

THÈSE PRÉSENTÉE
POUR L'OBTENTION
DU
DIPLOME DE DOCTEUR DE 3^E CYCLE
À
L'UNIVERSITÉ DE PARIS VI

spécialité : SCIENCES NATURELLES
mention : GÉOLOGIE STRUCTURALE

par M. BERNARD LAUMONIER

Sujet de la thèse : CONTRIBUTION À L'ANALYSE STRUCTURALE DE LA SÉRIE
DE JUJOLS SUR LE FLANC SUD DU SYNCLINAL DE VILLEFRANCHE
(PYRÉNÉES ORIENTALES).

soutenue le : ... 28 JUIN 1975 ... devant la Commission composée de :

M.	J. AUBOUIN	<i>Président</i>
M.	G. GUITARD	<i>Rapporteur</i>
M.	A. CAIRE	<i>Examineur</i>
M.	J. ANDRIEUX	"

SOMMAIRE

AVANT PROPOS	V
RESUME	VII
INTRODUCTION.....	1
CHAP 1. ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE LA SERIE DE JUJOLS.....	3
1-1. BREF HISTORIQUE	3
11-1. P. CAVET, 1957	
11-2. G. GUITARD, 1970	
1-2. LES FACIES PELITIQUES BANAUX: LES SCHISTES DE JUJOLS	3
12-1. Caractères macroscopiques.	
12-2. Caractères microscopiques.	
1-3. LES INTERCALATIONS DIVERSES	5
13-1. Niveaux quartziteux et psammitiques.	
13-2. Niveaux riches en nodules calcaires ou siliceux.	
13-3. Le niveau calcaire de Thuir d'Evol.	
13-4. Les grès et microconglomérats d'Evol.	
13-5. Les roches éruptives.	
13-6. Conclusion.	
1-4. LES LIMITES DE LA SERIE DE JUJOLS	7
14-1. Passage au Caradoc.	
14-2. Passage à la série de Canaveilles.	
1-5. CONCLUSION	8
CHAP 2. INTRODUCTION À L'ANALYSE STRUCTURALE DE LA SERIE DE JUJOLS ..	9
2-1. GENERALITES	9
2-2. LES TECHNIQUES DE LA MICROTECTONIQUE	10
22-1. Principaux éléments structuraux d'une roche.	
22-2. Relations entre éléments structuraux.	
22-3. Utilisation de la projection stéréographique.	
2-3. REMARQUES METHODOLOGIQUES	11
CHAP 3. HISTORIQUE DES INTERPRETATIONS STRUCTURALES DU SYNCLINAL DE VILLÉFRANCHE	15
3-1. P. CAVET (1957).....	15
3-2. G. GUITARD (1960, 1962, 1967, 1970)	15
3-3. B. DALMAYRAC (1957) ET J.C. VIDAL (1968)	16

CHAP 4, LES DEFORMATIONS POSTHERCYNINIENNES	19
4-1, LES DEFORMATIONS PLIOQUATERNAIRES	19
4-2, LES DEFORMATIONS PYRENEENNES	20
CHAP 5, LES DEFORMATIONS HERCYNINIENNES TARDIVES	21
5-1, INTRODUCTION	21
5-2, LES PETITES STRUCTURES TARDIVES	21
52-1, Les petits plis tardifs	22
- 52I-1, Localisation et dimensions	
5211-1, Flanc Sud du Synclinal	
5211-2, Flanc Nord du Synclinal	
521-2, Direction,	
5212-1, Flanc Sud du Synclinal,	
5212-2, Flanc Nord du Synclinal,	
5212-3, Conclusion,	
521-3, Style.	
52-2, Schistosité et linéation tardives	24
522-1, La linéation tardive L ₂ ,	
522-2, La schistosité tardive S ₂ ,	
52-3, Conclusion	27
5-3, LES MEGASTRUCTURES TARDIVES	27
53-1, Détermination de la direction des structures post- schisteuses	28
531-1, Etude des stéréogrammes,	
531-2, Analyse des résultats précédents,	
53-2, Géométrie des structures postschisteuses	33
532-1, D'après les stéréogrammes	
532-2, D'après les données cartographiques	
532-3, Rôle morphologique des mégastructures tardives	
53-3, Conclusion	35
5-4, RELATIONS ENTRE MICROSTRUCTURES ET MEGASTRUCTURES TARDIVES	35
5-5, LE CHAMP DE FAILLES DE LA SERIE DE JUJOLS	36
55-1, Direction WNW-ESE,	
55-2, Direction NW-SE,	
55-3, Direction NNW-SSE,	
55-4, Direction N-S à NNE-SSW,	
55-5, Direction ENE-WSW,	
55-6, Conclusion,	
5-6, RELATIONS ENTRE PHASES TARDIVES, METAMORPHISME ET MAGMA- TISME	38
5-7, CONCLUSION	39

CHAP 6. LES DEFORMATIONS HERCINIENNES PRECOSES (I): LES PETITES STRUCTURES	41
6-1. INTRODUCTION	41
6-2. LA SCHISTOSITÉ DE STRAIN-SLIP	42
62-1. Etude à l'échelle macroscopique	42
62-2. Etude à l'échelle microscopique	43
622-1. La schistosité de strain-slip typique	43
622-2. Le passage à la schistosité de flux	45
62-3. Le strain-slip dans les faciès non pélitiques	47
623-1. Les microconglomérats d'Evol.	
623-2. Le calcaire de Thuir d'Evol.	
6-3. LE PROBLEME DE L'EXISTENCE D'UNE SCHISTOSITÉ DE FLUX ANTÉRIEURE AU STRAIN-SLIP	47
63-1. Sur le terrain.	47
63-2. En lame mince	49
63-3. Conclusion	50
6-4. LES PETITS PLIS SYN SCHISTEUX	50
6-5. LES PETITS PLIS ANTÉSCHISTEUX	51
65-1. Généralités	51
65-2. Description	53
65-3. Conclusion	58
6.6. SUR UNE MICROSTRUCTURE ANTÉSCHISTEUSE REMARQUABLE	58
6-7. CONCLUSION	59
CHAP 7. LES DEFORMATIONS HERCINIENNES PRÉCOSES (II): LES STRUCTURES MOYENNES ET GRANDES	61
7-1. INTRODUCTION	61
7-2. ASPECTS THÉORIQUES DE LA DISPERSION DES LINÉATIONS SYN-SCHISTEUSES	61
72-1. Dispersion d'origine postschisteuse	
72-2. Dispersion d'origine synschisteuse	
72-3. Dispersion d'origine antéschisteuse	
72-4. Conclusion.	
7-3. ETUDE DE QUELQUES STRUCTURES DE MOYENNE GRANDEUR	63
73-1. Exemples de plis essentiellement synschisteux	63
731-1. Diagramme 37a.	
731-2. Diagramme 53c.	
731-3. Diagramme 41.	
731-4. Diagramme 52d.	

73-2. Exemples de plis essentiellement antéschisteux:	64
732-1. Diagramme 52a.	
732-2. Diagramme 52b.	
732-3. Diagramme 43a.	
732-4. Diagramme 10.	
73-3. Exemples de plis complexes	65
733-1. Diagramme 2.	
733-2. Diagramme 46.	
733-3. Diagramme 39.	
733-4. Diagramme 52c.	
733-5. Diagramme 26.	
733-6. Conclusion.	
7-4. ETUDE DES MEGASTRUCTURES (ECHELLE KILOMETRIQUE)	68
74-1. Généralités	68
74-2. Le secteur Jujols NW	73
742-1. Zone orientale	
742-2. Zone occidentale	
74-3. Le secteur Olette N	75
74-4. La moyenne vallée d'Evol	75
744-1. Analyse des diagrammes 27 à 37	
744-2. Analyse des diagrammes généraux	
74-5. La haute vallée d'Evol	77
745-1. Analyse des diagrammes 8 à 19	
745-2. Analyse des diagrammes généraux	
74-6. Conclusion	88
7-5. ANALYSE DE LA REPARTITION REGIONALE DES LINEATIONS	93
75-1. Etablissement d'une carte régionale des linéations .	93
75-2. Analyse de la carte des linéations	95
752-1. Résultats relatifs aux structures synschisteuses	95
752-2. Résultats relatifs aux structures antéschisteuses /	96
7522-1. Orientation des structures antéschisteuses	
7522-2. Géométrie des structures antéschisteuses	
75-3. Conclusion.	104
7-6. VUE D'ENSEMBLE SUR LES STRUCTURES HBRCYNIENNES PRÉCOCES ..	105
76-1. Les structures antéschisteuses	105
76-2. Les structures synschisteuses	106
7-7. CONCLUSION	106
7-8. ANNEXE: ANALYSE DES STÉRÉOGRAMMES NON UTILISÉS DE FAÇON	
 DIRECTE DANS LA RECONSTITUTION DES STRUCTURES PRÉCOCES ...	109
CONCLUSIONS	117
BIBLIOGRAPHIE	119
PLANCHES HORS-TEXTE	

AVANT - PROPOS

Ce travail de recherche dans le Synclinal de Villefranche fut pour moi l'occasion de connaître et d'apprécier M. G. GUITARD, qui m'accepta comme élève. Sur le terrain en particulier, il ne ménagea jamais sa peine. Son objectivité et sa rigueur scientifiques bien connues furent pour moi des modèles: il sut être un directeur aussi peu directif que possible, sans jamais cesser un seul instant de s'enthousiasmer pour les résultats que - trop lentement - j'obtenais. Par ailleurs, j'ai pu bénéficier de toutes ses qualités humaines, et son hospitalité, ainsi que celle de sa famille, me touchèrent beaucoup. De tout cela, je lui suis profondément reconnaissant.

M. A. AUBOUIN m'a fait l'honneur de présider le jury de cette thèse, auquel MM. A CAIRE et J. ANDRIEUX ont également accepté de participer. Je les en remercie vivement.

M. M. FONTEILLES, à l'occasion de sorties dans les Aspres et dans l'Agly, sut élargir mes horizons pyrénéens, ce dont je le remercie.

MM. J. GEYSSANT et C. GRANDJACQUET ont consacré quelques journées aux problèmes du Synclinal de Villefranche; leurs critiques amicales m'obligèrent à clarifier mes interprétations.

Deux camps de terrain du Laboratoire de Géologie Structurale de Paris VI eurent lieu dans le Synclinal de Villefranche; certaines observations faites à cette occasion ont été intégrées au présent travail.

MM. J.F. STEPHAN et J.F. FOGELGESANG vinrent passer plusieurs jours sur mon terrain; leurs réactions devant les schistes de Jujols furent très intéressantes.

Pendant l'année 1974-1975, grâce à l'intérêt que me porte M. G. DUNOYER de SEGONZAC, M. G. MILLOT me fit l'honneur de m'accepter dans son Institut. Je les remercie tous les deux très sincèrement.

