comme le clivage, primitivement E.W. La torsion est accompagnée dans le flysch, de la formation de nouveaux plis obliques sur les premiers (CRISTINI, 1967), et de nombreux chevauchements vers le Nord-Est (RICHERT, 1968) qui réutilisent en partie les surfaces de glissements précoces. Ces chevauchements affectent l'Eocène moyen (KIEKEN, 1972).

. D'après les observations réalisées sur le front nord pyrénéen (forage de Cagnotte), cette torsion se situerait postérieurement au Bartonien, au début du dépôt des premières molasses oligocènes.

Elle s'accompagne à l'arrière, au niveau du socle, d'une rotation d'au moins 60°, dans le sens horaire des écailles du Labourd, du Baïgoura-Jarra et d'Iparla-Artsamendi (MULLER, 1965), en même temps qu'un déplacement vers l'Est-Nord-Est, d'au moins 10 km, des massifs des Cinco Villas - La Rhune. Cette hypothèse s'appuie sur la reconstitution d'une part, des directions de courants dans le Permo-Trias (figure 14), et d'autre part, de la direction des structures hercyniennes.

Enfin, on peut rendre cette torsion responsable de l'affrontement complexe Aldudes-Mendibelza.

Cette grande structure en « Z » est assimilable à un gigantesque pli d'entraînement (GOTTIS, 1967) dû à un déplacement dextre, le long de la branche principale de la faille nord-pyrénéenne qui, en profondeur, doit se prolonger, de manière plus ou moins rectiligne, entre la lisière nord de la nappe des marbres et la bordure sud des Arbailles (figure 17). Cette rotation des écailles nord-pyrénéennes en Pays Basque est très importante : elle indique qu'après l'Eocène moyen, les mouvements de coulissage horizontaux, le long de l'accident nord-pyrénéen, sont sans aucun doute dextres.

A l'Ouest du massif du Labourd, les plis de la couverture décollée dessinent actuellement un arc (annexe 2). Il est difficile de dire si cet arc est primaire (synchrone du décollement de la couverture) ou lié à la torsion d'ensemble autour du massif du Labourd.

b) **Au Sud de la faille Nord-Pyrénéenne**

Au Sud de la faille nord-pyrénéenne, après les glissements précoces, vient un épisode de compression plus ou moins N.S. que l'on peut situer après le dépôt de l'Eocène moyen et qui est responsable de la formation d'un clivage principal SA 2 subvertical, associé à des plis « isoclinaux », d'orientation initiale voisine de N 110 E. Ce clivage n'est pas présent partout. Dans certains secteurs (Est de la Maladetta), affectés de failles subverticales de direction N 110 E, le clivage SA 2 est très peu marqué.

Cet épisode de compression va engendrer une montée de l'édifice pyrénéen qui, elle-même, va provoquer ensuite un basculement du clivage SA 2 et des failles associées. Ce basculement se produira vers le Nord (bordure nord de la zone axiale) et vers le Sud (bordure sud de la zone axiale), en formant ainsi une structure en éventail.

A ce stade, on assistera à l'individualisation de structures, communément appelées nappe (par exemple nappe de Gavarnie) et à l'éjection d'écailles complètement séparées de leurs racines (écailles des Nogueras). Dans le même temps, c'est-à-dire pendant la sédimentation de l'Eocène supérieur, la couverture Crétacé supérieur - Eocène poursuivra avec beaucoup plus d'ampleur son glissement vers le Sud (nappes de décollement du Mont Perdu et de Cotiella), en transportant son clivage. Après leur mise en place, ces nappes et écailles seront, à leur tour, déformées en anticlinaux et synclinaux (ou antiformes et synformes) avec apparition, le long de la bordure sud de la zone axiale, d'un nouveau clivage SA 3 subvertical très régulièrement orienté N 110 E.

- *Formation du clivage SA 2 et des failles longitudinales*

Le clivage SA 2 est essentiellement un clivage de fracture mais localement, il peut passer à un clivage de flux. Il est associé à des plis de 1er ordre, de dimension kilométrique, dont le style se modifie selon que le clivage est subvertical (plis presque isoclinaux) ou incliné (plis déjetés ou déversés). La direction varie actuellement entre N 100 et N 140 E.

Le clivage SA 2 est inégalement réparti. On distingue des zones où il est très marqué, et des zones sans clivage ou à clivage naissant. Ces zones peuvent être délimitées lorsque des dépôts post-hercyniens sont conservés; c'est le cas dans la partie occidentale de la zone axiale et, à un degré moindre, dans la partie centrale de cette même zone. Plus à l'Est, en l'absence de témoins post hercyniens, la reconnaissance du clivage SA 2 est beaucoup plus difficile. A l'Est de la Maladetta, le clivage SA 2 semble disparaître.

La zone, où le clivage SA 2 est bien marqué, s'étend d'Ouest en Est, approximativement entre le rio Irati et la Noguera Pallaressa (annexe 7). Dans cette zone, il recoupe le socle, le revêtement stéphano-triasique et Crétacé supérieur (MULLER, 1973), ainsi que la couverture décollée Crétacé supérieur - Eocène (SOLER, 1970).

Des failles longitudinales subparallèles à SA 2 s'observent partout dans la chaîne axiale. Ce paral lélisme ne permet toutefois pas de savoir si elles sont synchrones ou métachrones du clivage, d'autant plus qu'elles ont toutes rejoué après la formation de ce clivage. Certaines d'entre elles reprennent en partie des failles tardi hercyniennes de l'épisode 4a (Ossau). Elles limitent le plus souvent des com partiments en forme d'amygdales (écailles) au sein desquelles s'individualisent des structures anti clinales et synclinales. Ce découpage s'observe dans différents ordres de grandeur. Les failles les plus importantes de ce type sont celles qui limitent,

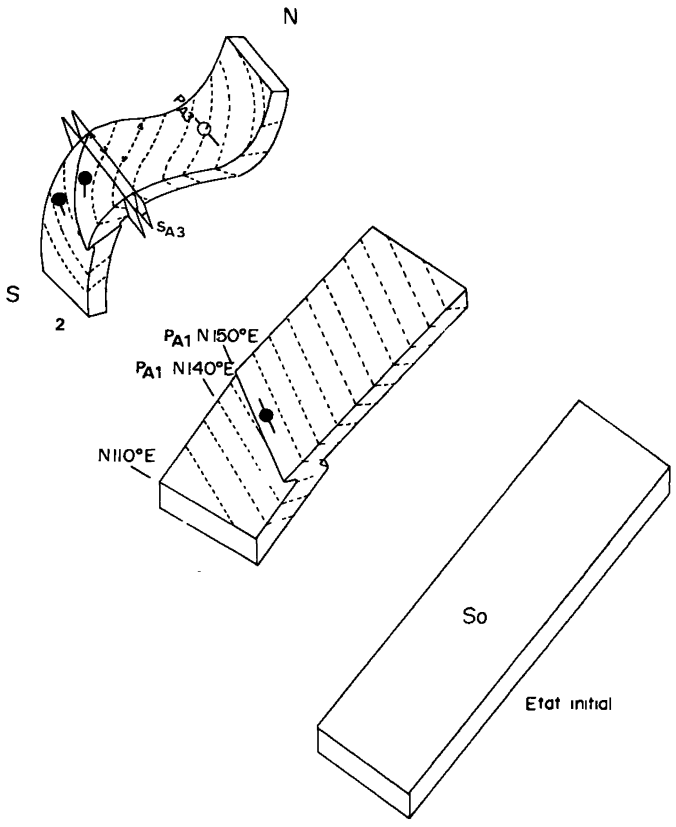


Fig. 19. - Plis précoces anté clivage SA 3 dans le revêtement permo-triasique de la « bande frontale » à Erill Castell (zone des Nogueras).

du Nord au Sud, les unités suivantes (annexes 3 et 7) :

- unité basco-béarnaise,
- unité de Gavarnie,
- unité de Bénasque.

Le clivage SA 2 et les failles longitudinales sont actuellement disposés en éventail, du Nord au Sud, et en hélice d'Ouest en Est. Comme nous le verrons plus loin, cette disposition n'est pas primaire. Elle est due au basculement du clivage SA 2 et des failles en position initiale subverticale.

