

UNIVERSITÉ DE PARIS

FACULTÉ DES SCIENCES

LABORATOIRE DE GÉOLOGIE DYNAMIQUE

THÈSE de 3^{ème} CYCLE

DE GÉODYNAMIQUE INTERNE

présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Paris
pour obtenir le grade de Docteur de 3^{ème} Cycle.

ETUDE TECTONIQUE ET MICROTTECTONIQUE
DU PALEOZOÏQUE DE LA PARTIE ORIENTALE
DU " SYNCLINAL " DE VILLEFRANCHE (P.O.)

par

Bernard DALMAYRAC

Soutenu le 9 Mars 1967. devant la Commission d'Examen.

Jury : MM. L. GLANGEAUD Président
 F. ELLENBERGER }
 M. MATTAUER } Examineurs

ETUDE TECTONIQUE

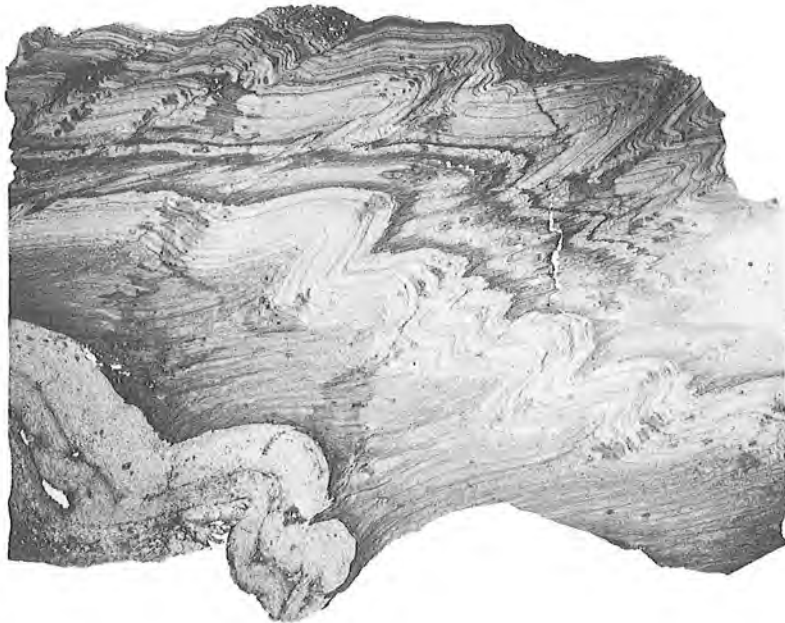
ET MICROTECTONIQUE

DU PALEOZOÏQUE

DE LA PARTIE ORIENTALE

DU "SYNCLINAL" DE VILLEFRANCHE

(P.O.)



Avant-propos.

Avant de présenter ce mémoire, je tiens à rendre hommage à tous ceux qui en ont permis la réalisation.

Je prie Monsieur le Professeur L. Glangeaud, qui m'a accepté dans son laboratoire de Géologie Dynamique et qui a bien voulu assurer la présidence du jury, de trouver ici l'expression de ma très vive reconnaissance.

Je voudrais exprimer ma particulière gratitude à Monsieur le Professeur M. Mattauer dont l'enseignement incomparable m'a confirmé dans ma vocation. Après m'avoir initié à la Géologie de terrain et à la Tectonique, il m'a confié ce sujet de thèse, et a suivi la progression de mes recherches, m'accompagnant sur le terrain et me prodiguant ses directives, ses encouragements et ses critiques.

Qu'il veuille bien trouver ici l'expression de ma très respectueuse reconnaissance.

Je prie également Monsieur le Professeur Ellenberger, membre du Jury de bien vouloir accepter mes sincères remerciements.

Je tiens à rendre hommage à Monsieur le Professeur F. Roust pour les conseils et les encouragements qu'il m'a toujours prodigués.

Que Messieurs les Assistants du laboratoire de Géologie Structurale de Montpellier dont les conseils m'ont toujours été d'un grand encouragement tout au long de la réalisation de cette étude, trouvent ici l'expression de mes sincères remerciements.

Enfin je ne saurais oublier mes camarades et particulièrement Monsieur Jean-Claude VIDAL (qui d'une manière ou d'une autre) ont facilité ma tâche.

Table des Matières.

=====

	Pages
- Introduction	1
- Etude Stratigraphique	3
- Etude Tectonique	12
- Les différentes phases tectoniques	18
- méthodes	18
- étude de la première phase	24
- étude de la deuxième phase	35
- étude de la troisième phase	54
- les phases tardives	57
- Le problème des contacts anormaux	58
- Les plissements à grande échelle	62
- Conclusions	65
- Bibliographie	69

INTRODUCTION.

Le but de ce travail est une étude de géologie régionale, consacrée à des terrains du paléozoïque supérieur affectés d'une intense tectonique et d'un épimétamorphisme.

Les problèmes à résoudre et notamment la superposition de plusieurs phases tectoniques, nous ont amené à utiliser intensément la microtectonique.

La région que nous nous proposons d'étudier, située à l'extrémité orientale de la zone axiale paléozoïque des PYRÉNÉES, constitue la couverture des massifs gneissiques du CANIGOU et de la CARANÇA.

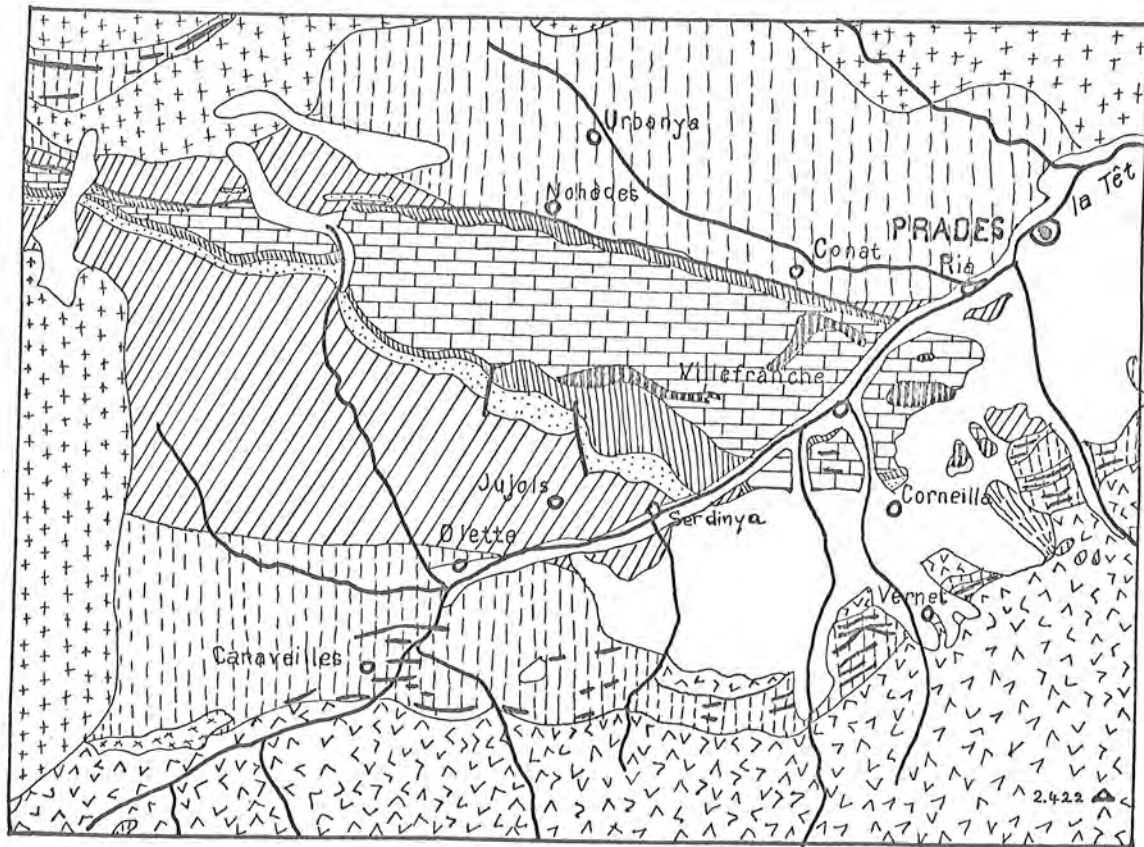
Notre étude est destinée à compléter les travaux de GUITARD, qui s'est particulièrement intéressé à des régions profondes, représentées par les massifs du CANIGOU et de la CARANÇA.

Dans une première partie, nous ferons un bref rappel de la stratigraphie de cette région dont l'étude détaillée est due à P. CAVET dans sa thèse sur le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises (1957).

La seconde partie sera consacrée à l'étude tectonique détaillée du synclinal de VILLEFRANCHE. Nous nous attacherons plus particulièrement à déterminer le style, la direction et le déversement des diverses structures que nous pouvons observer.

Enfin nous essayerons d'établir les raccords pos-

sibles avec la région voisine du CANIGOU qui a été si parfaitement analysée par GUITARD, dans ses nombreuses publications sur les déformations et le métamorphisme liés à l'orogénèse hercynienne dans les Pyrénées orientales.



Carte géologique du synclinal de VILLEFRANCHE..
d'après CAVET (1957)

ETUDE STRATIGRAPHIQUE.

Le Paléozoïque du synclinal de VILLEFRANCHE comprend deux ensembles stratigraphiquement très distincts où les déformations tectoniques se manifestent avec des styles parfois très différents.

- Le Paléozoïque inférieur :
essentiellement schisteux d'âge Cambro-silurien et azoïque.
- Le Paléozoïque supérieur :
représenté presque uniquement par des calcaires massifs ou des dolomies ne présentant que de rares niveaux repères, ce qui rend l'analyse tectonique très difficile.

I - LE PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR.

Il est classique de considérer, après P. CAVET, deux ensembles dans cette puissante série Cambro-silurienne.

1) La série de CANAVEILLES :

Age Cambrien probable. Série inférieure représentée par des phyllades sériciteux, luisants, d'aspect argenté, prenant parfois des faciès plus ou moins graphiteux. Cet ensemble schisteux renferme des intercalations calcaires soit sous forme de lentilles, soit représentées par de minces bandes continues d'une dizaine de mètres de puissance.

2) La série de JUJOLS :

Age Silurien probable. Il s'agit principalement de schistes ardoisiers gris à bleutés très fissiles, de schistes gréseux zonés présentant une alternance de petits niveaux clairs (gréseux) et sombres (argileux). Ces faciès assez particuliers se retrouvent dans toute l'épaisseur de la série de JUJOLS parfois alternant avec des faciès de schistes plus gris renfermant des nodules siliceux.

On peut remarquer également des intercalations de grés fins et de quartzites à grains très fins de couleur souvent grise ou rougeâtre.

Il ne paraît pas très justifiable de considérer comme un niveau particulier, les schistes gris esquilleux décrits par CAVET à la partie supérieure de la série de JUJOLS. Nous pensons que ces niveaux ne sauraient être différenciés des schistes ardoisiers ; leur débit particulier en "bâton de craie" nous semble plutôt provenir de l'intersection de deux séries de plans , de même direction et de pendage différent ; ces plans pouvant être la stratification et une schistosité ou bien deux schistosités.

Ces deux séries de CANAVEILLES et JUJOLS caractérisées par une succession de niveaux gréseux et niveaux schisteux doit être interprétée comme un flysch, c'est-à-dire comme une formation stratifiée présentant une structure rythmique ; la répétition des divers niveaux ayant des causes tectoniques.

Ce caractère de flysch se traduit également par la présence dans les schistes ardoisiers zonés de très belles figures de sédimentation : figures de charge, figures de glissement ou de flux, slump ball, stratification entrecroisée, qui seront très utiles dans la détermination des polarités et qui ne devront pas être confondus avec des microplis tectoniques.

Il est très délicat de faire des subdivisions dans ces séries épimétamorphiques et azoïques.

A la suite de CAVET, il est convenu de fixer la limite inférieure de la série de CANAVEILLES au front supérieur des gneiss oeuillés du CANIGOU et de la CARANÇA.

Il faut cependant souligner que les gneiss du CANIGOU proviennent de la transformation d'un granite d'âge précambrien. Dans ces conditions, la limite inférieure des schistes de CANAVEILLES au front supérieur des gneiss oeuillés du CANIGOU peut être interprété comme une limite stratigraphique.

La limite supérieure de cette partie du paléozoïque est par contre parfaitement déterminée. Le passage des schistes de JUJOLS au Paléozoïque supérieur est clairement marqué par l'apparition d'une faune caradocienne dont un très beau gisement se trouve à un kilomètre à l'Est de SERDYNIA sur la route de FRADES à MONTLOUIS. Cette limite est soulignée par la présence d'un poudingue siliceux du CARADOC.

La limite entre série de CANAVEILLES et série de JUJOLS est pratiquement impossible à établir. Les seuls critères qui nous feront distinguer les deux séries sont : la présence, dans la série de CANAVEILLES, d'intercalations calcaires que nous ne retrouvons jamais dans les schistes de JUJOLS. Ceux-ci semblent présenter par contre des intercalations quartziteuses qui sont moins fréquentes dans la série de CANAVEILLES.

Donner la puissance de cet ensemble du paléozoïque inférieur reste une tâche très délicate. En effet, dès le premier contact avec ces terrains, on est frappé par la quantité et l'importance des replis qui sont les témoins d'importantes superpositions tectoniques. Dans ces conditions, il nous semble raisonnable d'admettre une épaisseur de l'ordre de 2000 mètres pour ces séries Cambro-siluriennes.

II - LE PALEOZOIQUE SUPERIEUR.

1) Ordovicien supérieur : Caradoc

Le paléozoïque supérieur des Pyrénées orientales débute par une série essentiellement détritique représentée par un poudingue siliceux et des "schistes troués" profondément décalcifiés et présentant en général de nombreux fossiles de l'Ashgil.

- Le poudingue est constitué d'éléments centrimétriques à décimétriques exclusivement siliceux, soit du quartz blanc soit des grés grossiers jaunâtres, soit des quartzites grises à noires. Le ciment est généralement gréseux, grisâtre à violacé.

Dans tous les cas, ce poudingue est injecté de quartz blanchâtre qui vient perturber la disposition originelle des galets, si bien qu'il est très délicat de déterminer une stratification interne.

On peut observer également, au Nord de FLASSA, un micropoudingue constitué d'éléments de quartz ou de quartzites sombres dont la taille ne dépasse pas un centimètre. Ces éléments sont noyés dans un ciment gréseux, gris luisant à violacé.

Ces micropoudingues rappellent étrangement les micropoudingues que l'on trouve dans les ASPRES et que CAVET attribue au sommet de la série de JUJOLS.

Nous avons pu observer d'autre part des grés grossiers ou micropoudingues sur le flanc Nord du synclinal de VILLEFRANCHE, sur la ligne de crêtes au Sud de CONAT. Il nous semble que ces formations sont en tous points comparables au micropoudingue de FLASSA et de ce fait, nous pensons pouvoir leur attribuer le même âge.

- Au dessus du poudingue, nous trouvons une série

schisteuse caractérisée par certains niveaux de "schistes troués" fossilifères. Pétrographiquement, cette formation est représentée par des schistes gréseux mica cés, plus ou moins argileux et toujours décalcifiés. Les niveaux fossilifères apparaissent criblés de petites cavités, vestiges d'anciens fossiles et toujours très riches en altérations ferrugineuses.

Ces niveaux de schistes troués passent à des schistes ardoisiers gris bleutés où l'on distingue parfois de fines vermiculations rouges (schistes à taches carminées).

2) Le Gothlandien et Gothlando-dévonien

Dans la partie orientale du synclinal de VILLEFRANCHE, il est encore possible de différencier quelques rares affleurements de Gothlandien sensu-stricto.

Plus à l'Ouest, le Gothlandien ne saurait être séparé de niveaux de calcaires argileux attribuables au Dévonien inférieur. Ce Gothlandien peut être observé dans la région de CORNEILLA, à l'Ouest de VILLEFRANCHE dans la vallée de la Têt, enfin au Nord du hameau des HORTS. Il est représenté par des schistes ampéliteux brillants, très fissiles, des schistes violacés lie de vin toujours très tourmentés où l'on remarque parfois de gros nodules calcaires.

Ces faciès essentiellement marneux passent à des niveaux de calcschistes ou de calcaires en plaquettes toujours sombres et parfois ampéliteux.

Nous devons souligner que ce Gothlandien essentiellement constitué de matériel très plastique a joué un rôle prépondérant dans l'évolution tectonique de la région.

Si les affleurements de gothlandien ne sont pas plus importants, c'est que, dans la majorité des cas, il a servi de surface de glissement pour les terrains plus compétés du Dévonien. Ceci est particulièrement visible au Nord-Est des HORTS, où on peut observer les schistes ampéli-

teux à nodules calcaires du Gothlandien, très redressés et broyés, surmontés directement par les calcaires du Dévonien moyen.

Le Gothlando-Dévonien : dans la majorité des cas, au-dessus des faciès du Caradoc, on peut observer un puissant ensemble de calcschistes en petits bancs, avec quelques rares intercalations plus schisteuses difficilement séparables ; c'est cet ensemble que nous continuons à cartographier sous le terme de Gothlando-Dévonien.

Les niveaux schisteux sont à rapprocher du Gothlandien, alors que les faciès calcaires représentent les assises inférieures du Dévonien. Ces formations à faciès Dévonien inférieur sont représentées, de bas en haut, par :

- Des calcschistes en plaquettes à patine ôcre.
- Des calcaires argileux en petits bancs (20 à 30cm.) à patine ôcre jaunâtre, à cassure toujours sombre, très riches en tiges d'encrines qui se présentent soit en sections soit en rubans striés souvent déformés et sectionnés par la schistosité.
- Des calcaires pseudogriotteux, de teinte généralement grisâtre. Ils sont caractérisés par un fin lacis schisto-siliceux, brun à rouge sombre, qui forme de légères aspérités à la surface des bancs.
- Des calcaires jaunes en gros bancs (80 cm à 1 m), à cassure noire, présentant quelques petites chailles sombres et renfermant de nombreuses sections d'entroques.

Ce Gothlando-dévonien est particulièrement important au Nord des hameaux de MARIIGNA et de FLASSA. Cette importance est due aux nombreux plis affectant cette série comme peut en témoigner au sein de cette puissante série de calcaires argileux, la présence de Dévonien moyen incontestable.

Le Gothlando-dévonien est également bien représenté sur le flanc Nord du synclinal de VILLEFRANCHE. Il est alors très redressé et montre des indices plus importants d'écrasement. Les différents faciés sont cependant reconnaissables. Si l'on tient compte des superpositions tectoniques, sa puissance peut être évaluée à une centaine de mètres.

3) Le Dévonien moyen

Faisant suite aux calcaires argileux du Dévonien inférieur, le Dévonien moyen débute par un niveau fossilifère bien daté (d'âge Eifelien) représenté par les calcaires à chailles et à polypiers siliceux.

Cette formation, généralement gris clair, en bancs réguliers de 20 à 50 cm est caractérisée par des accidents siliceux voisins des chailles. Ces accidents de teinte généralement claire sont disposés parallèlement à la stratification et forment soit des îlots aplatis soit de longues bandes plus ou moins sinueuses pouvant atteindre une dizaine de mètres (N-E du fort de VILLEFRANCHE sur le chemin conduisant à BELLOC).

Faisant suite à ce niveau très caractéristique, nous trouvons un ensemble de faciés assez mal différenciés formant la partie supérieure du Dévonien moyen. Ce sont les calcaires gris magnésiens et le marbre de VILLEFRANCHE.

- Les calcaires gris magnésiens :

Il s'agit d'une formation azoïque gris clair, parfois jaunâtre, à stratification confuse, très magnésienne, réagissant peu à l'HCL et pouvant passer à des dolomies claires.

- Le marbre de VILLEFRANCHE :

A ces niveaux font suite des calcaires cristallins, à grains fins, veinés de calcite blanche à rose se détachant sur un fond de teinte rouge (vallée de la Têt entre VILLEFRANCHE et RIA)

Ce marbre "flambé" n'est pas partout représenté. Il peut être remplacé par des calcaires blancs spathiques, à cassures esquilleuses, veinés de calcite mais ne présentant pas de teinte rouge (flanc Nord au Sud de BETTLANS).

4) Le Dévonien supérieur

Le Dévonien supérieur débute avec le faciès très particulier des griottes rouges à goniatites du Frasnien Faménien inférieur.

Cette formation noduleuse se présente comme un calcaire rouge franc, englobant des nodules calcaires blancs correspondant à des coquilles de goniatites recristallisées. Les surfaces exposées montrent un lacis schisto-siliceux assez dense de teinte rouge violacé, plus sombre que le calcaire et généralement luisant.

Ces griottes forment une longue bande plus ou moins continue dont l'épaisseur de 4 à 5 m peut atteindre environ 20 m aux carrières de ROQUE FUMADE.

Faisant suite aux griottes rouges, nous rencontrons les calcaires " marbre cervelas ". Ce sont des calcaires compacts à cassure esquilleuse qui doivent leur aspect bigarré à la présence de nombreuses petites taches irrégulières généralement grises ou vertes se détachant sur un fond clair presque blanc.

Enfin, le sommet du Dévonien est représenté par un faciès de calcaires noduleux. Cette formation se présente en bancs réguliers de 50 cm à 1 m ; elle est parcourue par un lacis siliceux lâche, jaunâtre, verdâtre ou rouge se détachant sur un fond de calcaire assez fin de teinte claire.

Dans la région de ROQUE FUMADE, les niveaux de calcaires noduleux présentent de petits accidents siliceux de teinte claire comparable aux chailles.

Certaines coupes montrent, au-dessus des calcaires noduleux faisant passage au Carbonifère, de minces intercalations de calcschistes luisants et bigarrés.

5) Le Carbonifère

Le Carbonifère est caractérisé, dans notre région, par un horizon à lydiennes attribuable au Dinantien et un horizon de schistes gréseux à faciés " culm " du Viséen.

Les lydiennes, roches siliceuses très dures, de teinte noire, forment, lorsqu'elles sont en place, un ou plusieurs bancs d'une dizaine de mètres d'épaisseur. Mais, généralement, ces bancs ne peuvent être suivis sur plus de quelques mètres. Les lydiennes apparaissent alors sous forme de petits cubes noirs bien visibles dans les éboulis (chemin chapelle de SAINT ETIENNE).

Cet horizon à lydiennes est toujours associé à des calcaires noirs très durs, veinés de calcite blanche.

Le Viséen est toujours représenté par des schistes gréseux micacés, noirâtres, très fissiles. Ces schistes admettent quelques intercalations de grès fins, de teinte ôcre, puissantes d'une dizaine de centimètres (maison forestière de ROQUE FUMADE).

ETUDE TECTONIQUE.

I - SITUATION.

Au point de vue tectonique, la région du Synclinal de VILLEFRANCHE constitue une partie de l'enveloppe épimétamorphique des massifs gneissiques du CANIGOU et de la CARANÇA.

Cette région se présente comme un vaste "Synclinal" de direction W - NW. E - SE, dont le coeur est essentiellement constitué de terrain calcaire du Dévonien moyen.

Très évasé dans sa partie orientale, le Synclinal de VILLEFRANCHE devient très étroit à l'Wt, par suite de la présence des massifs granitiques intrusifs de MONT LOUIS et de QUERIGUT-MILLAS.

Cette tectonique relativement simple lorsqu'on examine la carte géologique actuelle, s'avère rapidement très complexe lorsqu'on parcourt cette région.

Dès les premières sorties, nous avons pu, faire les observations suivantes :

- Présence d'une schistosité qui se développe sur l'ensemble du territoire étudié.
- Existence de nombreux plis semblables, métriques à décimétriques, les uns de direction moyenne E-W, les autres N-S.
- Présence des plis post-schisteux, (c'est à dire replissant la schistosité) et ayant une schistosité de plan axial, sub-verticale.

Le but de notre travail sera donc tout d'abord, de faire une analyse méthodique des divers éléments structuraux en appliquant chaque fois que cela sera possible les méthodes de la micro-tectonique.

Nous essayerons ensuite de mettre en évidence, les diverses phases de plissement qui sont responsables des structures étudiées, afin de dresser l'évolution tectonique globale de la région du Synclinal de VILLEFRANCHE et de déterminer les relations qui doivent être établies avec les zones voisines du CANIGOU.

Cette étude relativement aisée dans les terrains schisteux métamorphiques du Cambro-Silurien sera beaucoup plus ingrate dans les zones supérieures calcaires qui ne présentent que de rares plis pouvant faire l'objet de mesures.

II - LA SCHISTOSITÉ.

Dès les premières sorties sur le terrain les observations que l'on peut faire portent sur la schistosité.

En effet sur tous les affleurements on peut remarquer un débit de la roche suivant une série de plans parallèles, délimitant de grandes dalles dont l'épaisseur est très variable avec la lithologie.

Dans les niveaux très schisteux ce débit se fait sous forme de petites plaquettes d'épaisseur millimétrique, par contre dans les niveaux gréseux, très résistants, le débit se fait sous forme de grandes dalles de plusieurs décimètres d'épaisseur ; il arrive parfois que dans les niveaux très durs cette schistosité soit totalement absente, ces niveaux sont alors uniquement affectés de déformations plastiques. Ce débit correspond à une schistosité de fracture.

D'autre part on peut observer parfois des surfaces sériciteuses brillantes qui correspondent également à des surfaces de schistosité mais qui sont généralement indépen-

dantes de la schistosité de fracture.

Nous sommes donc en présence de deux schistosités :

- 1°) schistosité très fine certainement de flux à peine marquée.
- 2°) une schistosité de fracture très importante visible sur tous les affleurements.

Si l'on suit un de ces plans de schistosité on constate qu'il correspond au plan axial de plis ; par contre dans certains cas cette schistosité recoupe obliquement des charnières de plis qui diffèrent très peu des plis ayant la schistosité comme plan axial.

Ces plis ont un style très voisiné, ce sont des plis semblables, d'amplitude très variable, généralement dissymétriques, toujours déversés et très bien marqués par la stratification (alternance de bancs clairs et de bancs sombres).

Ces premières observations nous laissent supposer deux générations de plis correspondant à deux phases orogéniques distinctes.

- une première génération, recoupée par la schistosité, donc antérieure.
- une deuxième génération, ayant la schistosité pour plan axial, donc contemporaine de la formation de la schistosité de fracture.

La schistosité donne lieu à une très belle linéation d'intersection parallèle à l'axe des plis.

Cette linéation est parfois très bien visible, elle correspond à des zones où l'angle schistosité-stratification est assez fort.

Parfois la schistosité fait un angle très faible avec la stratification, il est alors très difficile de les

différencier ; dans ces conditions la linéation d'intersection est à peine marquée.

Dans les calcaires il semble que la schistosité se manifeste également mais de façon beaucoup plus frustre.

Les calcaires sont affectés en effet, de fractures de rejet minime, en gros parallèle à la schistosité d'ensemble.

De façon statistique la direction de la schistosité varie peu dans l'ensemble de la région étudiée (de N-80 à N-130).

Mais si l'on en fait une étude plus détaillée on constate qu'elle subit de très fortes variations de pendage autour de cette direction.

On peut d'abord supposer que cette variation de pendage autour de cette direction est contemporaine de la formation de la schistosité, c'est à dire que la schistosité s'est mise en place avec des pendages variables.

Nous verrons que cette interprétation est erronée et qu'il est plus logique de considérer que cette variation de pendage est due à une phase postérieure.

Cette phase postérieure a également donné naissance à des plis en chevrons surtout développés dans la région de la vallée Est de JUJOLS et sur le flanc Nord.

Il faut remarquer que la schistosité affecte tous les niveaux depuis le Cambro-silurien jusqu'au Viséen inclus, en s'accompagnant cependant d'une évolution de style des plissements.

Les plis ouverts dans les niveaux supérieurs deviennent de plus en plus aplatis dans les niveaux inférieurs et tendent vers un style isoclinal dans les zones profondes

de la série de JUJOLS pour être parfaitement isoclinaux dans les niveaux correspondants à la série de CANAVEILLES.

L'érosion importante qui a attaqué les massifs Hercyniens des Pyrénées ne nous permet pas d'observer les terrains les plus récents ayant été affectés par la schistosité, toute la zone étudiée se trouve donc sous le front supérieur de schistosité.

III - TECTONIQUE SUPERPOSEE.

Une étude rapide de la schistosité du Synclinal de VILLEFRANCHE nous a permis de soupçonner l'existence de plusieurs phases tectoniques superposées car nous avons observé :

- phase 1 : des plis antérieurs à la schistosité de fracture
- phase 2 : des plis contemporains de la schistosité de fracture,
- phase 3 : et enfin des plis qui basculent la schistosité.

Une observation plus détaillée nous permet de constater que les plis de la phase 1 possèdent également une schistosité de plan axial, de type schistosité de flux.

Elle est très mal visible sur le terrain, car beaucoup plus fine et surtout parce qu'elle est oblitérée par la schistosité de fracture qui dans certains cas lui est parallèle.

L'étude de lames minces nous permettra de confirmer ces observations.

Afin de déterminer l'orientation des deux générations de plis nous avons mesuré systématiquement tous les axes et les linéations d'intersections.

Ces mesures nous donnent que peu de renseignements, en effet si on établit un diagramme statistique des linéations (Diagramme 2a) on constate une dispersion considérable des pôles de linéations.

Cet étalement peut s'expliquer par la superposition des trois phases tectoniques, il nous faudra donc essayer

d'interpréter ces diagrammes afin de comprendre cette dispersion des linéations et afin de déterminer l'orientation et le sens de déversement des différentes phases.

IV - LE PROBLEME DU METAMORPHISME.

Les terrains que nous avons étudiés sont affectés d'un épimétamorphisme avec apparition de micas, muscovites et chlorites.

La recristallisation métamorphique s'est poursuivie durant les diverses phases du plissement comme le prouve les observations suivantes :

Les diverses lames que nous avons pu étudier présentent une recristallisation importante de lamelle de muscovite ou de sericite orientées parallèlement à la schistosité de la première phase.

Cette importante recristallisation de phyllites dans les plans de la première schistosité confère à celle-ci un style de schistosité de flux.

D'autre part il s'est produit une recristallisation de phyllites dans les plans de la schistosité de fracture, cette recristallisation beaucoup moins importante que la précédente prouve cependant que les recristallisations continuaient au cours de la deuxième phase.

Enfin nous ne saurions affirmer si cette évolution cristallographique a continué au cours de la phase 3 en effet nous n'avons pu observer de séricites néoformées dans la schistosité 3.