Enfin, je n'aurai garde d'oublier, parmi les personnes à qui je suis redevable, tous ceux qui, tant à Paris qu'à Strasbourg, rendirent ce travail possible, en taillant les lames minces, en frappant le manuscrit et en assurant le tirage de ce volume.

RESUME

Le présent travail concerne la série de Jujols, série flyschoïde schisto-gréseuse réputée ordovicienne et située dans la couverture du massif de la Carança (P. O.) entre la série de Canaveilles (cambrien ?) et le Paléozoïque supérieur (faciès conglomératiques au Caradoc, puis à dominante carbonatée au Dévonien). Dans cette série très monotone, qui reste azoïque, on met en évidence plusieurs niveaux lithostratigraphiques remarquables: des grès et des microconglomérats à la base, un niveau calcaire plus haut et plusieurs niveaux riches en nodules calcaires et siliceux vers le milieu de la série. L'intérêt de la reconnaissance de ces horizons est surtout d'ordre structural: ce sont de bons niveaux-repères.

L'analyse structurale de cette série par ailleurs très monotone repose essentiellement sur l'utilisation des méthodes de la microtectonique. Dans tous les cas, le plus grand soin est apporté à la confrontation des résultats ainsi obtenus aux données plus classiques de l'analyse cartographique qui seule, en particulier, permet d'apprécier les dimensions des structures les plus grandes; l'estimation des limites de ce qu'on peut attendre de l'analyse microtectonique constitue en effet un des objectifs de ce travail.

Pour ce qui est des structures, on montre que toutes, pratiquement, sont hercyniennes. Leurs dimensions maximales sont telles qu'elles sont toujours contenues à l'intérieur même de la série de Jujols: il n'existe aucune structure plurikilométrique. Qui plus est, les niveaux-repères ne se répétant même pas, on peut affirmer que les mégastructures sont plurihectométriques à kilométriques au maximum, assez modestes donc.

On établit qu'il existe quatre générations de déformations, la distinction entre les deux plus récentes étant seulement probable. Une seule, la deuxième, est accompagnée d'une schistosité régionale, omniprésente. Par rapport à cette schistosité, on parlera de:

- déformations précoces:

+ antéschisteuses; ces structures, les plus anciennes reconnaissables, sont des plis droits (initialement) très ouverts et dans un cas un pli couché. Elles sont d'échelle kilométrique souvent et sont dépourvues de schistosité; elles sont en moyenne orientées WNW-ESE, et sont recoupées de n'importe quelle façon par la schistosité régionale.

+ synschisteuses; ces structures sont associées à la schistosité régionale, subhorizontale initialement; il s'agit de plis couchés d'échelle variable mais jamais kilométrique. Leur orientation est très variable, par suite de l'influence des structures antéschisteuses; cette dispersion constitue un guide précieux pour la reconstitution de ces dernières, généralement invisibles sur le terrain.

- déformations tardives = postschisteuses. Une première phase correspond à des microstructures très faiblement développées dans la série de Jujols, mais très importantes en-dessous où elles accompagnent des mégastructures. Une deuxième phase correspond à des mégastructures kilométriques qui déforment la schistosité précoce selon des axes WNW-ESE, la déformation étant localisée dans des couloirs orientés NNW-SSE. Cette dernière direction a une influence importante sur la morphologie.

Un des aspects les plus intéressants de ces résultats est le fait que la phase synschisteuse ne fournit aucune mégastructure, alors que les microstructures synschisteuses sont omniprésentes et camouflent de façon presque parfaite les grandes structures antéschisteuses, qui sont pratiquement dépourvues de microstructures.

INTRODUCTION

Le Synclinal de Villefranche constitue une région d'étude privilégiée, dans les Pyrénées Orientales, car la série Paléozoïque y est complète, depuis le socle précambrien jusqu'au Carbonifère inférieur, sans être morcelée par des accidents tardi-hercyniens, comme cela est fréquent dans d'autres parties des Pyrénées. D'autre part, des études détaillées existent déjà, qui concernent, les unes le socle et la base de la couverture paléozoïque (G. GUITARD, 1970,...), les autres le sommet de la couverture (M. MATTAUER et coll., 1967...). En revanche, l'épaisse série schisto-gréseuse ordovicienne formant la partie moyenne de cette couverture (schistes de Jujols, P. CAVET, 1957) demeurerait très mal connue. Cette lacune était d'autant plus regrettable que les schistes de Jujols assurent la transition entre deux niveaux structuraux marqués par des déformations hercyniennes de style, de direction, voire d'âge précis, bien différents, si l'on en croit les auteurs. L'étude structurale faite dans ce travail s'inscrit donc parfaitement dans le cadre des recherches déjà effectuées.

Par ailleurs, le faciès flyschöide des schistes de Jujols et les excellentes conditions d'affleurement font de cette région, a-priori, un terrain remarquable pour mettre en oeuvre, de façon précise et détaillée, les méthodes de la microtectonique, dans le but de reconstituer la géométrie des structures hercyniennes.

L'objectif de ce travail est donc double, d'ordre structural d'une part, mais aussi d'ordre méthodologique, car les méthodes de la microtectonique ne peuvent être employées valablement que si l'on s'entoure d'un certain nombre de précautions.

Afin de fournir un cadre à l'analyse structurale, une brève étude lithostratigraphique sera faite dans le premier chapitre, sans aucune prétention d'ordre sédimentologique : l'essentiel des efforts, en effet, a été orienté sur l'analyse structurale, qui fait l'objet des six autres chapitres. Après un rappel des techniques utilisées en microtectonique (Chapitre 2) et un court historique (Chapitre 3), on considérera successivement les différentes générations de déformations : déformations post-hercyniennes (Chapitre 4), hercyniennes tardives (Chapitre 5) et hercyniennes précoces (Chapitres 6 et 7).

d'après
AUTRAN et coll.
(1970)

échelle 1 400 000

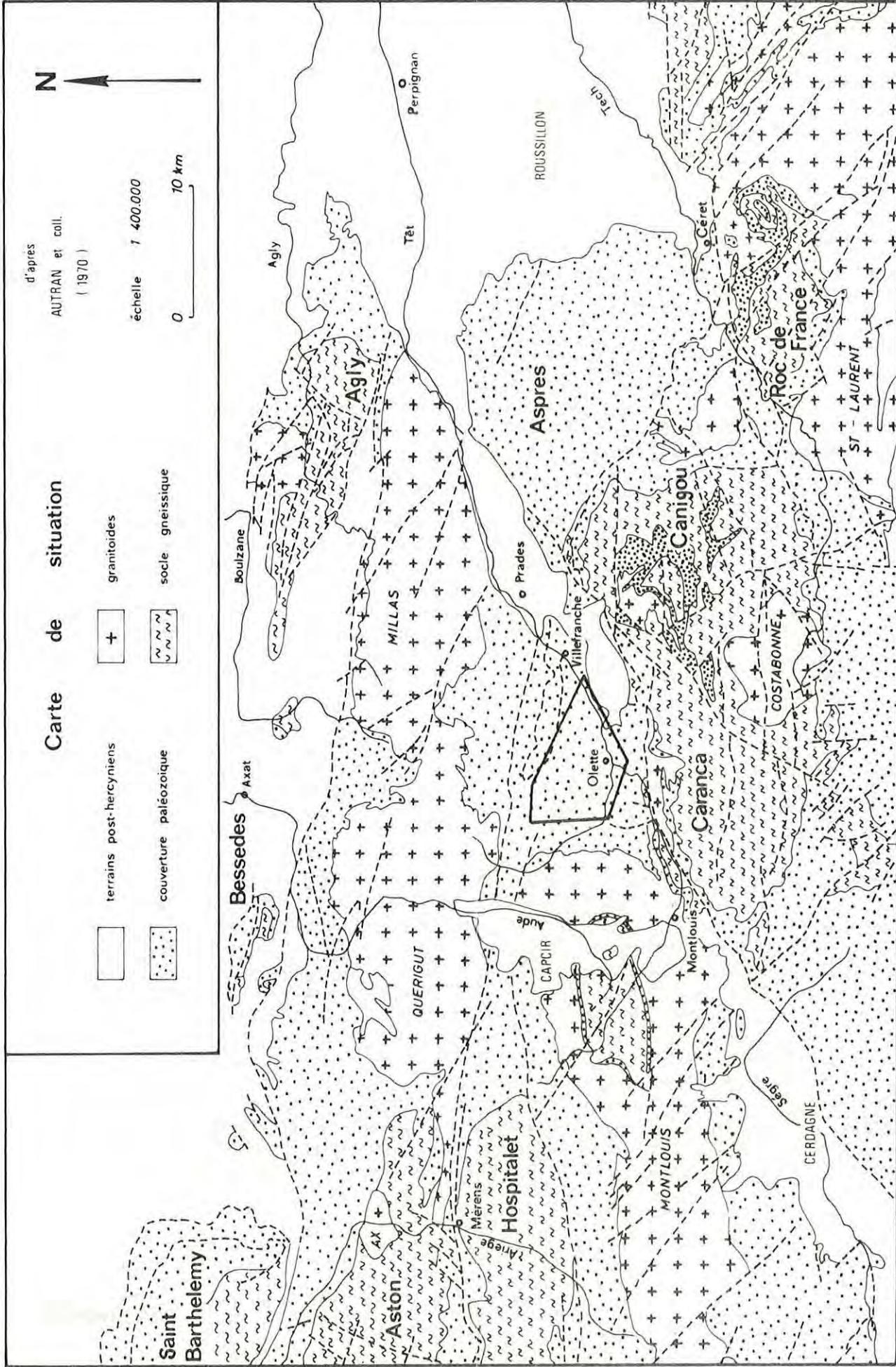
0 10 km



Carte de situation

- terrains post-hercyniens
- +

granitoides
- couverture paléozoïque
- socle gneissique



CHAPITRE 1

ÉTUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE LA SÉRIE DE JUJOLS.

L'étude lithostratigraphique de la série de Jujols, par les méthodes classiques mais aussi, et surtout, par des méthodes géochimiques, peut, en soi, faire l'objet de tout un travail. Cette recherche n'a pas été entreprise ; la description de la série de Jujols faite dans ce chapitre le sera essentiellement dans le but de servir de support aux interprétations structurales, qui sont l'objet essentiel de cette étude.

1-1. BREF HISTORIQUE

11-1. P. CAVET, 1957

C'est dans le Conflent, c'est-à-dire sur le flanc sud du Synclinal de Villefranche, que les séries de Canaveilles et de Jujols, qui constituent le Paléozoïque inférieur ont été définies par P. CAVET (1957).