- *Basculement alpin : éventail de SA 2 - recouvrements et écailles éjectés*

Dans la zone axiale, le clivage SA 2 et les failles qui lui sont subparallèles, présentent actuellement une disposition en éventail. Dans certaines portions de cette zone axiale, l'éventail se déploie plus largement au Sud qu'au Nord. L'ouverture maximum de l'éventail est réalisée dans les Pyrénées centrales : le long d'une coupe N.S. Arreau, Bielsa (annexe 3), le clivage SA 2 passe ainsi d'un pendage de 45° au Sud (bande triasique septentrionale de Camous) à un pendage subvertical (Saint-Lary) et enfin à un pendage subhorizontal (front de la nappe paléozoïque de Gavarnie au Plan de Lari).

Dans la partie sud de la zone axiale, on observe d'Ouest en Est, une variation progressive d'inclinaison du clivage SA 2 (annexe 7) qui passe d'un pendage de 70°N (au Sud du Pic d'Anie) à un pendage de 45°N (en Ossau) et enfin à un pendage subhorizontal (front de la nappe de Gavarnie). Cette géométrie « en hélice » ne peut s'expliquer que par un basculement localisé, suivi d'un recouvrement des unités méridionales autochtones par les parties les plus hautes des unités septentrionales (para-autochtone).

La flèche des recouvrements est maximum dans la zone où le basculement est le plus important. Dans une même unité, elle s'atténue progressivement d'Est en Ouest. Cette flèche peut être fortement accentuée si la structure basculée présentait initialement une culmination axiale prononcée (figure 20). Pour la nappe de Gavarnie, il est impossible de savoir si on doit prendre ce phénomène en compte. Par contre, ce type de structure avec culmination axiale permet d'expliquer en partie la géométrie le de certaines écailles des Nogueras.

Par ailleurs, on observe fréquemment, dans les zones basculées, une striation N 20 E, non seulement des plans de failles longitudinales, mais aussi des plans de clivage SA 2, ce qui indique que les déplacements se sont faits également de feuillet à feuillet, comme lors du basculement hercynien de SV 2. Quelques exemples de recouvrement, pris dans chacune des unités précédemment définies, vont nous permettre d'en préciser l'extension.

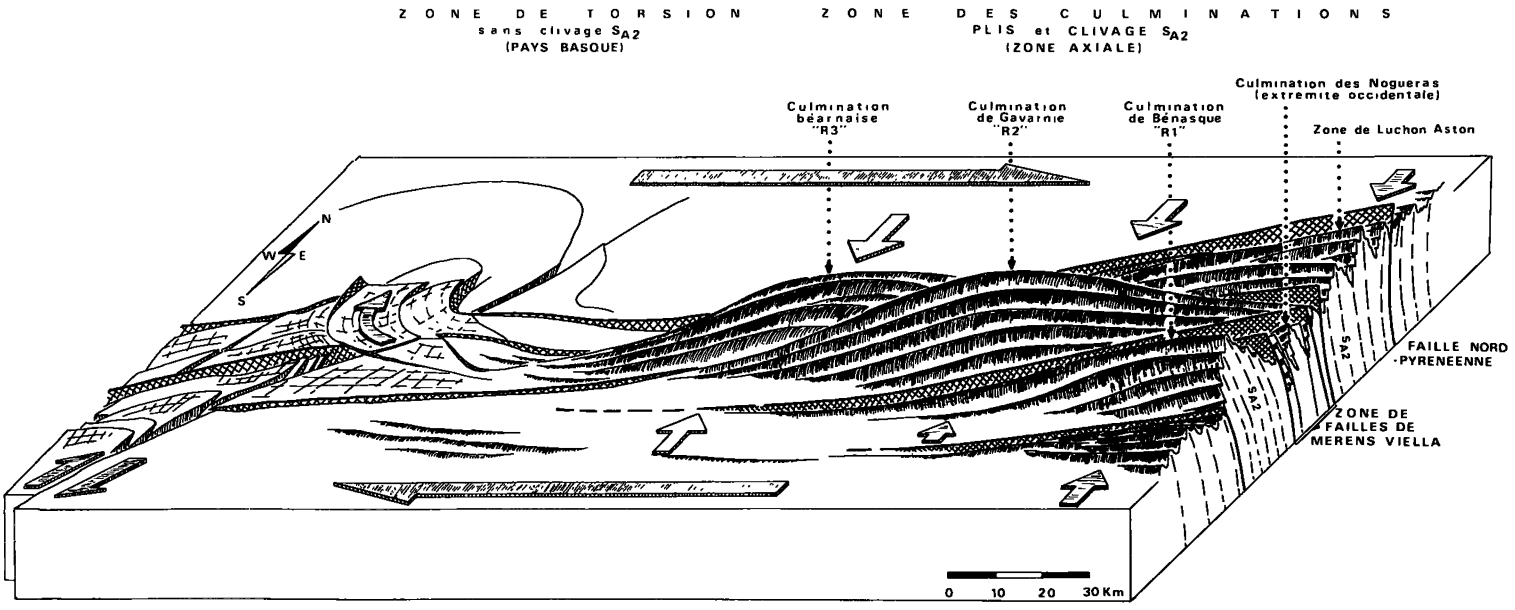


Fig. 20. - Culmination axiale antérieure au basculement alpin (à comparer avec l'annexe 7). Les structures hercyniennes ne sont pas représentées sur ce dessin.

Les recouvrements dans l'unité de Gavarnie

La « nappe » paléozoïque de Gavarnie constitue un exemple particulièrement démonstratif de recouvrement localisé (annexe 7). La flèche maximum de ce recouvrement (entre 15 et 20 km) se situe au méridien de Gavarnie (clivage SA 2 subhorizontal au front de la nappe); la zone des racines se situe dans la région de Luchon Saint-Lary - Néouvielle (domaine à clivage vertical), tandis que la terminaison occidentale du recouvrement peut être localisée dans le secteur des hautes vallées des Rio Bellagua et Aragon Subordan (clivage subvertical). La terminaison orientale est réalisée approximativement au Sud de Viella où le contact de base de la « nappe » est très redressé. Plus à l'Est, l'unité de Gavarnie n'est pratiquement plus basculée. Sa limite méridionale passe probablement par Aguamoix (où subsiste un lambeau de Trias pincé), puis se prolonge, selon toute vraisemblance, par la faille subverticale E.W. qui recoupe le massif de l'Aston.

On peut individualiser d'autres recouvrements du même style auquel le socle paléozoïque participe. Ils se disposent en relais au dessus et au-dessous de celui de Gavarnie.

Les recouvrements dans l'unité basco-béarnaise

L'unité basco-béarnaise regroupe toutes les écailles rencontrées au dessus de l'unité de Gavarnie. Elle est limitée au Nord par la faille nord-pyrénéenne. On y distingue deux grandes écailles, l'une orien tale qui se développe entre Arreau et les Eaux Chaudes, l'autre occidentale, constituée par les massifs de Mendibelza et des Aldudes. La klippe du Lacoura appartient à une écaille éjectée séparée de ses racines (annexes 2 et 7).

L'écaille orientale montre un déversement en hélice : au niveau des Eaux Chaudes, le déversement est vers le Sud, tandis qu'aux abords de la vallée d'Aure, il se fait vers le Nord.

Le recouvrement maximum de l'unité basco-béarnaise, sur l'unité de Gavarnie, qui est de l'ordre de 10 km, est réalisé entre les klippes paléozoïques du Lacoura et des Eaux Chaudes. Il s'atténue tant vers l'Est que vers l'Ouest et disparaît totalement à l'angle sud-est des Aldudes.