En conclusion nous pouvons dire que la recristallisation métamorphique a commencé avec les déformations de la première phase. Après un paroxysme correspondant à cette phase, la recristallisation a continué de façon beaucoup plus modérée.

LES DIFFERENTES PHASES TECTONIQUES.

Avant d'étudier les différentes phases, il convient de mentionner les méthodes qui nous ont semblées le plus propices pour notre travail.

I - METHODES :

Outre les méthodes de géologie classique, notre travail a été une application de la micro-tectonique dont nous allons rappeler les principaux éléments.

Un plis est défini dans l'espace par :

- la direction et le pendage de son axe,
- la direction et le pendage de son plan axial.

Ces données ne sont pas toujours directement mesurables. Aussi, comme nous l'avons déjà fait remarquer, nous devons utiliser d'autres éléments structuraux qui nous donnent également de très bons renseignements : la schistosité, les linéations, les microplis.

- La schistosité :

Le repérage de la schistosité se fait en mesurant la direction de l'horizontale du plan et en prenant le pendage correspondant à cette direction.

- Les linéations :

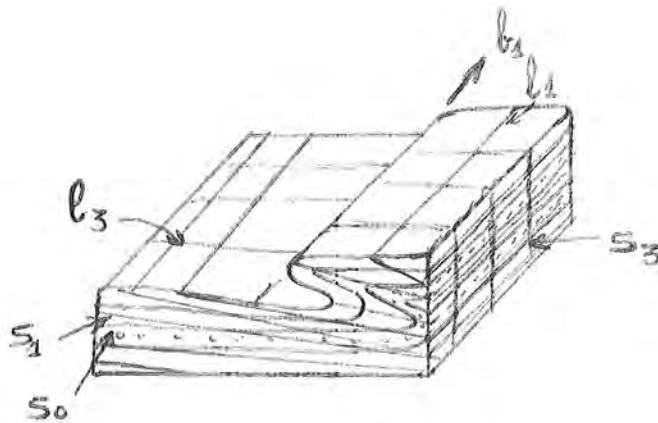
Il faut remarquer, qu'en général, il existe plusieurs directions de linéations dans une même roche. Ces linéations résultent de la superposition des différentes phases et doivent être étudiées séparément.

Les principaux types de linéations sont :

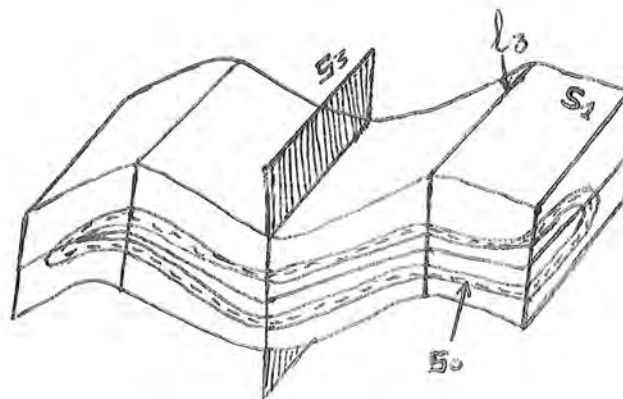
- linéations d'intersection stratification-schistosité primaire.

- axes des microplis qui sont parallèles aux axes des grands plis.

- microplissements de la schistosité primaire, d'amplitude généralement millimétrique (linéations de corrugation). Ces linéations sont parallèles aux axes des microplis post- S₁.



Intersection des surfaces S₁ par les schistosités postérieures.



En ce qui concerne les linéations, il faut faire remarquer que pour pouvoir interpréter valablement leur direction, il faut dans chaque cas tenir compte de l'orientation du plan de schistosité correspondant.

Dans tous les cas, une mesure de linéation doit être accompagnée de la mesure de la schistosité correspondante.

Par exemple si on considère un plan de schistosité de direction E-W à pendage subvertical contenant une linéation E-W à pendage fort ; si on remet le plan de schistosité à l'horizontale autour de sa propre direction, la linéation prendra une direction voisine de N-S. Sa direction, après remise à l'horizontale, dépend de son pendage dans le plan vertical. D'où l'importance d'associer linéations et plans de schistosité correspondants.

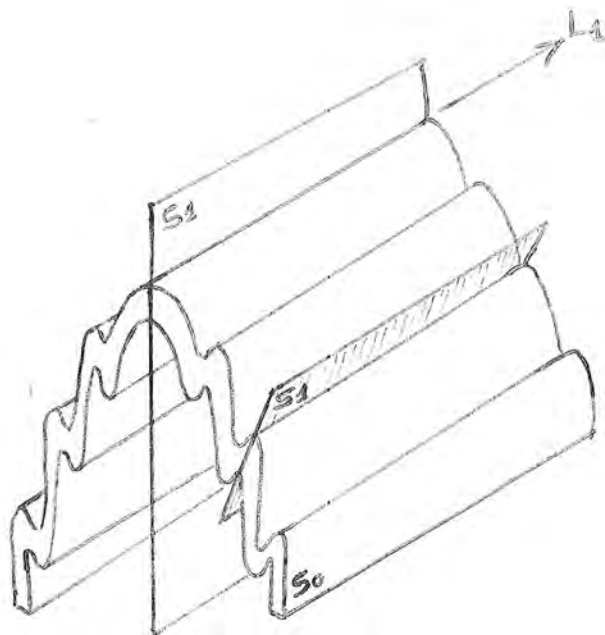
- les microplis :

Comme nous l'avons déjà remarqué, il n'est pas toujours possible d'étudier directement les plis. Dans la majorité des cas les affleurements ne présentent que des microplis. Ces structures sont cependant très riches quant aux résultats qu'elles peuvent nous fournir.

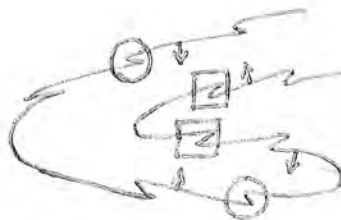
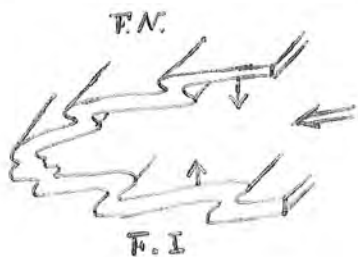
Les microplis sont parallèles aux axes des plis majeurs. Leurs axes constituent une très bonne linéation. Le plongement axial des microplis traduit le plongement axial du pli.

Dans le cas de plis couchés ou déversés, l'allure des microplis nous renseigne sur le sens de déversement des structures.

En effet les plis parasites sont toujours dissymétriques. Ils présentent des flancs longs et des flancs courts. Leur dissymétrie varie suivant qu'on se trouve sur un flanc normal ou sur un flanc inverse.



Ces observations devront être très prudentes. En effet, l'interprétation de replis de flanc Nord et de flanc inverse n'est valable que si on connaît parfaitement la polarité des couches. Car il suffit qu'un pli couché soit renversé une deuxième fois pour qu'on puisse trouver des replis de "flanc normal" avec polarité inverse et des replis de flanc inverse avec une polarité normale.



Lorsqu'on aborde le problème des microplis, il convient de faire une remarque pour souligner l'importance des déformations d'origine sédimentaire qui se sont produites au cours de la sédimentation sous l'influence notamment de courants.

Il s'agit principalement de figures de charge d'amplitude centimétrique pouvant donner des figures d'entraînement tels que les slump-balls.

Ces diverses figures très bien visibles dans les schistes lités de JUJOLS peuvent donner des surfaces bosselées, très tourmentées, plus ou moins plissotées et qu'il ne faut en aucun cas confondre avec les microplis qui se forment uniquement sous l'influence des poussées tectoniques.

Tous ces éléments ne peuvent être étudiés individuellement. Ils constituent un ensemble de facteurs qui dépendent tous les uns des autres et dont l'étude ne peut être qu'associée.

- diagrammes stéréographiques :

L'étude des divers éléments que nous venons d'énumérer ne peut être fructueuse que si elle s'accompagne de diagrammes statistiques.

Nous employons le canevas de SCHMIDT avec projection de l'hémisphère supérieur pour les pôles de schistosité et de stratification. Pour les linéations nous préférons employer l'hémisphère inférieur. Cette méthode offre l'avantage de donner les projections des linéations directement suivant la direction de leur plongement.

Les stéréodiagrammes doivent être utilisés avec beaucoup de prudence. Ils doivent comporter un minimum de points, faute de quoi leur interprétation peut conduire à des résultats très partiels correspondant à des zones trop localisées.

Il faut insister sur la répartition des mesures. Celles-ci doivent être faites de façon la plus homogène possible sur l'ensemble du territoire étudié. Une mauvaise ré-

partition des mesures pourrait faire apparaître des zones de maxima qui ne correspondraient pas à des causes tectoniques mais qui seraient dues uniquement à une plus forte concentration de points dans un lieu donné au préjudice des zones voisines.

Enfin pour les diagrammes statistiques nous employons la méthode de SCHMIDT ou méthode "de la grille".

Après l'étude rapide des problèmes généraux, nous allons envisager successivement les diverses phases de plissement en mettant en évidence leur direction, leur style, et le sens de déversement.

II - ETUDE DE LA PREMIERE PHASE :

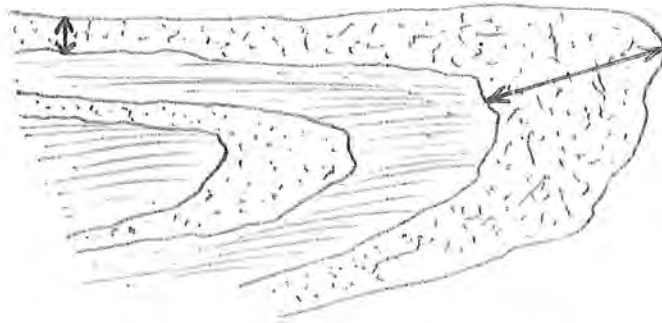
Nos observations se porteront successivement sur deux régions très différentes par la nature des matériaux :

- région des schistes
- région calcaire du Dévonien

A) Manifestation de la première phase dans les zones schisteuses.

1 - Style :

Dans la zone des schistes de JUJOLS, on observe des plis d'amplitude variable, métriques à décimétriques, de type semblable. Ces plis sont caractérisés par un étirement considérable des flancs en faveur des zones charnières.



Ce style de plis est caractéristique d'une tectonique tangentielle. Ces plis sont généralement dissymétriques, le plus souvent couchés. Ils tendent parfois vers un style sub-isoclinal.

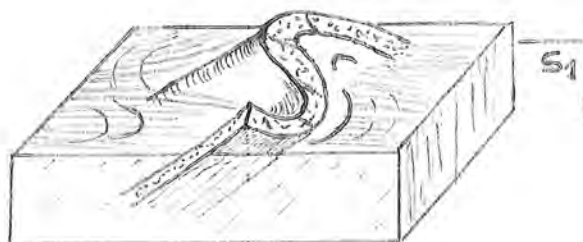
Les plis sont accompagnés de microplis "parasites" (DE SITTER 1958) qui se développent sur leurs flancs paral-

lément à l'axe des plis majeurs. Ces microplis présentent une dissymétrie très nette avec formation de flancs longs et de flancs courts.

Cette différence dans l'allure des flancs est très importante, elle est la manifestation des déplacements relatifs de matière.

L'étude statistique de ces microplis nous indique le sens de déversement des mégastructures.

Dans les niveaux plus quartziteux de la série de JUJOLS nous retrouvons le même genre de plis mais leur style est légèrement différent par suite de la plus grande compétence des terrains affectés. Les plis sont beaucoup plus ouverts et on peut passer de plis de style semblable à des plis de type concentrique.

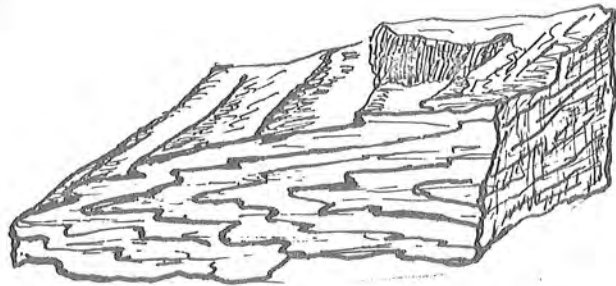
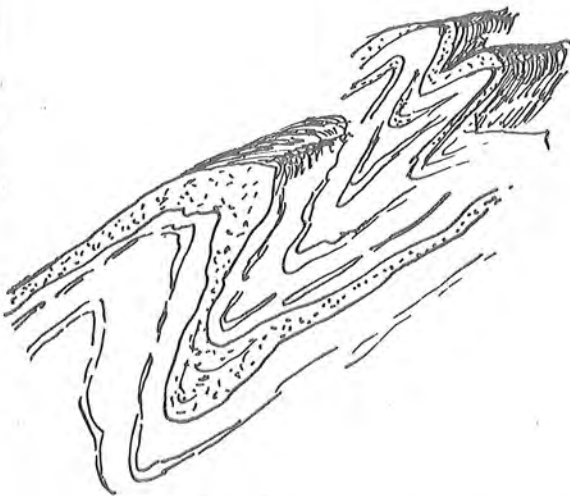
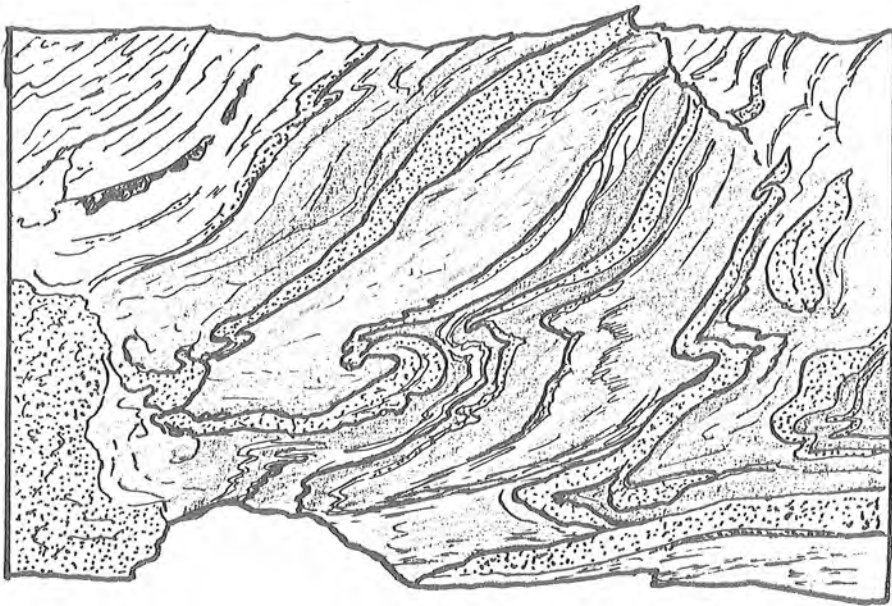


Ces plis sont généralement affectés d'une importante schistosité de fracture (S2) qui peut être de plan axial mais qui dans la plupart des cas recoupe obliquement les charnières. Cette schistosité de fracture est postérieure aux plis comme nous le montrera l'étude de lames minces.

Par contre dans certains cas on peut observer une schistosité fine, (S1) plan axial des plis, qui se traduit sur le terrain essentiellement par des surfaces brillantes dues à la présence des minéraux phylliteux. Cette schistosité est contemporaine des plis.

PHASE 1

Style de plis



1 m

L'intersection schistosité-stratification correspond à une linéation b_1 parallèle à l'axe des plis. Cependant, comme la stratification et la schistosité font toujours un angle très faible ($10^\circ - 15^\circ$) la linéation est généralement peu marquée et d'autant plus difficile à mettre en évidence qu'elle est oblitérée par des linéations postérieures très importantes (b_2).

L'étude de lames minces taillées perpendiculairement aux axes nous a permis de mieux caractériser cette schistosité.

Dans toutes les lames minces que nous avons pu étudier on remarque tout d'abord une importante schistosité de type "strain-slip" qui se traduit par une torsion en sigmoïdes caractéristiques, des minéraux phylliteux, (essentiellement des muscovites et des séricites), constituant la schistosité de la première phase. (Pl. I).

Certaines lames taillées perpendiculairement aux charnières E-W dans des zones où la schistosité 2 est moins marquée nous ont permis d'observer de façon très nette la schistosité 1 plan axial des plis E-W.

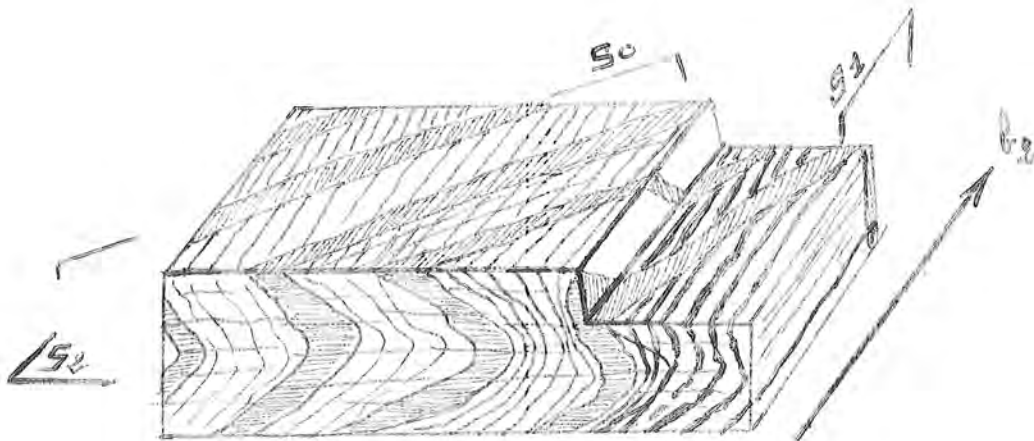
La schistosité se manifeste alors par l'apparition de très belles muscovites ou séricites néoformées et parallèles aux plans de schistosité. Dans ces cas, les phyllites ne sont pas déformées ; elles sont très bien développées ; ceci est la manifestation typique de la schistosité de flux.

Dans ces conditions nous pouvons donc admettre que la schistosité 1 est généralement une schistosité de flux qui se manifeste essentiellement par un alignement de cristaux de muscovites et de séricites.

Dans la zone où la schistosité de "strain-slip" est très marquée, c'est la présence de phyllites qui nous indiquera l'existence de la schistosité de première phase.

Ceci est vérifié si l'on supprime l'influence du "strain-slip" ; si on essaie de reconstituer l'orientation statistique des minéraux phylliteux avant leur torsion, on constate alors qu'ils sont généralement alignés parallèlement au plan axial des plis E-W ou bien qu'ils font un angle très léger avec la stratification (de l'ordre de 10° à 20°).

Dans la région de la vallée de NOHEDES, entre les villages de BETTLANS et NOHEDES, nous avons observé un phénomène très particulier qui, après étude en lames minces, semble en relation avec la schistosité de première phase.



Microscopiquement on a l'impression d'être en présence de deux stratifications; on reconnaît la stratification S_0 qui est très bien marquée par une alternance de bancs clairs gréseux et de bancs sombres schisteux.

Alors que les bancs gréseux ne sont pas perturbés comme l'indique leur limite toujours nette et franche, les bancs schisteux noirs présentent une alternance de fines bandes claires et sombres, qui sont obliques à la stratification S_0 et qui donnent vraiment l'impression d'une deuxième stratification.

Les bandes claires sont généralement plus développées (1 à 3 mm d'épaisseur) que les bandes sombres qui atteignent rarement plus d'1 mm d'épaisseur.

Enfin, macroscopiquement on peut se rendre compte que ce "banding" qui est oblique à la stratification est replissé par les plis de direction N-S.

Microscopiquement le banding est souligné par un alignement de minéraux sombres, essentiellement de la magnétite, du sphène et du zircon. Ces bandes peuvent être bien alignées, subparallèlement à la stratification ou bien elles sont intensément replissées et déformées par la phase de "strain-slip". (deuxième phase).



Le mode de formation de ce "banding" n'est pas entièrement résolu, nous pensons cependant qu'il doit s'apparenter au phénomène de "transposition" signalé par TURNER.

Lors de la première phase il se serait produit une réorientation minérale suivant les plans de schistosité.

Cette réorientation se serait produite dans les niveaux grés-micassés, les bancs plus gréseux donc plus résistants ne se seraient pas déformés, d'où persistance de la stratification.

Par contre dans les niveaux grés-micassés plus plastiques il se serait produit une réorientation, d'une part des quartz, d'autre part des micas, d'où formation à l'inté-

rieur d'un même niveau d'une alternance de zones claires (quartz) et de zones sombres (essentiellement micassées).

Ces alternances sont donc orientées parallèlement à la première schistosité.

Dans les niveaux gréseux assez importants (épaisseur de l'ordre de la dizaine de centimètres) macroscopiquement il semble que la schistosité ne se manifeste pas ; cependant l'étude de lames minces montre quelques muscovites ou séricites néoformées qui sont orientées au milieu des quartz ; leur orientation correspond à la schistosité 1.

Ceci correspond à une schistosité très primaire à peine développée.

En conclusion la schistosité liée à la première phase est une schistosité de flux très visible sur le terrain si ce n'est par quelques surfaces brillantes. Elle est très nette au microscope et correspond au développement de minéraux phylliteux, muscovites et séricites. Enfin nous avons remarqué que la schistosité était oblique à la stratification mais l'angle stratification-schistosité est dans tous les cas très faible (10° à 20°).

D'autre part nous n'avons jamais pu observer de plis antérieurs à cette phase. Nous pouvons donc en conclure que la stratification devait être subhorizontale. Dans ces conditions, étant donné que la schistosité fait un angle faible avec la stratification, nous pensons que la schistosité 1 s'est formée subhorizontalement.

Enfin, nous avons pu observer de la même façon des minéraux phylliteux alignés dans les niveaux schisto-gréseux du Viséen. Donc la schistosité s'est développée dans tous les niveaux depuis le Cambrien jusqu'au Viséen. Ceci prouve donc que tous les terrains se trouvaient au dessous du front de schistosité.

2° - Direction :

L'étude de la direction générale des plis de la première phase est très délicate à établir par suite de l'importance de la schistosité 2 qui, dans la plupart des cas, est seule visible et oblitère fortement la schistosité antérieure.

Comme nous l'avons fait remarquer dans les généralités, pour déterminer l'orientation d'une phase de plissement, on mesure systématiquement tous les axes de plis et également les linéations d'intersection l_{\perp} qui en général, sont beaucoup plus fréquentes que les plis.

Comme nous l'avons vu dans l'étude de la schistosité de la phase 1 la linéation d'intersection est très mal visible dans la région qui nous intéresse par suite de la faible obliquité de la schistosité sur la stratification.

D'autre part, dès les premières mesures, il nous a paru impossible de différencier nettement dans tous les cas les plis de la phase 1 des plis de la phase 2. Aussi nous avons préféré mesurer systématiquement toutes les orientations d'axes.

Enfin, par suite de l'importance de la schistosité 2, la seule linéation bien visible et pouvant être mesurée est la linéation b_2 .

Dans ces conditions, il nous paraît artificiel de vouloir interpréter dès maintenant les diagrammes statistiques. En effet, comme nous l'avons fait remarquer, il faut tenir compte de plusieurs facteurs postérieurs à la première phase pour pouvoir analyser les diagrammes ; aussi préférons-nous aborder le problème des diagrammes après avoir étudié les caractères de la phase 2.

Cependant, dès maintenant, nous pouvons indiquer approximativement la direction de la première phase.

Quelques bons affleurements nous permettent d'observer dans des zones où la stratification est restée proche de

l'horizontale des plis de direction E-W à axes subhorizontaux et qui sont recoupés obliquement par la schistosité 2 .

Ces plis sont bien des plis de la phase 1 puisqu'ils sont recoupés par la schistosité 2, d'autre part, étant donné que la stratification d'ensemble est voisine de l'horizontale, on peut penser qu'ils n'ont pas été perturbés par les phases postérieures.

Compte tenu de ces observations, nous pouvons donc attribuer une direction E-W aux plis de la première phase.

3° - Sens de déversement de la phase 1 :

Ce problème est beaucoup plus délicat à résoudre. Sur toute l'étendue des schistes de JUJOLS que nous avons étudiés, rares sont les bons affleurements qui puissent présenter réunis tous les critères permettant de donner de façon précise le sens de déversement des plis.

Dans la région de la piste de JONCET nous avons pu observer quelques affleurements présentant des replis dissymétriques avec flancs longs et flancs courts, ainsi que quelques critères de polarité qui nous indiquent une polarité inverse.

Nous avons une série à l'envers affectée de plis déversés vers le Nord. Le sens de déversement se fait donc du Nord vers le Sud.

L'étude détaillée des schistes de JUJOLS nous a permis de mettre en évidence une première phase de direction E-W avec déversement du Nord au Sud se traduisant par la formation de plis de type semblable affectés d'une schistosité de plan axial généralement mal visible et de type de schistosité de flux.

B) Manifestation de la première phase dans les terrains calcaires du Dévonien.

Pour mettre en évidence les divers caractères de la première phase dans les terrains calcaires du Paléozoïque supérieur nous étudierons quelques affleurements types.

1 - Région de la Maison Forestière de ROCHE FURADE:

A environ 1 Km à l'est de la Maison Forestière de ROCHE FURADE, sur le chemin conduisant à BF, on peut observer de très beaux plis des niveaux calcaires du Dévonien supérieur.

Ces plis ont une amplitude de 30 m à 50m ; ils présentent un déversement très net du Nord vers le Sud avec formation de flancs longs généralement parallèles à la surface topographique et de flancs courts très redressés qui forment des falaises et dessinent dans le paysage des sortes de cuestas. C'est dans ces zones de falaises qu'on peut trouver les charnières des plis.

La direction de l'axe du plis est directement mesurable dans les charnières, elle varie entre N-80-E et N-110-E.

Le sens de déversement peut être aisément démontré dans cette région. Les plis affectent une série à l'endroit qui comprend de bas en haut :

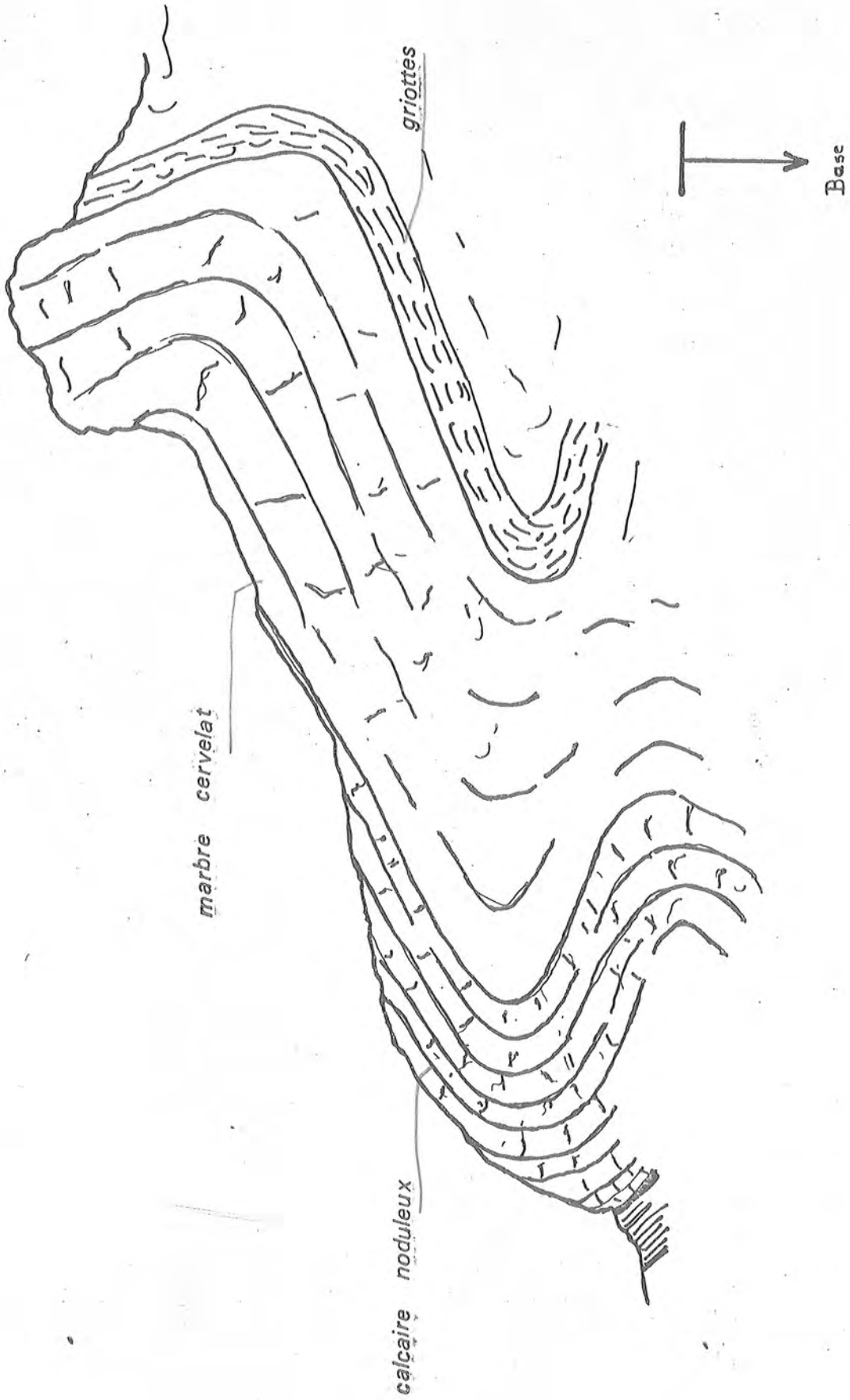
- grïottes du Frasnien
- calcaire cervelat)
- calcaire noduleux) - du Dévonien supérieur
- calcaire noir à lydiennes
- du D. antien

La série à l'endroit dans les flancs longs qui pendent au Sud, se renverse dans les flancs courts à pendage fort vers le Nord, ce qui indique un sens de déversement du Nord vers le Sud.

Style des plis de phase 1 dans les calcaires du Devonien supérieur.