La série de Jujols est constituée, pour l'essentiel, de schistes ardoisiers et de schistes grésopélitiques finement alternés, parfois de schistes argileux jaunâtres, avec de rares niveaux de schistes gris à nodules siliceux ; des intercalations peu puissantes (moins d'1 mètre) de grès et de quartzites sont fréquentes dans le haut de la série.

La limite supérieure de la série est constituée par l'apparition des faciès conglomératiques et fossilifères du Caradoc S.l. La limite inférieure, plus floue, avec la série de Canaveilles, est marquée par l'apparition de niveaux carbonatés et de niveaux graphiteux, et par la raréfaction des faciès zonés.

L'âge de cette série est ordovicien S.l., antécaradocien.

11-2. G. GUITARD, 1970

Il reconnaît l'existence d'une mince intercalation calcaire, entre Thuir d'Evol et le nord d'Olette (Cf. Feuille de Prades, 2^o Ed.), qu'il propose de paralléliser avec le calcaire de Reyroux, décrit par P. CAVET dans les Aspres. Plus au nord, il signale la présence de grands nodules aplatis, d'origine marneuse probable.

1-2. LES FACIÈS GRÉSO-PÉLITIQUES BANAU : LES SCHISTES DE JUJOLS

12-1. Caractères macroscopiques

L'essentiel de la série de Jujols est constitué par de fines alternances

millimétriques à centimétriques, gréseuses et pélitiques, les premières toujours plus fines que les secondes ; le rapport entre les épaisseurs des niveaux gréseux et pélitiques varie de 1 au maximum à 0,1 et moins. Les valeurs les plus élevées de ce rapport se rencontrent dans le tiers supérieur de la série, dans la vallée d'Evol. Cette série présente un certain nombre de caractères qui l'apparentent aux flyschs.

- . rythme très régulier des alternances gréseuses et pélitiques
- . pas de structure entrecroisée d'échelle notable, d'où une :
- . excellente continuité latérale des bancs (dans les limites des possibilités d'observation).
- . nombreux bancs à caractères de turbidites : figures de bases de bancs, limite franche entre bancs gréseux et bancs pélitiques, rareté de stratifications obliques, niveaux à laminae convolutées etc ; en revanche, les grano-classements sont rares, même en lame mince ; ce dernier caractère rend la détermination de la polarité des bancs souvent délicate. (Cf. Figure 6-3).
- . présence d'olistolithes ; au nord de Jujols en particulier, quelques niveaux sont riches en phénomènes de ce genre.

L'absence de tout reste organique est un trait plus surprenant : il s'agit vraisemblablement d'un caractère azoïque originel et non pas d'un effet du métamorphisme, puisque les "schistes troués" caradociens, soumis aux mêmes influences, sont très riches en organismes. Signalons toutefois la présence de traces d'origine organique probable :

- des "Fucoïdes" rappelant tout à fait ceux qui s'observent dans le Caradoc ont été trouvés dans des schistes très pélitiques près du point coté 1 440 m et près du Col Diagré ; au NW de Jujols ; il ne s'agit pas de Caradoc en situation anormale, mais bien de schistes de Jujols.
- des structures verticales, cylindriques, annelées, gréseuses, représentant sans doute des remplissages de terriers, ont été découvertes un peu en dessous de Caradoc, au N de Serdinya d'une part, en haut de la vallée d'Evol d'autre part.

Aucune indication nouvelle sur l'âge exact de cette série n'a donc été recueillie.

Faute d'une étude sédimentologique précise, il faut retenir simplement que les faciès banaux de la série de Jujols ont un caractère flyschoides très net. Il n'est guère possible de subdiviser la masse de la série de Jujols sur la base des faciès grésopélitiques : tout au plus remarque-t-on une augmentation du rapport grès/pélitiques du Sud vers le Nord, dans la vallée d'Evol. De façon générale, il est impossible d'utiliser ces alternances flyschoides pour établir des subdivisions lithostratigraphiques. En revanche, la grande continuité des bancs permet de proche en proche, d'avoir une idée de la disposition de la stratification, en particulier dans les plis.

12-2. Caractères microscopiques

Les alternances grésopélitiques ont toujours un aspect très tourmenté dans le détail quand on les examine au microscope ; il faut y voir la superposition de déformations synsédimentaires et de déformations tectoniques en liaison avec le strain-slip omniprésent qui affecte ces roches (Cf. Chapitre 6). Des aspects caractéristiques de ces faciès sont visibles sur les planches hors-texte.

Du point de vue minéralogique, la composition est très monotone : quartz, muscovites et chlorites essentiellement, en liaison avec le caractère épizonal du métamorphisme hercynien dans cette série ; le grain de ces minéraux est très fin. Certaines muscovites et certaines chlorites en barillet, en revanche, ont une taille nettement plus grande, et constituent certainement des micas clastiques (Cf. Chapitre 6). Par ailleurs, des chlorites oxydées, mimant la biotite, se rencontrent fréquemment, surtout dans le bas de la série. Parmi les minéraux accessoires, très peu abondants, il faut citer : albite (en tout petits grains détritiques), tourmaline et zircon. Certains niveaux gréseux peuvent présenter un ciment calcaire assez abondant. Le microfaciès de ces roches est en grande partie dû aux déformations synschisteuses (Cf. Chapitre 6).

1-3. LES INTERCALATIONS DIVERSES

13-1. Niveaux quartziteux et psammitiques

Des bancs quartziteux massifs, sans structures bien visibles, peuvent se rencontrer dans la série de Jujols : assez fréquents entre Jujols et Serdynya, ils sont exceptionnels dans la vallée d'Evol. Quelques niveaux psammitiques existent également dans ce secteur. Ces intercalations, peu épaisses (toujours moins d'un mètre) n'ont pas été représentées sur la carte jointe.

13-2. Niveaux riches en nodules calcaires ou siliceux

Il s'agit d'un faciès beaucoup plus remarquable : dans des schistes banaux, tantôt pélitiques, tantôt gréseux, sont dispersés des nodules aplatis, calcaires ou siliceux, couchés tantôt dans la stratification, tantôt dans la schistosité, et d'une taille allant du centimètre à près de 30 cm.

Dans la vallée d'Evol, deux niveaux à nodules calcaires sont visibles au Nord de Thuir d'Evol ; le niveau inférieur, le plus continu, peut être suivi sur 2,5 km environ ; un niveau supérieur est plus discontinu. D'autres zones riches en nodules, sans continuité véritable, ont également été figurées sur la carte géologique.

Sur la crête au Nord d'Olette, entre le Pla de la Roque et la borne 1440, deux niveaux, également, très riches en nodules calcaires, sont visibles ; il n'est pas certain qu'il s'agisse des deux précédents, compte tenu du jeu des failles NNW-SSE.

Dans la région de Jujols, ces niveaux se chargent progressivement en nodules siliceux ; le niveau inférieur se suit jusqu'au SE du Joncet, en rive droite de la Têt.

Les nodules calcaires ont une composition calcaire ou marno-calcaire ; ils sont certainement d'origine diagénétique et il ne s'agit pas du boudinage de niveaux calcaires continus. Les nodules siliceux ont une composition quartzitique et sont riches, semble-t-il, en apatite.

Ces niveaux à nodules, bien que difficiles à suivre (la densité des nodules est souvent très faible), ont fait l'objet d'une recherche et d'une cartographie systématiques, car ils fournissent des niveaux repères précieux dans cette série par ailleurs monotone. Bien que ces niveaux soient tout à fait comparables entre eux, il semble qu'il s'agisse d'horizons différents : ils sont en effet tous en série normale, et ne se rejoignent jamais (Cf. Chapitre 7).

13-3. Le niveau calcaire de Thuir d'Evol

Il s'agit cette fois d'un niveau calcaire massif, bien que pouvant passer latéralement à des calcschistes ou à des nodules calcaires, situé en-dessous des niveaux à nodules décrits ci-dessus. Cet horizon se suit de façon remarquable presque en ligne droite, sur plus de 6 km. Vers l'ouest, il disparaît progressivement, de même d'ailleurs que les niveaux à nodules.

Au N d'Olette et au NW de Thuir d'Evol, cet horizon est épais d'une trentaine de mètres, dont dix environ de calcaire massif à patine franchement bleue, le restant étant constitué par des alternances centimétriques de pélites et de calcaires impurs, à patine rougeâtre, affleurent souvent sous forme de schistes troués parce que débités en lentilles par le strain-slip (chap. 6).

Pour les raisons déjà évoquées précédemment, il est improbable que ce niveau soit l'équivalent des niveaux à nodules : il est en série normale... (au NE d'Evol affleure sur quelques mètres un bloc de calcaire massif, qui est sans doute à rattacher au niveau de Thuir ; toutefois, sa position tectonique est obscure).

13-4. Les grès et microconglomérats d'Evol

Il s'agit d'une formation remarquable, affleurant de façon continue depuis Souanyas à l'est jusqu'à la vallée de Cabrils à l'ouest, constituée par des grès, parfois microconglomératiques, intercalés dans des pélites gréseuses jaunes ; les faciès alternés, caractéristiques de la série de Jujols, y sont généralement absents.

Les grès, parfois à ciment calcaire, sont assez banaux et comparables par leur composition aux niveaux gréseux des schistes de Jujols ; certains niveaux, cependant sont très feldspathiques.

Les microconglomérats, en revanche, sont plus originaux. Ils sont constitués de grains de quartz millimétriques, bleutés, noyés dans un ciment grésopélitique abondant ; ces quartz sont peut-être d'origine volcanique : ils semblent avoir conservé, souvent, leurs formes automorphes. Les autres constituants macroscopiques sont très rares : feldspath, tourmaline. Les microconglomérats forment un niveau continu, à peu près à la base de cette formation et particulièrement épais à l'ouest d'Evol. Des figures sédimentaires indiquent de façon incontestable qu'il est à l'endroit.

Ces faciès sont également bien développés sur le flanc nord du Synclinal, près de Conat, où ils sont aussi à l'endroit ; il semble qu'ils aient été attribués, à tort, au Caradoc, par B. DALMAYRAC et J.C. VIDAL.

13-5. Les roches éruptives

Dans les parties moyenne et inférieure de la série de Jujols, les affleurements de roches éruptives ne sont pas rares. Ils appartiennent certainement à deux types :

- un niveau interstratifié dans la série, à 1 000 m au NW de Thuir d'Evol. Son allure (grands quartz et feldspaths albitisés, rares ferromagnésiens, etc...) rappelle tout à fait les quartz-keratophyrs (Cf. BOYER, 1974) ; cette roche est très nettement schistosée, et sans doute interstratifiée dans la série.