Les recouvrements dans l'unité de Bénasque

L'unité de Bénasque est connue aussi sous le nom d'autochtone de Gavarnie (MIROUSE, 1966;

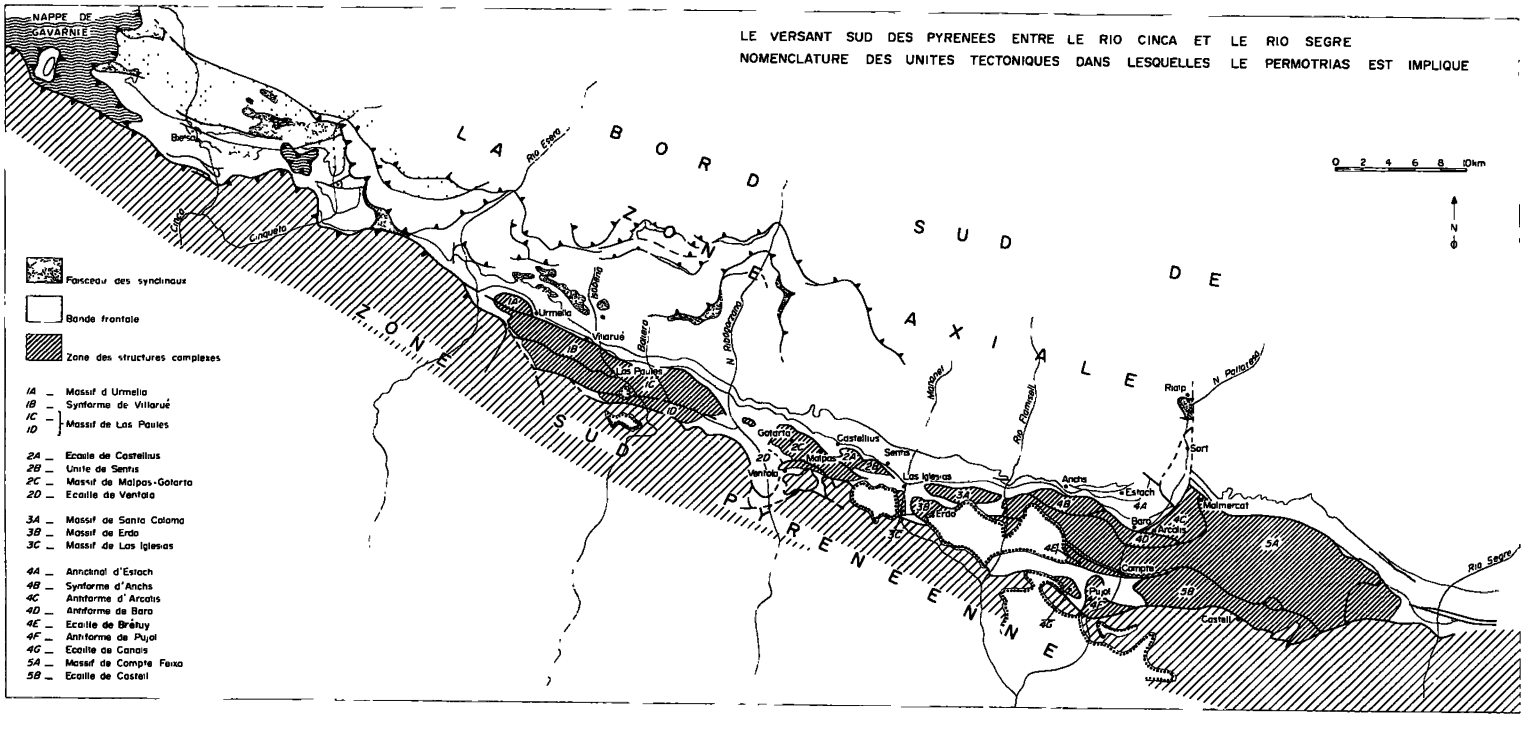


Fig. 21. – Nomenclature des unités allochtones de la zone des Nogueras (d'après SEGURET, 1970, modifié).

SEGURET, 1970). Cet « autochtone » est en réalité un para-autochtone car l'unité de Bénasque vient elle-même en recouvrement sur une unité plus profonde. Les terrains stéphano-crétacés, qui apparaissent dans la fenêtre du Rio Fraser, pourraient correspondre au revêtement de cette unité profonde.

La géométrie de l'unité de Bénasque est semblable à celle de Gavarnie : la flèche la plus importante se situe sensiblement à la hauteur de la Ribagorzana (pli couché avec SA 2 horizontal dans le Permo-Trias). Le recouvrement est au minimum de 5 km. Les zones de racines sont à rechercher dans la région de la Maladetta.

Les écailles éjectées dans la zone des Nogueras

Géométrie des écailles

Dans les zones présumées sans clivage SA 2, ou avec clivage peu développé, les structures anticlinoriales et synclinoriales, limitées par les failles longitudinales, ne semblent pas avoir subi la même évolution que dans les zones avec clivage. On peut tenter une reconstitution de cette évolution à partir de la géométrie actuelle des écailles allochtones de la zone des Nogueras (figure 21).

Les plis d'entraînement du Permo-Trias de ces écailles indiquent que ces dernières appartiennent à des flancs nord (4A, 4C, 5A, 5B, 4G) ou à des flancs sud (4F, 4E, 1B, 1C) de structures anticlinoriales et synclinoriales primitivement subverticales (par analogie avec les structures de la partie occidentale de la zone axiale).

Dans une même écaille, il n'existe nulle part à la fois les deux flancs d'un même pli, ce qui implique que les structures primitives devaient être fortement faillées longitudinalement. Les flancs, généralement peu déformés, ont des dimensions relativement importantes (20 km de long sur 5 km de large pour les plus grands).

Les variations de plongement axial, observées à l'intérieur de chaque écaille et d'une écaille à l'autre, semblent indiquer que ces structures appartenaient à une zone à forte culmination axiale, c'est-à-dire à une zone à forte compression, où les éjections devaient être facilitées. En l'absence de clivage, les déplacements verticaux ont dû se pro duire le long des failles longitudinales, favorisant une individualisation précoce d'écailles et un début d'éjection.

Origine des écailles:

Les écailles, situées à l'Est du rio Mananet (4D, 3A, 3B, 3C, 4B, 4E, 4F, 4G, 5A, 5B) ne présentent pas de clivage SA 2. En conséquence, celles-ci doivent être replacées dans un domaine sans clivage que l'on peut situer à l'Est ou au Nord-Est de la Maladetta (annexe 7).

A l'Ouest du Rio Mananet, les grandes écailles, à clivage frustre, et très localisé (1B, 1C), ne peuvent provenir de la zone située au Sud de la Maladetta où les plis du Trias sont serrés et associés à un clivage SA 2 très marqué. Il convient donc de les replacer, soit sur la Maladetta, soit plus au Nord. Par contre, les petites écailles (2A, 2B, 2C), à clivage marqué, proviennent selon toute vraisemblance de la zone sud de la Maladetta.

Ces différentes observations montrent ainsi que les lambeaux paléozoïques et stéphano-triasiques, qui se sont empilés dans la zone des Nogueras, correspondent à des écailles éjectées, complètement séparées de leurs racines plutôt qu'à des têtes plongeantes de grandes structures, reliées à leurs racines, comme les dessine SEGURET (1970). Lors de cette éjection d'écailles, le Keuper a joué un rôle primordial en permettant le transport des unités sur de grandes distances (de l'ordre de 30 km).

Nappes de décollement

Après la phase de serrage qui a produit le clivage SA 2 et qui fut suivie par un début de basculement, la couverture Crétacé supérieur - Eocène s'est décollée et a amorcé un déplacement de grande ampleur vers le Sud. En bordure sud de la zone axiale, on distingue ainsi deux nappes : à l'Ouest, la nappe du Mont Perdu, et à l'Est, la nappe de Cotiella-Pedraforca (SEGURET, 1970).

Nappe du Mont Perdu

Cette nappe s'est mise en place la première. Elle a fortement dérapé à l'Est du rio Gallego car elle est restée solidaire de son substratum dans la ter minaison occidentale de la zone axiale (pic d'Anie). Au cours de ce dérapage, le clivage SA 2 a été transporté. Dans le même temps, s'amorçait le recouvrement de l'unité paléozoïque de Bénasque par celle de Gavarnie.