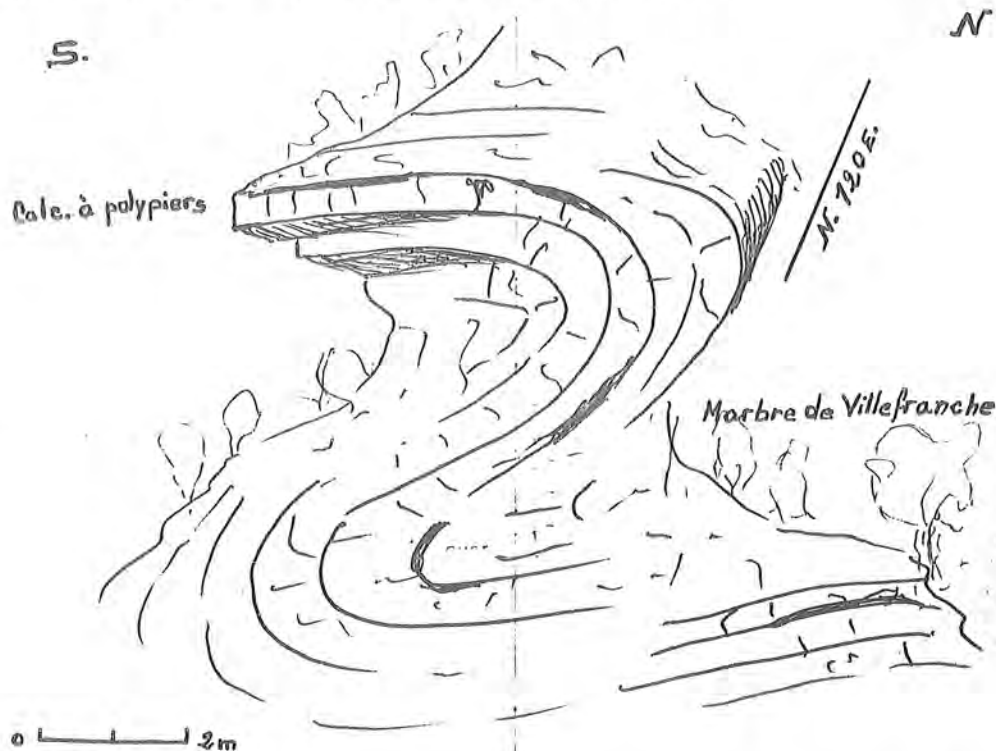
S

N



Nous prendrons un autre exemple dans la région des HORTS, région située dans la vallée des HORTS à environ 1000 m au Nord de ce hameau.

Les plis que nous pouvons y observer sont localisés dans les calcaires à polypiers du Dévonien moyen qui sont représentés par une succession de bancs très réguliers où il est facilement d'observer les structures.



Ces plis présentent les mêmes caractères que les plis du Dévonien supérieur. Ce sont des plis concentriques, plus aplatis cependant que dans la région de ROQUE FUMADE. Ils présentent également un net déversement avec des flancs longs et des flancs courts.

La schistosité est mal visible et mal différenciable des cassures ; de plus il n'existe pas de petits bancs schisteux où on pourrait la déceler.

Ces plis ont une orientation moyenne N-110, avec axe subhorizontal. Le plan axial plonge faiblement au Sud.

Le déversement nous est indiqué par la polarité générale de la région. Ces calcaires à polypiers surmontent les niveaux de marbre de VILLEFRANCHE.

Nous avons donc une série à l'envers affectée par des replis de flanc inverse. Le déversement se fait du Nord vers le Sud.



L'étude des quelques structures bien visibles du Dévonien nous permet de confirmer les principaux caractères de cette première phase.

L'étude détaillée à l'aide des méthodes de micro-tectonique, des schistes de JUJOLS et des puissantes séries calcaires du Dévonien nous a permis de mettre en évidence une importante phase de plissement qui affecte toute la série paléozoïque; depuis le Cambro-silurien jusqu'au Viséen, dernier étage affleurant sur notre terrain.

Cette première phase se manifeste à l'échelle de l'affleurement tantôt par des replis de flancs normaux, tantôt par des replis de flancs inverses. L'étude générale de quelques coupes nous permettra de mettre en évidence un style de plis couchés de grande amplitude traduisant de poussées orogéniques dirigées du Nord vers le Sud.

Ces grandes structures ne peuvent être correctement envisagées que si l'on tient compte des phases postérieures qui sont venues bouleverser la bonne ordonnance de cette première phase.

C'est pour cette raison que nous allons envisager maintenant les différentes phases postérieures; réservant un paragraphe spécial pour traiter des grandes structures.



Exemple de nle de phase 2 — arandeur nature

II - ETUDE DE LA DEUXIEME PHASE :

Comme pour la première phase, nous envisageons le cas des schistes puis celui des calcaires.

A) Manifestation de la phase 2 dans les schistes.

1 - Style :

Dans les schistes de la série de JIJOLS à côté des plis de la première phase, caractérisés par un style souple et une direction E-W, nous trouvons d'autres plis de style très voisin légèrement moins souples, et différenciables des premiers par leur orientation qui est généralement N-S. Ce sont ces plis que nous appelons plis de la phase 2. Ces plis ont une amplitude très variable de décamétrique à millimétrique. Comme les plis de la première phase les plis 2 sont des plis semblables, dissymétriques avec flancs longs et flancs courts toujours déversés. Leur style est cependant moins souple que ceux de la phase 1, les charnières sont plus arrondies et dans la plupart des cas on pourrait les qualifier de plis intermédiaires entre des plis semblables et des plis concentriques.

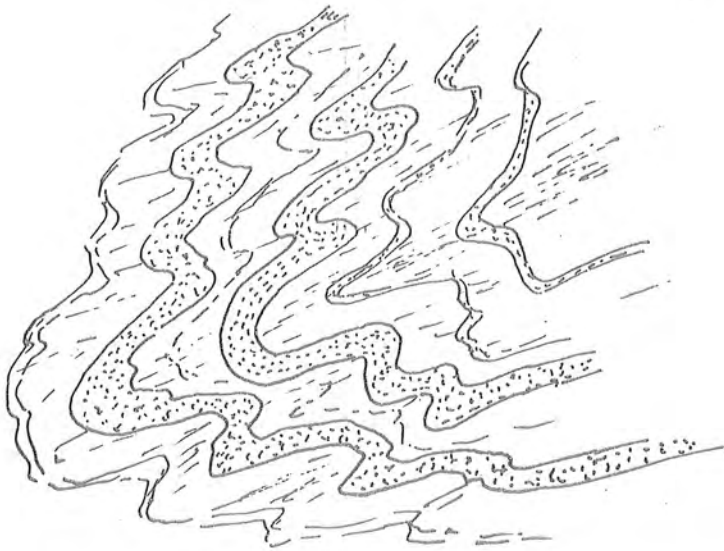
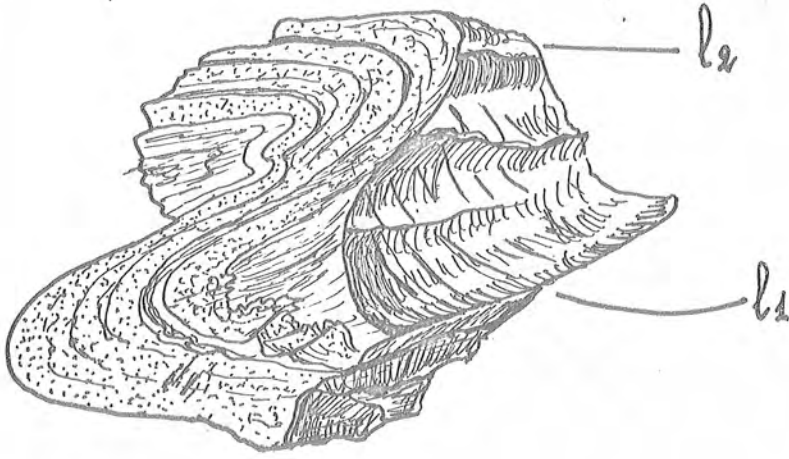
Leur style varie également avec la lithologie, alors que l'on peut avoir des charnières très plastiques dans les niveaux schisteux, les bancs gréseux de 4 à 5 centimètres d'épaisseur donnent des plis parfaitement concentriques.

Dans ces conditions, il semble assez arbitraire de différencier ces plis.

Durant l'étude de la schistosité, liée à cette phase nous parvenons à mettre en évidence, l'antériorité des plis 1.

En effet les plis de la phase 2 sont affectés d'une importante schistosité de plan axial.

Sur le terrain cette schistosité est très nette, elle se manifeste par un clivage important qui débite la roche suivant des plans parallèles plus ou moins espacés; pour donner de grandes dalles dont l'épaisseur peut varier de



PHASE 2

style de plis

$\frac{1}{1}$

quelques dizaines de centimètres à moins d'un centimètre.

Dans ce dernier cas les schistes ont pu donner lieu à des exploitations ardoisières. (JUVOLS - EVOL),

Dans la plupart des cas cette schistosité fait un angle assez faible avec la stratification de 10 à 30°, parfois elle est presque confondue avec la stratification, il est alors très difficile de les différencier, par contre dans certains cas la schistosité peut faire un angle très fort avec la stratification, c'est notamment le cas, lorsque la schistosité recoupe une charnière de la phase 1.

La schistosité peut masquer alors presque totalement la stratification qui ne se manifeste que rarement de place en place par une alternance de niveaux de teintes différentes.

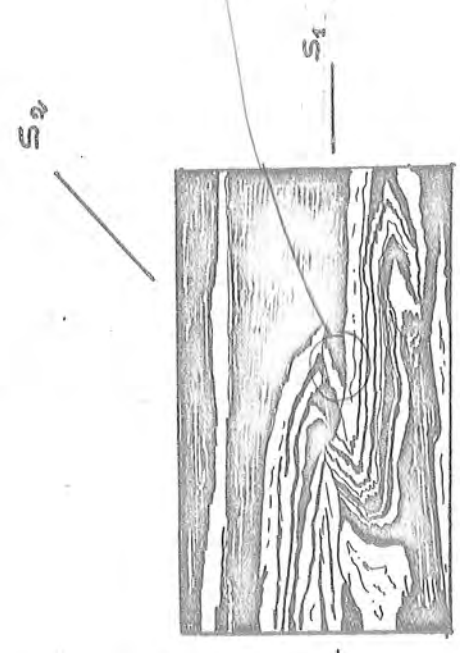
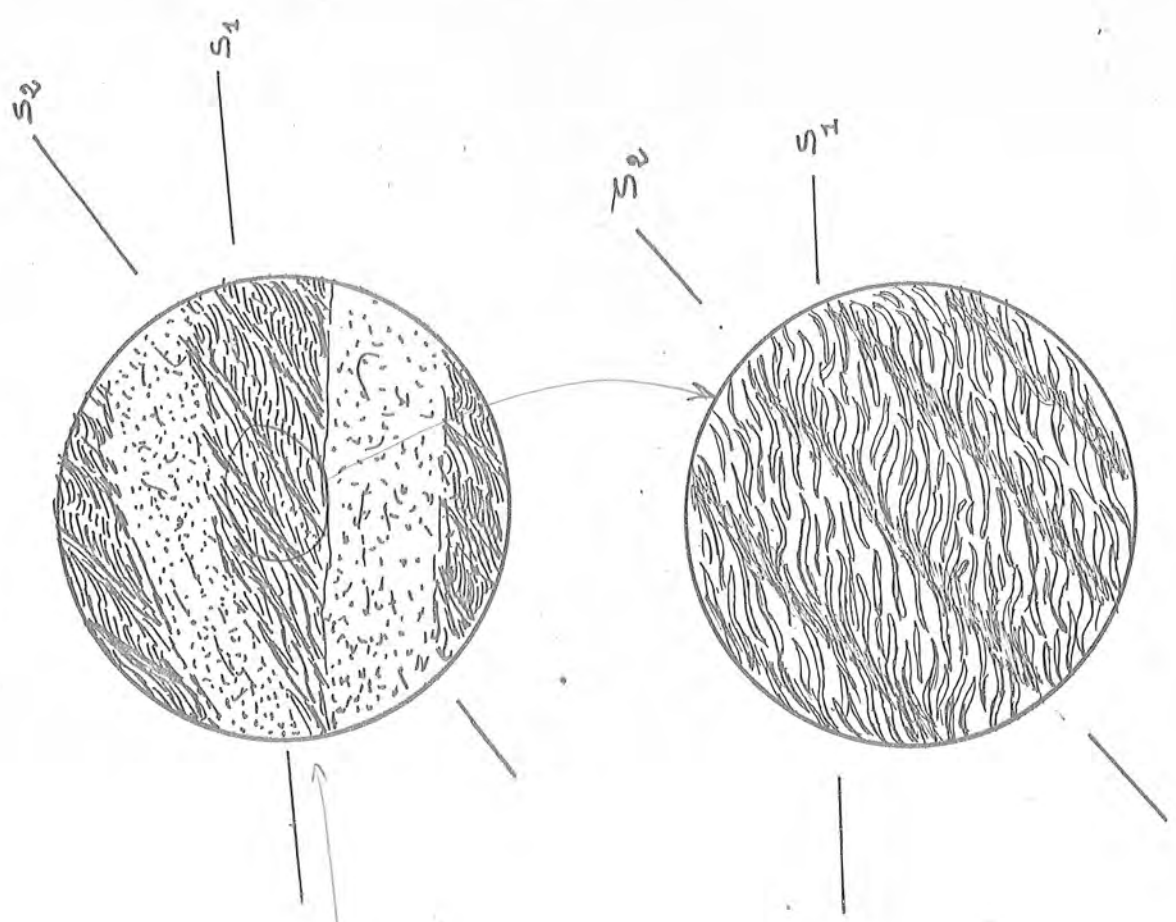
Dans les bancs gréseux plus résistants dont l'épaisseur est de l'ordre de quelques centimètres, la schistosité 2 peut ne pas se manifester.

La schistosité 2 donne lieu à une importante linéation d'intersection : - linéation d'intersection avec la stratification, elle est alors très bien marquée et donne des directions analogues aux axes des plis 2 ;

- linéation d'intersection avec les plans de schistosité 1 elle est très peu visible étant donné le très rare débit de la roche suivant S_1 , cependant dans certains cas on peut l'observer, elle se traduit alors, soit par un microplissement des surfaces S_1 , microplissement qui correspond à la torsion des phyllites, soit par une série de cassures qui découpent les surfaces S_1 .

Ce style en cassures est le résultat final d'un microplissement.

Comme nous allons le voir en étudiant le style de cette schistosité en lame mince, nous pouvons déjà dire que la schistosité 2, qui est plan axial des plis de direction

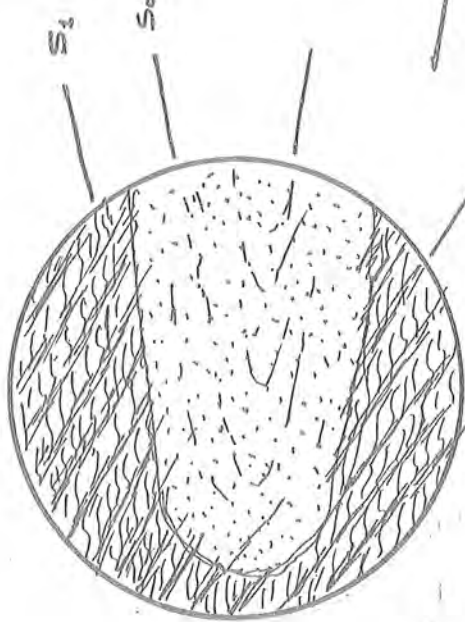
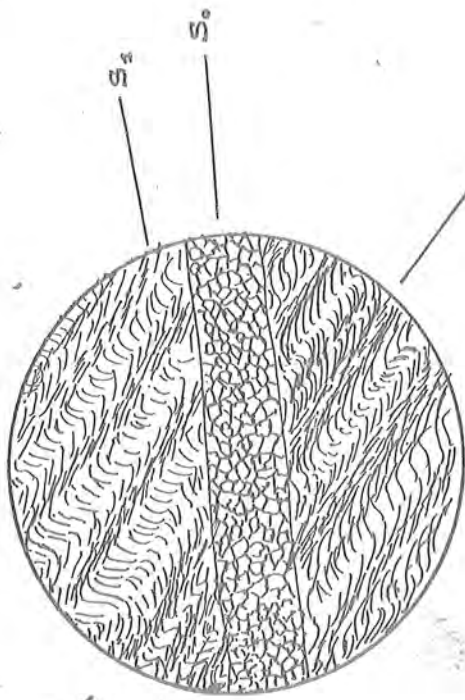
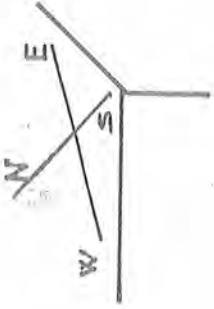


1cm

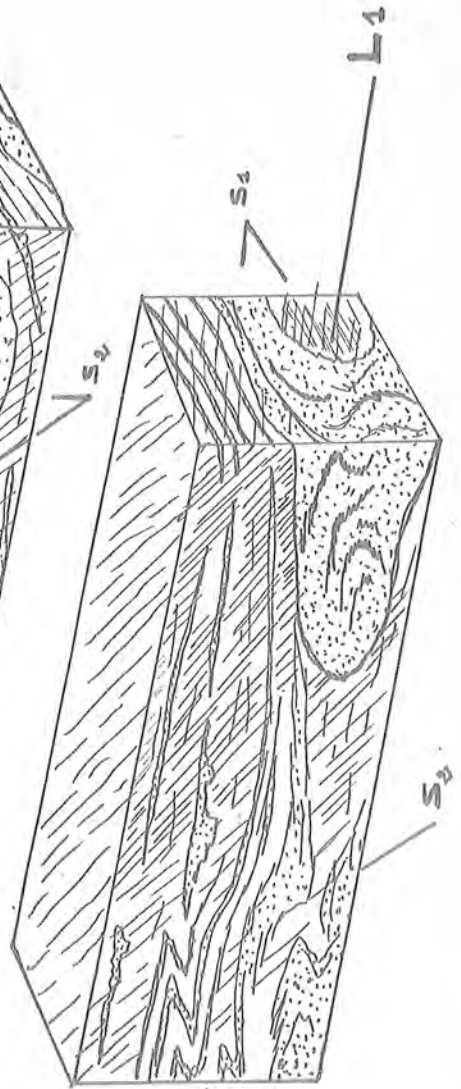
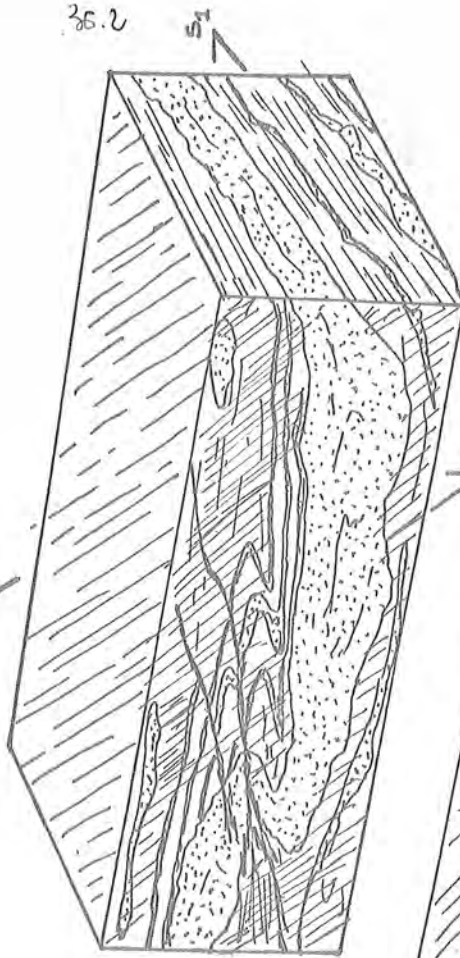
Relations entre

les phases 1 et 2

Relations entre les phases 1 et 2



L2



25.2

N-S peut paraître plan axial des plis E-W de première phase sur certaines sections.

Il nous paraît indispensable de faire cette remarque car effectivement sur le terrain, nous l'avons observé de nombreuses fois.

La schistosité 2 est alors confondue ou presque avec la schistosité 1, si bien qu'il est alors impossible de dire si elle est contemporaine de la phase 1 ou de la phase 2, seule l'étude en lame mince nous permet alors de conclure.

L'étude de lames minces taillées parallèlement ou perpendiculairement aux axes des plis 2 nous a permis de bien caractériser la schistosité 2.

Cette schistosité est du type schistosité de "Strain slip cleavage" ou du "micro plis failles".

En lame mince elle est caractérisée par une série de plans de cisaillements qui apparaissent en zones sombres au microscope.

Dans ces plans s'alignent des phyllites (muscovites séricives) qui sont soit néoformées soit réorientées dans ces plans.

Ces plans qui représentent effectivement la schistosité sont séparés par des zones claires au microscope ; ce sont les microlithons.

Ces microlithons sont essentiellement formés de quartz et surtout de phyllites, qui sont les vestiges de la première schistosité.

Ces phyllites généralement bien développées sont soit, déformées par les plans de schistosités, soit réorientées.

Elles prennent alors des formes en sigmoïdes ou en "S", traduisant le sens de déplacement relatif le long des plans de schistosité.

Dans certains cas, le déplacement le long des plans de schistosité a pu provoquer des cassures dans les phyllites préexistantes, on observe alors des batonnets de muscovites parallèles à S_2 , alors que d'autres ont peu subi de transformations et font un angle fort avec les plans S_2 .

En conclusion, au microscope la schistosité 2 se manifeste par une série de micro-plis failles plus ou moins évolués.

- L'étude de certaines lames minces nous a permis de constater la présence de plans de schistosités apparemment conjugués.

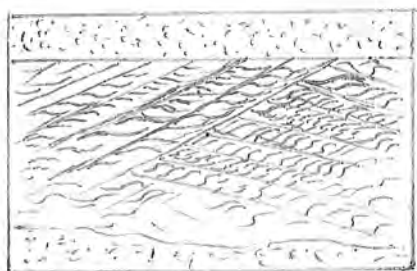
Dans ce cas la schistosité est une schistosité de fracture très nette qui se traduit par la déformation des minéraux phylliteux.

Ces schistosités conjuguées se manifestent par la présence de deux séries de plans de même direction et de pendage opposé ; l'angle aigu des 2 plans est dans tous les cas voisin de 48° .

Il faut remarquer également qu'il n'y a jamais superposition des 2 séries de plans de schistosité ce qui est une preuve pour affirmer que nous sommes en présence d'une seule schistosité.

Une étude plus précise des déformations des minéraux phylliteux nous a permis de mettre en évidence la direction de pression maximum.

Nous arrivons ainsi au schéma :



L'étude de ces schistosités conjuguées nous permet de conclure de façon certaine que la direction de pression maximum qui a donné la schistosité est perpendiculaire à la stratification et non au plan de schistosité.

Ceci tendrait à prouver que la schistosité ne se forme pas dans tous les cas perpendiculairement aux directions de pression maximum.

L'étude de lames minces nous permet également de résoudre le problème de la superposition des deux phases.

Nous constatons, que la schistosité de "Strain slip-cleavage" déforme des phyllites néoformées appartenant à la phase 1 ; cette schistosité est donc postérieure à la première phase.

D'autre part dans les zones où la schistosité 1 est de type "banding", on constate que les alternances zones claires et zones sombres sont déformées par la schistosité de fracture donc antérieure à la phase 2.

En conclusion la phase 2 est une phase relativement souple donnant des plis dissymétriques affectés d'une intense schistosité de plan axial de type "Strain slip-cleavage".

2 - Direction : Analyse des diagrammes statistiques.

Avant d'analyser ces divers diagrammes statistiques afin de déterminer les directions des deux premières phases, nous rappellerons quelques observations dont nous devons tenir compte pour l'étude des diagrammes.

Comme nous l'avons déjà fait remarquer nous n'avons jamais pu observer de plis antérieurs à la phase 1, nous pouvons donc supposer dans une première approximation que la stratification était, à l'origine, voisine de l'horizontale.

D'autre part, nous avons vu que la schistosité 1 s'est formée subhorizontalement, ce qui traduit le fait que les plans axiaux des plis 1 étaient voisins de l'horizontale ; donc après la phase 1, l'ensemble des structures peut être considéré comme sensiblement horizontal.

Cependant, nous l'avons vu, la première phase donne de grands plis couchés, donc dans les zones de grandes charnières, la stratification pouvait avoir un fort pendage qui a pu influencer l'orientation des plis 2.

En ce qui concerne la phase 2, elle est surtout caractérisée par une importante schistosité de fracture qui, nous l'avons vu, fait un angle de 10° à 40° avec la stratification. C'est cette schistosité que nous avons mesuré dans la plupart des cas.

Nous allons étudier successivement plusieurs diagrammes établis dans différentes régions de notre terrain, afin de conclure sur l'orientation commune des deux premières phases.

a) Région de la piste de JONCET :

Le diagramme 1 représente 183 pôles de S1-S2 mesurés de façon la plus homogène possible dans la région de la piste de JONCET. Le diagramme statistique déduit (la) indique une répartition des pôles S 1-2 sur un axe de direction N- 30° . Ceci traduit le fait que la schistosité (1-2) conserve une direction N- 130° sensiblement constante.

D'autre part l'étalement des pôles suivant la direction N- 30° indique une variation du pendage de la schistosité depuis des pendages subhorizontaux jusqu'à des pendages subverticaux. Il faut noter toutefois une concentration maxima pour des pendages compris entre 10° et 30° N, ainsi que quelques pendages forts (80°) vers le Sud.

Nous avons vu que les schistosités s'étaient formées subhorizontalement, le fait que nous trouvions ces

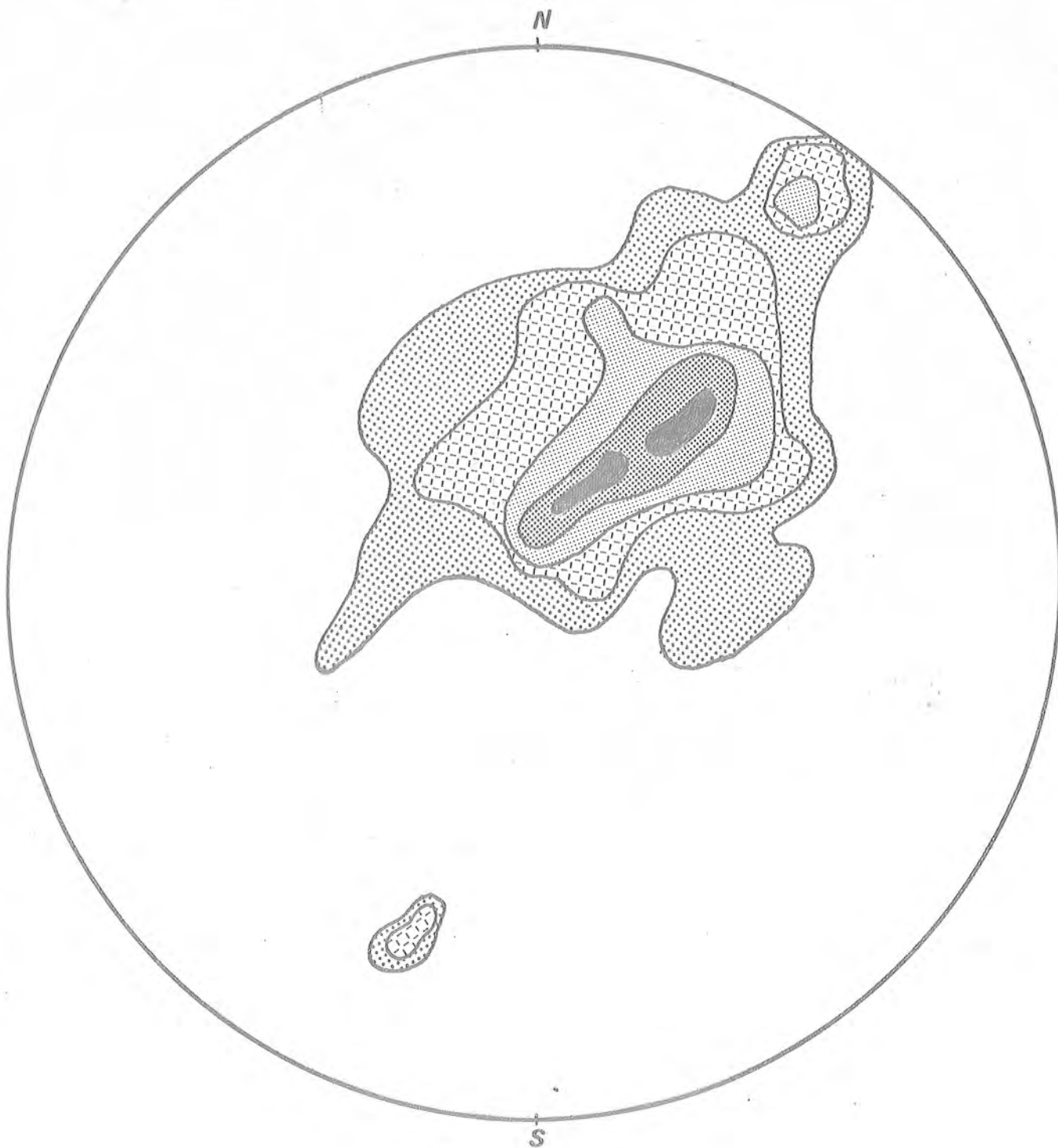
N

S

Piste de Joncet

D₁

183 Pôles S₁₋₂



Piste de Joncet

D 1a

Pôles de S 1-2
Hém. sup.

2-4-6-9-12 ‰

mêmes schistosités avec fort pendage prouve qu'elles ont été basculées postérieurement. Ce plissement à grande échelle de la schistosité est dû à la phase 3.

En conclusion ce diagramme nous indique donc que les schistosités 1-2 ont été replissées autour d'un axe 130 horizontal d'où leur variation de pendage autour de cette direction.

Ce replissement des schistosités se traduit également si on établit le diagramme des linéations correspondantes (diagramme 2a), on constate un étalement considérable des linéations difficilement explicable directement.