- de nombreux filons, concordant avec la schistosité, de microgranite très rarement porphyrique, riche en ferro-magnésiens, souvent très peu altéré ; en particulier la biotite est généralement intacte. Un tel filon, épais de 1 m en moyenne, et continu sur près de 1 km a été repéré à l'est de Thuir d'Evol (Cf. Carte)

13-6. Conclusions

Une recherche minutieuse a permis la mise en évidence d'un certain nombre de niveaux repères dans la série de Jujols ; les conséquences structurales en seront tirées au Chapitre 7.

1-4. LES LIMITES DE LA SÉRIE DE JUJOLS.

14-1. Passage au Caradoc

Il est toujours très net sur le terrain, se faisant le plus souvent par un niveau conglomératique (les conglomérats de Caradoc, à galets de quartzites et de quartz filonien, ne rappellent en rien les microconglomérats d'Evol). A propos de cette disposition, il faut soulever le problème d'une discordance éventuelle du Caradoc sur la série de Jujols, comme cela a été décrit en Espagne (P.F. SANTANACH- PRAT, 1972). Rien cependant, dans le Synclinal de Villefranche, ne suggère l'existence d'une discordance cartographique (à petite échelle cependant, il est net que les conglomérats remplissent des chenaux creusés dans l'extrême sommet de la série de Jujols au NNW de Jujols notamment); partout le Caradoc est concordant sur la série de Jujols, et aucun contact tectonique ne vient s'intercaler entre les deux, alors que le Siluro-Dévonien, lui, ne repose pas en contact normal sur le Caradoc.

Il semble donc qu'on puisse considérer le Caradoc comme terminant naturellement la série de Jujols ; le fait qu'il soit fossilifère le fait cependant, un peu arbitrairement, rattacher au Paléozoïque Supérieur (P.CAVET, 1957).

Il est marqué, dans la vallée d'Evol, par des porphyroblastes de grenat entièrement rétro-morphosés en chlorites..., dans des pélites gréseuses ocres appartenant déjà au Caradoc. L'apparition de métamorphisme, à la faveur certainement d'une composition chimique particulière, rappelle tout à fait ce qui se passe dans le Caradoc de l'Agly (où apparaissent andalousite et chloritoïde) et des Aspres (où le chloritoïde est connu). Signalons encore que, à 400 m du pic Lloumet, dans la série des Grès d'Evol, une mince passée pélitique semble riche en andalousite, complètement rétro-morphosée en minéraux argileux (?). Là encore une composition particulière, alumineuse, a permis l'apparition d'un minéral qui ne se développe que beaucoup plus profondément dans les faciès banaux.

14-2. Passage à la série de Canaveilles

La nécessité de couper le Paléozoïque inférieur en deux séries distinctes n'est pas évidente, d'autant plus que, les recherches progressant, les caractères distinctifs s'atténuent (niveaux calcaires dans la série de Jujols...). Seule une étude géochimique permettrait, peut-être, de tracer des limites variables à l'intérieur de ce vaste ensemble.

Pour des raisons de commodité, la limite inférieure de la série de Jujols a été fixée, dans ce travail, à la base de la formation gréseuse et micro-conglomératique d'Evol, parce que cette limite coïncide sensiblement avec celle proposée par P. CAVET (Cf. Feuille de Prades 1/80 000°).

1-5. CONCLUSIONS

De cette rapide étude lithostratigraphique, il convient surtout de retenir, dans l'optique de l'analyse structurale du Synclinal de Villefranche, que les différents niveaux-repères reconnaissables dans la série de Jujols, niveaux riches en nodules (2 ou 3), niveau calcaire de Thuir d'Evol, formation gréseuse et microconglomératique d'Evol, de même que le Caradoc au-dessus, et que le niveau volcano-sédimentaire des Cabrils en-dessous (Cf. GUITARD, 1970) ne se répètent jamais, et qu'ils se suivent de façon très régulière du WNW vers l'ESE. En d'autres termes, et cette affirmation sera confirmée par l'analyse tectonique, la série de Jujols, le Caradoc, et le sommet de la série de Canaveilles constituent, à l'échelle de la carte, une série qui semble tout à fait monoclinale ; cette conclusion, un peu abrupte, sera nuancée dans la suite de ce travail.

CHAPITRE 2

INTRODUCTION À L'ANALYSE STRUCTURALE DE LA RÉGION DE JUJOLS

2-1. GÉNÉRALITÉS

Les séries monotones du type de la série de Jujols ont pendant longtemps été traitées comme un tout, sans qu'il soit tenté de décrire leur structure interne. On se contentait d'indiquer que la série était plissée dans le détail, et on étudiait la situation de la série entière dans les structures d'échelle régionale. C'est que l'analyse de la structure intime de ces séries épaisses, monotones et souvent azoïques ne peut se faire avec les seules méthodes de la géologie classique. En tectonique classique, on recherche des critères de superposition anormale des couches (répétition, inversions, suppressions tectoniques) grâce à des repères stratigraphiques ou paléontologiques ; en montagne, on fait aussi appel à la technique du panorama et à son prolongement la photographie aérienne, car les grandes structures sont généralement plus visibles de loin que de près ; il suffit d'en préciser les contours...

En revanche, l'analyse d'une série de type Jujols se heurte au caractère monotone (pas de repères stratigraphiques sûrs) et azoïque (pas de repères paléontologiques) de ces terrains. L'examen panoramique, faute de niveaux individualisés dans la série, est généralement décevant. Il en est de même de l'examen en photographie aérienne, qui ne montre guère que les plus grandes fractions, généralement sans grand intérêt dans l'analyse structurale.

Force est donc de faire appel à des méthodes différentes qui privilégient l'observation rapprochée par rapport à la vue d'ensemble, et les critères purement géométriques (orientation des éléments structuraux...) par rapport aux critères "orientés" de la tectonique classique. La nécessité d'observer une montagne à l'échelle métrique (minitectonique) ou millimétrique, grâce au microscope, (microtectonique*) a pour conséquence l'obligation de multiplier ces observations afin de compenser leur caractère ponctuel. Il apparaît donc que la méthode microtectonique possède un aspect statistique qui soulève immédiatement deux difficultés :

- difficulté d'échantillonnage fondamental pour tout travail statistique quel qu'il soit. Il est en effet impossible dans la pratique de collecter des données de façon parfaite (du point de vue statistique), pour plusieurs raisons : certaines zones n'affleurent pas ; tel type de structure affleurerait mieux qu'un autre et se trouverait surestimé ; tel autre sera plus difficile à détecter et sera sous-estimé, etc... Pour ces dernières raisons, la répartition des observations sur une grille homogène ne conduit pas automatiquement à un échantillonnage valable.

(*) Le terme microtectonique recouvre, dans le langage courant, ces deux échelles d'observation. On a également proposé l'expression "analyse tectonique de détail" comme synonyme de minitectonique.

- difficulté dans la description des données recueillies. Les problèmes d'échantillonnage font que l'on ne dépasse que rarement le stade qualitatif. Pourtant, quand le nombre de données est suffisant, on peut calculer les orientations moyennes des éléments structuraux (à priori, rien n'empêcherait d'aller plus loin et de calculer des paramètres de dispersion, la variance par exemple, qui permettraient de décider si la dispersion observée pour un élément structural est due au hasard ou est causée par un phénomène quelconque).

2-2. LES TECHNIQUES DE LA MICROTTECTONIQUE

De façon plus précise, la méthode de la microtectonique consiste à mesurer l'orientation des éléments structuraux d'une roche, à observer leurs relations mutuelles, et à utiliser la technique de la projection stéréographique pour représenter ces éléments et en "calculer" certains non directement mesurables.

Toutes les notions rappelées dans ce paragraphe sont illustrées par la figure 2-1.

22-1. Principaux éléments structuraux d'une roche (fig. 2-1a).

Les éléments structuraux d'une roche sont primaires, c'est à dire antérieurs à toute déformation tectonique, ou secondaires, c'est à dire liés aux déformations. D'un point de vue géométrique, ce sont des volumes, des plans ou des lignes. Dans les schistes de Jujols, les éléments structuraux considérés sont les suivants:

- éléments primaires: couches et surfaces de stratification
- éléments secondaires, qui peuvent être des volumes: microlithons (portions de roche comprises entre les plans de schistosité lorsque celle ci n'est pas pénétrative, c'est à dire n'est pas présente en tous les points de la roche); des plans: surfaces de schistosité, plans axiaux des plis; des lignes: axes de plis et linéations d'intersection entre deux surfaces.

Surfaces et linéations sont les éléments structuraux les plus fréquemment mesurés, c'est à dire que l'on repère leur orientation par rapport au Nord magnétique. Les conventions utilisées dans ce travail sont les suivantes: les mesures de directions (surface ou linéation) sont notées de 00° à 180° à partir du Nord, en tournant vers l'Est; les mesures de pendages (surface) et de plongements (linéation) sont notées de 0° à 90° , en indiquant de façon approchée le sens de ces pendages ou plongements. Par exemple, un plan de schistosité de direction 105° à partir du Nord et pendant de 35° vers le NNE est noté I05 N 35; il peut contenir une linéation de direction 68° à partir du Nord et plongeant de 24° vers l'ENE: elle sera notée 68 E 24.

22-2. Relations entre éléments structuraux.

Au cours d'un épisode de déformations, il existe des relations géométriques entre les éléments structuraux déjà existants et ceux qui prennent naissance pendant la déformation. Ainsi la schistosité est-elle parallèle aux plans axiaux des plis contemporains de son apparition; par suite, la linéation d'intersection entre une surface qui se plisse et la schistosité de plan axial qui apparaît est parallèle à l'axe du pli, cela bien que la schistosité oscille autour d'

une position moyenne correspondant au plan axial (éventail de schistosité). Cette particularité est due au fait que la surface plissée et les plans de schistosité sont "en zone". Il s'agit toutefois là du cas le plus simple, celui d'un pli cylindrique (c'est à dire que la surface plissée possède les propriétés d'une surface cylindrique: elle est engendrée par une génératrice, l'axe du pli, qui se déplace parallèlement à elle-même). Un cas plus complexe est celui du pli conique (la surface plissée est engendrée par une génératrice qui fait un angle constant, le demi-angle d'ouverture du cône, avec une droite donnée qui en constitue l'axe); les linéations d'intersections sont alors variables bien que contenues dans le plan de schistosité.