Nappe de Cotiella

Cette nappe s'est individualisée plus tardivement. La géométrie d'ensemble montre qu'elle est postérieure au stade principal de la mise en place du recouvrement de Gavarnie. C'est une nappe complètement allochtone dont la patrie se situe, d'après

MISE EN PLACE DE L'UNITE DE GAVARNIE MONT PERDU

— Déformations successives dans l'autochtone et dans l'allochtone de la région de Bielsa. —

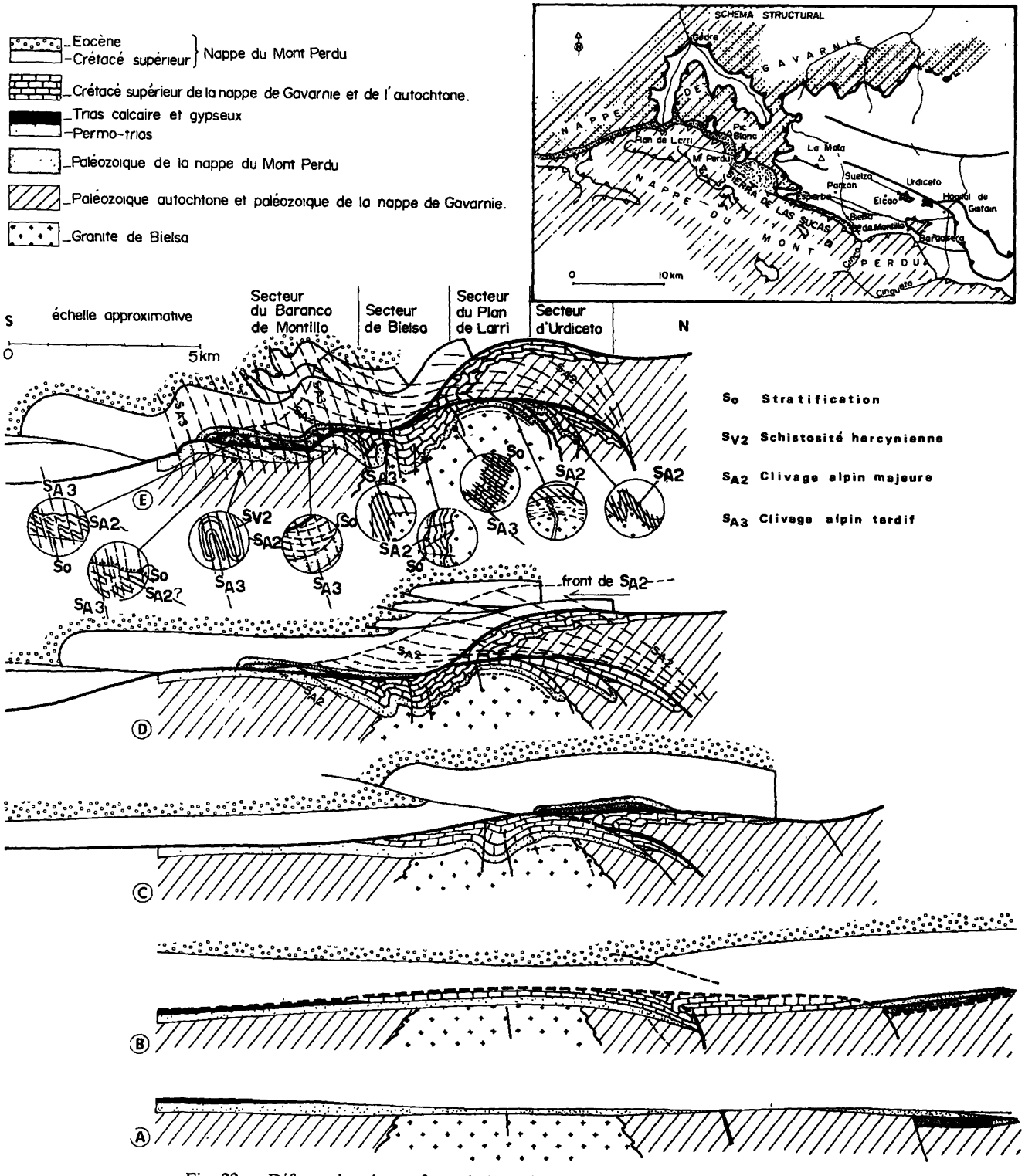


Fig. 22. – Déformation des surfaces de base des recouvrements et des décollements par le clivage SA 3 dans la région de Bielsa (d'après SEGURET, 1970, modifié).

SEGURET (1970), entre la Néouvielle et le Nord de la Maladetta.

Lors de la mise en place de cette nappe qui s'est déplacée vers le Sud, plus vite que celle du Mont Perdu, l'arc primitif, dessiné par les plis précoces (voir p. 179), a été accentué, amenant certains d'entre eux à une direction subméridienne. Le clivage SA 2 a également subi une torsion au cours de ce déplacement.

Au fur et à mesure de l'avancée des deux nappes, les sédiments du Lutétien et de l'Eocène supérieur, récemment déposés, ont été plissés suivant deux directions : selon N.S., en bordure occidentale de la « nappe de Cotiella » (anticlinaux de Mediano et de Boltana) et suivant E.W. dans la « nappe du Mont Perdu », dont le déplacement au Sud se poursuivait encore (anticlinaux de Jaca-Sabinanigo). Ces deux systèmes de plis sont sans doute synchrones. Les structures, nouvellement formées, que l'on peut qualifier de structures synsédimentaires sont de style très différent des premiers plis précoces. Ce sont des anticlinaux et synclinaux droits ou légèrement déjetés, de dimension kilométrique (SOLER, 1970; SEGURET, 1970) qui sont progressivement fossilisés par les dépôts post-Eocène supérieur.

Kink de tassement

Dans les zones où le clivage SA 2 reste vertical, notamment dans le Paléozoïque de l'unité de Gavarnie (route de Saint-Lary-Soulan), on observe des kinks métriques à décamétriques, à axes horizontaux, qui sont peut-être liés à un tassement du clivage sur lui-même lors de l'ouverture de l'éventail de SA 2 (figure 12).

Replissement des structures et clivage SA 3

Le long de la bordure sud de la zone axiale, les surfaces de base des recouvrements et des nappes de décollement, ainsi que les écailles de la zone des Nogueras, sont reprises par des plis localement accompagnés de clivage subvertical. Ce clivage subvertical est bien marqué dans la région de Bielsa (figure 22). Il apparaît dans la zone des Nogueras, dans l'autochtone (figure 23) et dans l'allochtone (synforme de Villarué). Le clivage, qui apparaît au voisinage des failles N 100 E, dans la région d'Ossau, pourrait appartenir aussi à cet épisode.