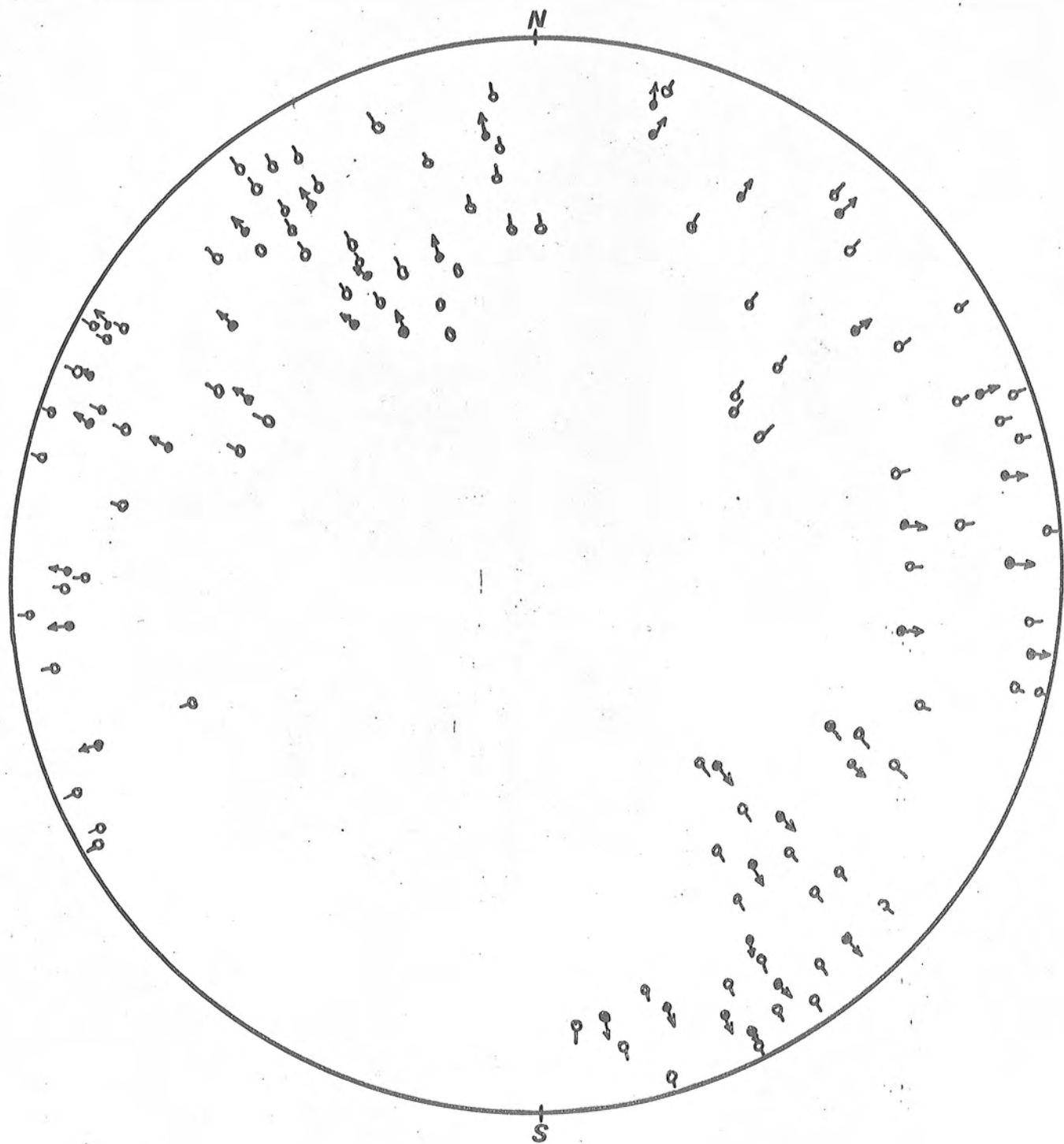
Nous voyons donc que dans ces conditions, il faut avant tout tenir compte de la phase 3 pour déterminer la direction des 2 premières phases.

Deux méthodes permettent de reconstituer la direction des linéations avant la phase 3, à condition que l'on admette que les schistosités 1-2 mesurées avaient un pendage compris entre 10° et 35° .

- la première méthode consiste à sélectionner les mesures de linéations correspondant à des schistosités dont le pendage est inférieur à 35° .
- la seconde méthode consiste à ramener à l'horizontale les linéations qui sont mesurées dans des plans de schistosité à fort pendage.

Dans les diagrammes 3 et 3a nous avons sélectionné 62 pôles de linéations correspondant à des régions où la schistosité avait un pendage inférieur à 30° , nous nous plaçons ainsi dans des conditions voisines de celles qui existaient après la phase 2.

Le diagramme 3a nous donne deux directions de linéations :

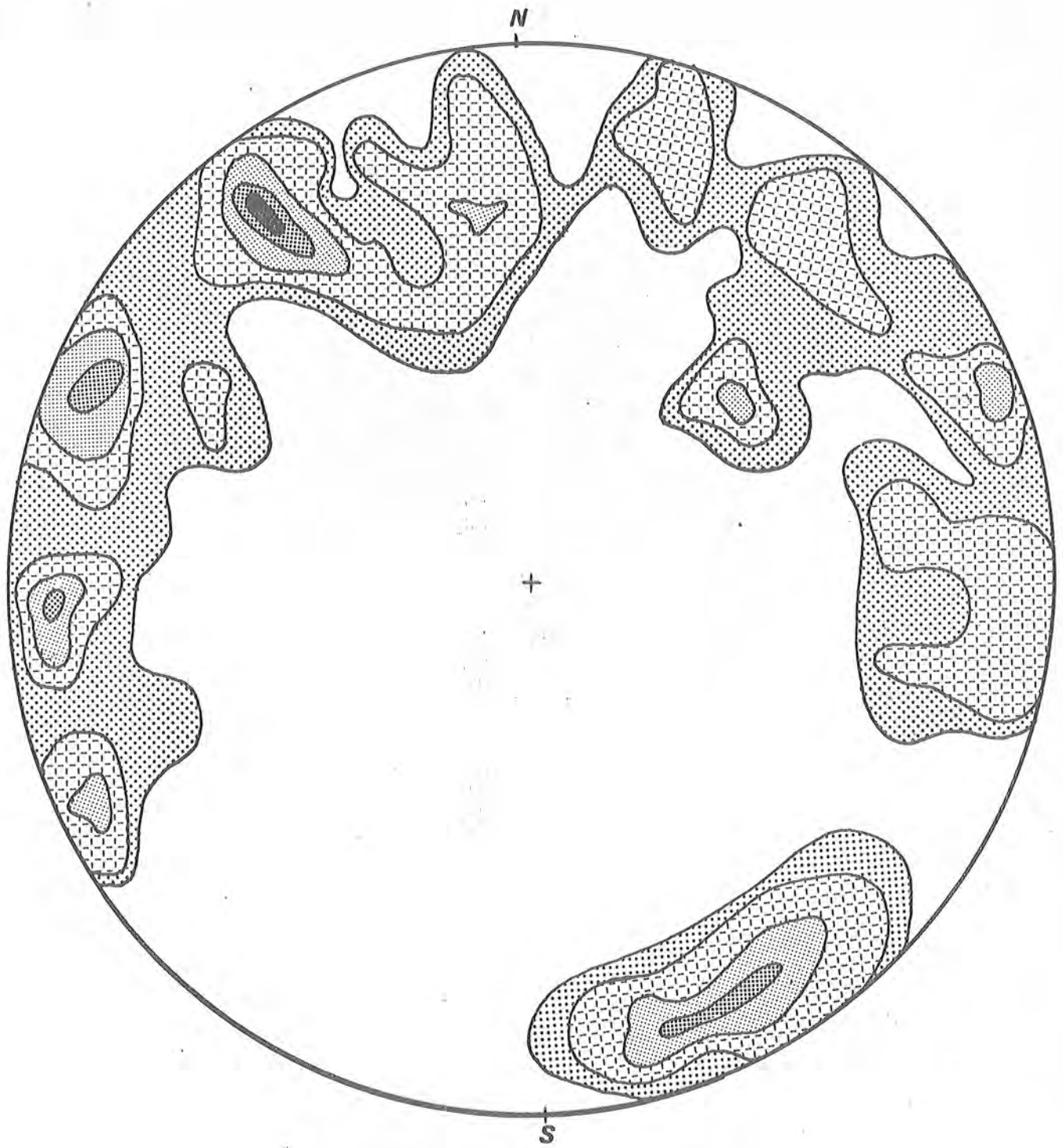


Piste de Joncet

D. 2

 Δ
 b

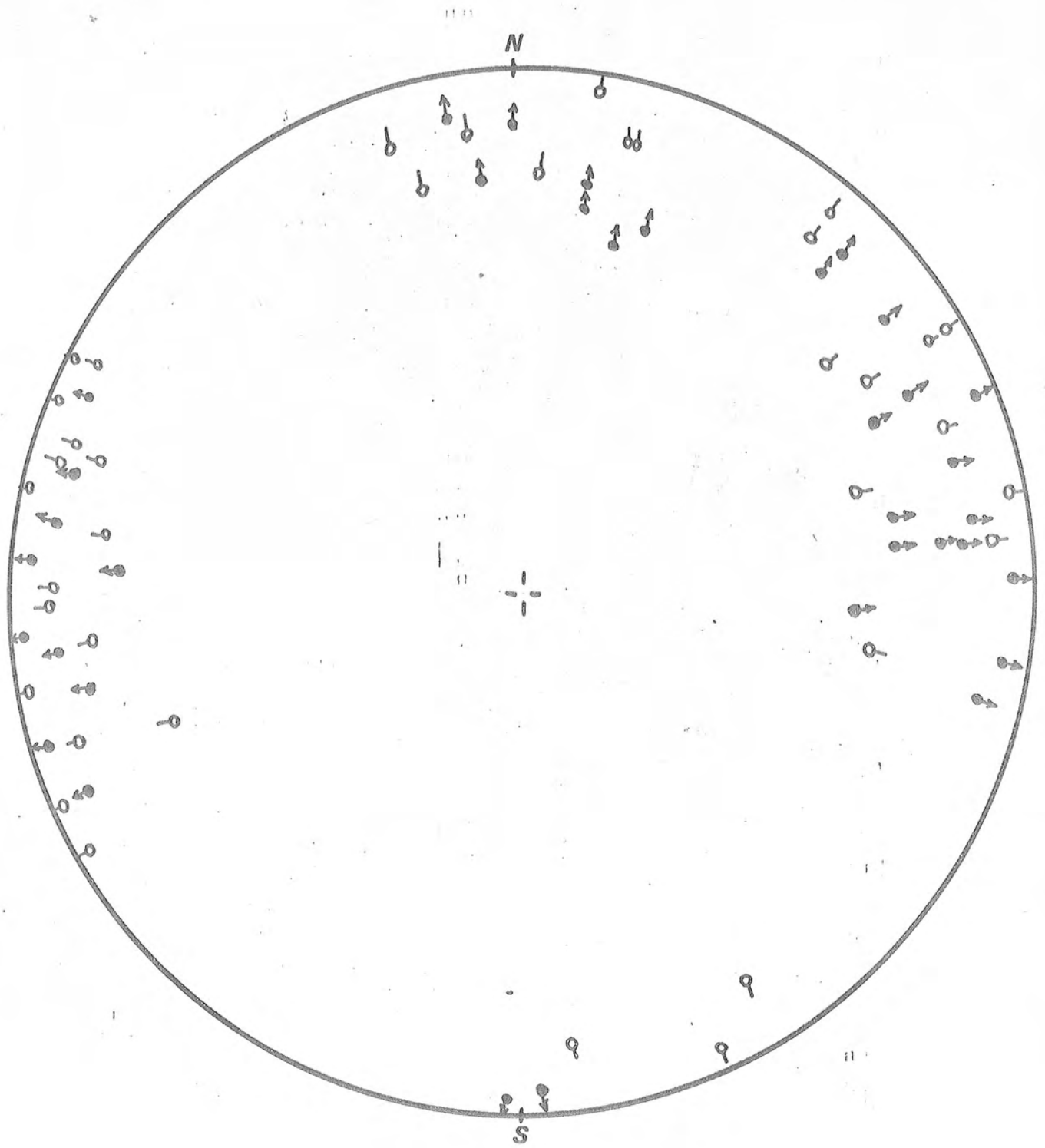
124 linéations
Hém. inf.



Piste de Joncet
D 2a

0.5.2.4.6.10 $\frac{9}{6}$

*l*₁₋₂
Hém. inf.

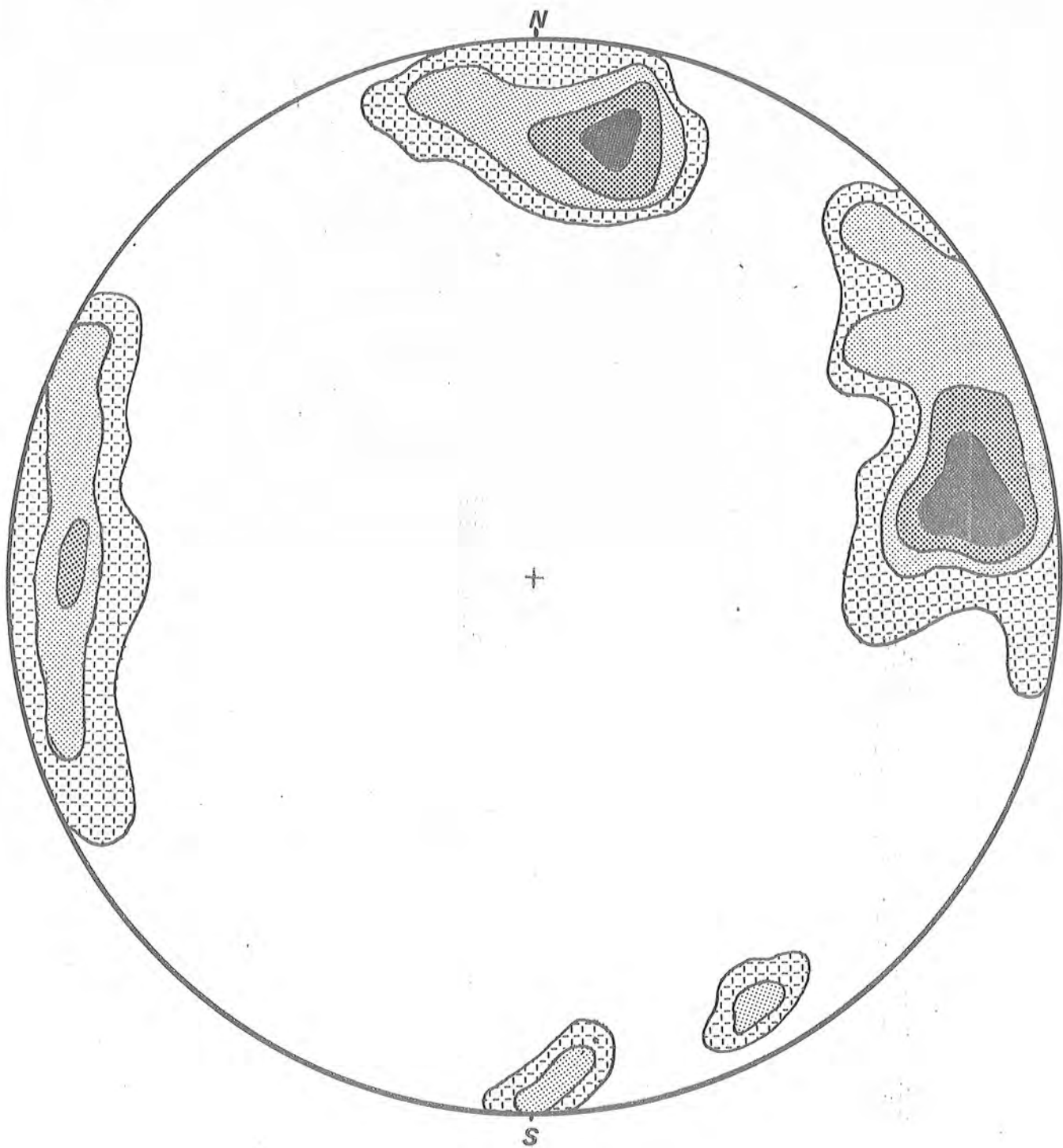


Piste de Joncet
D₃

221,2 mesurées dans des zones à schistosité subhorizontale.

Hém. inf.

○ Δ
→ h



Piste de Joncet
D.3a

L1-2 dans S12 subhorizontale
Hém. inf.

2-4-6-8 ‰

- une direction voisine de N-S comprise entre N-20-E et N-20-W avec un maximum pour des pendages de 15° au Nord ce qui correspond au maximum obtenu pour les pendages de la schistosité.
- Une deuxième direction voisine de E-W mais avec une dispersion plus importante qui varie entre N- 45° et N- 110° avec également un maximum pour des pendages voisins de 20° .

Nous pouvons donc conclure d'après ce diagramme que nous avons deux directions de linéations bien distinctes E-W correspondant à la première phase et une direction N-S correspondant à la phase 2.

Le diagramme 3 permet de faire une autre remarque, la dispersion qui existe pour les 2 phases est aussi bien variable pour les linéations d'intersection que pour les axes des plis.

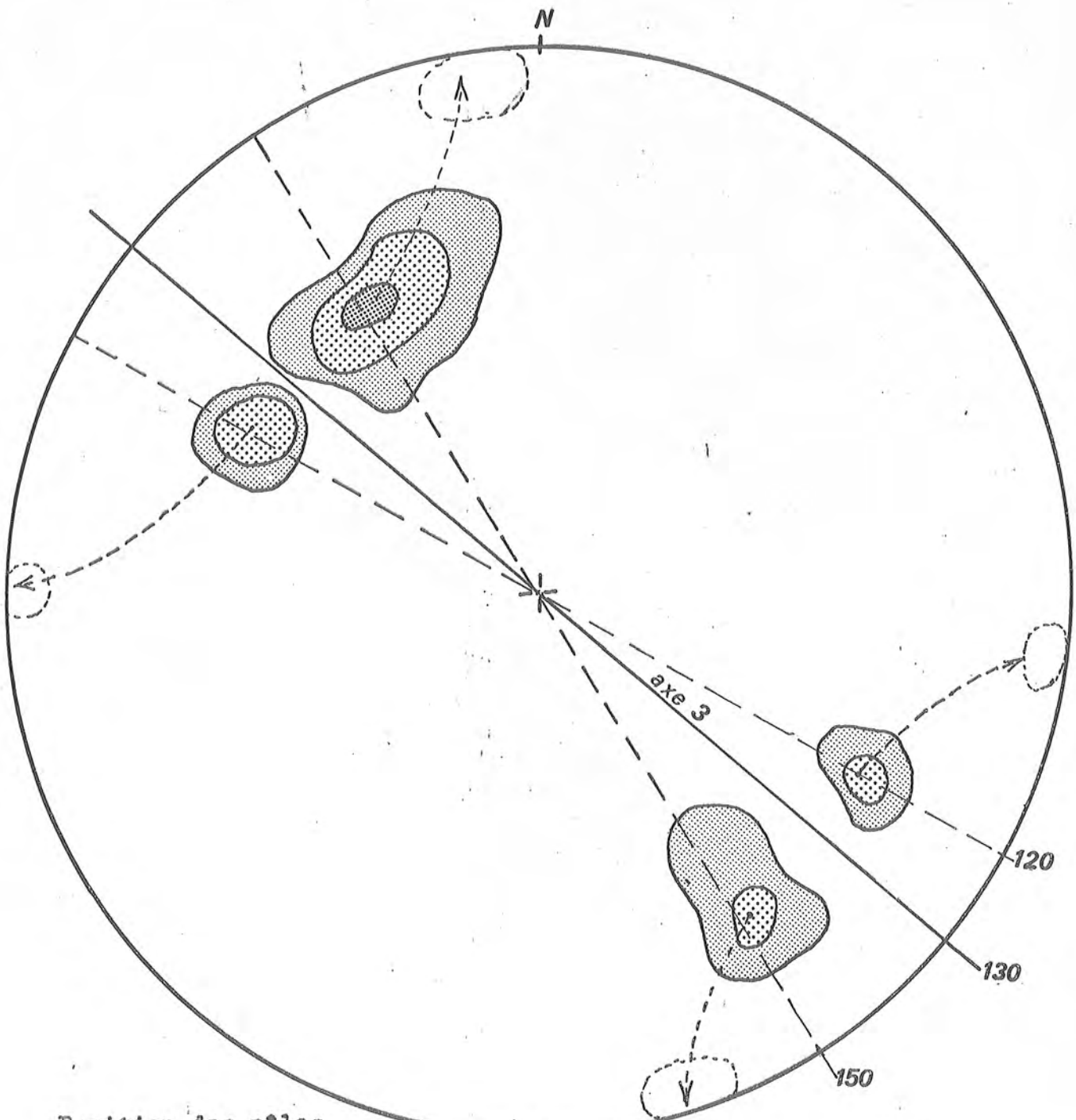
Nous avons également réparti des axes et des linéations d'intersection. Sur le diagramme 3b ; nous avons porté les linéations mesurées dans des zones où la schistosité avait un pendage fort compris entre 50° et 90° , nous constatons que les linéations se répartissent sur un axe de direction N- 150° E.

Si nous ramenons ces linéations à l'horizontale autour de l'axe de replissement 150 , nous constatons qu'elles changent d'orientation.

Les linéations de direction N- 150° E deviennent N-S et les linéations N- 120° E deviennent E-W et se superposent aux 2 pôles qui existaient déjà pour des linéations mesurées dans des schistosités plates.

Le diagramme théorique 3C nous permet de mieux comprendre cette dispersion due à la phase 3.

Considérons une linéation l_1 de direction E-W et horizontale et une deuxième linéation l_2 de direction N-S et également horizontale.



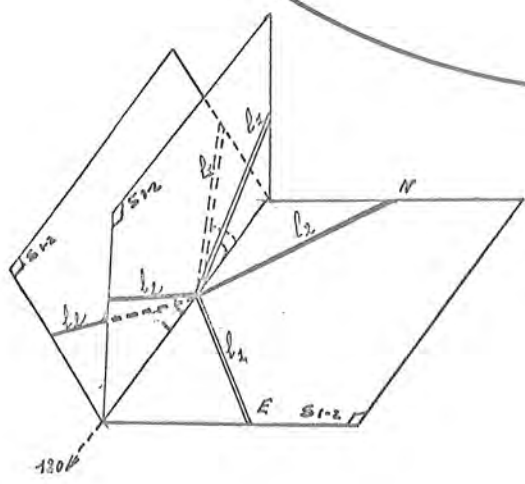
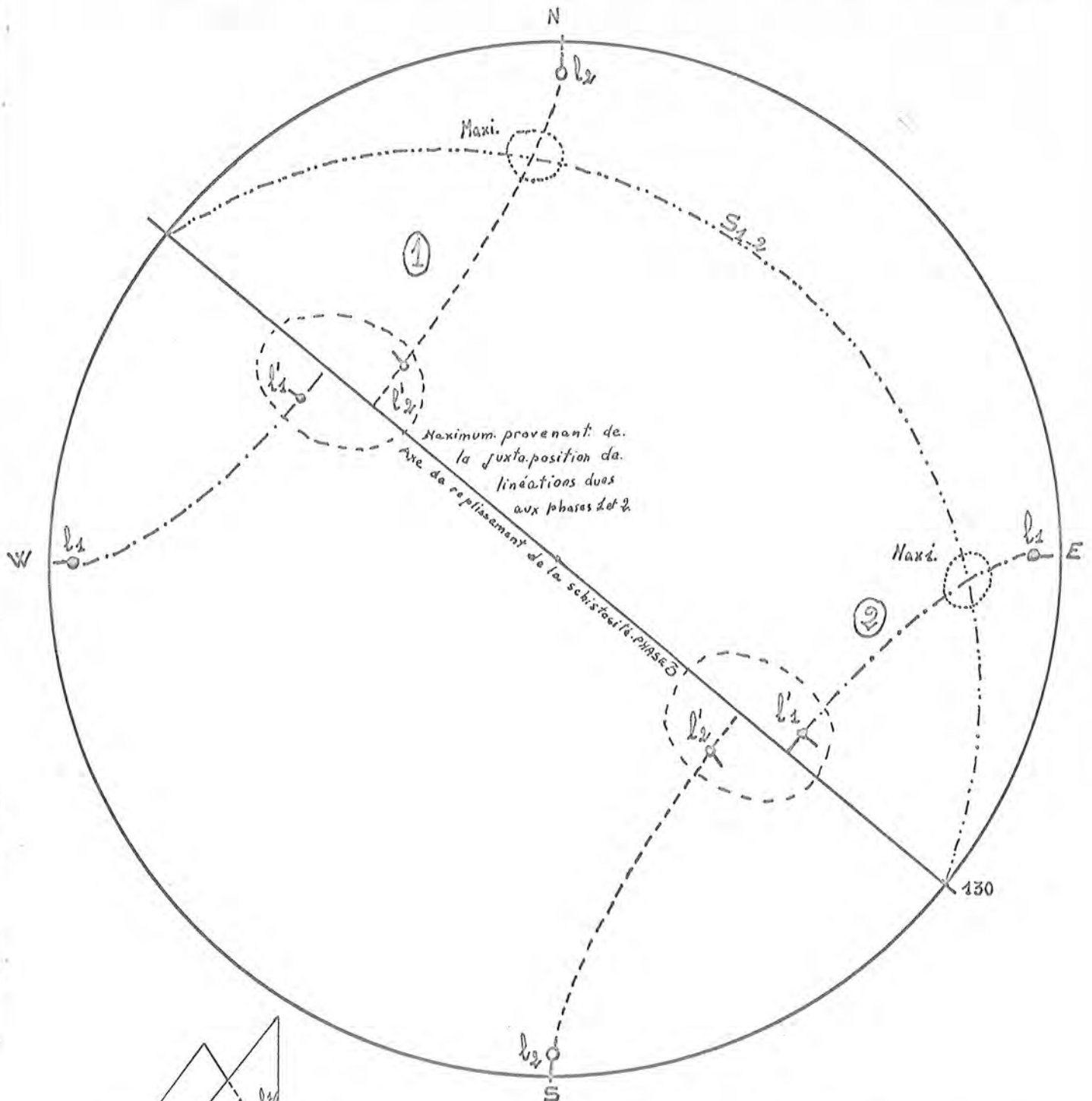
Position des pôles
 après rotation autour de
 l'axe 130 correspondant
 à la phase 3.

Piste de Joncet

D 3b

40 I_{1-2} mesurées dans des zones à schistosité subverticale . 5-10-12 %
 Hém. inf.

Diagramme théorique indiquant la dispersion des linéations 1-2 par suite du plissement de la schistosité lors de la phase 3.



Les guirlandes $l_1 - l_1'$; $l_2 - l_2'$ représentent les variations en direction et en pendage d'une linéation E-W (l_1) et d'une linéation N-S (l_2) replissées autour de l'axe 130 correspondant à la phase 3.

Si on fait tourner cette linéation de 90° autour de l'axe 130 ce qui revient à faire pivoter la schistosité d'horizontale à verticale la linéation l_1 vient en l_1' et l_2 , l_1' a alors un pendage de 40° et l_2 un pendage de 50° .

Nous constatons que les linéations 1 peuvent se répartir sur toute la guirlande $l_1 - l_1'$; de même les linéations l_2 se répartissent sur la guirlande $l_2 - l_2'$.

Etant donné que nous avons surtout des schistosités à pendage N-E nous aurons principalement des concentrations sur les guirlandes 1 et 2.

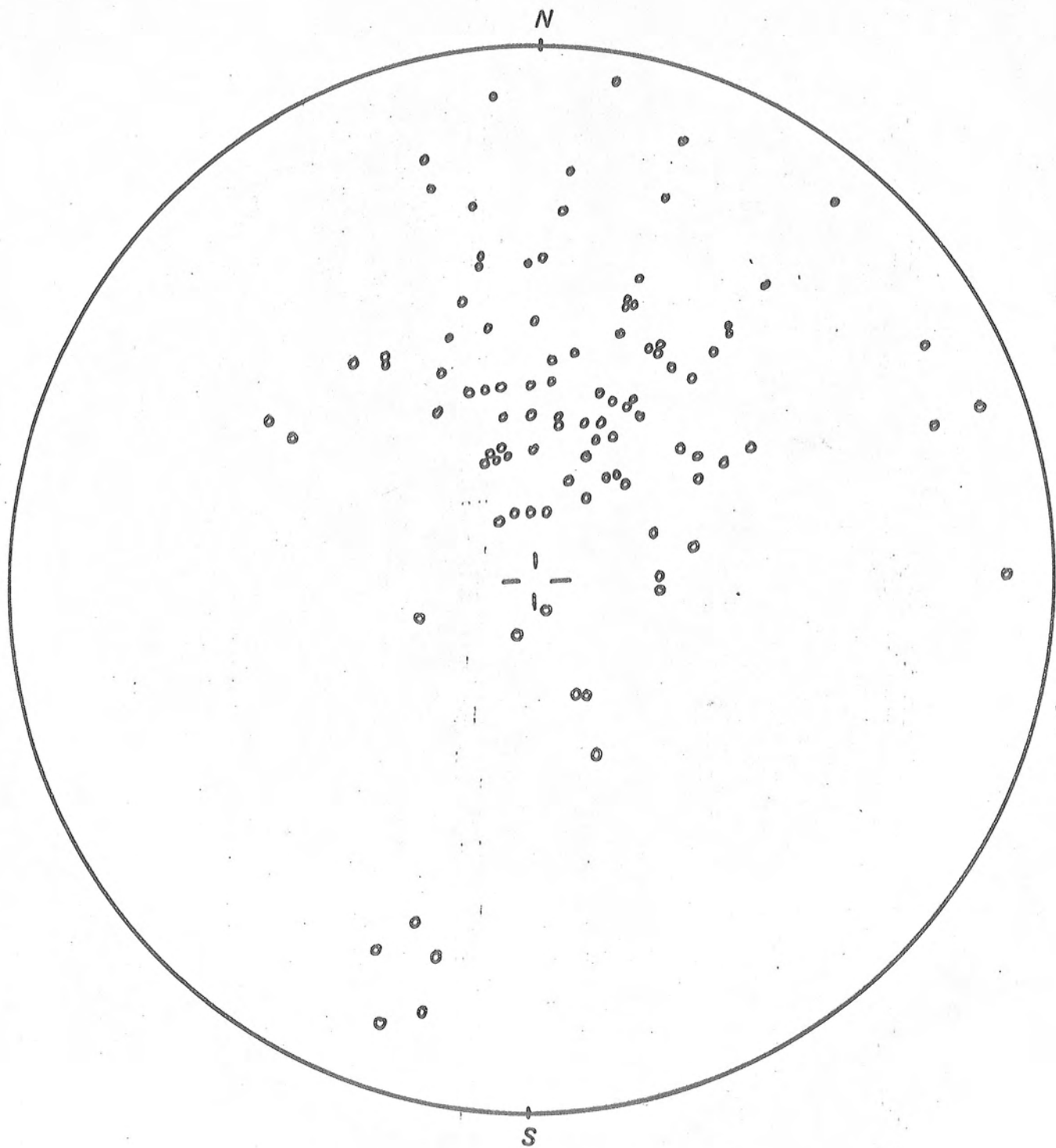
En conclusion, nous voyons que l'influence de la phase 3 est très importante et qu'elle peut à elle seule expliquer en partie la dispersion des linéations 1-2.