Ces relations entre les éléments structuraux permettent, sur le terrain, de replacer une observation ponctuelle dans une structure plus vaste. Ainsi dans le cas illustré par la figure 2-1b, on peut facilement prévoir la position des charnières anticlinales et synclinales à partir d'une seule observation, si l'on sait que la schistosité observée est plan axial des plis recherchés. De façon plus générale, les plis (contemporains) d'échelle différente sont homoaxiaux et à peu près homothétiques: une mégastructure (d'amplitude souvent plurikilométrique) s'accompagne de replis dits "parasites" qui lui sont liés de façon non ambiguë, et qui permettent d'en déterminer le sens de déversement; la figure 2-1d montre l'aspect caractéristique en feuille de chêne d'une telle structure. Il faut toutefois prendre garde que des déformations ultérieures peuvent perturber cet arrangement et rendre erronées, dans certains cas, les déductions faites à partir de l'examen des petites structures. Dans le cas de la figure 2-1e, on peut encore conclure, dans celui de la figure 2-1f, on ne peut plus rien dire tant que l'on n'a pas détecté la déformation qui replisse la grande structure initiale.

22-3. Utilisation de la projection stéréographique.

Un affleurement est décrit quand les éléments structuraux qui y sont visibles ont été repérés, et leur orientation mesurée. Afin de visualiser, autrement que par un dessin, ces éléments, et surtout leurs relations mutuelles, il est commode de les représenter sur une projection stéréographique.

Dans ce travail, il sera fait usage de la projection équatoriale de l'hémisphère inférieur sur canevas de SCHMIDT. Chaque "stéréodiagramme" ainsi réalisé porte les indications suivantes: en bas à gauche (SW), la localisation du diagramme sur la carte de la figure 7-22; en bas à droite (SE) éventuellement, le nombre de points représentatifs figurés sur le diagramme et les valeurs, en %, des courbes de densité représentées. Les signes conventionnels adoptés pour la représentation des différents éléments structuraux sont indiqués en figure 2-1g. Enfin, on trouvera à la fin de ce volume un canevas de SCHMIDT simplifié, imprimé sur papier calque, qui pourra être utilisé par le lecteur pour refaire lui-même l'analyse des stéréogrammes étudiés dans ce travail.

Les notions de base de la microtectonique étant ainsi rappelées succinctement, il convient de faire quelques remarques sur les conditions et les limites de cette approche structurale.

2-3. REMARQUES METHODOLOGIQUES.

Ce qui vient d'être dit de la microtectonique laisse supposer qu'il s'agit d'une technique d'analyse élégante, dont l'efficacité est telle qu'on est

Fig. 2-1. Rappel de quelques notions de base de microtectonique.

a) principaux éléments structuraux rencontrés et mesurés dans les schistes de Jujols:

- S_0 = stratification
- S_1 = schistosité (précoce)
- PA_1 = plan axial des plis synschisteux
- B_1 = plis synschisteux
- L_1 = linéation précoce synschisteuse

b) détermination de la position des charnières synclinale et anticlinale à partir de trois observations ponctuelles, sachant que la schistosité est plan axial des plis cherchés.

c) autre interprétation possible si l'on ne tient pas compte de la schistosité.

d) aspect caractéristique en feuille de chêne des structures synschisteuses.

e) et f) influence des déformations postschisteuses sur la détermination du sens de déversement des structures synschisteuses:

e) le sens de déversement se déduit facilement;

f) il est indispensable de connaître la structure postschisteuse pour déterminer le sens réel de déversement.

g) symboles utilisés dans ce travail, pour les stéréogrammes:

- S_0 = stratification
- S_1 = schistosité précoce (phase synschisteuse)
- S_2 = schistosité tardive (phase postschisteuse)
- L_1 = linéation précoce (synschisteuse) et pli précoce
- L_2 = linéation tardive (postschisteuse) et pli tardif
- B_0 = pli antéschisteux

(la linéation précoce et les petits plis synchisteux étant toujours parallèles, on ne les distinguera très généralement pas sur les diagrammes)

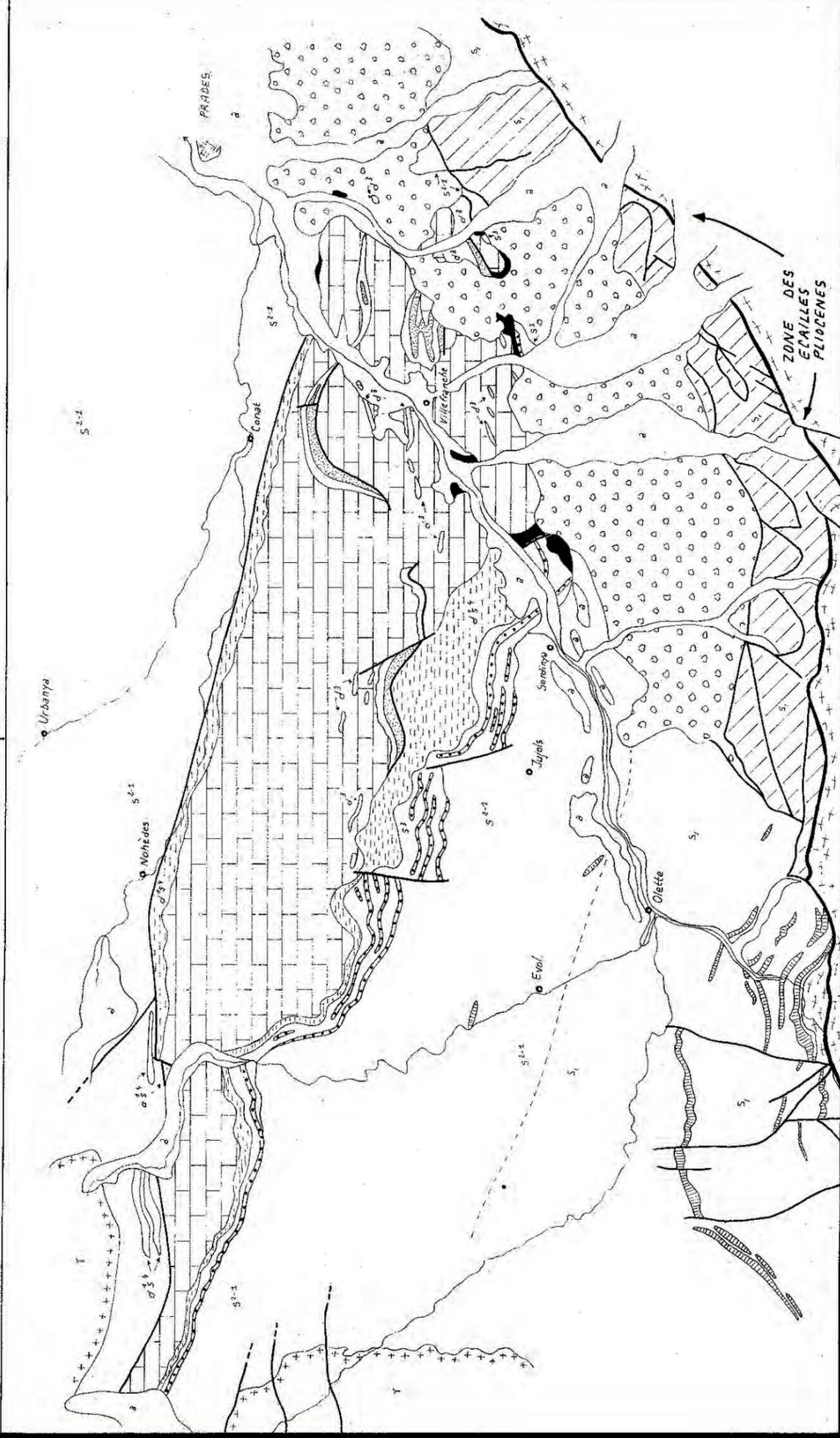
1925

1968

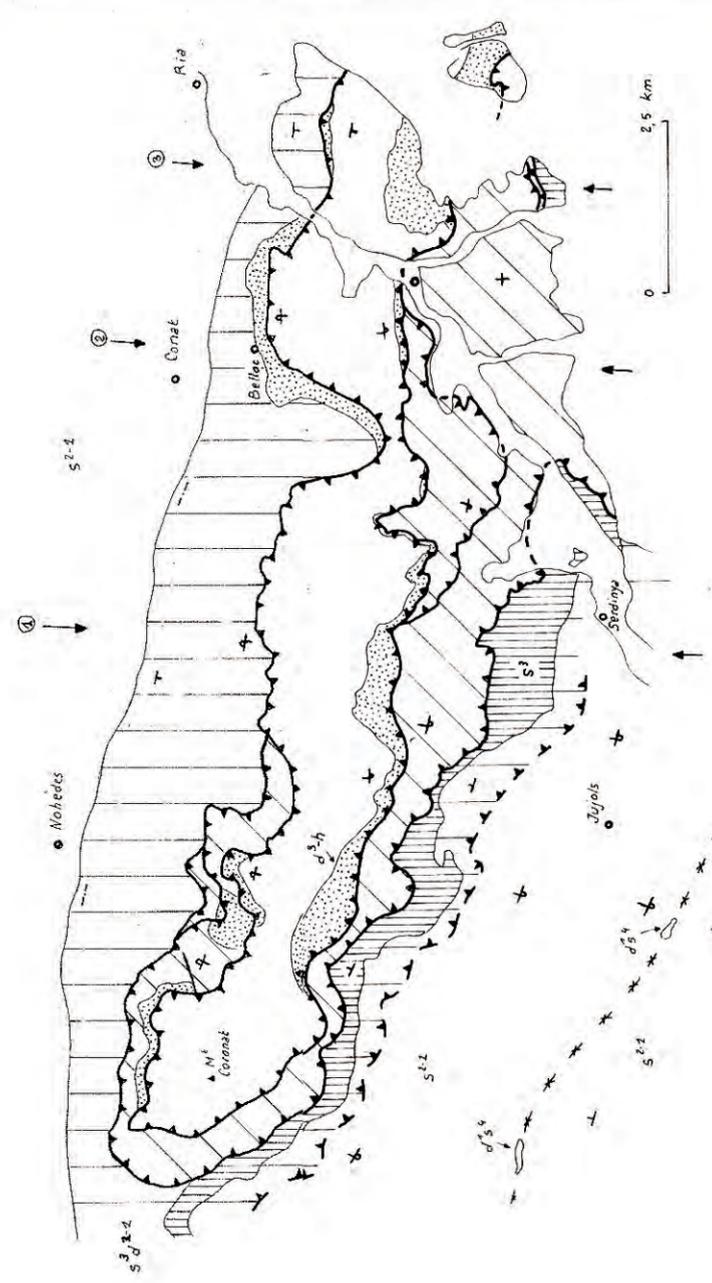
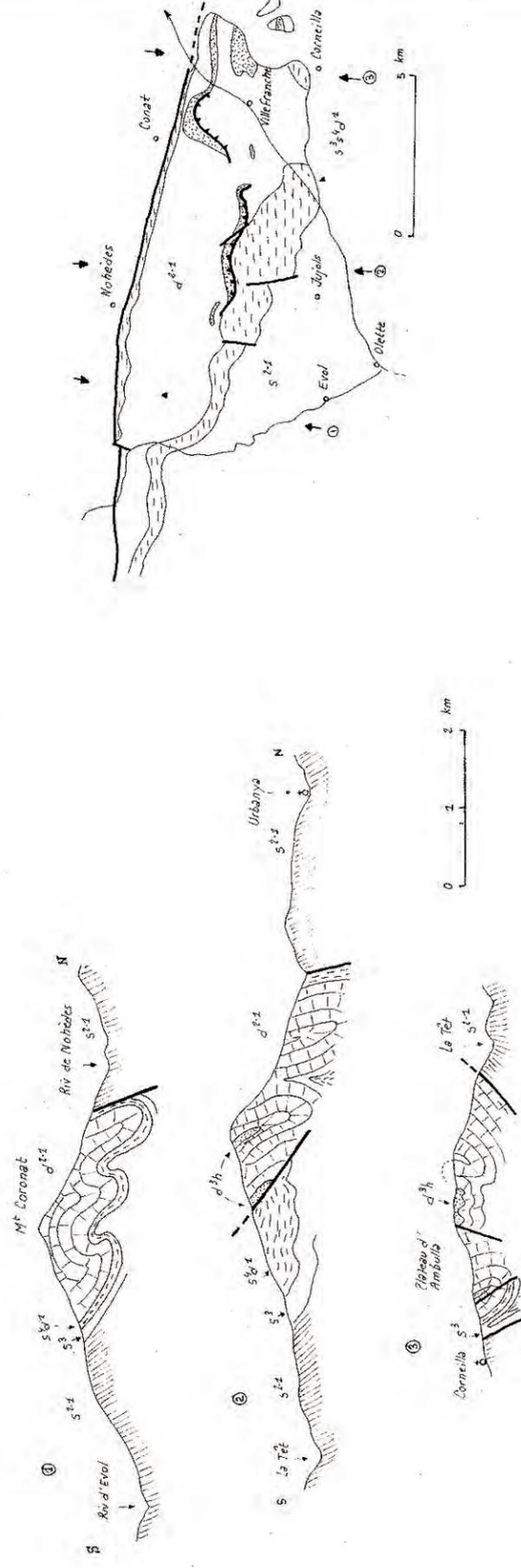
- Permien, Carbonifère
- Devonien
- Gothlandien
- Ordoevien
- Cambrien
- Précambrien
- Archaen
- Quarzoide