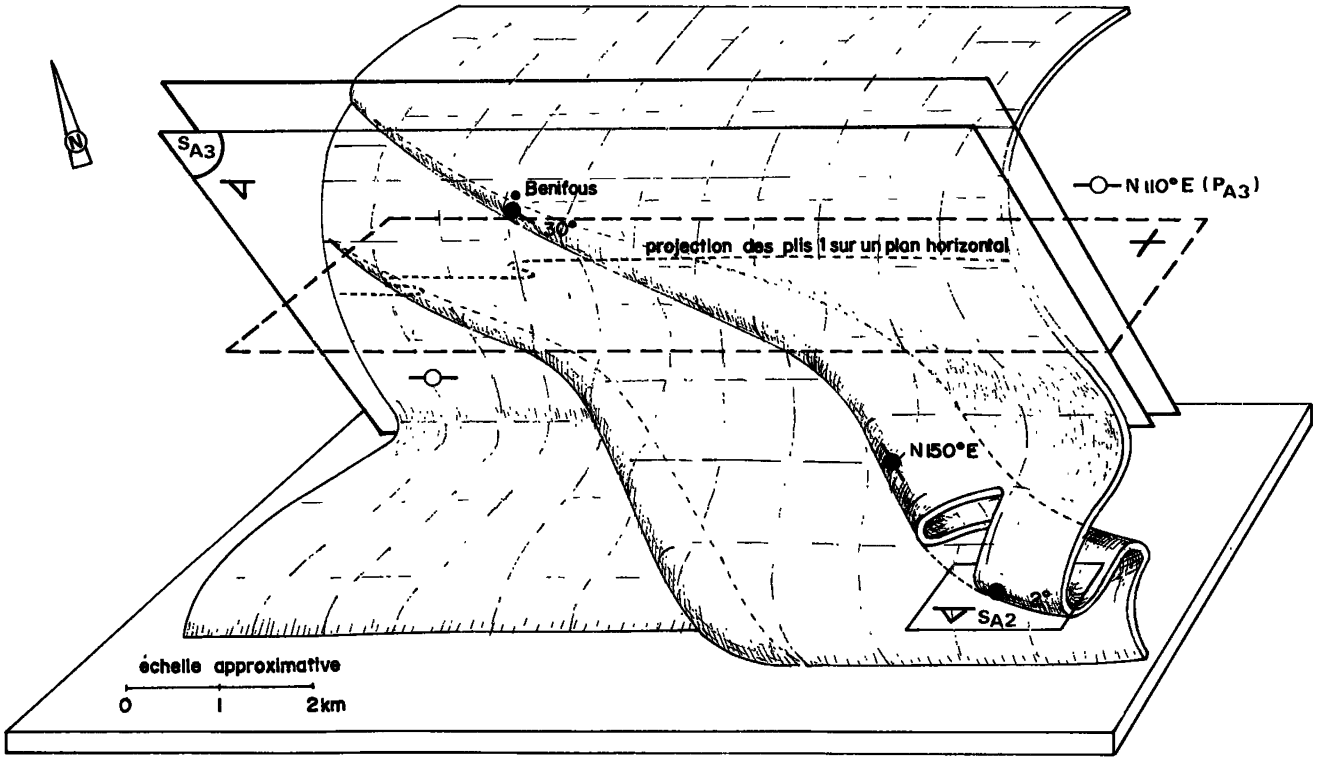


Fig. 23. – Basculement du clivage SA 2 aux abords de la Ribagorzana et clivage SA 3.

Cinématique des déformations alpines majeures au Sud de la faille nord-pyrénéenne

Les déformations, qui se sont produites au Sud de la faille nord-pyrénéenne, sont dues à un serrage N.N.E. - S.S.W. progressif au niveau du socle paléozoïque. La première phase du serrage a provoqué une montée du bâti paléozoïque qui a déclenché les glissements précoces au sein du revêtement et de la couverture.

L'augmentation d'intensité du serrage a ensuite donné naissance à des plis isoclinaux de dimension kilométrique associés, dans la partie occidentale de la zone axiale, à un clivage SA 2 né vertical. Dans la partie orientale, où ce clivage n'est pas évident, les contraintes se sont probablement résolues au niveau des failles longidutinales, de même direction que le clivage SA 2.

A la suite de ce serrage, la réduction en largeur de la chaîne a été compensée par une nouvelle montée du bâti. A ce stade, la montée est très inégale. On distingue ainsi des zones à forte culmination axiale qui sont localisées dans les secteurs où le serrage était particulièrement intense. Les culminations les plus importantes sont celles des Eaux Chaudes - Lacoura dans l'unité basco béarnaise, celle de Gavarnie dans l'unité de Gavarnie, celle de Bono dans l'unité de Bénasque. Une autre culmination, correspondant aux écailles des Nogueras, se situait au voisinage de la Maladetta et on peut la replacer, soit dans l'unité de Bénasque, soit dans l'unité de Gavarnie. Le serrage se pour suivant dans les zones de racines de la chaîne, le bâti a continué son ascension jusqu'au moment, où déséquilibré, il a commencé à basculer. Ce basculement a été plus fort vers le Sud que vers le Nord (éventail de SA 2 et kink de tassement).

C'est à cette époque que se situe probablement l'amorce du glissement, vers le Sud, de la nappe du Mont Perdu.

Les zones de culmination, où les déplacements étaient plus rapides, ont continué leur ascension, puis se sont largement déversées. Dans les secteurs où le clivage SA 2 était présent, elles ont formé d'importantes nappes de recouvrement (Gavarnie). Dans les secteurs très faillés, sans clivage, ou à clivage frustre, des écailles se sont très rapidement séparées de leurs racines et ont été progressivement éjectées (zone des Nogueras).

A proximité de la faille nord-pyrénéenne, le serrage a, par endroits, été tel que les racines des nappes ont été complètement pincées (Lacoura).

En même temps que s'avançaient les nappes de recouvrement (culminations basculées), les nappes de décollement du Mont Perdu et de Cotiella ont continué leur déplacement vers le Sud. La progression, vers le Sud, des nappes de recouvrement s'est poursuivie jusqu'au moment où elles ont été reprises par un ultime épisode de serrage tardi-alpin qui bloquera leur avancée.

Ce nouveau serrage de direction N.N.E.-S.S.W. a eu pour conséquence la déformation des structures le long de la bordure méridionale de la chaîne. Il a provoqué l'apparition de plis localement accompagnés de clivage de fracture SA 3 vertical.

E. – LA PÉRIODE FIN ÉOCÈNE - DÉBUT OLIGOCÈNE

LES FAILLES D'EXTENSION TARDI-ALPINES

L'ensemble du bâti pyrénéen (hercynien et alpin) est recoupé, après l'Eocène, par deux systèmes de failles d'orientation N 40 à N 60 E et N.S. à N 30 E. Les premières ont d'abord joué en décrochement; elles pourraient être la manifestation d'un ultime rejeu des grands décrochements post-hercyniens, de même direction, qui ont fonctionné à plusieurs reprises au cours de l'édification alpine des Pyrénées. Les secondes sont typiquement des failles d'extension. Elles pourraient être la conséquence des décrochements précédents, si on considère que les coulissages majeurs tardi-alpins, qui se sont produits le long de ces accidents, sont senestres. Dans un épisode plus tardif, les décrochements ont fonctionné en failles normales. Le long de la côte basque, ils affectent l'Oligocène inférieur. Ces accidents pourraient être anté-Chattien car les failles N 30 E qui se trouvent dans l'avant pays, au Nord du La bourd, sont fossilisées par les dépôts chattiens (KIEKEN, 1972 et annexe 1).

F. – RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

A la fin du cycle hercynien, le segment pyrénéen a été soumis à une érosion intense qui a atteint des zones profondes particulièrement dans sa partie orientale et dans les massifs basques (anté-Cambrien et Cambro-Ordovicien).

Les premiers dépôts post hercyniens sont actuellement très limités, si bien qu'il est impossible de définir la direction d'éventuels accidents cassants qui auraient permis la mise en place des produits volcaniques stéphano-permiens.

La seule direction paléogéographique qui apparaît clairement au Permien, est orientée N.S. à N.E.-S.W.; elle correspond à des flexures accompagnées peut-être de failles.

Les failles N 90 à N 110 E se manifestent juste avant le Trias; elles joueront ensuite un rôle de plus en plus important dans l'édification de la chaîne alpine. L'individualisation de la faille nord-pyrénéenne débute au Trias supérieur avec la mise en place des ophites (en liaison avec le rift Gascogne nord Pyrénées). Cinématiquement, cette faille nord-pyrénéenne n'a rien à voir avec l'Hercynien car elle recoupe les structures hercyniennes, notamment en Pays basque. Dans la partie centrale et orientale de la chaîne, *le parallélisme qui apparaît localement entre les structures hercyniennes majeures et la faille nord-pyrénéenne doit ainsi être considéré comme une coïncidence.*

Les deux systèmes d'accident, N.E.-S.W. et W.N.W.-E.S.E., sont actifs lors de la sédimentation du Jurassique et du Crétacé; ils jouent, soit de façon concommittente, soit indépendamment.

Les mouvements le long de l'accident nord-pyrénéen s'accentuent à la fin du Jurassique : ils sont à l'origine d'un premier glissement de la couverture *(mouvements anté-aptiens de LAMARE).* Un rejeu plus important encore se produit après le dépôt du Crétacé inférieur, conduisant à la formation locale d'un *clivage SA,* à de nouveaux décollements et glissements et à des recouvrements localisés dans la partie occidentale de la chaîne. Il s'agit de la *phase anté-cénomanienne* qui semble également ne se manifester que dans l'Ouest des Pyrénées (LAMARE, 1936; CASTERAS, 1933, 1954).

Pendant le dépôt du Crétacé supérieur, les accidents N 110 E jouent en extension (sillons flysch nord-pyrénéen et de Biscaye avec roches basiques).