Nous devons toutefois envisager le cas correspondant à la superposition des phases 1 et 2.

Si on considère maintenant le cas correspondant à l'influence du plis E-W sur la phase 2:

Nous avons vu que la première phase a donné des grandes structures couchées, dont l'amplitude atteint plusieurs kilomètres. Ces grandes structures donnent des plis hectométriques, dissymétriques, avec flancs longs et flancs courts. La schistosité de la phase 2 a recoupé ces structures en conservant une direction constante et avec des pendages qui pouvaient varier.

Les diagrammes 4 et 4a représentent 100 pôles de stratification mesurés dans la même région. On constate que la stratification varie comme la schistosité par suite de la phase 3. Si on supprime l'influence de cette phase, on constate que l'on obtient un maximum pour une direction sensiblement E-W avec un pendage de 10° à 20° au Nord. Ce maximum correspond aux flancs longs plus développés. Les flancs courts moins développés ont des pendages plus forts et qui peuvent être au Nord si on se trouve dans le cas d'un replis de flanc normal, ou bien au Sud si on se trouve dans le cas d'un flanc inverse.

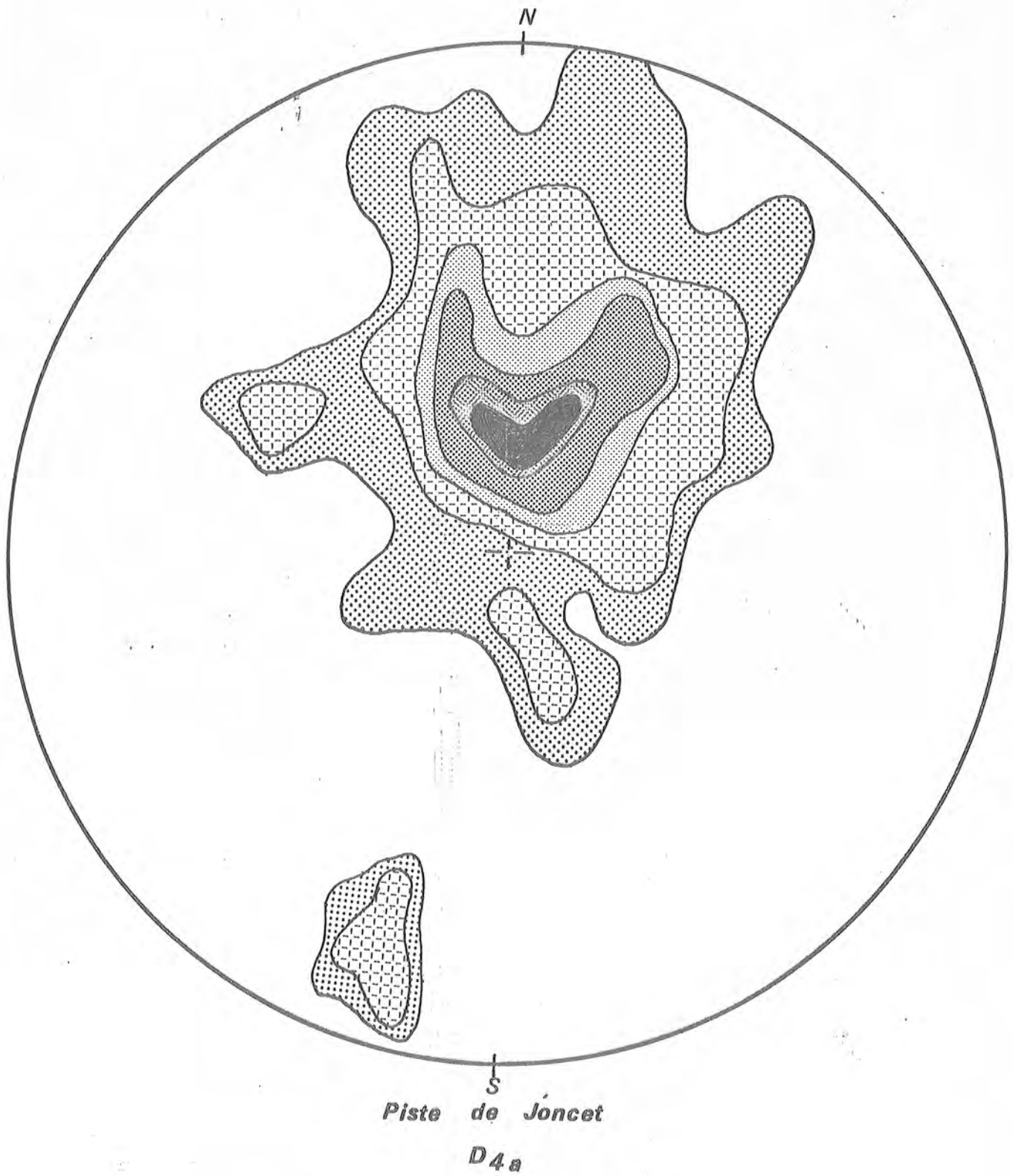


Piste de Joncet

D4

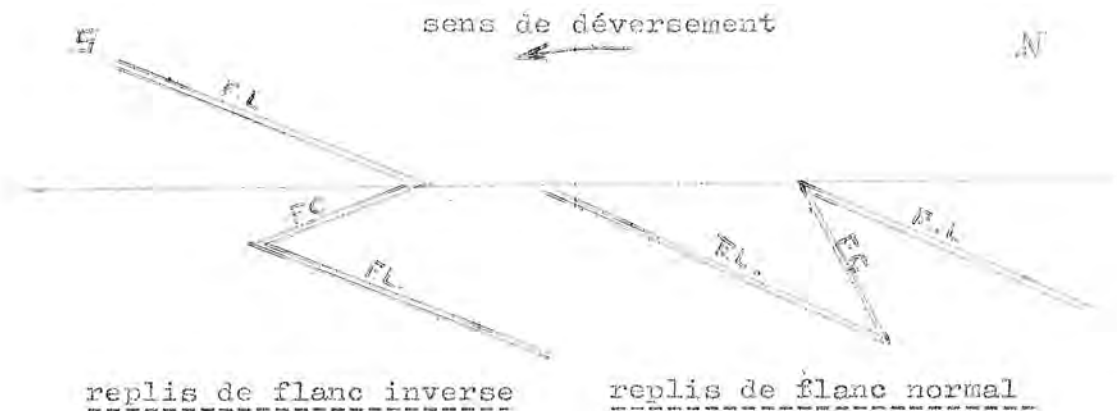
100 pôles de stratification

Hém. sup.



100 pôles So
Hém. sup.

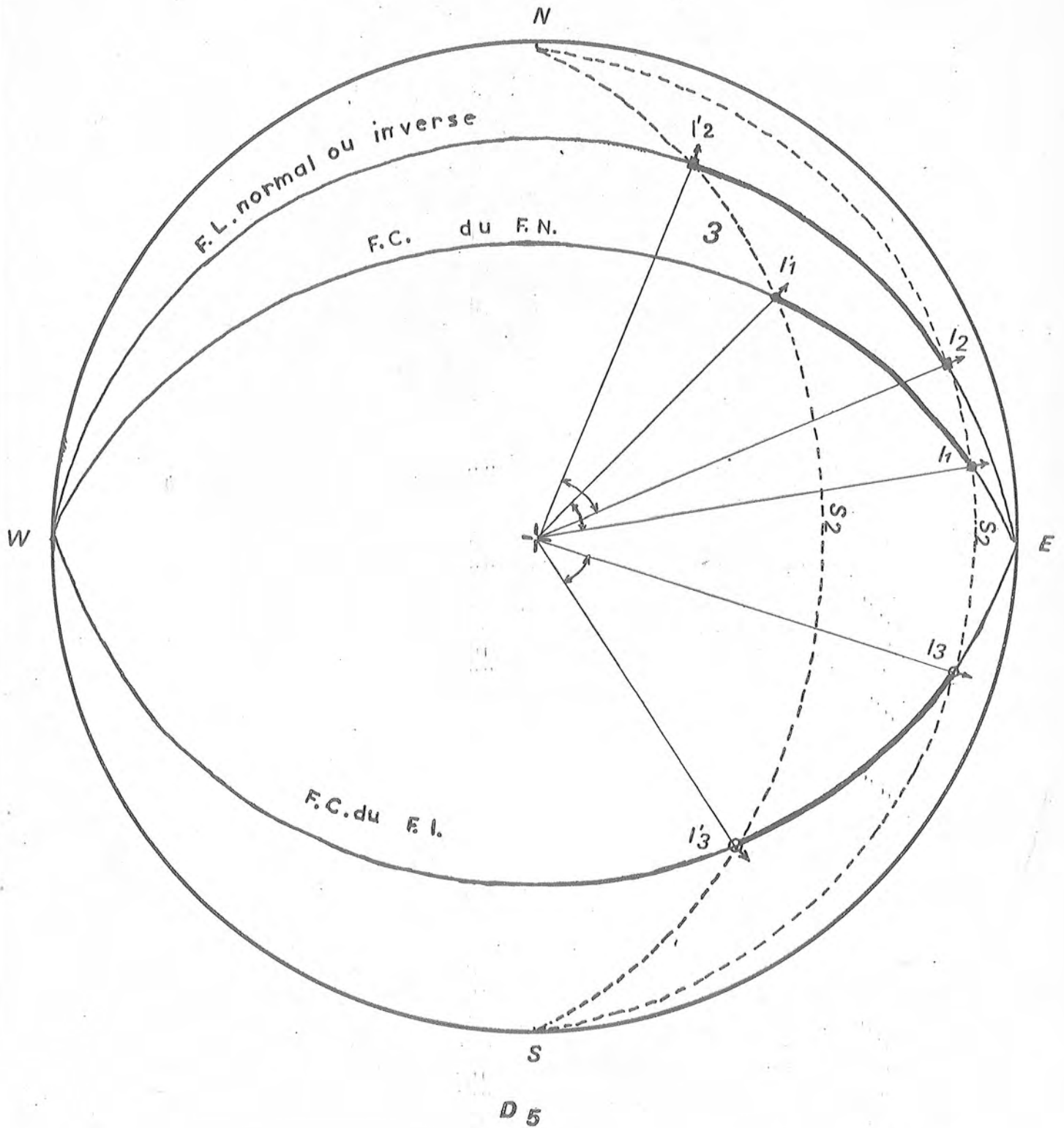
1-2-4-6-10-12 %



- Si on reporte ces observations sur un diagramme théorique (Diagramme 5) qui représente :
- d'une part un plan de stratification de direction E-W et de pendage 20° à l'Est correspondant comme nous l'avons vu aux flancs longs du flanc normal ou du flanc inverse. F.L.
 - un plan de stratification (E-W avec un pendage de 40° N) correspondant au flanc court du flanc normal. F.C. F.N.
 - un deuxième plan de stratification (E-W avec un pendage de 30° S) correspondant au flanc court du flanc inverse F.C. F.I.
 - et d'autre part le plan de schistosité (S_{I-2}) considéré dans ce cas de direction N-S et avec un pendage de 10° à l'Est. Ce qui correspond à une valeur moyenne de la schistosité déduite des diagrammes statistiques.
 - On obtient les points l_1, l_2, l_3 qui représentent les linéations d'intersections et qui ont respectivement pour direction $N-82^\circ E, N-68^\circ E, N-106^\circ E$.

Si nous considérons maintenant un même plan de schistosité mais avec un pendage de 30° à l'Est les linéations

Diagramme théorique indiquant la dispersion des linéations d'intersection de la schistosité 2 avec un plan de stratification antérieurement plissé au cours de la première phase.



d'intersection l'_1 , l'_2 et l'_3 ont les directions respectives N-54°-E, N-34°-E, N-136°-E.

Ceci traduit le fait que pour une variation de pendage de la schistosité 2, de 20° on constate une variation de la direction de la linéation d'intersection de 30° en moyenne.

Si on remarque maintenant que le pendage des flancs longs et des flancs courts peut varier au moins d'une vingtaine de degrés autour de l'horizontale on peut se rendre compte que les linéations d'intersection schistosité 2 et stratification peuvent varier depuis la direction N-S jusqu'à E-W.

D'autre part nous avons déjà fait remarquer que les linéations mesurées correspondaient soit à des axes, soit à des linéations d'intersections. Nous constatons du seul fait que nous avons de grands plis dissymétriques de phase 1, qu'il a pu se former des plis de la deuxième phase, ayant des directions très variables depuis N-S jusqu'à des directions voisines d'E-W.

En conclusion, il ressort de l'étude des diagrammes établis dans la région de JONCET, qu'il existe :

- 1° Une phase tardive de direction 130 à axe horizontal replissant la schistosité et provoquant un étalement des linéations.
- 2° Un maximum de direction N-S correspondant à la phase 2. Cette phase pouvant également donner des plis de direction très variable par suite de l'influence de la première phase.
- 3° Une série de maxima correspondant à la phase 1, mais pouvant comporter également des plis de la phase 2.

On comprend maintenant comment nous avons pu obtenir une très grande dispersion sur le diagramme 3, qui représente les mesures directes relevées sur le terrain.

Nous devons maintenant à l'aide des mêmes méthodes voir si cette complexité se retrouve sur tout le territoire étudié.

b) Région de la vallée située à l'Est de JUJOLS.

Les diagrammes 6 et 7 représentent 200 pôles de S_{1-2} mesurés dans les schistes de JUJOLS.

On remarque immédiatement une très forte variation de pendage de la schistosité autour d'une direction moyenne N-115°-E, direction légèrement différente des directions mesurées dans la région de la piste de JONCET. Cette variation de pendage se fait avec un maximum, pour des pendages compris entre 30° et 50° Est.

Il faut remarquer également une concentration plus importante pour des pendages de 70° à 80° Sud.

Donc la phase 3 peut conduire à des plis légèrement déversés au Nord.

Si l'on établit un diagramme de linéations correspondantes (Diagramme 6 et 7), on constate un étalement très important des linéations, comme dans le cas précédent, du à la superposition des 3 phases.

Dans ce cas nous avons également sélectionné les mesures pour retenir, que les linéations mesurées dans des zones à schistosité subhorizontale (Diagramme 7b).

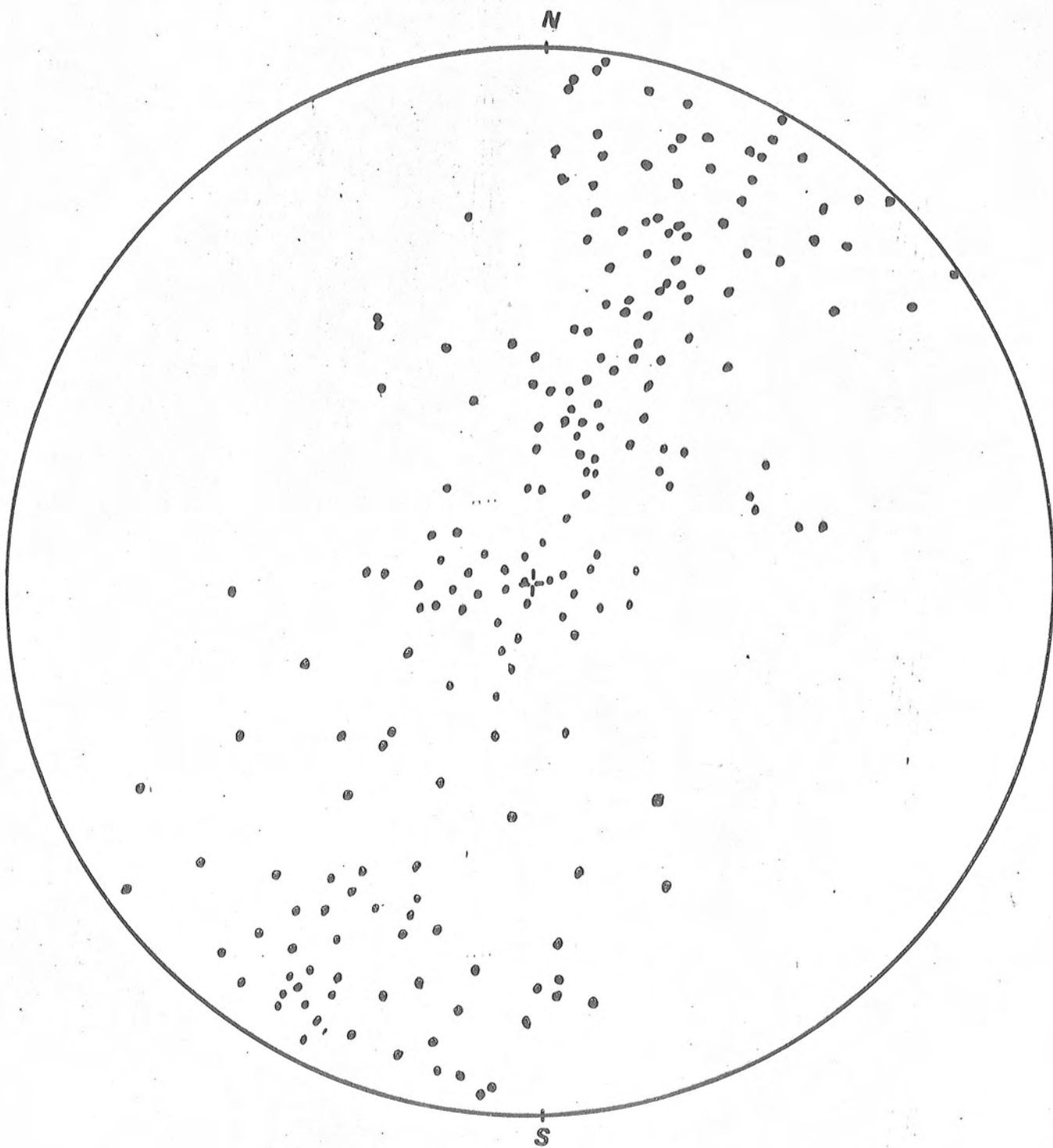
L'examen de ce diagramme nous indique un maximum de direction N-S avec des pendages entre 10° et l'horizontale. Ce maximum correspond à la phase 2.

Nous trouvons ensuite 2 autres maxima, un de directions N-100°-E, l'autre de direction N-35°-E.

Le premier correspond à des plis ou des linéations de la première phase sensiblement E-W.

Le deuxième peut correspondre à des linéations d'intersection ou des plis 2.

En effet si on le compare avec le diagramme théorique 5 on constate que ce pôle coïncide parfaitement avec le pôle n°3 de ce diagramme.

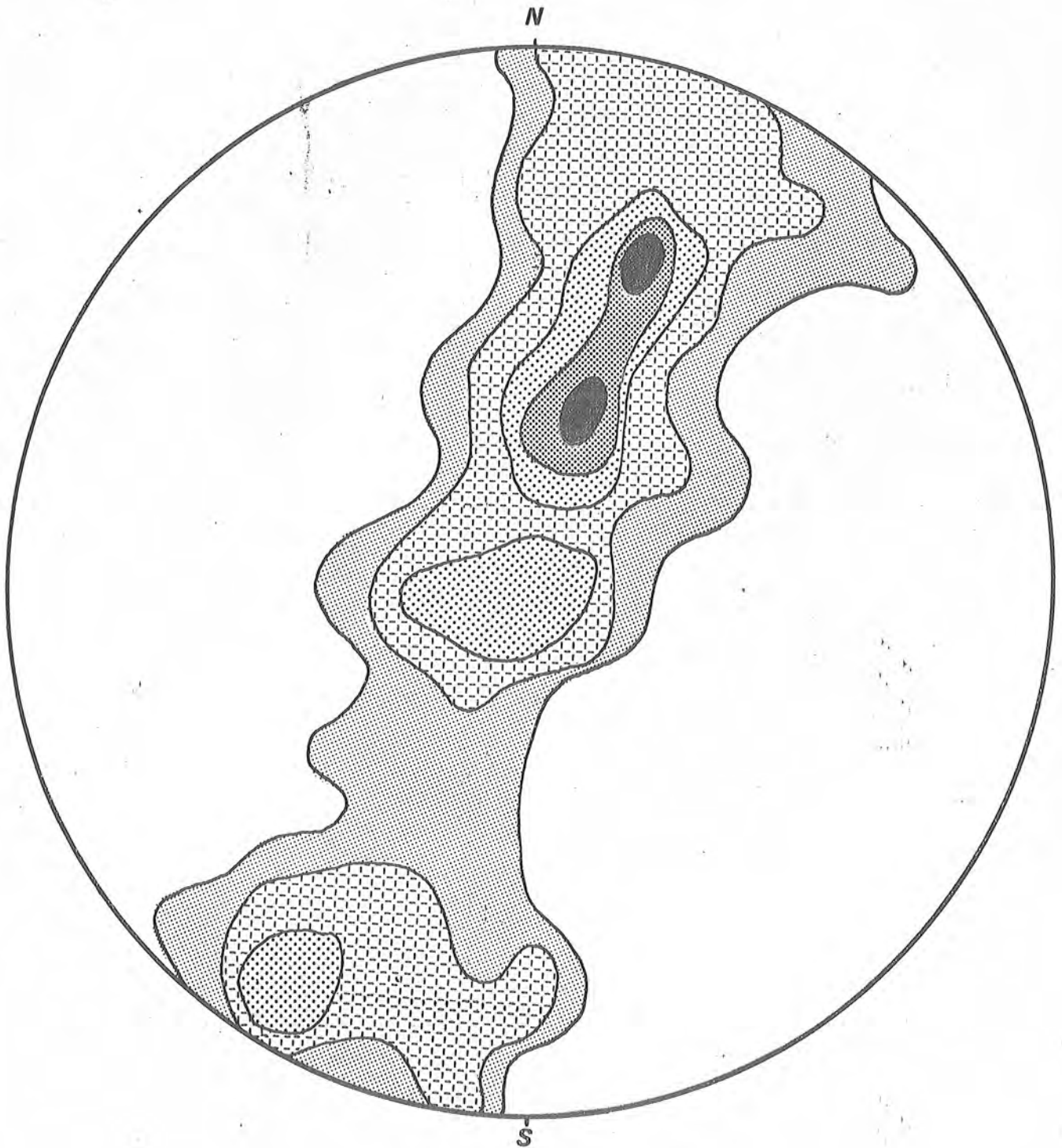


Vallée Est de Jujols

D. 6.

200 pôles de S 12

Hèm. sup.

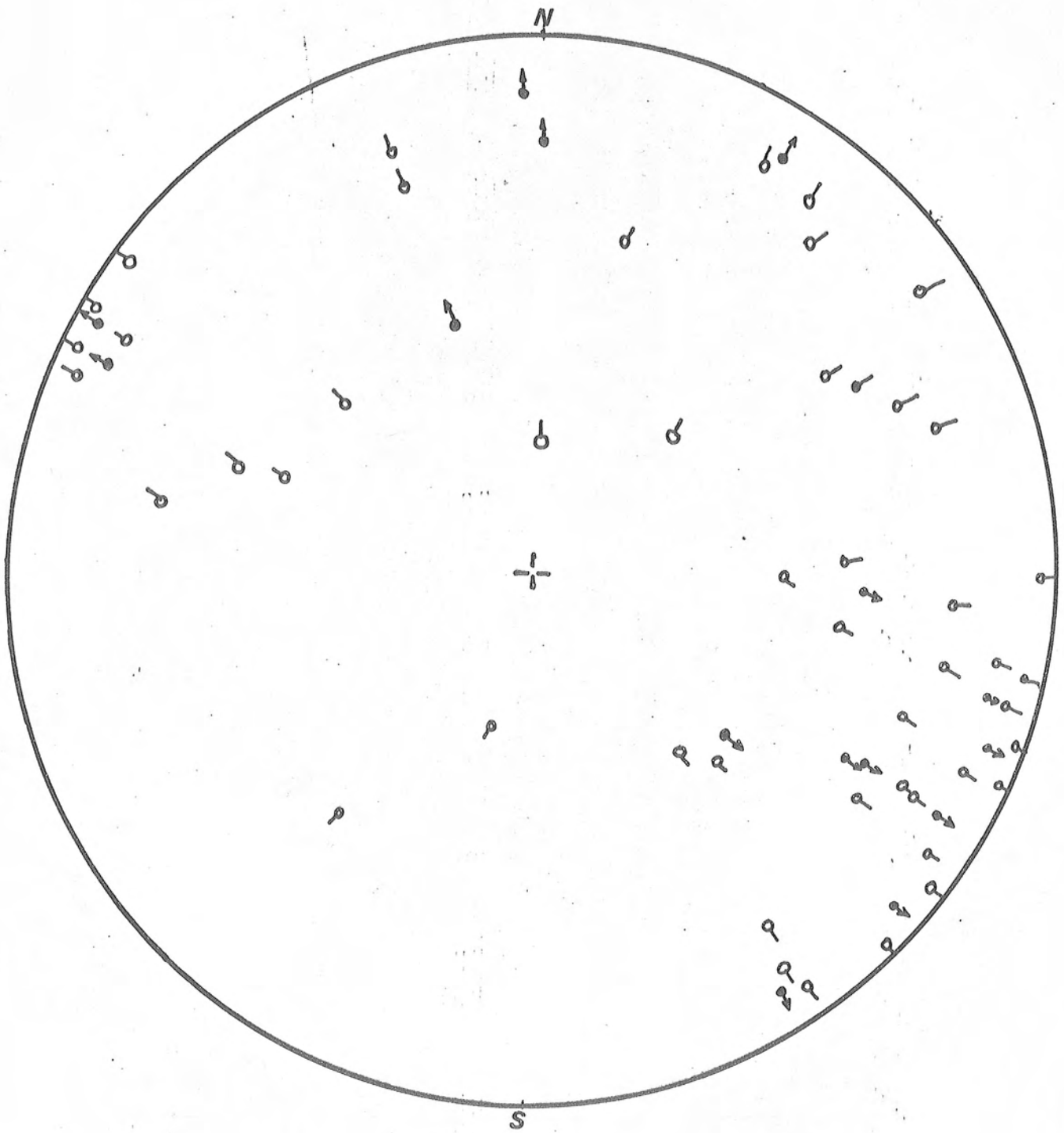


Vallée Est de Jujols

D. 6a

Pôles de S1-2
Hém. sup.