1897

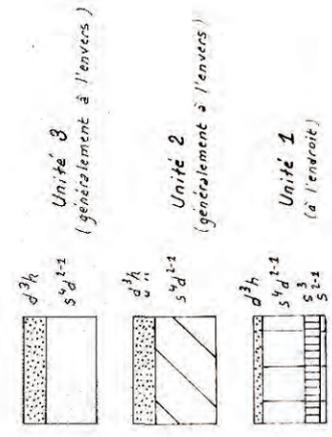
- Pluviale
- A. Dinantien
- d³ Devonien sup.
- d²⁻¹ Devonien moy. et inf.
- d¹ Devonien inf.
- S³ Silurien et Avalonien inf.
- S² Silurien
- S¹ Ordoevien sup.
- S¹⁻² série de Jujals
- Ordoevien moy. et inf.
- S¹ série de Combauffes
- Cambrien
- Gneiss



LE SYNCLINAL DE VILLEFRANCHE D'APRES CAVET

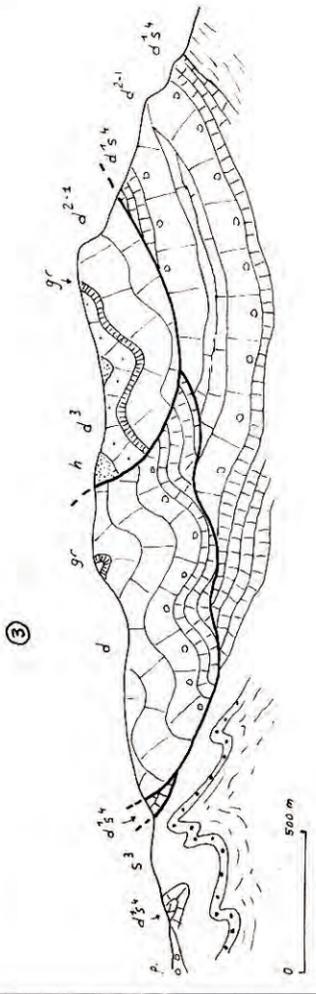
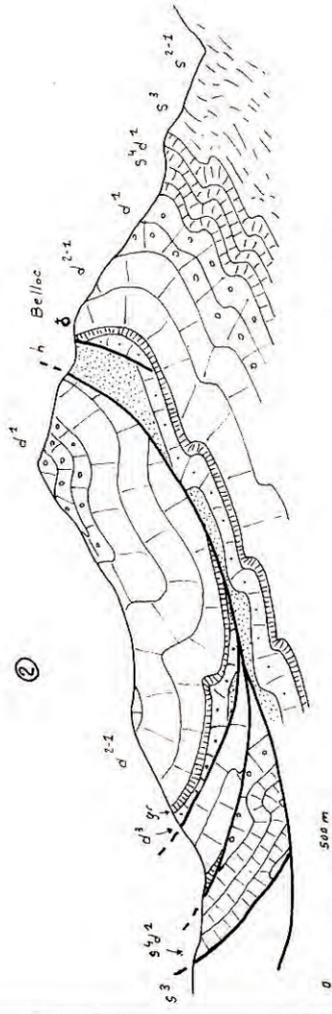
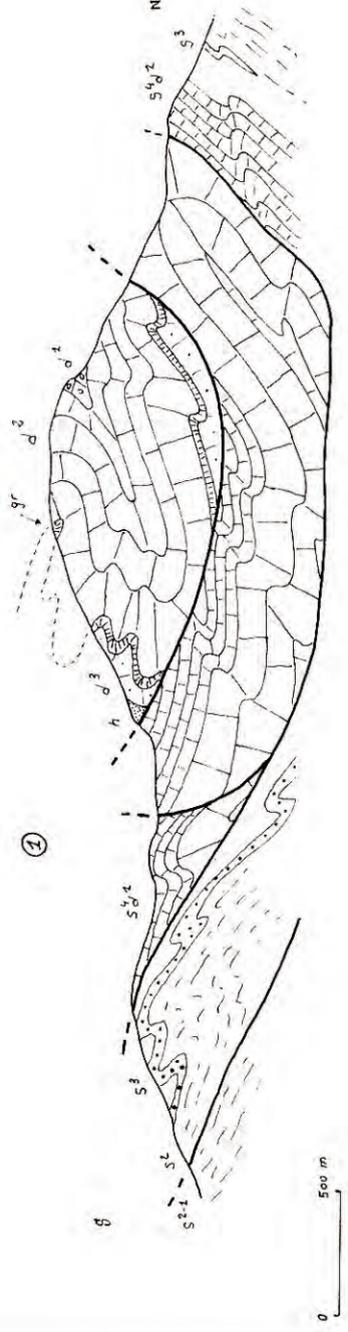


SCHEMA STRUCTURAL

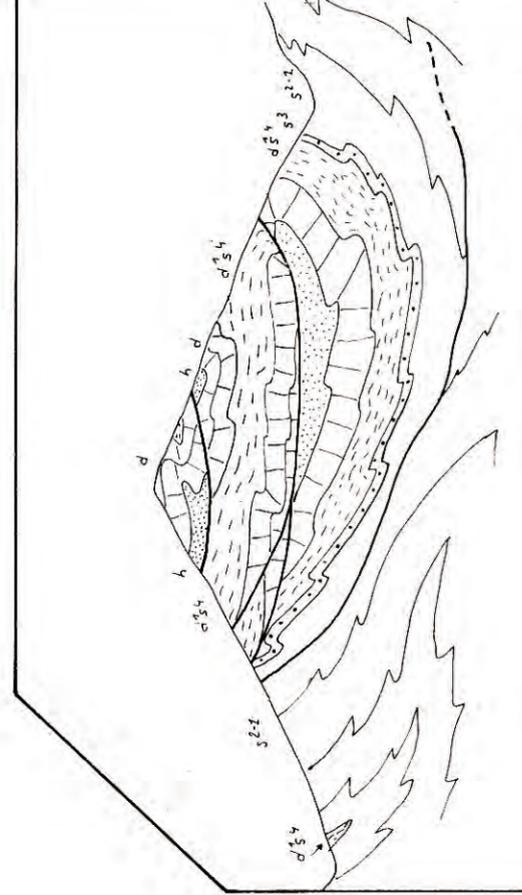


✱✱ Synclinal couché dans les schistes de Jujols.

COUPES INTERPRETATIVES



	h	Dinantien
	d ³	Devonien sup. (gr. griottes)
	d ² d ⁴	Devonien moy et inf.
	d ¹ s ⁴	Devonien inf. et Silurien
	S ³	Ordovicien sup.
	S ²⁻¹	Ordovicien moy et inf. (schistes de Jujols)