Entre l'Eocène inférieur et l'Eocène moyen, on assiste à un nouvel épisode de serrage au niveau de la faille nord-pyrénéenne, plus particulièrement en Pays basque où apparaît un clivage SA 1. Ce clivage est inégalement réparti dans le flysch Crétacé supérieur en raison de l'anisotropie du substratum jurassico-crétacé inférieur introduite par la faille N.E. S.W. de Pampelune. A l'Est de cette faille la série jurassico-crétacée clivée reste autochtone ou para-autochtone, tandis qu'à l'Ouest, la même série très peu clivée se décolle et glisse vers le Nord-Ouest. Des glissements contemporains affectent également le revêtement et la couverture sur le flanc sud des Pyrénées.

A l'Eocène supérieur, la zone de serrage se déplace vers l'Est et le Sud, tandis qu'un mouvement de coulissage dextre se produit au niveau de la faille nord-pyrénéenne (formation du croissant d'Arberoue et rotation horaire d'amygdales de socle en Pays basque).

Au Sud de la faille nord-pyrénéenne, le serrage est responsable de la formation *d'un clivage SA 2* subvertical N 120 E, ou de failles de même direction. Les structures caractéristiques de cette phase correspondent *à des culminations,* résultat de la montée inégale du bâti.

Les événements suivants (éjection d'écailles, basculement, recouvrement, décollements et glissements généralisés de la couverture, notamment de la couverture sud-pyrénéenne) sont essentiellement dûs à la gravité et se produisent pendant la sédimentation de l'Eocène supérieur.

Une ultime période de serrage N.S. (clivage SA 3) déforme ces structures dues à la gravité et en bloque pratiquement la progression.

Les déformations oligocènes sont négligeables et se résument à des ondulations E.W. et à un faible rejeu en distension des failles N.E.-S.W.

IV. - CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Au terme de cette analyse des déformations qui ont abouti à l'édification de la chaîne pyrénéenne et dont nous avons tenté de saisir les mécanismes, nous soulignerons les étapes essentielles et tirerons quelques conséquences.

1/ Pendant l'orogénèse hercynienne, le moteur principal de l'ensemble des déformations semble devoir être recherché dans des déplacements produits au niveau d'une faille profonde longitudinale par rapport au segment hercynien des Pyrénées : *le parallélisme entre les failles synsédimentaires du Paléozoïque supérieur, la schistosité de la phase majeure et les failles tardives, est un fait marquant de l'orogénèse hercynienne,* non seulement au niveau des Pyrénées mais dans d'autres segments de la chaîne hercynienne européenne (Armorique, Ardennes, Asturies).

Par ailleurs, le style des structures et le faible degré de métamorphisme, en Pays basque et dans la partie sud de la zone axiale, permettent de placer cette partie des *Pyrénées en zone externe par rapport à la chaîne hercynienne.* Cette situation s'ac-

corde mal avec les différents schémas de reconstitution du tronçon hercynien européen et notamment avec l'arc très resserré ibéro-armoricain (ARTHAUD et MATTE, 1975).

2/ *Le trait majeur alpin correspond à l'individualisation très progressive d'un système de fractures N 90 à N 110°E.* Cette fracturation qui, on l'a vu, débute à la fin du Permien a essentiellement pour origine une faille profonde, la faille nord-pyrénéenne. Le rejet vertical le plus important de cet accident majeur est atteint au Crétacé supérieur.

Un autre système de fractures, de direction N.S. à N.E.-S.W., se combine au précédent. Il se manifeste surtout aux extrémités orientale et occidentale de la chaîne. Très peu marqué à un stade initial (flexures pré-permiennes), il s'accentue au cours de l'orogénèse alpine mais sans atteindre l'importance, au point de vue rejet, de l'autre système.

La superposition de ces deux systèmes de fractures explique la complexité structurale et rend compte des paléogéographiques successives dans la partie occidentale de la chaîne notamment.

Le serrage N.S. alpin a débuté plus précocement à l'Ouest de la chaîne puisqu'il y est responsable des déformations anté-aptiennes et anté-cénomaniennes, lesquelles sont pratiquement absentes dans la partie orientale de la chaîne.

Les dispositifs structuraux des Pyrénées occidentales, résultat des déformations anté-aptiennes, anté-cénomaniennes et anté-lutétiennes, ne permettent guère de définir le sens d'éventuels coulissages le long des accidents majeurs appartenant au train de failles nord-pyrénéen. *Ce n'est qu'à l'Eocène supérieur qu'un déplacement dextre peut être défini* grâce à la structure du croissant d'Arberoue : ce déplacement est de l'ordre de 20 km.

3/ Si on considère enfin la superposition des deux orogénèses hercynienne et alpine, à travers notamment la répartition et l'allure des schistosités majeures (SV 2 et SA 2), on ne manque pas d'être frappé par un certain parallélisme dans une grande partie de la zone axiale. Ce parallélisme montre que l'on peut parler à propos des Pyrénées de chaîne de fond alpine.

ORIENTATION BIBLIOGRAPHIQUE

ARGAND (E.) (1922). - La tectonique de l'Asie. *(C.R. XIII^e congr. géol. Intern., Liège, Fasc. 1, pp. 171 372).*

ARTHAUD (F.) et MATTE (Ph.) (1975). - Synthèse provisoire sur l'évolution tectonique et les raccords entre les segments hercyniens situés autour du bassin nord Baléares (Sud de la France, Espagne, Bloc Corsosarde). *(Coll. chaîne varisque, Rennes).*

BIXEL (F.) (1970). - Le volcanisme de l'Ossau (Pyrénées atlantiques). *Thèse 3^e cycle, Toulouse, 162 p.).*

BOISSONNAS (J.) (1974). - Notice de la carte géologique au 1/50 000 de Iholdy. Formations cristallines. *(B.R. G.M. Orléans, 36 p.).*

BOSCHMA (D.) (1963). - Successive Hercynian structures in some areas of the Central Pyrenees. *(Leidse Geol. Meded., 38, pp. 103 176).*

BOUDOU (P.) (1973). - Etude de la tectonique de la côte basque entre Hendaye et Bidart. *(Thèse 3^e cycle, Strasbourg).*

BOUQUET (C.) et STOPPEL (D.) (1975). - Contribution à l'étude du Paléozoïque des Pyrénées centrales (Hautes vallées de la Garonne et d'Aure). *(Bull. B.R.G.M., 2^e série, section 1, n° 1, pp. 7-61).*

CASTERAS (M.) (1933). - Recherches sur la structure du versant Nord des Pyrénées centrales et orientales. *(Bull. Serv. Carte géol. Fr., 37, n° 189, pp. 1 à 515).*

CASTERAS (M.) (1954). - Phases de plissement dans les Pyrénées basques orientales. *(C.R. XIX^e congr. géol. Intern. (Alger), sect. 13, n° 14, pp. 143-164).*

CHOUKROUNE (P.) (1972). - Relations entre tectonique et métamorphisme dans les terrains secondaires de la zone nord pyrénéenne centrale et orientale. *(B.S.G.F. (7), XIV, pp. 3 11).*

CHOUKROUNE (P.) (1974). - Structure et évolution tec tonique de la zone nord-pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité sub verticale. *(Thèse Sc., Montpellier).*

CLIN (M.) (1954). - Etude géologique de la haute chaîne des Pyrénées centrales entre le cirque de Troumouse et le cirque du Lys. *(Mém. B.R.G.M. 27, 379 p.).*

CLIN (M.) (1956). - Sur la limite orientale du chevauchement de Gèdre Gavarnie (Pyrénées françaises). *(C.R. Acad. Sc. Paris, t. 242, p. 2374).*

CLIN (M.), DELFAUD (J.), GOTTIS (M.), MULLER (J.) et ROGER (Ph.) (1967). - Contribution à la géologie du massif de la Forêt des Arbailles (Pyrénées occiden tales). *C.R. Acad. Sc. Paris, t. 265, pp. 181-183).*

CLIN (M.), HEDDEBAUT (Cl.), MULLER (J.) et ROGER (Ph.) (1972). - Déformations transverses et plis couchés anté Stéphaniens, plis de revêtement pyrénéens dans la haute vallée du Rio Gallego (Pyrénées occidentales espagnoles). *(C.R. Acad. Sc. Paris, t. 267, p. 1131 1132).*