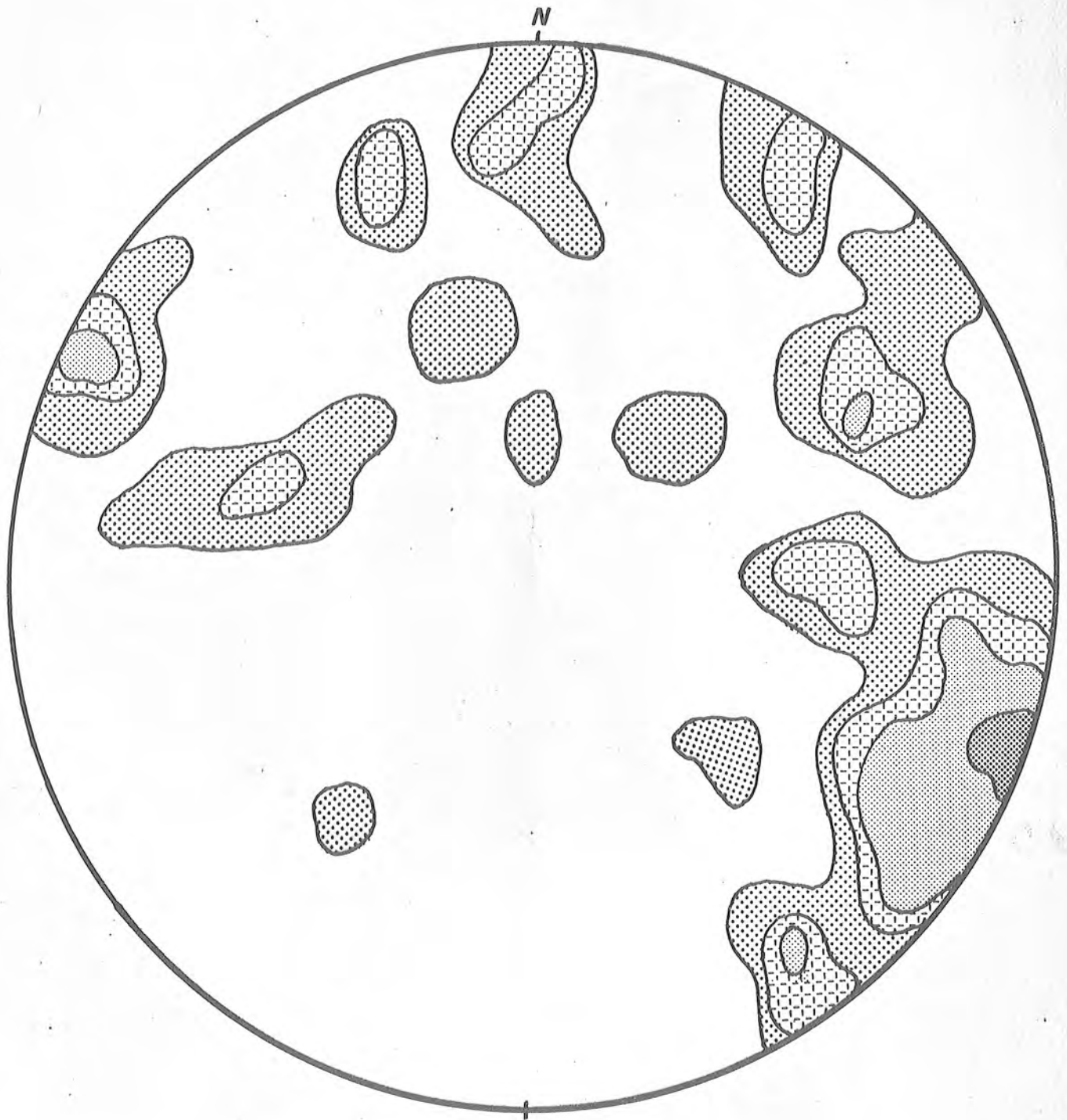
2-4-8-12-14%



Vallee Est de Jujols
D7

50 linéations 1-2

♂ 112
♂ b

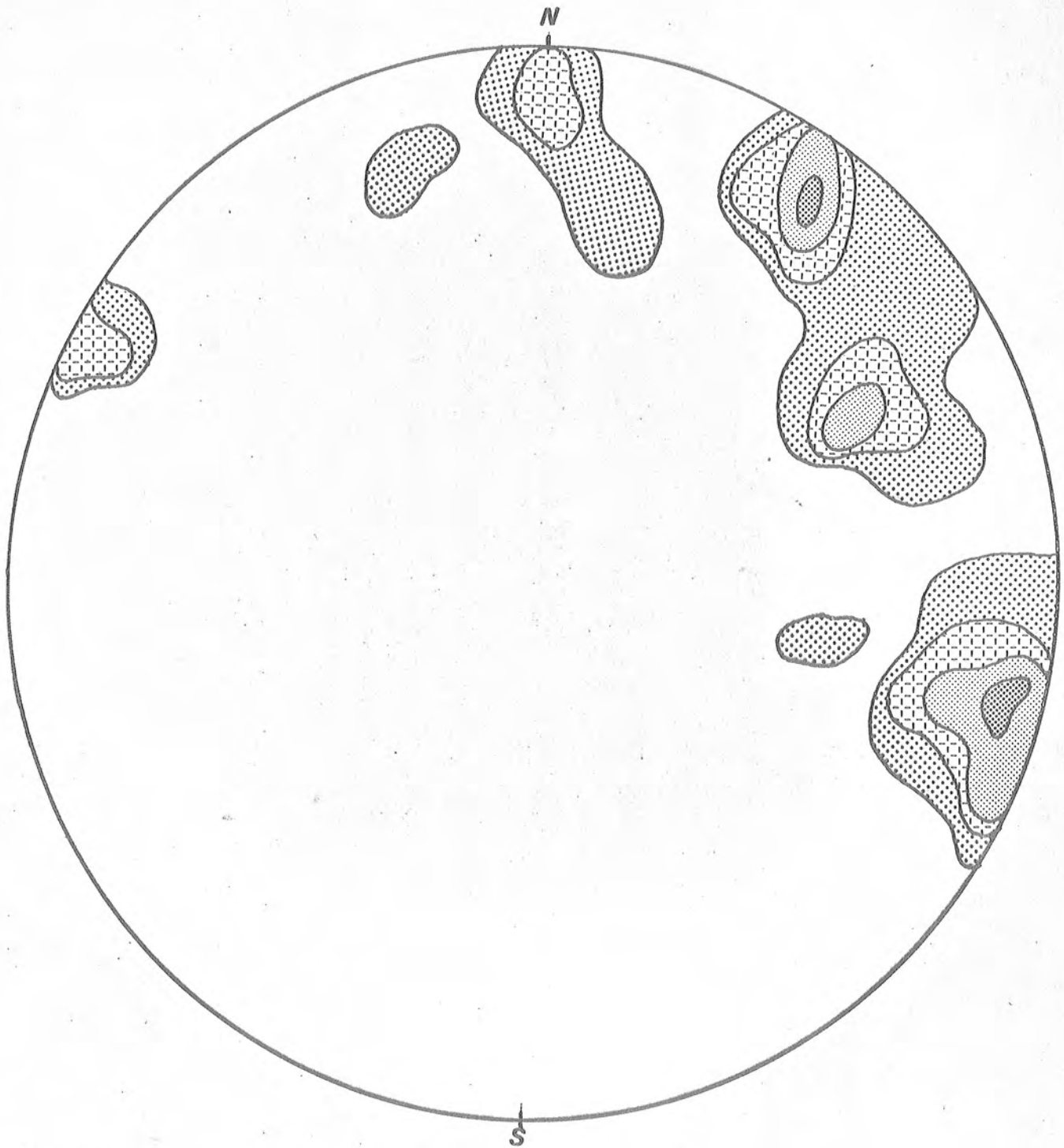


Vallee Est de Jujols

D 7a

60/12

1-2.5-10%

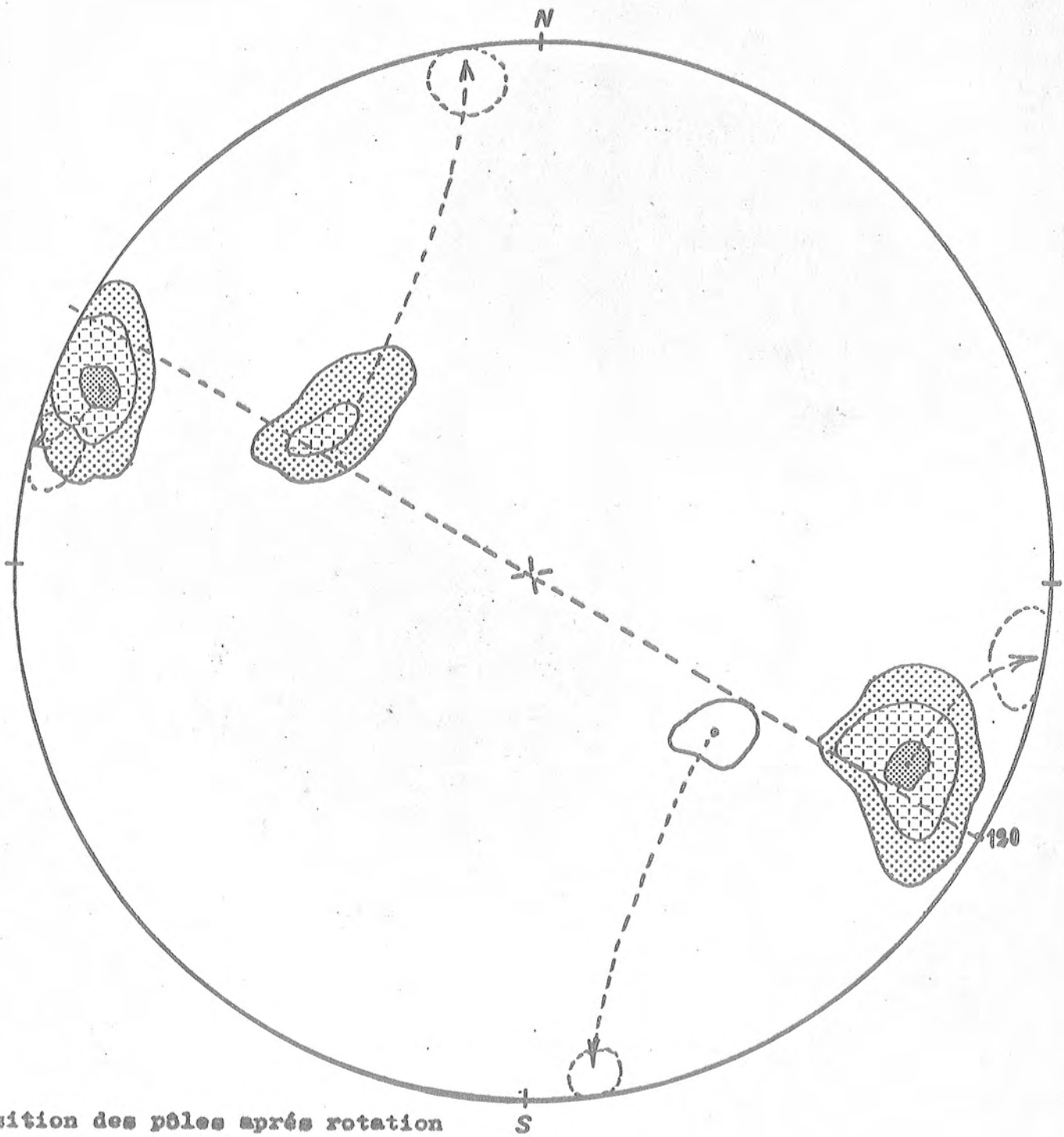


Vallée Est de Jujols

D7b

35 linéations mesurées dans des zones à schistosité subhorizontale.

3-5-10-15 %



Position des pôles après rotation
 autour de l'axe 130 correspondant
 à la phase 3.

Vallée Est de Jujols

D7c

30/12 mesurées dans des zones à schistosité subverticale.

3-6-10%

U.S.G.P.

Il correspondrait donc ; à l'intersection de la schistosité 2 de direction N-S et ayant un pendage de 15° à l'Est, avec les flancs longs de plis E-W et qui auraient un pendage de 10° au Nord, la deuxième concentration de direction N- 60° -E représenterait dans ce cas l'intersection S_2 flancs courts.

Le diagramme 7b nous indique donc une première direction N- 100° -E correspondant à la phase 1 une direction N-S avec un maximum très net pour N- 35° -E qui correspond à la deuxième phase.

Le diagramme 7c représente 30 linéations mesurées dans les zones où la schistosité à un fort pendage. Les pôles de linéation s'alignent sur un axe de direction N- 120° .

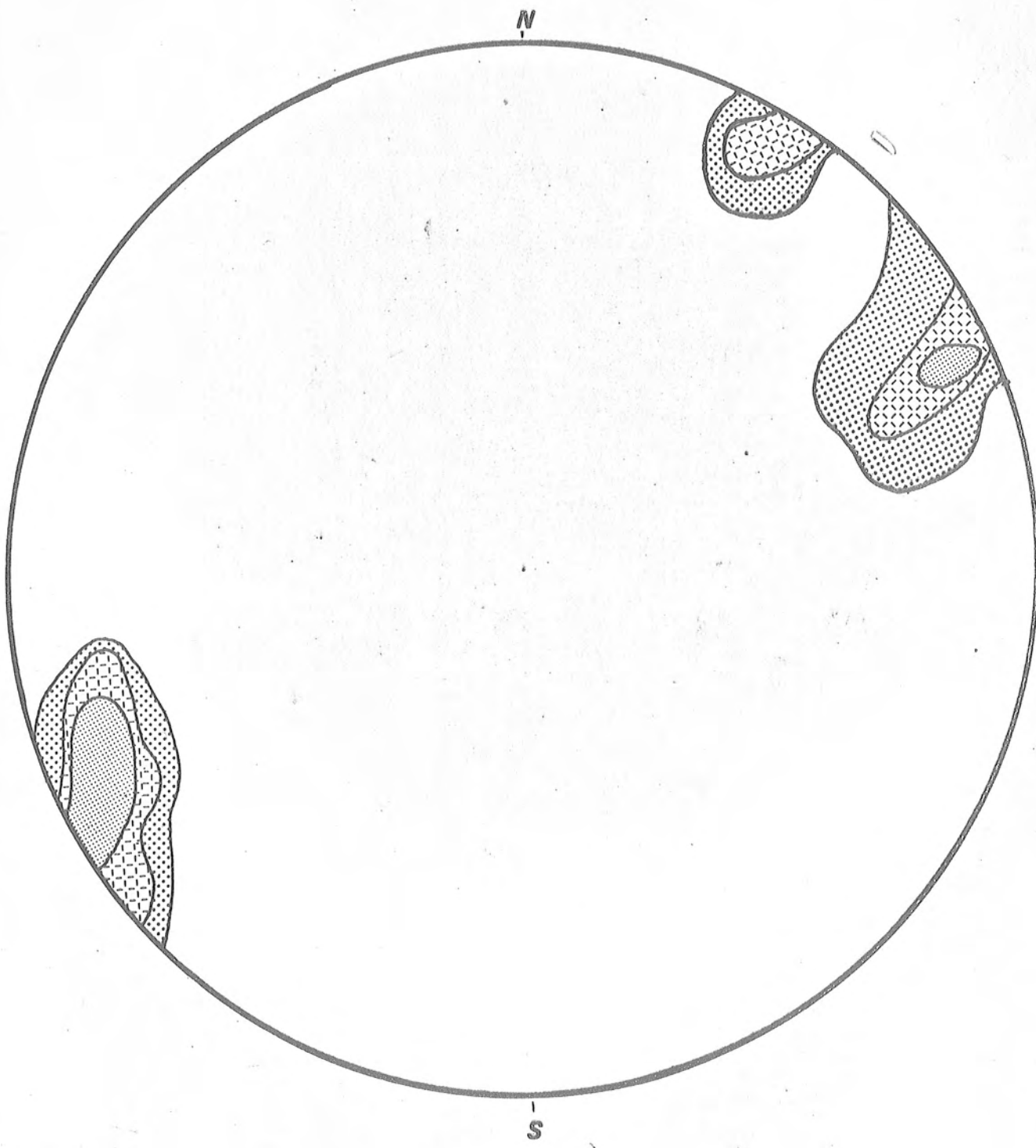
Si on remet ces pôles à l'horizontale autour de cet axe N- 120° -E on constate que ceux qui ont un pendage faible correspondent à des linéations N- 100° -E, alors que ceux qui ont un pendage fort prennent une direction N-S.

Dans ce cas nous retrouvons encore les deux directions de plissement N- 100° -E et N-S correspondant aux phases 1 et 2.

c) Région de l'Eglise de JIJOLS.

Enfin toujours sur le flanc Sud du synclinal de VILLEFRANCHE, nous avons établi un diagramme dans la région, au Nord de l'Eglise de JIJOLS, dans une zone où la schistosité à un pendage faible (Diagramme 8) nous constatons, un maximum pour une direction N- 60° -E.

Ce maximum résulte de la présence des plis E-W, mais surtout de l'intersection de la schistosité 2 avec la stratification qui pouvait avoir soit des pendages Sud soit des pendages Nord, suivant que nous nous trouvions sur un flanc court inverse, ou un flanc long. (fig. n°).



50 L1-2
Hém. inf.

Eglise de Jujols

D 8

6-12-18.0/0

d) Région du flanc Nord (CONAT).

Il nous reste maintenant à analyser le cas de la région située sur le flanc Nord du synclinal de VILLEFRANCHE. Nos mesures ont été faites au Sud du village de CONAT, en essayant de ^{ne} conserver, que celles où nous avons schistosité et linéations, en même temps.

Le premier diagramme (Diagramme 9 et 9a) représente 164 pôles de schistosité. Comme dans les cas précédents, nous constatons que les pôles s'alignent parfaitement sur un axe de direction N-40°-E, ce qui traduit l'influence de la phase 3 qui a pour direction N-130°-E.

Suivant la direction N-40°-E, nous constatons une variation de pendage, depuis des pendages horizontaux jusqu'à des pendages verticaux, cependant on remarque un maximum pour des pendages horizontaux ou à faible pendage Sud et un deuxième maximum pour des pendages de 50° au Sud, contrairement aux diagrammes établis sur le flanc Sud où nous avons un maximum pour des pendages au Nord.

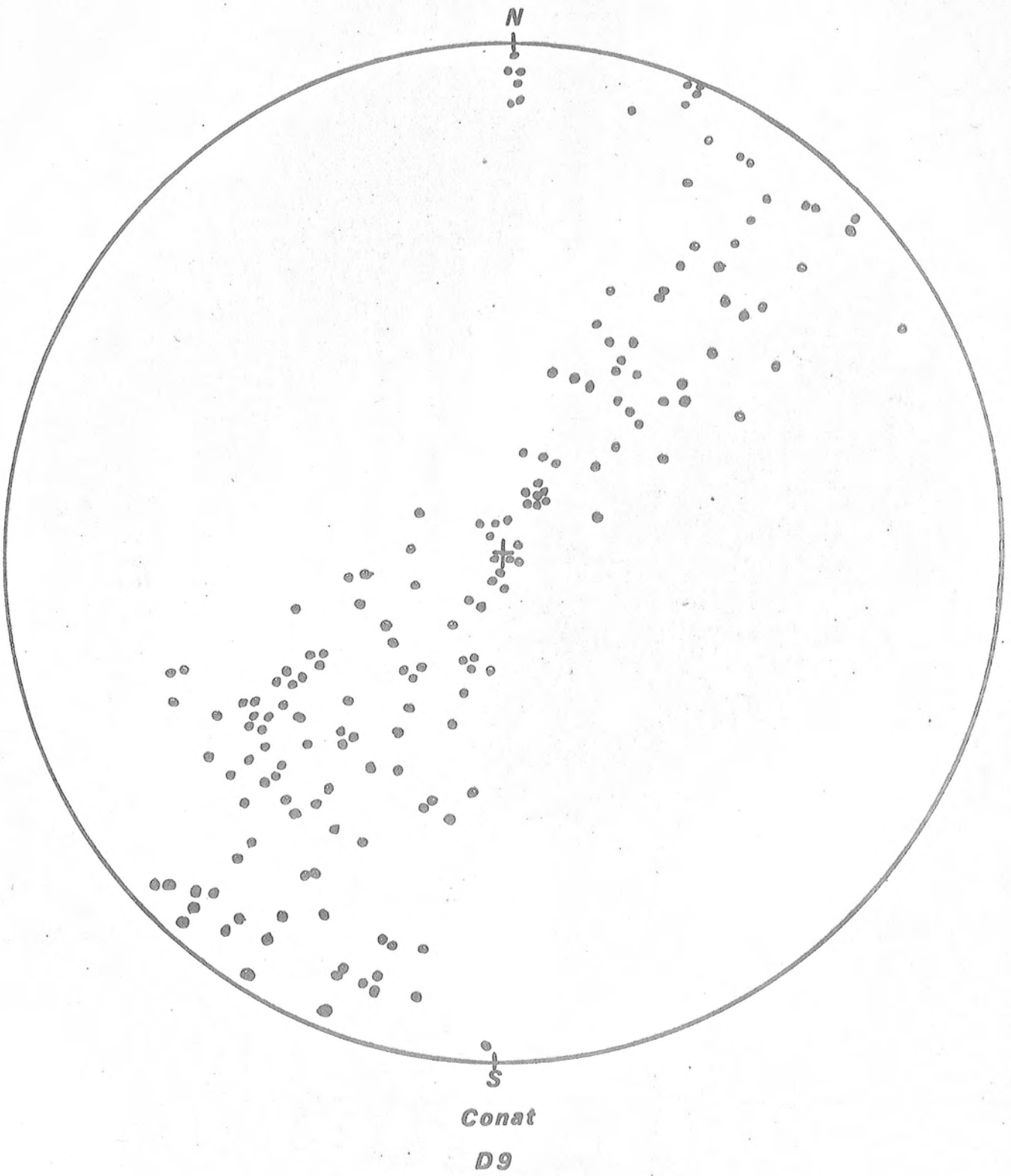
Nous retrouvons donc le même style de plissement de la schistosité mais alors que sur le flanc Sud le plan axial de ces plis pendait au Sud sur le flanc Nord il pend au Nord.

Comme nous le verrons dans l'étude de la phase 3, c'est cette phase qui est responsable de la forme synclinale de la région étudiée.

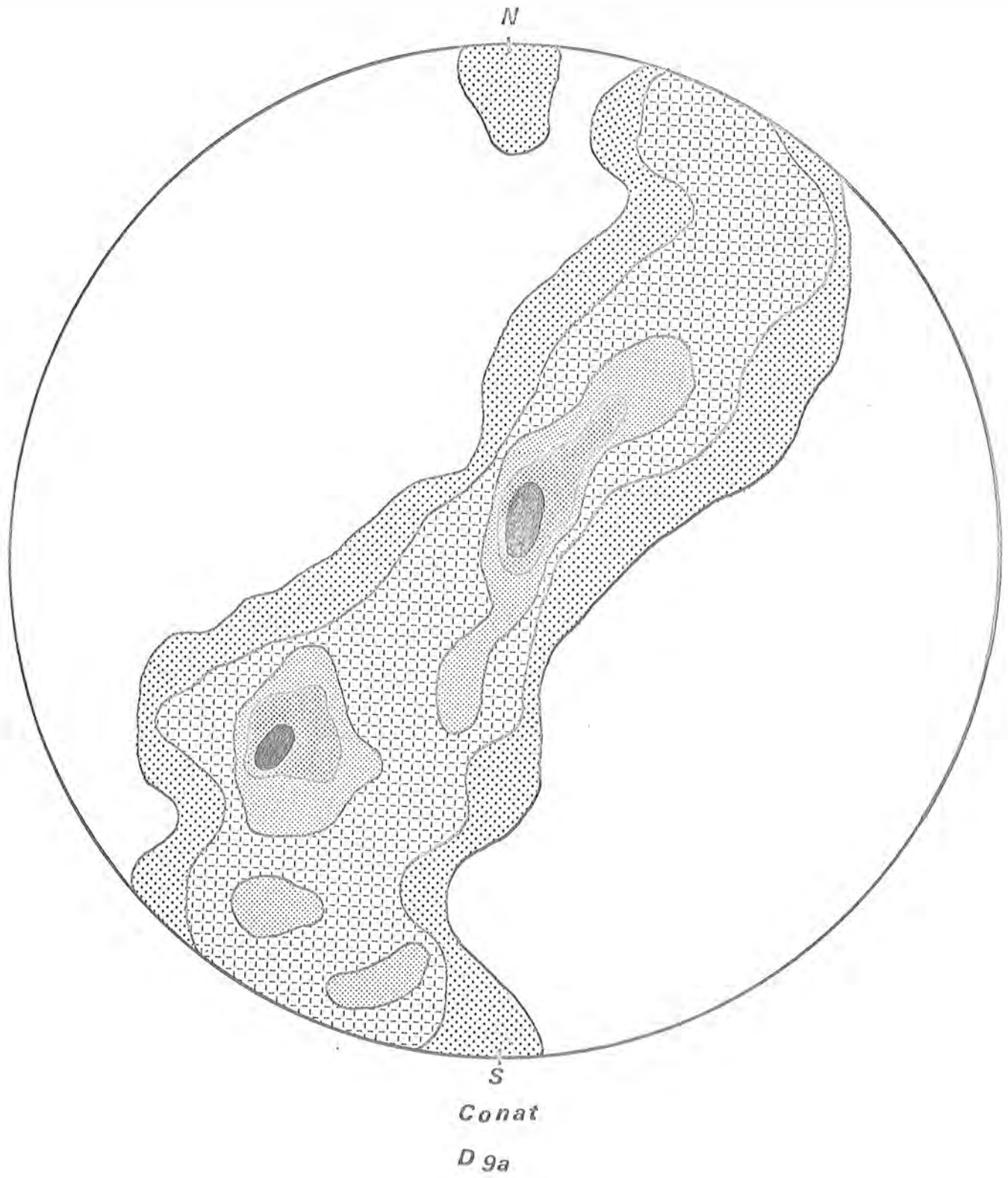
Le diagramme 10 représente les linéations mesurées dans cette région avec une forte proportion d'axe de plis.

Ce diagramme présente un maximum très net de direction N-110°-E à pendage faible, ce maximum correspond à la phase 1.

On observe un deuxième maximum, plus étalé pour des directions N-S, il correspond à la phase 2 légèrement dispersée par la phase 3. Enfin on remarque une forte concentration de direction N-100°-E à fort pendage (60°).



170 pôles S1-2
Hém. sup.



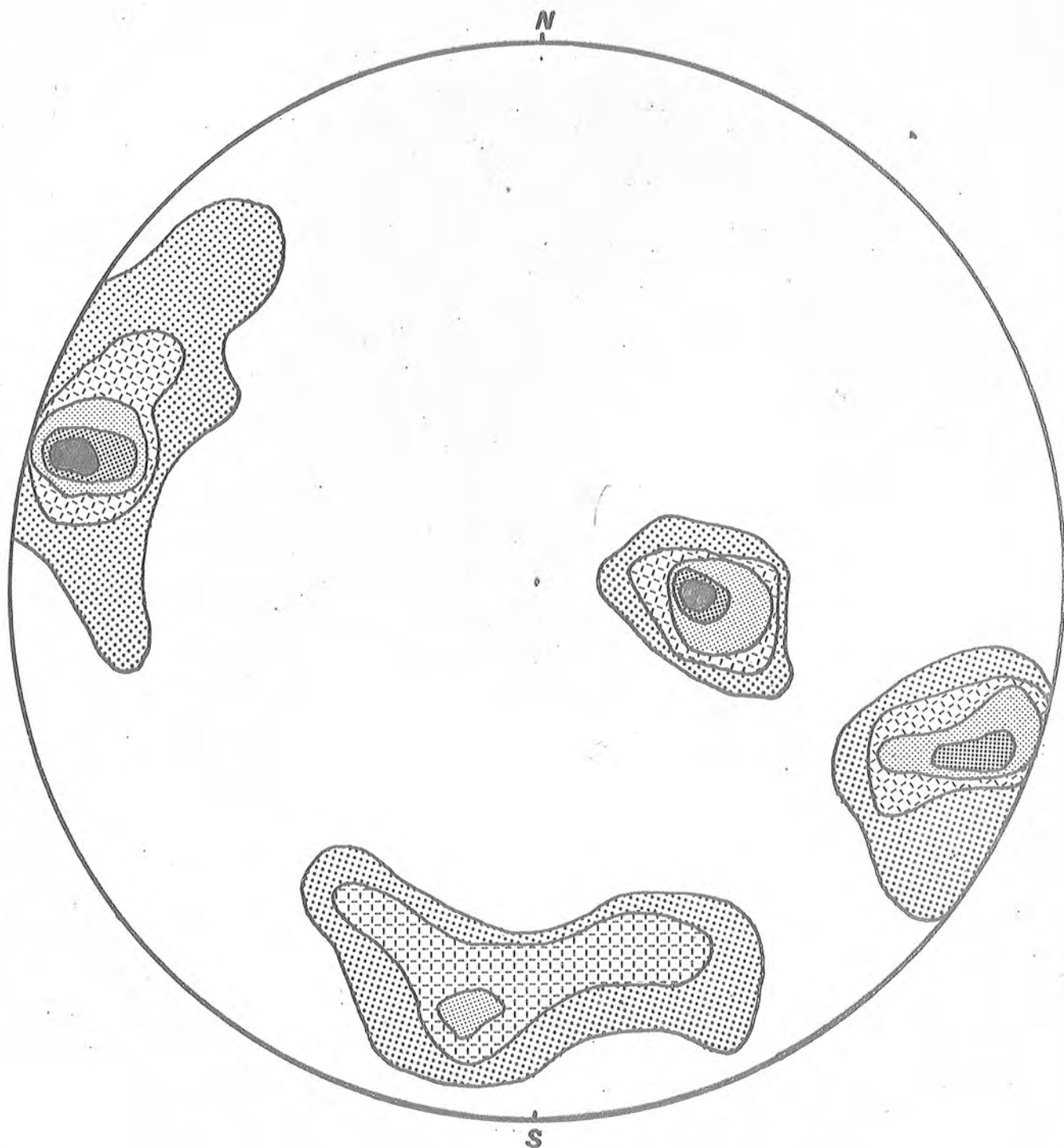
pôles S 1-2
Hém. sup.

2 · 4,5 · 9 · 15 · 20 ‰

Ces linéations ont été mesurées dans des zones à schistosité à fort pendage Sud (75° à 90°). Il nous faut faire pivoter ces linéations autour de l'axe l_3 , afin de les remettre dans un plan de schistosité subhorizontal.

Après rotation (voir diagramme théorique 10a) le pôle l_2 vient en l'_2 il représente alors des linéations à faible pendage et de direction voisine de N-S. Ce pôle l_2 se superpose alors au maximum N-S qui représente des linéations mesurées dans des schistosités plates.

Le diagramme ainsi interprété confirme de façon évidente l'existence de trois phases ; une première N- 100° -E, une deuxième N-S et enfin une phase postérieure N- 130° -E qui a perturbé l'ensemble.



86 L1-2
Hém. inf.

Conat
D10

1-2.5-4-6%

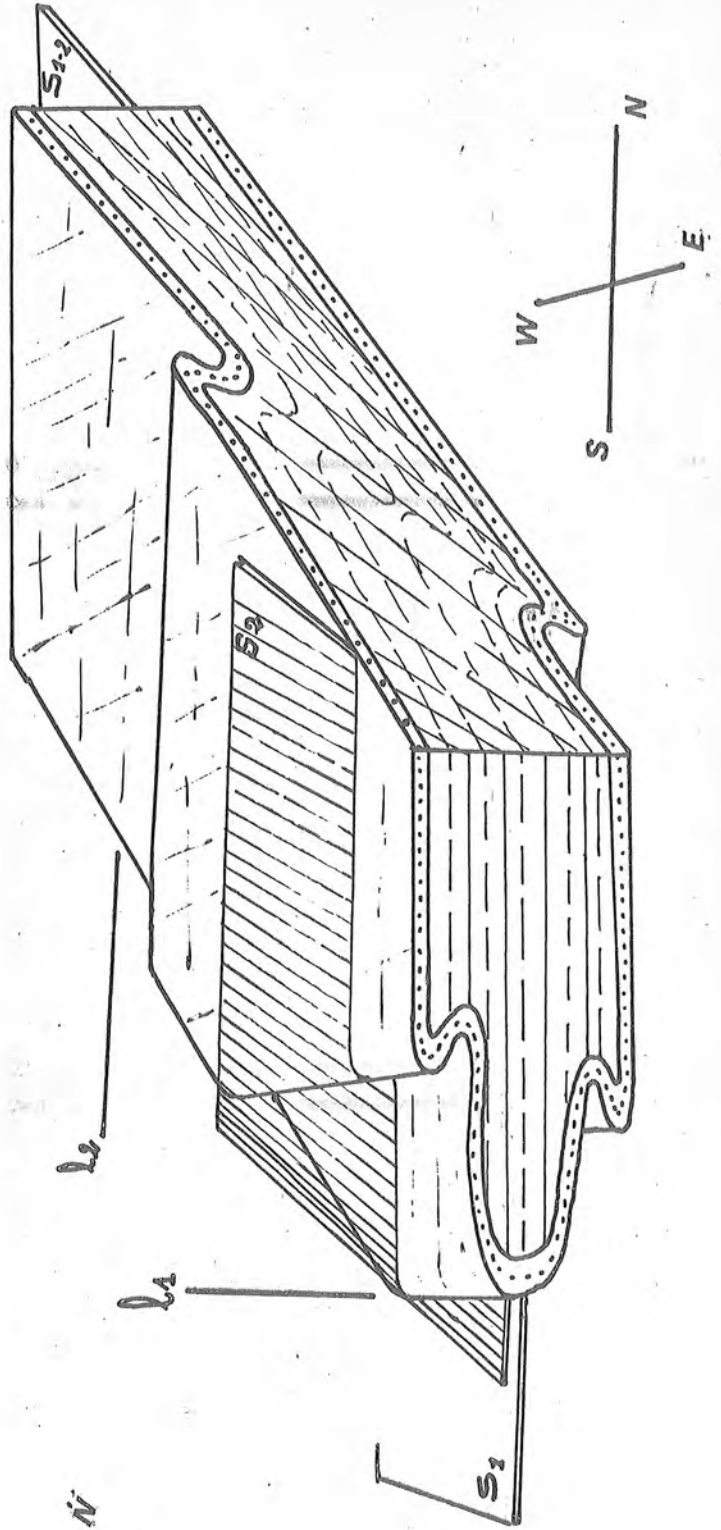
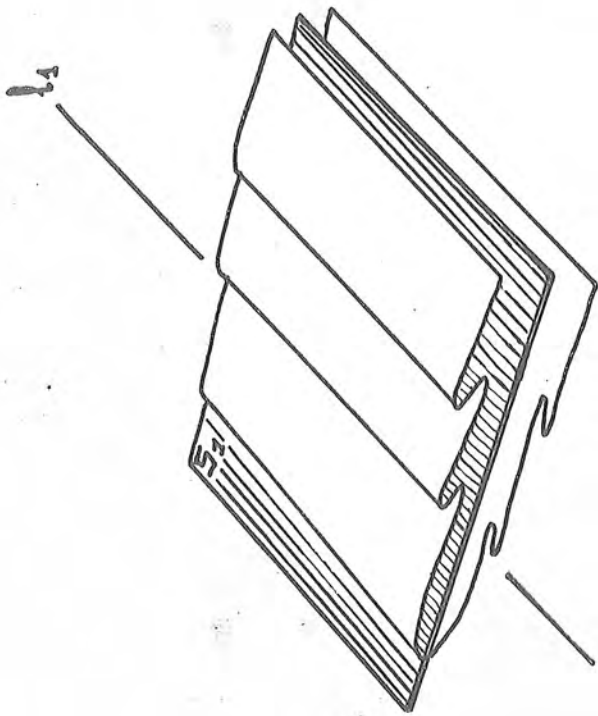
Conclusion.