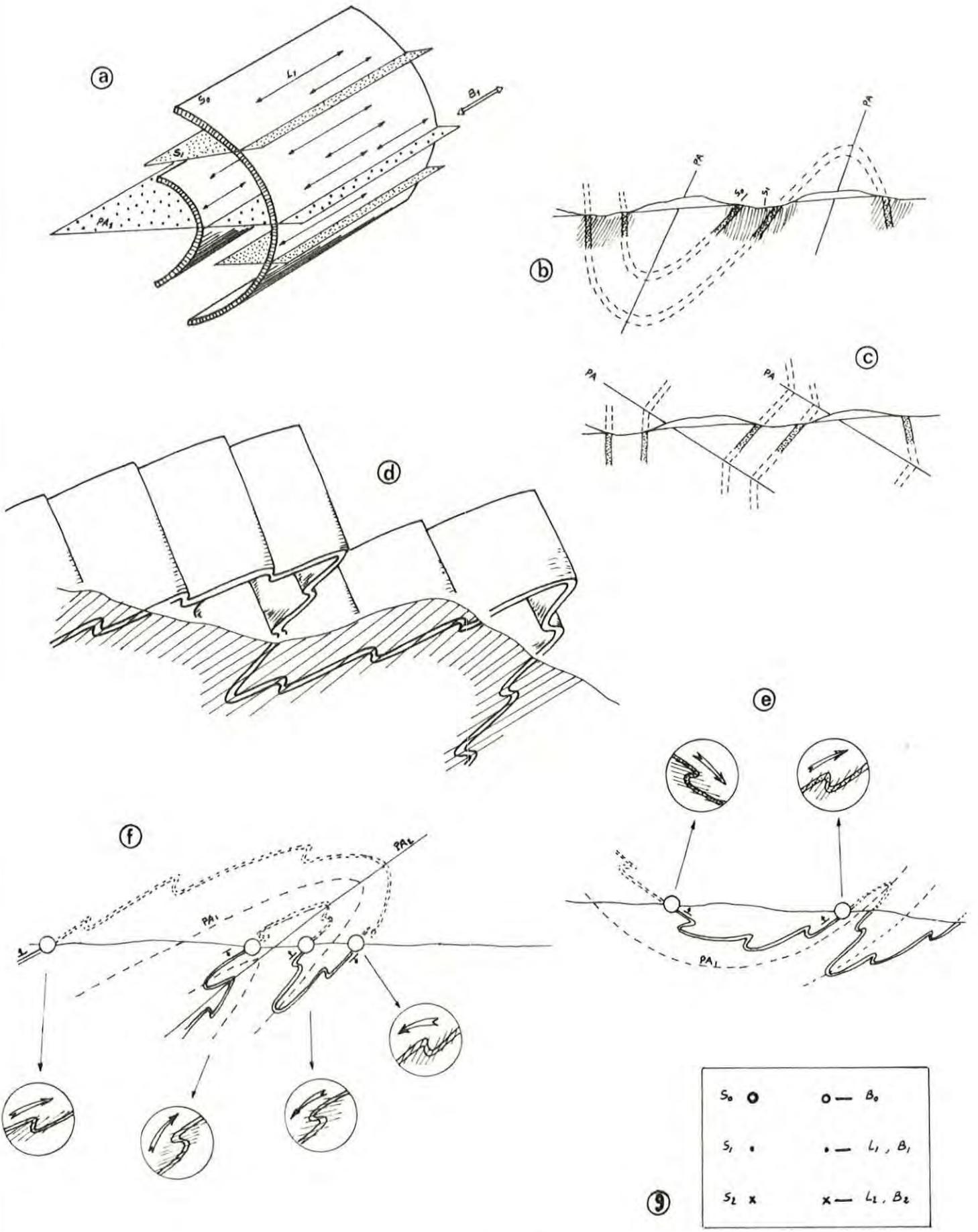


Fig. 2-1

tenté d'en faire une méthode inductive infaillible permettant, à partir d'observations à l'échelle de l'échantillon, de faire des prédictions certaines à toutes les échelles supérieures, inaccessibles à l'observation directe. "Du caillou à la montagne", il n'y a qu'un pas et à partir de l'étude intégrale, tridimensionnelle, d'un affleurement, on extrapole la structure d'une région entière dont on ne peut avoir, au mieux, qu'une connaissance superficielle. Cette façon de raisonner repose sur le postulat que toutes les structures contemporaines - cogénétiques - sont interdépendantes, homoaxiales par exemple s'il s'agit de plis; cependant, bien des exemples sont connus où les relations entre microstructures et mégastuctures sont obscures (cf. F ELLENBERGER, 1972).

La structure d'un affleurement permet sans doute de faire des hypothèses sur la structure de la montagne qui le porte. Mais des difficultés surgissent aussitôt: ces hypothèses ne sont plausibles que si la déformation est continue dans tout le volume considéré. On ne peut pas prévoir l'existence de failles, de chevauchements... L'hypothèse selon laquelle une structure visible à l'échelle n implique l'existence d'une structure identique à l'échelle $n + 1$, et finalement d'une mégastucture emplissant tout le volume disponible, est purement gratuite.

Dans tous les cas, l'existence d'une structure ne peut être établie que par son observation effective, à l'échelle qui est la sienne. En d'autres termes, il faut chaque fois déterminer jusqu'à quelle échelle les conclusions tirées d'une observation microtectonique sont valables. La meilleure manière, généralement, de déterminer cette condition limite est de réaliser une carte géologique, dans la mesure du possible. Seul, ce document pourra donner une indication sur l'échelle maximale des structures. Toute étude microtectonique doit donc s'entourer de beaucoup de précautions pour vérifier la validité de ses conclusions.

Dans le cas particulier de l'analyse structurale de la série de Jujols, la réalisation d'une carte géologique est rendue très difficile par la monotonie des faciès, ainsi que par leurs variations latérales très rapides (cf. chap. 1). Pourtant, ce travail étant indispensable, il a été possible de dresser une carte lithostratigraphique qui, bien que sommaire, fournit un cadre valable pour l'interprétation de la plupart des données recueillies par l'analyse microtectonique. D'autre part, la grande variabilité de certains éléments structuraux a rendu nécessaire de multiplier les mesures afin de déterminer la façon dont varient ces éléments. Ces difficultés inhérentes au terrain expliquent que la superficie concernée par ce travail soit faible (30 km² environ sur le flanc Sud du Synclinal de Villfranche).

CHAPITRE 3

HISTORIQUE DES INTERPRÉTATIONS STRUCTURALES
DU SYNCLINAL DE VILLEFRANCHE

Les travaux antérieurs à 1950 sont analysés dans le travail de P. CAVET (1957) et ne seront pas repris ici. Simplement, on trouvera en fig. 3-1a et 3-1b deux exemples de l'interprétation du Synclinal de Villefranche, d'après CAREZ (1897), et d'après L. BERTRAND et la 1^o édition de la carte géologique de Prades au 1/80 000 (1925).

La première étude stratigraphique moderne et détaillée est celle de P. CAVET (1957) ; c'est sur elle que reposent les analyses structurales de G. GUITARD d'une part, et de B. DALMAYRAC (1967) et J.C. VIDAL (1968) d'autre part.

3-1. P. CAVET (1957)

Bien que ses préoccupations aient surtout été d'ordre stratigraphique, il adopte implicitement une interprétation structurale que l'on pourrait qualifier de "minimale" ; toute la série Paléozoïque du Synclinal de Villefranche (flanc S) est en gros monoclinale ; aucune répétition tectonique ne se marque dans les niveaux calcaires de la série de Canaveilles ; celle là est surmontée par la série de Jujols qui est elle-même surmontée par le Paléozoïque supérieur. Ce n'est qu'à l'intérieur de ce dernier que 2 failles chevauchantes provoquent un renversement local du sommet de la série. Seul l'accident de Mérens a quelque importance puisqu'il amène la série de Canaveilles en contact avec le Siluro-Dévonien. La deuxième édition de la feuille de Prades au 1/80 000 reprend les levés de P. CAVET (cf. fig. 3-1c pour l'aspect cartographique et la fig. 3-3a pour l'interprétation structurale).

3-2. G. GUITARD (1960 - 1962 - 1967 & 1970)

Il a cherché ce que devenaient dans la couverture les mégastructures qu'il reconnaissait dans le socle, en utilisant pour la première fois dans la région les méthodes de la microtectonique. Un résultat important de ses travaux est que la nappe en pli couché qui affecte le socle s'amortit très vite dans la couverture qui n'est plissée qu'à une échelle beaucoup plus réduite ; comme P. CAVET, il considère que les trois ou quatre gros bancs carbonatés de la base de la série de Canaveilles sont autant de niveaux stratigraphiques distincts. Quant à la succession des déformations, elle est la suivante :

- des phases tardives (une ou deux), de directions WNW-ESE et NE-SW, éventuellement accompagnées de schistosité. Ces phases sont également appelées postschisteuses par rapport à la schistosité précoce.

- deux phases précoces:

+ une phase de plis synschisteux, phase majeure marquée par la formation de la nappe de gneiss du Canigou, et par le développement d'une schistosité régionale S_1 qui affecte tous les niveaux, le dinanien compris. La nappe de socle a probablement une direction NW-SE (M FONTEILLES et G. GUITARD, 1972) avec un déversement vers le NE; les microstructures associées (linéations minéralogiques L_1 , microplis B_1 dans les paragneiss) ont une orientation NE-SW à ENE-WSW. Dans la couverture, l'orientation des microplis devient de plus en plus variable, au fur et à mesure qu'on s'éloigne du socle; il faut voir dans cette dispersion l'influence de la phase antéschisteuse;

+ une phase de plis antéschisteux. Ces plis, aschisteux, sont importants dans la série de Jujols, où ils entraînent la dispersion des plis de la phase suivante; ils sont rares, ou plus aplatis, dans la série de Canaveilles et les paragneiss, inexistantes dans les orthogneiss.

Un métamorphisme ⁽¹⁾ épizonal à mésozonal accompagne ces déformations. Il débute avant la phase synschisteuse (porphyroblastes antétectoniques dans la couverture) et, dans les zones profondes, culmine après la première phase postschisteuse. Ce métamorphisme progressif est parfaitement monophasé et comme, par ailleurs, l'équilibre thermique ne semble pas avoir été atteint, il a dû être bref: les déformations ont pris naissance pendant un laps de temps assez court.

Le magmatisme se traduit par la mise en place de granitoïdes (massifs de Quérigut, de Montlouis...) à l'époque des déformations postschisteuses qui, localement, sont liées à leur mise en place.

3-3. B. DALMAYRAC (1967) ET J.C. VIDAL (1968)

Ces deux auteurs ont tenté de voir si "les conclusions de G. GUITARD pouvaient être étendues à la partie supérieure du Paléozoïque". Ces recherches (M. MATTAUER *et coll.* 1967) confirment l'existence de trois phases principales de plissement, donnant naissance à trois générations de plis:

(¹) ce métamorphisme, longtemps considéré comme calédonien, est bien hercynien, puisqu'il affecte toute la série paléozoïque; l'épizone monte au moins jusque dans le Silurien et le Dévonien inférieur a subi une réhomogénéisation isotopique vers 290 MA: c'est la limite Westphalien-Stéphanien (G. DUNOYER de SEGONZAC, 1969). Tel est donc l'âge de l'orogénèse hercynienne, âge confirmé par des arguments stratigraphiques sur le versant espagnol (entre Westphalien A et Westphalien D) et par la datation radiochronologique du granite de Montlouis: 300 MA (A. VITRAC et C.J. ALLEGRE, 1969).

- des plis postschisteux (= phases tardives de G. GUITARD), à plans axiaux redressés, correspondant en fait à deux épisodes de déformation:
 - + une phase 4 tout à fait tardive de kinks NE-SW et de failles;
 - + une phase 3 de plis en chevrons généralement de direction N 120 environ, avec parfois une schistosité (S'_3) et une linéation (L'_3).
- des plis synchisteux à schistosité (initialement) proche de l'horizontale. Ces plis appartiennent à deux générations:
 - + une phase 2: plis dissymétriques accompagnés par un strain-slip (S'_2) dans les niveaux pélitiques de la série de Jujols. Bien que variable par suite de l'existence d'une phase antérieure, la direction caractéristique de ces plis est N-S.
 - + phase 1: plis couchés de toutes dimensions, généralement isoclinaux dans les niveaux pélitiques, accompagnés d'une schistosité de flux (S'_1), et de direction proche de E-W. Cette phase donne de grandes structures déversées vers le Sud dans le Paléozoïque supérieur et dans la série de Jujols (1).