CLIN (M.), HEDDEBAUT (Cl.), MIROUSE (R.), MULLER (J.), ROGER (Ph.) et WATERLOT (M.) (1970). - Le cycle hercynien dans les Pyrénées. *(Ann. Soc. Géol. Nord, XC, 4, pp. 253-276).*

CLIN (M.), HEDDEBAUT (Cl.), MULLER (J.) et ROGER (Ph.) (1972). - Stratigraphie et paléogéographie de la zone primaire axiale des Pyrénées, des massifs basques et des massifs satellites (rapport n° 1). Interprétation tectonique de la zone primaire axiale pyrénéenne, des massifs basques et des massifs satellites (rapport n° 2). *(Doc. inéd., Institut de Géodynamique, Bordeaux).*

CLOOS (E.) (1946). - Lineation, a critical review. *(Geol. Soc. Am., Mém., 18, 122 p.).*

CRISTINI (G.) (1967). - Etude du flysch dans la partie méri dionale du bassin d'Irissary. *(Mém., D.E.A., Bordeaux).*

DALLONI (M.) (1930). - Géologie des Pyrénées catalanes. *(Ann. Fac. Sc. Marseille t. 14, 444 p.).*

DEBON (F.) (1972). - Massifs granitiques de Cauterets et Panticosa (Pyrénées occidentales). Notice explicative pour la carte géologique au 1/50 000. *(B.R.G.M., Orléans, 37 p.).*

DERAMOND (J.) et SOULA (J.-Cl.) (1971). - Orientation des structures hercyniennes et rôle des anisotropies dans les Pyrénées ariègeoises et andorranes. *(C.R. Acad. Sc. Paris, t. 272, pp. 2653 2656).*

DERAMOND (J.) et JOSEPH (J.) (1972). - Formation d'une schistosité par rejeu d'une surface antérieure d'aniso tropie : exemple du Paléozoïque de la nappe de Gavarnie (Hautes Pyrénées). *(C.R. Acad. Sc. Paris, t. 274, pp. 2149 2152).*

DELFAUD (J.) (1969). - Essais sur la géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. *(Thèse, Sc., Bordeaux).*

DELFAUD (J.) (1972). - Remarques sur les directions sub méridiennes en Aquitaine. *(Bull. Soc. linn. Bordeaux, t. II, n° 8, pp. 164 167).*

DELFAUD (J.) (1973a). - Typologie des édifices récifaux du Jurassique nord aquitain. *(Bull. Soc. linn. Bordeaux, t. III, n° 9, pp. 201 204).*

DELFAUD J. (1973b). - Un élément majeur de la paléogéo graphie du Sud de la France au Jurassique moyen et supérieur : le haut fond occitan. *(C.R. somm. S.G.F., t. XV, fasc. 2, pp. 58-59).*

FONTEILLES (M.) et GUITARD (G.) (1964). - L'effet de socle dans le métamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoïque des gneiss des Pyrénées. *(C.R. Ac. Sc., Paris, t. 258, pp. 4299-4302).*

FONTEILLES (M.) et GUITARD (G.) (1967). - Notice ex plicative de la carte géologique au 1/80 000. Feuille de Quillan (254), 3^e édition.

DUPOUY-CAMET (J.) (1952). - Recherches structurales sur les accidents triasiques du Sud Ouest de l'Aquitaine. *(Bull. Serv. Carte géol. Fr., n° 233, t. XLIX, 287 p.).*

GOTTIS (M.) et ROGER (Ph.) (1965). - Rivages marins pyrénéens au Trias inférieur ? Existence d'une terrasse de tempête aux temps triasiques, sur l'emplacement du massif de la Rhune. *(Actes Soc. linn. Bordeaux, série B, n° 8, 3 p.).*

GOTTIS (M.) (1967). - Sur certains aspects de l'architecture du Languedoc méditerranéen, sa position dans le con texte continental, le rôle respectif des mouvements du socle et de la gravité dans la tectogénèse de la couver ture post hercynienne. *(Actes Soc. linn. Bordeaux, série B, n° 13, 9 p.).*

GOTTIS (M.) (1972). - Morphologie et déformations mio-plio quaternaires des Pyrénées. *(C.R. Acad. Sc. Paris, t. 275, pp. 1199 1202).*

GOTTIS (M.) (1972). - Construction d'un modèle géody namique. *(C.R. Acad. Sc. Paris, t. 275, p. 2099 2102).*

HARTEVELT (J.) (1970). - Geology of the Upper Segre and Valira Valleys, Central Pyrenees, Andorra (Spain). *(Leidse Geol. Meded. 33, pp. 191 254).*

HARTEVELT (J.) et ROGER (Ph.) (1968). – Quelques aspects de la topographie permo triasique dans le Haut Sègre et la Haute Pallaresa (Lerida, Espagne). Interprétations structurales et paléogéographiques. *(C.R. somm. Soc. géol. Fr., fasc. 6, p. 182).*

HEDDEBAUT (Cl.) (1973). – Etudes géologiques dans les massifs paléozoïques basques. *(Thèse Sc., Lille).*

HOEPPENER (R.) (1955). – Tektonik im Schiefergebirge. *(Geol. Rundschau, 44, pp. 26-58).*

JOSEPH (J.) et LUCAS (Cl.) (1972). – Déformations hercy niennes et pyrénéennes dans la nappe de Gavarnie (Hautes Pyrénées). *(C.R. Acad. Sc. Paris, t. 274, pp. 657-659).*

JOSEPH (J.) (1973). – Le Paléozoïque de la nappe de Gavarnie entre le Cirque de Troumouse et le gave de Pau. *(Thèse 3e cycle, Toulouse).*

JOSEPH (J.) et MAJESTE MENJOULAS (Cl.) (1973). – Dé formations pyrénéennes dans le Paléozoïque de la nappe de Gavarnie (Hautes Pyrénées). *(C.R. Acad. Sc. Paris, t. 276, pp. 3107 3110).*

JULIVERT (M.) (1970). – Réseau de failles et la couverture post hercynienne dans les Asturies. *(Symposium sur l'histoire structurale du Golfe de Gascogne. Editions Technip, Paris, p. 1 28).*

KIEKEN (M.) (1972). – Carte géologique au 1/50 000 d'HAS PARREN. *(B.R.G.M. Orléans, 24 p.).*

LAMARE (P.) (1931). – Les éléments structuraux des Py rénées basques d'Espagne. Essai de synthèse tectonique. *(Bull. Soc. géol. Fr., 5e série, t. 1, pp. 95 130).*

LAMARE (P.) (1954). – Carte géologique de la France au 1/80 000, feuille de St-Jean Pied-de-Port. (2e édition, 1953).

LAMARE (P.) (1962). – La feuille de Bayonne au 1/50 000. Son cadre morphologique et ses caractères géologiques. *(Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. 58, n° 265, pp. 411 459).*

LE POCHAT (G.). – Notice de la carte géologique au 1/50 000 de Iholdy. Stratigraphie et tectonique des formations primaires et secondaires. *(B.R.G.M., Or léans, 36 p.).*

LUCAS (C.) (1968). – Le grès rouge du Comminges et de la Bigorre (Pyrénées centrales). Etude géologique. *(Thèse 3e cycle, Toulouse, 120 p.).*

MAJESTE MENJOULAS (Cl.) et MIROUSE (R.) (1970). – Evolution d'un segment de chaîne hercynienne dans l'orogénèse alpine : le chevauchement Cinq Monts Gentiane (Pyrénées atlantiques). *(C.R. Acad. Sc. Paris, t. 270, pp. 1872 1875).*

MAJESTE MENJOULAS (Cl.) (1973). – Déformations ter tiaires dans le Paléozoïque pyrénéen : leur évolution à la racine de la nappe de Gavarnie (H.P.). *(C.R. Acad. Sc. Paris, t. 276, pp. 3273 3276).*

MAJESTE MENJOULAS (Cl.) (1975). – Vestiges de défor mations hercyniennes dans le Paléozoïque de la nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales). *(Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. 111, fasc. 1 2, pp. 118 125).*

MATTAUER (M.) (1964). – Sur les schistosités d'âge ter tiaire de la zone axiale hercynienne des Pyrénées. *(C.R. Acad. Sc. Paris, t. 259, pp. 2891-2894).*