Cette étude détaillée des diagrammes statistiques nous a permis de confirmer et surtout de généraliser ce que les observations de terrain nous avaient permis de mettre en évidence dans des zones privilégiées.

Nous avons pu caractériser :

- 1° - Une première phase, E-W qui donne des linéations généralement assez bien groupées, peu dispersées par la phase 3 étant donné l'angle relativement faible entre les axes 1 et 3.
- 2° - Une phase que nous appellerons N-S qui donne un maximum de direction de linéation N-S mais qui peut donner des directions de linéations très dispersées par suite de l'existence de plis antérieurs dissymétriques provoquant des variations de pendages de la stratification ; très dispersées également à cause de la phase 3, l'angle entre les axes des deux phases étant important.
- 3° - Une phase postérieure (phase 3) qui a replissé la schistosité autour d'un axe de direction 130 horizontal. Enfin ces plis 3 ont un plan axial qui pend au Nord sur le flanc Nord et au Sud sur le flanc Sud.

Schéma montrant les relations
entre les phases 1 et 2



3 - Sens de déversement de la phase 2.

Déterminer le sens de déversement de la deuxième phase pose des problèmes très délicats ; en effet, nous devons connaître la polarité des couches après la première phase, or dans la plupart des cas on ne saurait affirmer de façon précise si la polarité visible sur le terrain est dû aux actions de la première ou de la deuxième phase.

Pour pouvoir résoudre le problème il faut observer sur le même affleurement un pli 1 et un pli 2 ; dans ces conditions on peut connaître la polarité après la phase 1 ; si la polarité est conservée nous sommes en présence d'un flanc normal de deuxième phase, le style des replis nous indiquera alors le sens de déversement.

Compte tenu de ces observations et sachant que la série de JIJOLS est à l'envers sur presque tout son ensemble, le sens de déversement de la deuxième phase se fait d'E en W.

Ceci est confirmé par le fait que la plupart des plans axiaux des plis 2 ont un pendage Est.

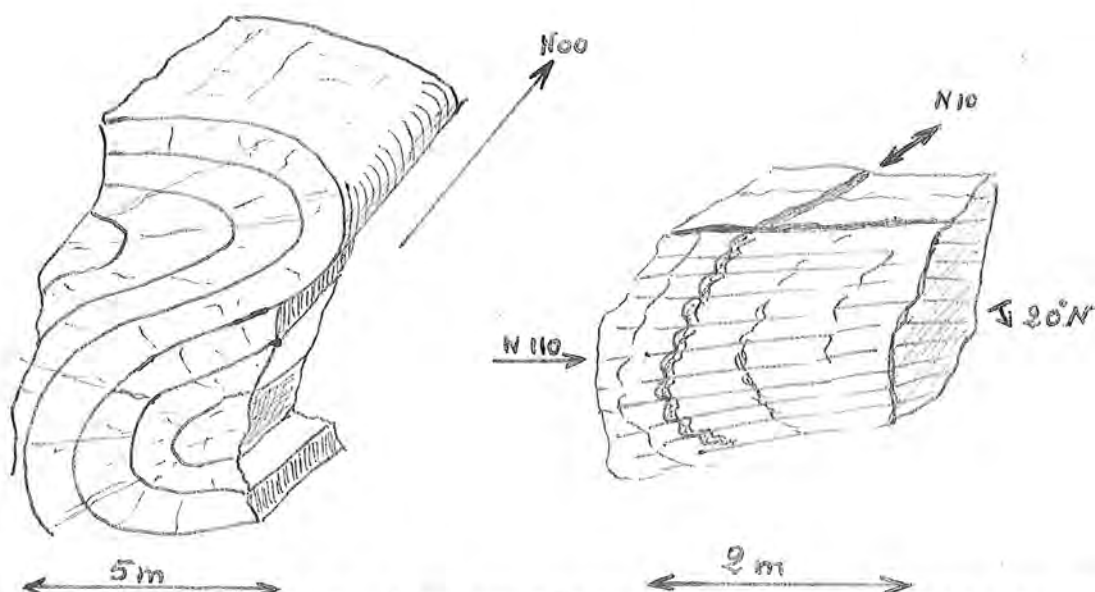
B) Etude de la phase 2 dans les calcaires.

Parfois assez mal différenciable de la phase 1 dans les schistes, la phase N-S se manifeste au contraire de façon remarquable dans les niveaux calcaires du Dévonien. La région la plus propice à cette étude est la zone où affleurent les terrains du Gothlando-Dévonien.

Etude de la région de la vallée du GOURGOU à l'Est du hameau de FLASSA.

Cette vallée, qui, à la hauteur de FLASSA se dirige sensiblement E-W, nous permet d'observer en section les plis de la phase 2.

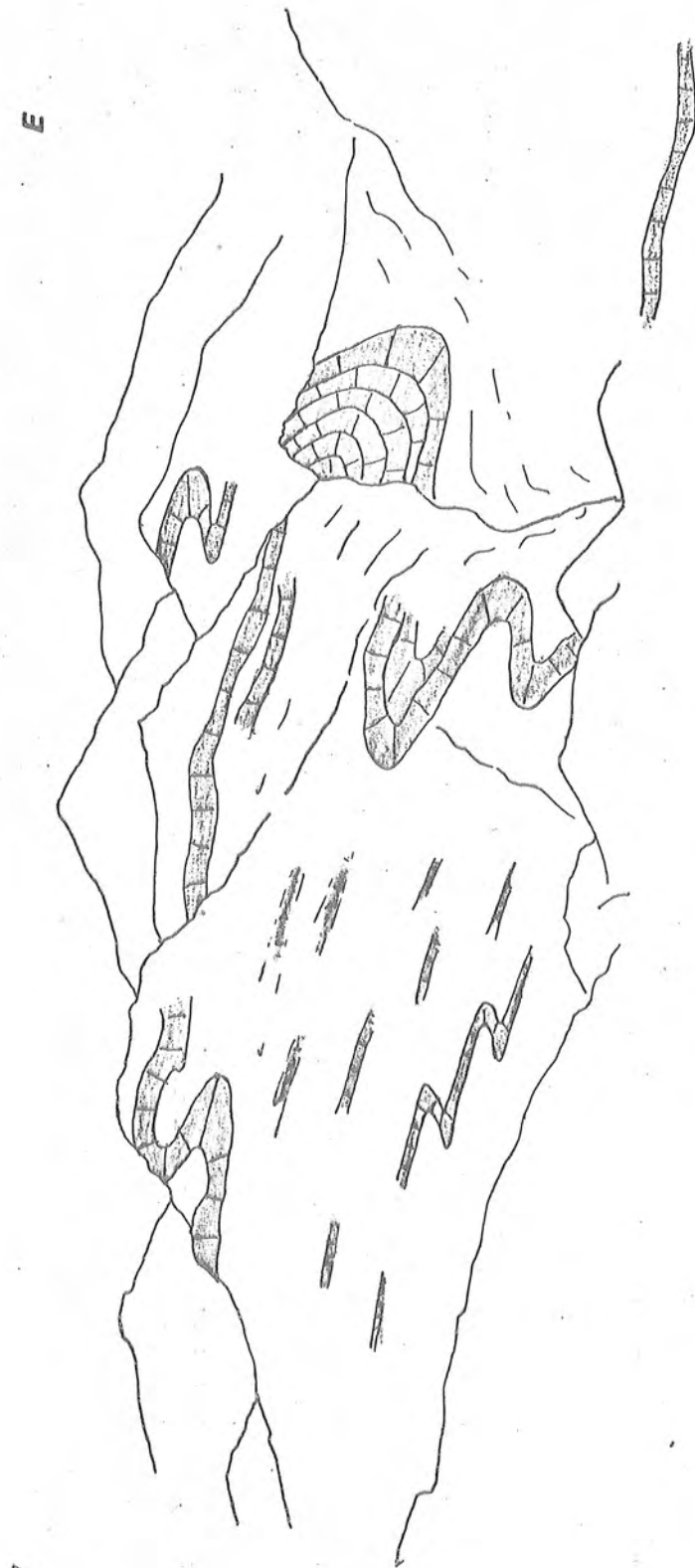
Style : exemple de plis de la phase 2.



La phase 2 se manifeste dans les calcaires en donnant des plis concentriques, l'épaisseur des couches restant constante, généralement de grande amplitude (échelle du mètre) et pouvant atteindre la dizaine de mètres.

Ces plis sont toujours couchés et généralement leur plan axial à un pendage Est ; parfois ils sont nettement dissymétriques avec un flanc long et flanc court.

Ils présentent une série de plans de clivages, plan



Schema panoramique - Phase 2 -
(Vallée du Gourgou à l'Est de Flassa).

axial très grossiers et pouvant être la manifestation de la schistosité.

L'existence de plis N-S peut être confirmée si l'on établi un diagramme représentant les pôles de stratification on constate deux maximum suivant une direction N-75°E, ce qui traduit une direction de plissement N-165°-E.

Ces plis ressemblent beaucoup aux plis de la phase 1, cependant leur postériorité ne peut être contestée comme le prouvent certaines observations.

Une coupe générale de direction N-S dans cette région peut se schématiser de la façon suivante :

Nous avons une succession de niveaux calcaires massifs à polypiers du Dévonien moyen alternant avec des couches de calcaire argileux en petits bancs du Dévonien inférieur-Gothlandien.

Cette répétition est due à une succession de replis de phase 1 dirigés E-W.

Les niveaux de calcaires massifs formant falaise représentent généralement des charnières anticlinales.

Cet ensemble est repris par de grandes charnières N-S qui ont pour effet de répéter ou de faire disparaître à l'affleurement des charnières rigides E-W qui servent de niveaux repaires.

Alors que dans les schistes le sens de déversement se fait de l'Est vers l'Ouest, dans le calcaire et particulièrement dans la région de FLASSA plusieurs plis très bien visibles indiqueraient un déversement contraire.

Ceci pourrait s'expliquer si l'on envisageait l'existence de flancs inverses de phase 2. Or nous pensons pouvoir affirmer que cette deuxième phase n'a pu produire de tels déversements.

Dans ces conditions le problème du déversement de l'Ouest vers l'Est dans les calcaires du Dévonien n'est pas actuellement résolu.

III - ETUDE DE LA TROISIEME PHASE :

Les schistosités 1-2 qui sont nées dans une position proche de l'horizontale ont été plissées et se présentent actuellement avec des pendages très variables, allant de 0 à 90°.

Cette variation du pendage des schistosités est due à l'influence de la phase 3, que nous qualifierons pour cette raison de phase post-schisteuse.

1 - Style :

Les plis post-schisteux sont généralement des plis en chevrons, parfois très serrés, parfois ouverts, le plus souvent asymétriques, toujours très redressés à plan axial proche de la verticale, leur amplitude varie de décimétrique à métrique.

Ces plis sont surtout caractérisés par le replissement de la schistosité qui se manifeste par la torsion des linéations d'intersection dans les charnières 3.

Les plans axiaux des plis post-schisteux sont souvent proches de la verticale, mais ils peuvent atteindre 45°.

Ils peuvent être soulignés par une schistosité de fracture S_3 . Généralement très frustre. La schistosité 3 ne perturbe pas les schistosités 1 et 2 qui restent toujours les schistosités principales. Cette schistosité a une origine purement mécanique et dans les niveaux épimétamorphiques nous n'avons pas observé de réorientation de minéraux dans les plans 3.

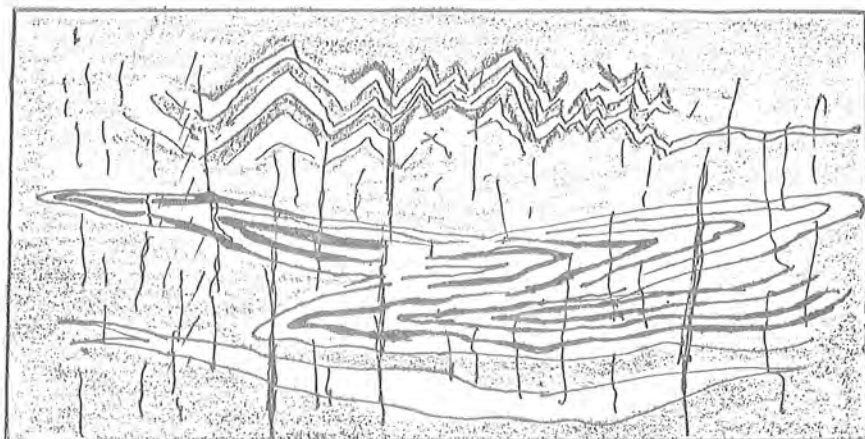
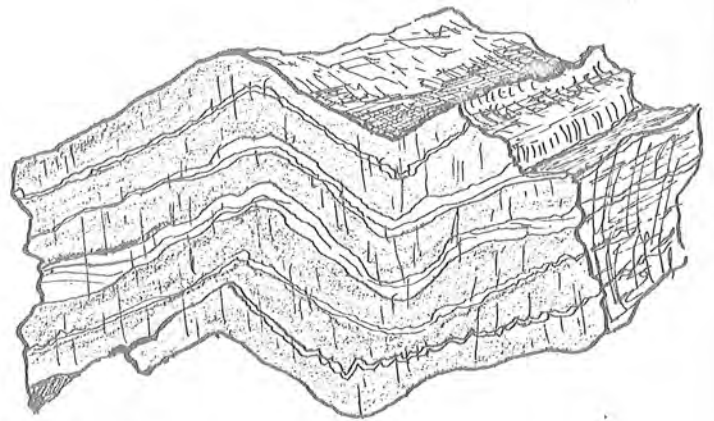
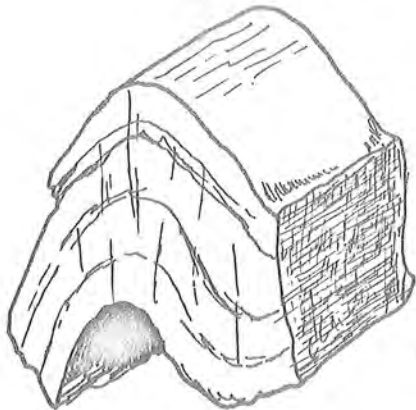
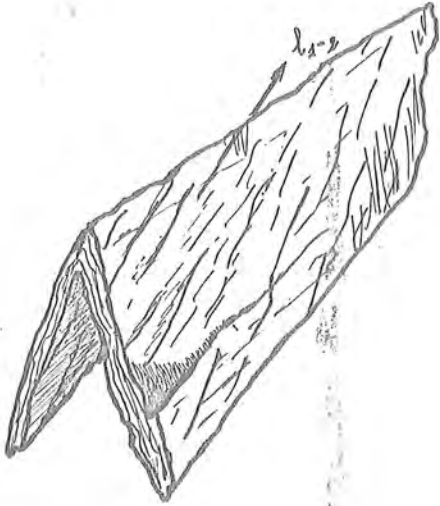
Enfin un autre caractère de la phase 3, c'est la présence de charnières 1 et 2 tordues par les plis 3.

Les linéations l_3 sont de trois types :

- axe des microplis.
- intersections $S_3 \wedge S_1 S_2$.
- microplissement de la schistosité primaire d'amplitude millimétrique (linéation de corrugation ou de crénelation).

PHASE 3

Style de plis



plis 1-2.

Si nous reprenons les diagrammes statistiques représentant les pôles de la schistosité 1-2, nous constatons une répartition de ces pôles sur un axe de direction moyenne N-40°-E avec des maxima pour des pendages S sur les flancs Sud et Nord sur le flanc Nord du synclinal.

Cette dispersion sur un axe traduit le fait que la schistosité primaire a été replissée autour d'un axe perpendiculaire à la direction de l'axe des concentrations.

De plus les pôles S_{1-2} se répartissant sur une droite et non sur une guirlande, ce qui signifie que l'axe de replissement est subhorizontal.

Enfin nous remarquons un étalement des pôles depuis des schistosités subhorizontales, jusqu'à des schistosités verticales, avec des concentrations plus faibles pour des pendages intermédiaires.

Ceci laisse supposer un style de plis assez dissymétrique ou plus exactement des plis en genoux.

Une coupe représentant la variation de pendage des plans S_{1-2} nous permet de confirmer cette hypothèse.

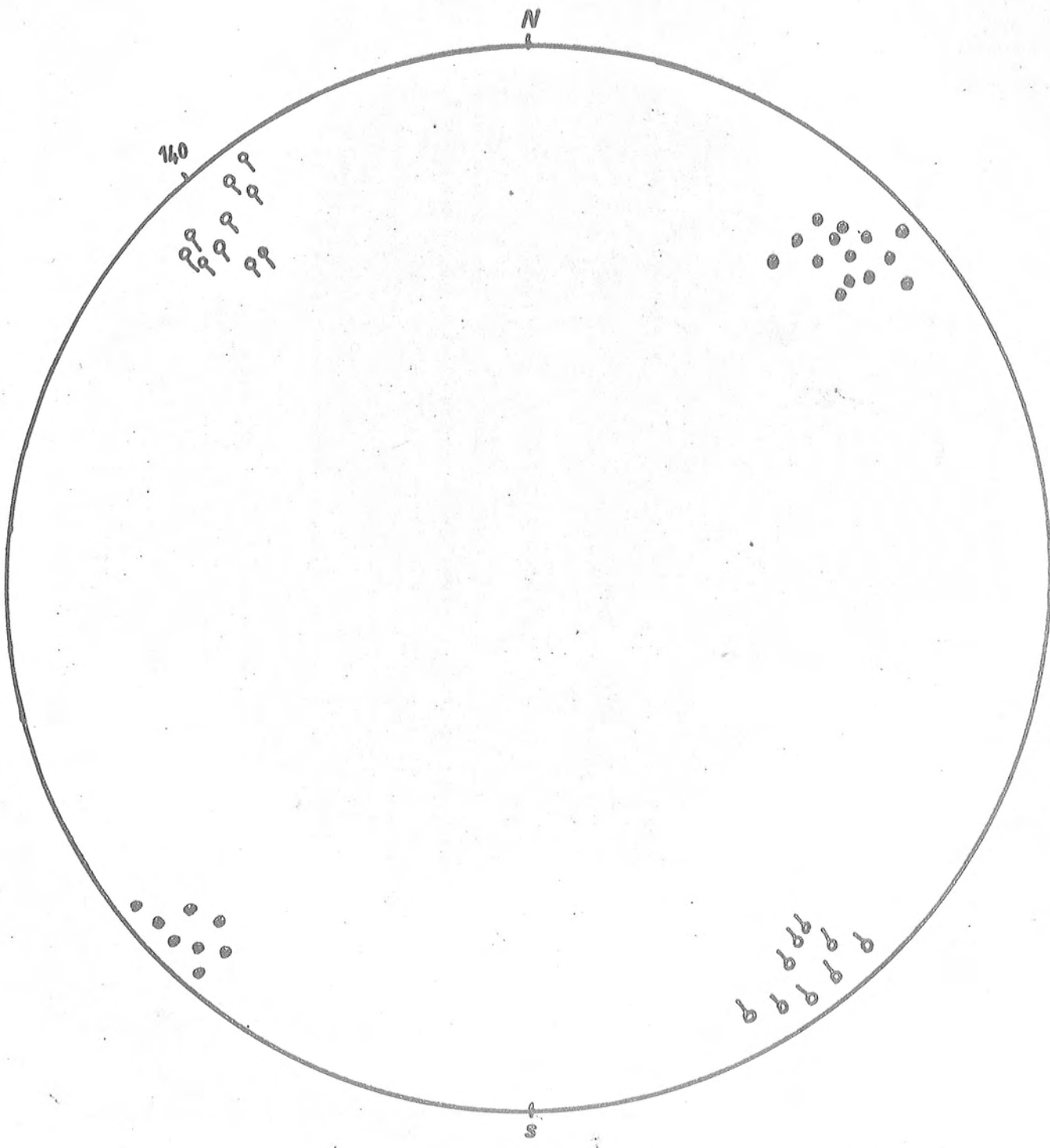
Direction.

L'étude des diagrammes de la schistosité 1-2, nous indique la direction axiale des plis β , celle-ci oscille entre N-120°-E et N-130°-E.

Cette direction est confirmée par un diagramme représentant les axes β mesurés et les schistosités correspondantes (Diagramme 11) établi dans la région de FLASSE. (Diagramme 12) sous JUVOLS.

Manifestation de la phase β dans les calcaires.

Dans les niveaux calcaires relativement plastiques, de la région de NOHEDES, la phase β se manifeste par des plis en chevrons plus ou moins ouverts, d'amplitude métrique à décimétrique.



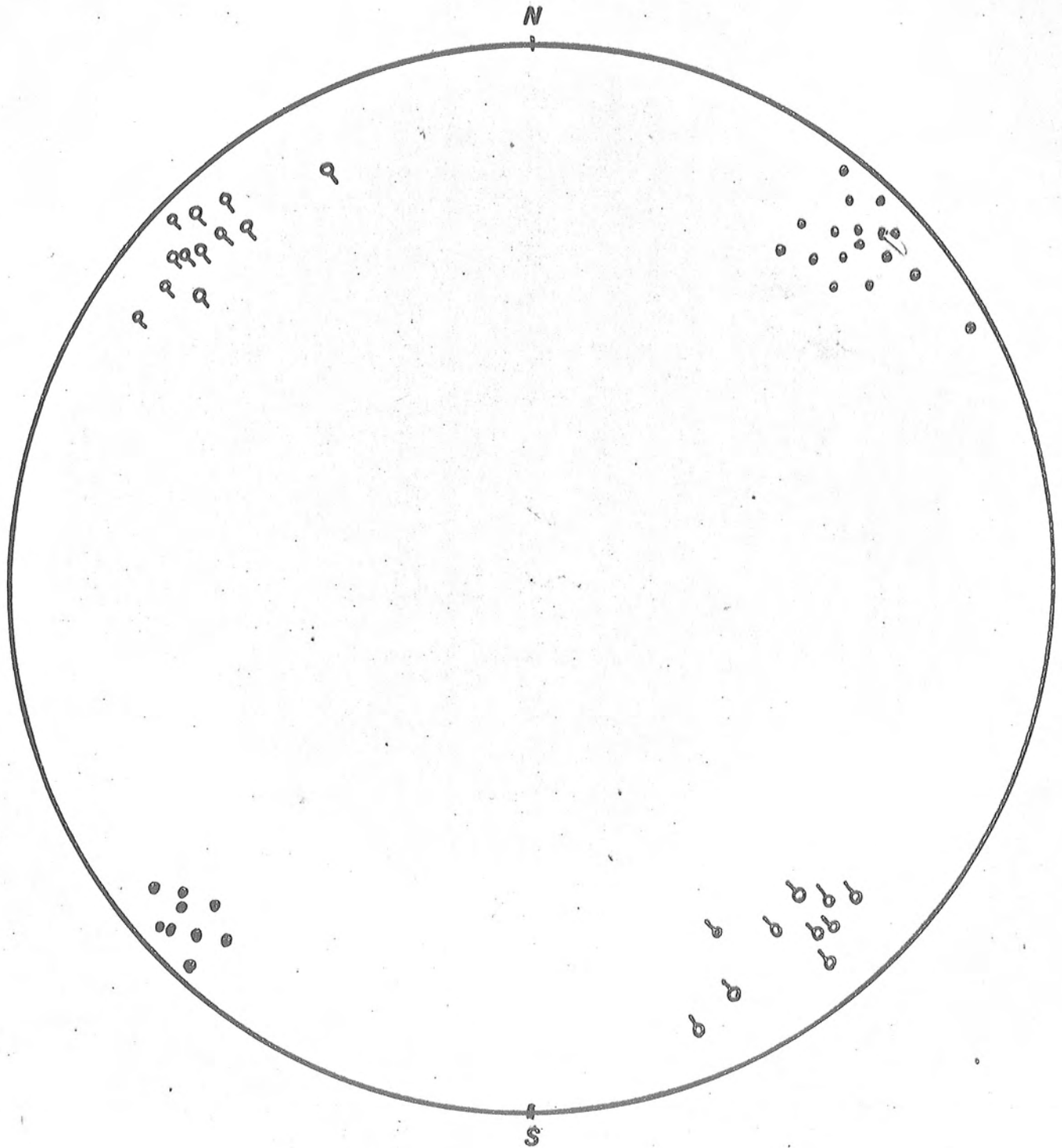
phase 3

Vallée de Flassa

D11

d axes b3
o S.

Hém. sup.



phase 3
Vallée Est de Jujols

♂ axes b3

Hé m. sup.

D 12

♂ axes b3

Ces plis se présentent dans tous les cas avec un plan axial très redressé, généralement vertical ; l'axe est subhorizontal.

Sur les flancs de ces plis se développent des microplis décimétriques présentant les mêmes caractères que les grandes structures.

Enfin il faut souligner que dans les flancs de ces plis 3, on trouve d'anciens replis des phases 1 et 2, ils sont alors très écrasés subisoclinaux avec un très fort pendage des axes.

L'aspect subisoclinal de ces plis ne semble pas provenir des effets des premières phases, il résulte plutôt d'un aplatissement de plis 1 et 2 par la phase 3.

De façon générale la phase 3 a pour principal effet de basculer la schistosité des phases 1 et 2 en donnant de grands plis en genoux à plans axiaux redressés mais présentant des pendages opposés sur le flanc N et sur le flanc S.

Ce style peut se schématiser sur une coupe générale.

C'est la phase 3 qui est responsable de l'allure en synclinal de la région étudiée ; et c'est cette phase qui apparaît immédiatement sur le terrain.

Avant de terminer l'étude de la phase 3, il nous paraît intéressant de souligner la différence de style entre les 2 premières phases et la phase 3.

Bien que leur direction soit différente les deux premières phases ont un style souple très comparable donnant une importante schistosité liée au métamorphisme.

La phase 3 par contre est une phase tardive que l'on peut qualifier de post-schisteuse et qui correspond à une évolution tardive de l'orogène.

Notre chronologie phase 1, phase 2, phase 3, reste pour cela contestable, en effet elle ne tient pas suffisamment compte de la différence fondamentale qui existe entre les phases paroxismales 1 et 2 et les plissements tardifs beaucoup moins importants qui correspondent à la phase 3.

IV - LES PHASES TARDIVES POSTERIEURES A LA PHASE 3.

Enfin nous devons souligner l'existence de quelques mouvements tardifs se manifestant généralement par du knicking de direction N-70°.

Ces déformations visibles sur le flanc Sud dans les schistes de JUJOLS, sont particulièrement intenses dans les calcschistes du Gothlando-Dévonien du flanc Nord.

D'autre part au Nord de la zone étudiée à proximité du village d'URBANYA, G. LAUBACHER a pu mettre en évidence des plis de direction N-50° à N-70° presque cylindriques, ayant parfois des allures de plis en chevrons légèrement déversés vers le S-E, leur amplitude est de l'ordre de quelques mètres au maximum. Ces plis sont accompagnés d'une belle schistosité de fracture, plan axial qui recoupe toutes les structures antérieures.

Ces plis tardifs semblent être localisés dans la zone d'URBANYA, nous ne les avons pas observés sur l'ensemble de notre terrain.

Ces plis sont affectés par le métamorphisme de contact qui se développe autour du massif granitique de QUERIGUT MILLAS. Ils sont donc, anté-granite donc hercynien, puisque les granites eux-mêmes sont tardihercyniens.

27 - LE PROBLEME DES CONTACTS ANORMAUX.

Avant d'essayer de proposer une interprétation générale de l'ensemble du territoire étudié, nous devons faire une remarque spéciale concernant les contacts anormaux.

Une coupe N-S dans les niveaux du paléozoïque supérieur nous montre l'existence de deux contacts anormaux principaux qui délimitent trois unités structurales. A première vue ces contacts anormaux sont difficilement décelables, en effet, ils ne perturbent que légèrement la superposition stratigraphique d'ensemble. Ainsi les différents termes du Gothlandien et du Dévonien semblent se superposer normalement. Cependant les subdivisions stratigraphiques du Dévonien nous ont permis de suivre ces contacts anormaux sur l'ensemble des terrains étudiés.

Comme l'indiquent les différentes coupes réparties tout au long du contact, nous sommes en présence d'un contact anormal soustractif c'est à dire superposition de terrains récents sur des terrains plus anciens. Ainsi par exemple le Viséen "chevauche" les calcaires en plaquette du Gothlando-Dévonien avec disparition de tous les termes du Dévonien moyen et supérieur.

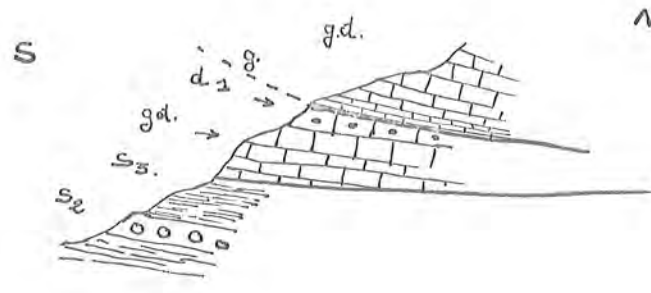
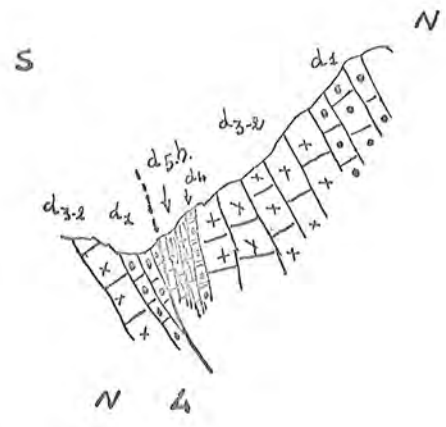
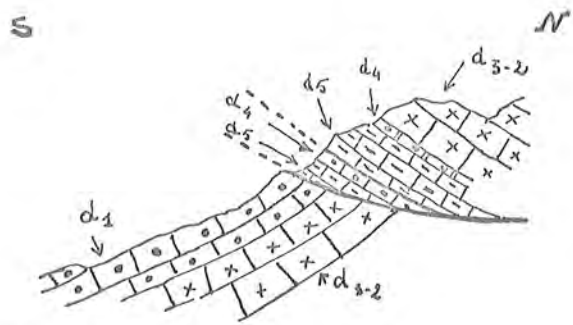
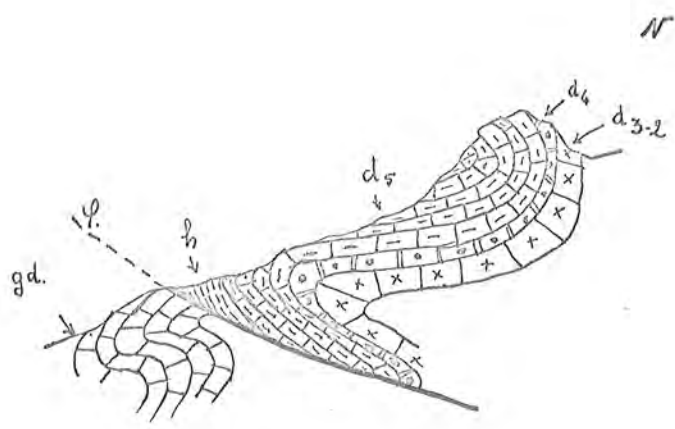
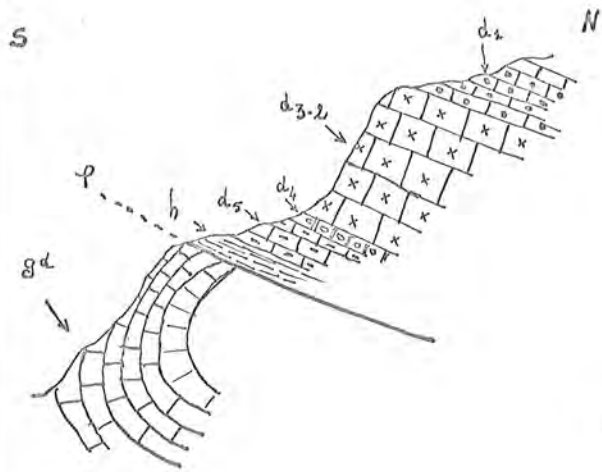
Le contact inférieur fait chevaucher les calcaires argileux fossilifères du Gothlando-Dévonien "sur" le poudingue du Caradoc.

Afin de mieux comprendre la formation de ces contacts, nous étudierons rapidement les différentes unités structurales et leurs rapports relatifs.

L'unité supérieur :

Elle est constituée de terrain allant du Dévonien moyen au Viséen.

Coupes s riees au niveau des contacts anormaux.
 (versant Sud du synclinal de Villefranche).



Au Nord et à l'Ouest de VILLEFRANCHE, ces terrains sont généralement en superpositions inverses (Cf. coupe 4). Par contre, à l'Est de VILLEFRANCHE, dans la région du plateau d'AMBULA nous avons localement une superposition normale. Ceci est particulièrement bien marqué dans cette région où on peut observer une combe de Viséen, qui laisse apparaître quelques pointements de calcaire du Dévonien supérieur.

Ces pointements calcaires représentent des anticlinaux de phase 3. Cependant l'ensemble est normal.

Si l'on considère que cet ensemble a été fortement plissé par la phase 3 qui est responsable en particulier du redressement des contacts anormaux, on peut supposer que la région de la combe Viséenne à AMBULA représente le passage du flanc normal au flanc inverse.

L'unité supérieure repose généralement sur l'unité 2, cependant dans la région de BELLOC, sur le flanc Nord, nous pensons que cette unité chevauche directement l'unité inférieure qui est tantôt à l'endroit tantôt à l'envers.

L'unité 2 :

Elle est essentiellement représentée par du Gothlando-Dévonien, à l'envers, qui repose anormalement sur les poudingues du CARADOC, et qui est surmonté par du Dévonien supérieur, Viséen de l'unité 3.

Sur le flanc Sud entre l'unité 2 et l'unité 3 existe un autre contact anormal 2 bis qui superpose du Dévonien moyen à l'envers sur du Gothlando-Dévonien à l'envers.

Ce contact très net dans la région des HORTS, où l'on voit les schistes rouges du Gothlandien surmontés par le marbre flambé du Dévonien moyen se continue à l'Est jusqu'aux environs de VILLEFRANCHE, dans la région de la CHAPELLE de NOTRE DAME de VIE, où l'on voit des calcaires en plaquettes, ou des Dolomies noires du Gothlando-Dévonien, surmontés par les griottes du Frasmien.

A l'Ouest du hameau des HORTS, le contact est beaucoup moins net et nous pensons même qu'il peut s'atténuer et disparaître totalement dans le Gothlando-Dévonien.

Il se serait donc produit un cisaillement local, au sein de l'unité 2 et superposition des deux unités ainsi séparées.

Dans la région du plateau d'AMBULA, TOUR GROSSE, on retrouve l'unité 2 qui est représentée par des terrains du Dévonien moyen à l'endroit le tout fortement replissé par la phase 3.

Bien développée sur tout le flanc Sud l'unité 2 est très difficile à mettre en évidence de façon certaine.

Enfin sur le flanc Nord dans la région de BELLOC, l'unité 2 disparaît totalement car nous avons directement l'unité supérieure sur l'unité 1.

Les limites exactes du contact entre 1 et 2 sur le flanc Nord sont très difficiles à mettre en évidence car le contact doit ~~se~~ passer dans les calcaires massifs du Dévonien moyen.

Enfin les nombreux éboulis et une végétation très dense viennent masquer les affleurements possibles.

Donc, comme pour l'unité 3, l'unité 2 se compose essentiellement d'un grand flanc inverse déversé du Nord vers le Sud et parfois on retrouve le flanc normal correspondant.

L'unité 1 :

Très peu développée sur le flanc Sud où elle est simplement représentée par le Caradoc cette unité est très importante sur le flanc Nord où l'on retrouve la série continue depuis le Cambro-silurien jusqu'au Viséen.

La région la plus intéressante pour son étude est la zone comprise entre BELLOC et CONAT, où l'on peut voir de façon très nette le passage du flanc normal au flanc inverse supérieur (Cf. coupe de BELLOC).

Cette unité est également bien développée entre STRACH et AMBULLA.

Par contre au Sud entre CORNEILLA et FUILLA elle disparaît presque totalement sous une épaisse couverture Pliocène.

De façon générale l'étude de ces diverses unités nous a permis de constater que les contacts anormaux se sont mis en place dans de grandes charnières synclinales. Ceci est très bien visible sur le flanc Nord. Sur le flanc Sud par contre les contacts recoupent indifféremment les structures pré-existantes.

Enfin ces contacts sont des contacts cisailants présentant des troncatures basales et sommitales.

Leur âge est assez facile à déterminer. Comme nous avons pu le constater, ils recoupent les grandes structures couchées de la première phase. Ils recoupent également la schistosité de fracture de la phase 2, ils sont donc postérieurs aux phases 1-2.

Par contre les différentes coupes montrent de façon très nette qu'ils sont replissés par la phase 3. Dans ces conditions ils sont post 1-2 et anté 3, ils pourraient donc représenter la fin de la phase 2.

LES PLISSEMENTS A GRANDE ECHELLE.

I - Les mégastructures tardives.

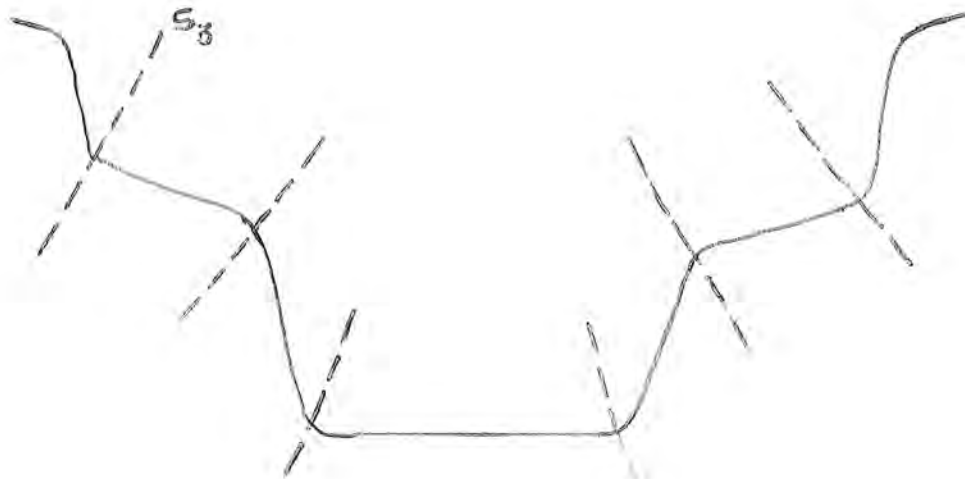
La nature même des terrains de notre région nous a obligé à explorer en détail la tectonique à petite échelle à l'aide des méthodes de la microtectonique.

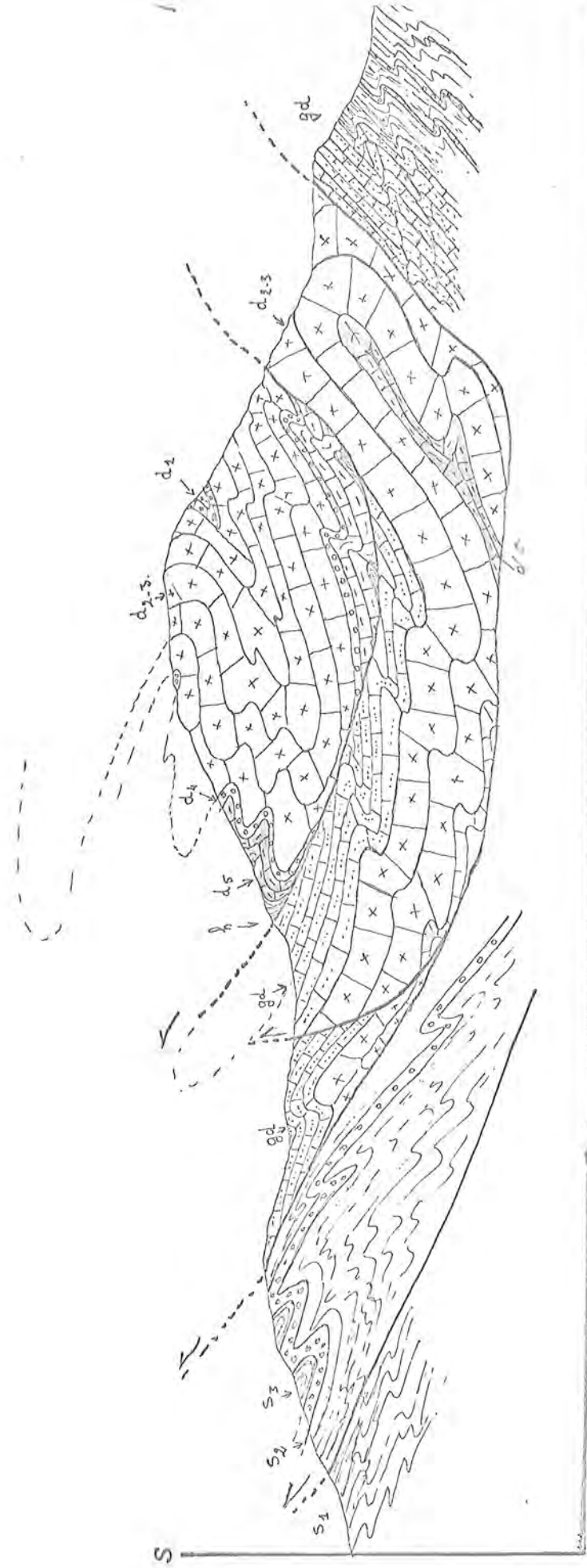
Il s'agit maintenant d'examiner les structures à l'échelle de la carte géologique et de déterminer les rapports existants avec les microstructures.

Les anciens auteurs avaient interprétés notre région comme un vaste synclinal relativement calme, présentant une superposition tectonique normale et de direction moyenne E-W. On retrouve effectivement cette structure en "synclinal", mais elle ne correspond qu'à une phase tardive.

Cette forme générale en synclinal est-elle même plus complexe, elle résulte d'une succession de grands plis en genoux présentant un plongement du plan axial variable sur le flanc Nord et sur le flanc Sud.

On peut schématiser ce style de plis suivant la figure :



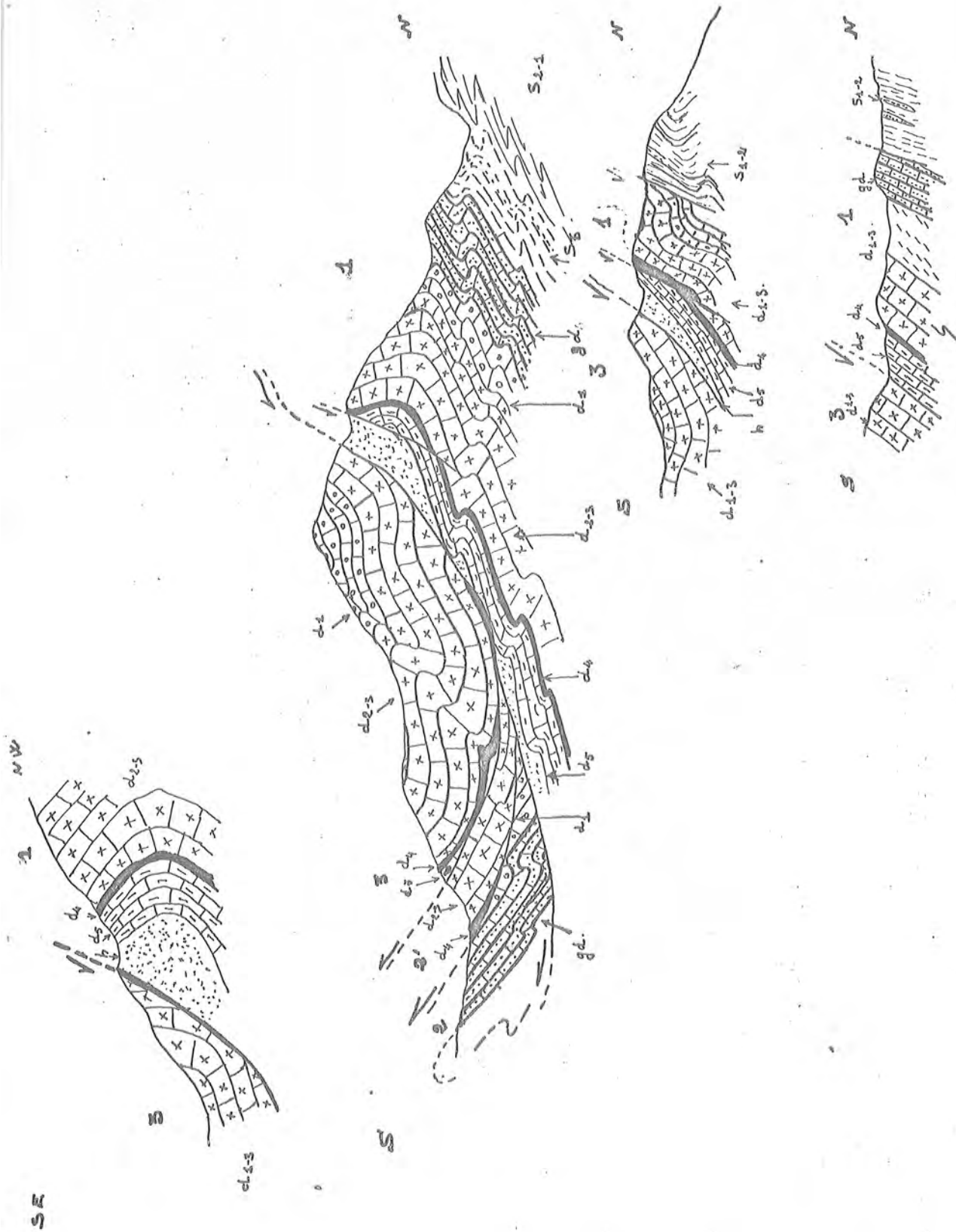


Coupe interprétative dans le Paléozoïque supérieur.
 (région de la maison forestière de Roque Fumade).



Coupe interprétative dans le Dévonien supérieur.
 (région du plateau d'Ambulla).

1
 20000.



Coups séries dans le Paléozoïque supérieur entre Villefranche et Belloc

Au Sud, le plan axial à un pendage Sud compris entre 80° et 45° au Nord, il pend au Nord.

Ces plis, nous l'avons déjà vu, sont des plis de la phase 3. Donc le synclinal de VILLEFRANCHE est la manifestation à grande échelle des déformations de la phase 3.

Les mégastructures tardives qui ont édifié le synclinal de VILLEFRANCHE sont postérieures aux plissements précoces qui ont donné la schistosité puisque ces mégastructures déforment largement les schistosités principales S_{1-2} .

II - Les mégastructures liées aux phases schisteuses.

L'étude microtectonique montre l'importance, la généralité et l'intensité des plissements synschisteux qui se développent dans toutes les roches depuis les terrains Cambrien jusqu'au Viséen.

La question qui se pose maintenant est de savoir si les microstructures très développées sont accompagnées d'une tectonique à grande échelle.

Les rapports stratigraphiques entre les divers terrains sont apparemment très simples. La série stratigraphique semble se poursuivre normalement depuis les schistes Cambro-silurien à la base jusqu'au Viséen qui occupe le coeur du synclinal.

Cette succession stratigraphique est beaucoup plus complexe dans le détail et les contacts apparemment stratigraphiques sont dans la plupart des cas des superpositions tectoniques anormales avec rabotage.

Comme nous l'avons vu dans l'étude des contacts anormaux, dans chaque unité structurale existe des séries normales et des séries à l'envers.

Le passage des flancs normaux aux flancs inverses se faisant par de grandes charnières dont la direction est voisine d'E-W.

Nous devons donc dans ces conditions interpréter l'ensemble du synclinal comme une série de grands plis couchés dont l'amplitude difficilement déterminable de façon exacte peut cependant atteindre 4 à 5 Km.

Ces grands plis couchés donnent des flancs normaux et des flancs inverses eux-mêmes intensément replissés, suivant des directions analogues à celles des grandes charnières; ces plis correspondent aux structures de la première phase.

Le sens de déversement des mégastructures se fait du Nord vers le Sud.

La première phase qui a donné des plis semblables très souples déversés et ayant une schistosité de flux s'accompagne donc de grands plis couchés d'amplitude kilométrique eux-mêmes déversés du Nord vers le Sud.

Sur une coupe synthétique de l'ensemble du synclinal nous pouvons distinguer de grands plis couchés dans les niveaux calcaires du Dévonien, alors que la série de JUJOLS forme un grand synclinal couché.

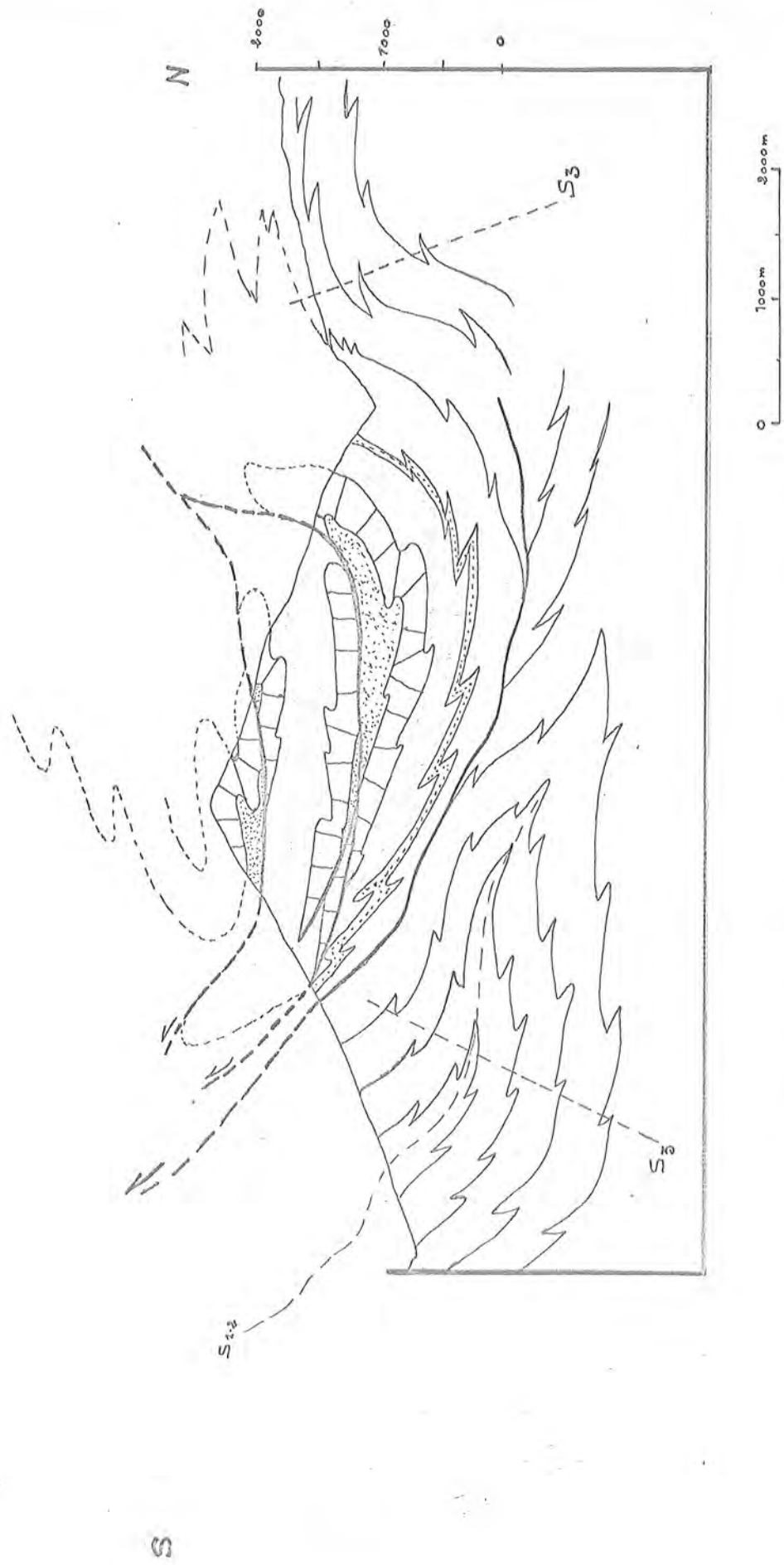
Ainsi donc la première phase apparaît comme la phase paroxismale dans l'évolution orogénique de cette région.

Nous devons maintenant essayer de déterminer si la phase 2 a donné également naissance à de grandes structures kilométriques.

L'étude de la deuxième phase nous a montré qu'il existait de grands plis couchés déversés d'E en W dont l'amplitude pouvait atteindre l'hectomètre.

Si cette phase avait donné de grandes structures couchées celles-ci auraient perturbé les mégastructures antérieures. Or nous pensons pouvoir affirmer que la deuxième phase n'a jamais provoqué de sur-déversements à grande échelle.

La deuxième phase apparaît donc comme une phase moins souple donnant des mégastructures dont l'amplitude est de l'ordre de l'hectomètre et s'accompagnent par contre d'une importante schistosité de fracture.



Coupe générale interprétative du "Synclinal de Villefranche".

CONCLUSIONS.

=====

Au terme de notre travail, notre étude basée essentiellement sur des observations de microtectonique nous a permis de distinguer les divers événements tectoniques de la région du synclinal de VILLEFRANCHE.

Cette évolution s'est faite en deux grands épisodes

- 1°) une période que nous qualifierons de schisteuse.
- 2°) une période tardive post-schisteuse.

La période schisteuse caractérisée par 2 phases de plissements.

Phase 1 ou phase paroxismale donnant de grands plis couchés de direction moyenne E-W (N-80° à N-110°-E) à déversement du Nord vers le Sud. Cette phase s'accompagne d'une importante schistosité de flux.

Phase 2 caractérisée essentiellement par une importante schistosité de fracture qui accompagne des plis d'amplitude inférieure à ceux de la phase 1 et dont la direction est généralement N-S avec cependant une très vaste dispersion des linéations et des axes par suite de l'influence des structures antérieures.

La seconde période est surtout caractérisée par une importante phase de serrage.

Phase 3 c'est une phase tardive replissant les schistosités antérieures et responsable de la structure en synclinal de la région étudiée.

Enfin l'évolution hercynienne de cette région s'est encore poursuivie en donnant au moins localement des plis de direction N-W S-E ainsi qu'un important système de "kink-bands".

Nous résumerons ces divers résultats sous forme du tableau suivant :

TABLEAU RECAPITULATIF DES DIVERSES STRUCTURES

PHASE	STYLE	DIRECTION	PLAN AXIAL	SCHISTOSITE	DEVERSEMENT	COUPE PERPENDICULAIRE A L'AXE b.
1	Semblable	E.W.	HORIZONTAL	FLUX	N --- S	
2	Semblable	N.S.	Sub- Horizontal	Strain-Slipp Cleavage	E --- W	
3	En Chevrons	N.130.E	Pendage N. N.130 Subvert. Pendage S.	Schistosité de Fracture ou Absente	En éventail	
Tardives	En Chevrons & Knikes	N.70.E N.50.E	N.50.E Pendage fort N.W.	Fracture ou Absente	NW --- SE	

Nos résultats parfois différents de ceux obtenus par G. GUITARD confirment cependant dans leur ensemble les idées de cet auteur.

G. GUITARD admet la formation, lors du paroxysme orogénique, de plis "précoces" dans le Paléozoïque inférieur et les gneiss du CANIGOU, ces plis donnent une nappe de style pennique dont le déversement se fait du Nord vers le Sud.

Simultanément se forme un clivage schisteux plan ~~axial de ces plis~~. Ces plis précoces sont de ce fait des plis ~~synschisteux~~ schisteux. Les plis et les linéations synchrones ont une orientation générale N50° à 80°E.

De plus, ces plis sont précédés de plis "antéschisteux" qui expliquent la dispersion des linéations 1 sur un grand cercle.

Enfin cet auteur admet que le métamorphisme débutait avant les premières manifestations tectoniques.

A la suite de nos résultats nous continuons à admettre la chronologie de G. GUITARD en considérant simplement que les plis antéschisteux de cet auteur correspondent à notre première phase et que ses plis synschisteux sont l'équivalent de notre phase 2.

Dans ces conditions on peut donc admettre que le métamorphisme antérieur aux plis synschisteux de GUITARD est contemporain de notre phase 1. " Le clivage schisteux " d'autre part peut être considéré comme l'équivalent de notre schistosité de fracture liée à la deuxième phase.

Enfin il semble logique d'admettre que notre phase 3 tardive peut être considérée comme l'équivalent de la phase postschisteuse de GUITARD responsable de la structure anticlinale du CANIGOU.

Nos résultats s'écartent notablement de ceux admis plus à l'Ouest par H.J. ZWART et son école. Ceux-ci admettent en particulier que la schistosité de la première phase est née plate dans l'infrastructure et avec un pendage fort dans les superstructures.

Comme nous l'avons souligné, dans notre région la schistosité reste subhorizontale jusque dans le Viséen.

On pourrait alors se demander si la schistosité raide décrite dans les Pyrénées Centrales ne serait pas une schistosité subhorizontale redressée lors d'une phase tardive comme cela est toujours le cas dans notre région.

B I B L I O G R A P H I E

Ouvrages généraux.

DE SITTER L.V. (1964) -

Structural Geology. London Mac GRAW HILL 1964.

HILLS E.S. (1963) -

Elements of structural geology. Methnen and Co
LONDON.

PETIT JOHN POTTER (1964) -

Atlas and glossary of primary sedimentary structures. Springer - Verlag - Berlin.

RODGERS 3) -

L'emploi pratique de la schistosité dans la tectonique locale. Livre à la mémoire du professeur Paul FALLOT. tome I.

TURNER F.Y. and WEISS L.E. (1963) -

Structural analyses of metamorphic tectonites.
Mac GRAW HILL 1963.

WILSON G. (1961) -

The tectonic significance of small structures and their importance to the geologist in the field. Société géologique de BELGIQUE. Bulletin in memoirs LXXXIV.

Ouvrages traitant du Paléozoïque des Pyrénées.

CAVET P. -

Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées Orientales françaises.

Bulletin Service carte géologique. FRANCE. (N° 254)
1957.

GUITARD G. -

- La structure du massif du Canigou.

B.S.G.F. sér. 6, t. III; p. 907-924. (1953)

- Linéations, schistosité et phases de plissement durant l'orogénèse hercynienne dans les terrains anciens des Pyrénées Orientales.

B.S.G.F., t. II, 7ème sér., p. 862-887. (1960)

- Sur l'existence de plis "antéschisteux" dans le Paléozoïque inférieur et les gneiss du massif du Canigou-Carança (Pyrénées-Orientales).

C.R. Som. S.G.F., n° 10, p. 297. (1962)

- Un exemple de structure en nappe de style pennique dans la chaîne hercynienne : les gneiss stratoïdes du Canigou (Pyrénées-Orientales).

C.R. Acad. Sc., t. 258, p. 4597-4599. (1964)

AUTRAN A. GUITARD G. RAGUIN E. -

Carte géologique de la partie orientale des Pyrénées hercyniennes. Ed. provisoire réalisée à l'occasion du congrès A.Z.O.P.R.O., B.R.G.M. (1963)

ZWART H.J. (1960) -

- Relations between folding and metamorphism in the Central Pyrénées and their chronological succession. Géologie en Minjbouw.

- The structural evolution of the paleozoic of the Pyrénées. Geologische Rundschau. (1963).