MATTAUER (M.) et SEGURET (M.) (1966). – Sur le style des déformations tertiaires de la zone axiale des Py rénées. *(C.R. somm. S.G.F., fasc. 1, pp. 10-11).*

MATTAUER (M.) (1968). – Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne. *(Rev. géogr. Phys. Géol. dyn., t. X, n° 1, p. 3 11).*

MEY (P.) (1967). – Evolution of the pyrenean basin during the late Palaeozoic. *(Int. Dev. Symp. Syn. Calgary, t. II, pp. 1157-1166).*

MEY (P.) (1968). – The geology of the Upper Ribagorzana and Baliera Valleys, Central Pyrenees (Spain). *(Leidse Geol. Meded., 41, pp. 143-220).*

MEY (P.) (1968). – The geology of the Upper Ribagorzana and Tor Valleys, Central Pyrenees (Spain). *(Leidse Geol. Meded., 41, pp. 229-292).*

MIROUSE (R.) (1966). – Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyré nées. *(Thèse Sc. Toulouse 1962. Mém. carte géol. Fr., 451 p.).*

MOHR (K.) et PILGER (A.) (1964). – Das Nord Sud Strei chende Lineament von Elizondo in den westlichen Pyrenäen. *(Geol. Rundschau, 54, pp. 1044 1060).*

MOREAU (H.) (1975). – Essai de géologie structurale dans le Vignemale et les hautes vallées du Rio Ara et du gave d'Ossoue. *(Thèse 3e cycle, Bordeaux, 85 p.).*

MULLER (J.) (1965). – Le revêtement permo-triasique du Jarra et de l'Aradoy en pays de Cize (Pyrénées occiden tales françaises). Analyse structurale et cinématique des déformations. *(Actes Soc. linn. Bordeaux, t. 102, série B, n° 9, 31 p.).*

MULLER (J.) (1973). – Sur les tectoniques hercyniennes et pyrénéennes dans la partie occidentale de la haute chaîne des Pyrénées entre le Somport et le Pourtalet. *(C.R. Acad. Sc., Paris, t. 276, pp. 2871 2874).*

NAGTEGAAL (P.J.C.) (1969). – Sedimentology paleo climatology and diagenesis of post hercynian continental deposits in the south central Pyrenees (Spain). *(Leidse Geol. Meded., 42, pp. 143-238).*

RAMSAY (J.-G.) (1967). – Folding and fracturing of rocks. *(Mc Graw Hill Book Company, New York, 568 p.).*

RAVIER (J.), THIEBAUT (J.) et CHENEVOY (M.) (1975). – Sur l'importance des événements calédoniens dans l'histoire de la chaîne pyrénéenne. *(C.R. Acad. Sc. Paris, t. 280, série D, pp. 2521 2523).*

REQUADT (H.) (1974). – Aperçu sur la stratigraphie et le faciès du Dévonien inférieur et moyen dans les Pyrénées occidentales d'Espagne. *(Pirineos, Jaca. 111, pp. 109 127).*

RICHERT (J.-P.) (1957). – Analyse structurale du Pays basco-béarnais entre les gaves de Mauléon et d'Oléron (Basses-Pyrénées). *(Thèse 3e cycle, Strasbourg).*

ROGER (Ph.) (1965). – Etude stratigraphique et structurale de la zone des Nogueras, entre l'Esera et l'Isabena (Huesca, Espagne). *(Actes Soc. linn. Bordeaux, t. 102, série B, n° 5, 27 p.).*

ROGER (Ph.) (1973). – Les mécanismes et les étapes de la mise en place des structures complexes de la zone des Nogueras (versant sud des Pyrénées centrales). Eléments de la paléogéographie des séries détritiques post-hercyniennes. (1re réunion annuelle des Sciences de la Terre, Paris).

SANDER (B.) (1948). – Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. *(Springer, Vienna, I, 1948, 215 p.; II, 1950, 409 p.).*

SEGURET (M.) (1970). – Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la com pression et de la gravité. *(Thèse Sc., Montpellier).*

SITTER (L.U. de) (1965). – Hercynian and alpine orogenis in northern Spain. *(Geol. Mijnb, 44, pp. 373 383).*

SOLER SAMPERE (M.) (1970). - Lineas generales de la geologia del alto Aragon occidental. *(Pirineos, Jaca, 86, pp. 5 20).*

SOUQUET (P.) (1967). - Le Crétacé supérieur nord pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre. *(Thèse Sc. Toulouse, Ed. Privat, 529 p.).*

SOUQUET (P.), PEYBERNES (B.), BILOTTE (M.), DE BROAS (E. L.), REY (J.) et CANEROT (J.) (1977). - Nouvelle esquisse structurale des Pyrénées. *(Lab. Géol. Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 17 p.).*

STEVAUX (J.) et ZOLNAI (G.) (1975). - Les olistostromes du Sud de l'Aquitaine dans la dynamique du bassin. *IX^e Congr. Intern. Sedim. Nice. (Symposium Hist. Struct. Golde de Gascogne. Editions Technip Paris (1971).*

TURNER (F.J.) et WEISS (L.E.) (1963). - Structural analysis of metamorphic tectonites. *(Mc Graw-Hill, New York, 545 p.).*

VALERO J. (1974). - Géologie structurale du Paléozoïque de la région de Panticosa, province de Huesca (Es pagne). *(Thèse 3^e cycle, Bordeaux).*

VAN DER LINGEN (G.J.) (1960). - Geology of the Spanish Pyrenees, North of Canfranc, Huesca Province. *(Estudios geologicos, t. 16, n° 4, pp. 205-242).*

WEGMANN (E.) (1929). - Beispiele tektonischer Analysen des Grundgebirges in Finnland. *(Bull. commiss. geol. Finl., 87, pp. 100 129).*

WEGMANN (E.) (1947). - Note sur quelques procédures de la tectonique superposée. *(Bull. commiss. geol. Finl., 140, pp. 223-238).*

WEGMANN (E.) (1948). - Le spectre des mouvements de l'écorce terrestre et son enregistrement dans les sédi ments. *(Rep. 18th Sess. Intern. Geol. Congr., London, Part. IV, pp. 94 99).*

WEGMANN (E.) (1954). - Ueber einige Zuge von unter geringer Bedeckung entstander Falten. *(Tscherma. min. u. petr. Mitt. Oesterr., 4, p. 187 192).*

WEGMANN (E.) (1963). - Le Jura plissé dans la perspective des études sur le comportement des socles. *(Livre à la mémoire du professeur Paul Fallot. t. II, pp. 99-104).*

WEGMANN (E.) and SCHAER (J.P.) (1957). - Lunules tectoniques et traces de mouvements dans les plis du Jura. *(Eclogale Geol. Helv., 50, pp. 491-496).*

WENSINK (R.) (1961). - Paleozoïc of the Gallego and Ara Valleys, Huesca Province, Spanish Pyrenees. *(Estudios Geologicos, vol. XVIII, p. 1-74).*

WILSON (G.) (1961). - The tectonic significance of small scale structures and their importance to the geologist in the field. *(Soc. Geol. Belgique. Ann., vol. 84, pp. 496 503).*

WINNOCK (1973). - Exposé succint de l'évolution paléo-géographique de l'Aquitaine. *(B.S.G.F. (7), t. 25, n° 1, pp. 5 11).*

ZANDVILLET (J.) (1960). - The geology of the Upper Salat and Pallaresa Valleys, Central Pyrenees. *(Leidse Geol. Meded., 25, pp. 1-127).*

ZOLNAI (G.) (1975). - Sur l'existence d'un réseau de failles de décrochement dans l'avant pays nord des Pyrénées occidentales. *(Revue de géogr. phys. et Géol. dyn. (2), vol. XVII, fasc. 3, pp. 219 238).*

ZWART (H.J.) (1959). - The metamorphic history of the central Pyrenees, Part. I. *(Leidse Geol. Meded., 22, pp. 419-490).*

ZWART (H.J.) (1963a). - The structural evolution of the Paleozoïc of the Pyrenees. *(Geol. Rundschau, 53, pp. 170 205).*

ZWART (H.J.) (1963b). - Metamorphic history of the central Pyrenees, Part II, valle de Aran. *(Leidse Geol. Meded., 28, pp. 321-376).*