Cette interprétation est représentée sur la figure 3-2, qui reproduit des coupes données par ces auteurs; le schéma structural joint a été établi d'après la carte géologique des mêmes.

Les interprétations structurales de G. GUITARD et de M. MATTAUER s'accordent bien sur les phases tardives et sur le nombre de phases précoces (2), mais divergent profondément sur la nature de ces phases précoces; en particulier, la première phase est aschisteuse et probablement peu importante pour G. GUITARD, synschisteuse et majeure pour M. MATTAUER.

Dans les chapitres qui suivent, on tentera donc de répondre, entre autres, aux questions suivantes:

- combien la série de Jujols possède-t-elle de schistosités ?
- quelles sont les caractéristiques des différentes phases ?
- quelle est l'importance relative des deux phases précoces ?

(¹) dans ce travail, le symbole prime (') indique qu'il s'agit de la terminologie adoptée par B. DALMAYRAC et J.C. VIDAL; elle ne correspond pas à celle de G. GUITARD, que j'ai conservée.

Fig. 3-1 et fig. 3-2. Quelques stades de la cartographie et de l'interprétation structurale du Synclinal de Villefranche (P.O.).

- 1897. J. ROUSSEL, à l'occasion d'une étude stratigraphique des Pyrénées, donne une carte au 320.000° du Synclinal de Villefranche où l'essentiel des idées actuelles est contenu, au moins en germe.

- 1925. L. BERTRAND et O. MENGEL publient la première édition de la feuille de Prades au 80.000°. Le recul par rapport au travail précédent est net; en particulier, la série de Canaveilles, à cause de ses niveaux carburés, est attribuée au Silurien. Les conséquences structurales de cette interprétation sont visibles sur les coupes jointes (in CAREZ, 1903).

- 1968. La deuxième édition de la feuille de Prades est réalisée d'après les travaux de P. CAVET (1957) et G. GUITARD (1960, ...). La série de Canaveilles y retrouve sa place à la base de la série paléozoïque, et la série de Jujols est à nouveau intercalée entre la première et le paléozoïque supérieur.

- 1967 - 1968. Les travaux de B. DALMAYRAC et J.C. VIDAL fournissent une carte détaillée du Paléozoïque supérieur; la structure en nappe de ce dernier est illustrée par quelques coupes empruntées à ces auteurs. Un mince niveau calcaire, dans la série de Jujols, est attribué au Dévonien, interprétation comparable dans son esprit à celles de L. BERTRAND et O. MENGEL. La série de Jujols constitue cette fois un vaste synclinal couché (cf. coupe interprétative générale).

- 1975. cf. carte jointe à ce travail. Dernière oscillation du balancier des interprétations de cette région, la série de Jujols, à l'échelle de la carte, est de nouveau considérée comme monoclinale et simplement interstratifiée dans la couverture paléozoïque...

CHAPITRE 4

LES DEFORMATIONS POST-HERCYNiennes

Bien que ne constituant pas l'objet direct de ce travail, il est important d'en avoir une idée suffisamment précise afin de déterminer dans quelle mesure elles affectent les structures hercyniennes. Deux périodes portent la trace de mouvements notables:

- le Plio-Quaternaire, dans le cadre de la néotectonique méditerranéenne;
- l'Eocène, dans le cadre de l'orogénèse pyrénéenne.

4-1. LES DEFORMATIONS PLIO-QUATERNAIRES

La direction tardi-hercynienne NE-SW a rejoué au Néogène pour donner naissance à des bassins de sédimentation prolongeant celui du Roussillon: Conflent et Cerdagne (1). Le bassin du Conflent a été étudié en détail par E. OELE *et coll.* 1963: il s'agit de formations généralement torrentielles qui se sont déposées au pied du Canigou, à la suite de la surrection de ce dernier à la faveur de failles NE-SW. L'étude de ces dépôts montre qu'ils proviennent essentiellement du Canigou lui-même: le versant nord du bassin, c'est à dire le Synclinal de Villefranche, n'a guère été touché par ces mouvements verticaux.

Pendant et après leur dépôt, ces formations ont été ployées en synclinal. Les pendages atteignent 50° vers le N pour les couches les plus anciennes et les plus proches du Canigou; au nord du bassin, on note des pendages S plus faibles, 20° au maximum. Une fois encore, le Synclinal de Villefranche ne semble pas avoir été très affecté par ces déformations. Un aspect particulièrement spectaculaire de ces mouvements est la présence, au pied même du Canigou, de grands panneaux de gneiss et de couverture basale qui ont glissé dans le bassin pendant la sédimentation, et constituent ainsi de vastes olistostromes (R. FURON, 1940; M. HUARD et H. PELISSONNIER, 1969).

Pour l'essentiel, les déformations plio-quaternaires autres que le soulèvement général de la région semblent localisées entre le massif du Canigou et la vallée de la Têt, et épargnent donc le Synclinal de Villefranche proprement dit.

(1) tous les dépôts du bassin du Conflent étaient jusqu'à récemment considérés comme pliocènes; mais on vient de découvrir, à la base de ces formations, dans des sables argileux, une faune mammalogique indiquant un âge Burdigalien inférieur (S. BAUDELLOT et F. CROUZEL, 1974); cet âge est plus proche de celui que l'on connaît pour les autres bassins de même type dans la région.

4-2. LES DEFORMATIONS PYRENEENNES

On peut supposer, a priori, qu'elles doivent avoir une influence non négligeable sur les structures hercyniennes. Cependant, dans la zone axiale, faute de terrains secondaires et tertiaires, il est difficile de les mettre en évidence. On peut toutefois faire un certain nombre de remarques.

42-1. Plissement et schistosité.

Les terrains triasiques, liasiques et crétacé supérieur-paléocène du petit bassin d'Amélie-les-Bains, au SE du Canigou, ne sont ni plissés ni schistosés; dans la partie supérieure de la série de Jujols, on le verra, il n'y a qu'une seule schistosité, hercynienne: il n'y a donc pas de schistosité pyrénéenne. Plus bas dans la série, les plis et la schistosité tardifs sont assez nettement liés à la mise en place des granitoïdes, et le métamorphisme hercynien peut être postérieur à ces déformations, qui sont donc encore hercyniennes. Dans cette partie de la zone axiale des Pyrénées Orientales, on ne trouve donc, semble-t-il, aucune schistosité ni aucun pli d'âge pyrénéen, alors que de telles structures sont connues au nord et au sud de la zone axiale, ainsi que plus à l'ouest, dans le massif de l'Aston (M. SEGURET et al, 1968). L'essentiel de la zone axiale se situait donc au-dessus du front de la schistosité pyrénéenne (P. CHOUKROUNE, 1974).

42-2. Déformations cassantes.

En revanche, l'existence d'une tectonique cassante d'âge pyrénéen est parfaitement claire dans toute la zone axiale des Pyrénées Orientales (JM. FONTBOTE et G. GUITARD, 1958). Reprenant les directions tardi-hercyniennes, de grands accidents cassants rejouent durant la plus grande partie du Tertiaire, et tout particulièrement:

- la faille de la Têt, système complexe de failles ENE-WSW qui borde au nord le massif Canigou-Carança, et dans lesquelles on trouve même un minuscule fragment de la couverture mésozoïque entraîné en profondeur.

- la faille de Mérens, faille subverticale WNW-ESE au nord du Synclinal de Villefranche; elle semble se prolonger par l'accident frontal du Canigou, lequel fait chevaucher le Paléozoïque sur le Mésozoïque du bassin d'Amélie.

A l'intérieur même de la série de Jujols, cependant, les nombreuses failles que l'on peut mettre en évidence sont toutes hercyniennes, probablement, comme il sera montré au chapitre 5.

Il apparaît donc que, de façon assez remarquable, la série de Jujols a échappé à l'essentiel des déformations post-hercyniennes, si l'on fait abstraction de l'intense fracturation qui, à l'échelle de l'affleurement, affecte ces terrains, et dont une partie au moins est certainement d'âge pyrénéen. Il est évident que cette circonstance est particulièrement favorable à l'étude des structures hercyniennes, que rien n'est venu altérer.

CHAPITRE 5

LES DÉFORMATIONS HERCYNINIENNES TARDIVES

5-1. INTRODUCTION

Ces déformations sont responsables de la disposition actuelle des grandes unités structurales des Pyrénées orientales : anticlinaux comme le massif Canigou-Carança (1), synclinaux comme le Synclinal de Villefranche.

Deux directions tardi-hercyniennes majeures commandent le découpage des unités : une direction WNW-ESE (alignement anticlinal Aston - Hospitalet - Montlouis - Carança - Canigou - Roc de France), et une direction NE-SW (synclinaux du Vallespir, de la Têt ... qui fractionnent l'alignement précédent). Le synclinal de Villefranche est dû au jeu de la première de ces directions. Enfin, deux autres directions, nettement subordonnées, peuvent se rencontrer : N-S et E-W.

Ces directions, nous l'avons vu dans le précédent chapitre, rejouent à l'ère Tertiaire, essentiellement sous forme de failles verticales. C'est le cas de la faille de Mérens-Villefranche, WNW-ESE dans la région du Synclinal de Villefranche ; c'est également le cas des failles NE-SW qui font que le Synclinal de Villefranche vient se terminer abruptement contre le massif du Canigou : faille de la Têt, faille de Mantet-Fillols (2).

Le but de ce chapitre est d'étudier les effets de cette tectonique hercynienne tardive sur la série de Jujols. Seront examinés successivement : les petites structures, les grandes structures, le champ de failles de la série de Jujols, et, enfin, la relation entre cette tectonique tardive et la mise en place des granitoïdes.

5-2. LES PETITES STRUCTURES TARDIVES

Nous envisagerons séparément les plis d'un côté, la schistosité et les linéations de l'autre.

- (1) si le massif de la Carança a véritablement une structure anticlinale cylindrique, la structure du massif du Canigou est celle d'un demi-dôme.
- (2) d'après M. FONTEILLES (1970), cette faille, après avoir constitué la limite orientale du massif granitique de Millas, se prolongerait, après décrochement sénestre le long de la faille nord-pyrénéenne (dont le jeu serait ainsi très modeste ...) par la faille de Planèzes, qui coupe en deux le massif d'Agly de la même façon que la faille de Mantet-Fillols sépare le Canigou de la Carança.

52-1. Les petits plis tardifs.

521-1. Localisation et dimensions.

Les plis tardifs sont essentiellement développés à la base de la couverture, c'est-à-dire dans la série de Canaveilles (G. GUITARD, 1970) ; ce sont très généralement des plis centimétriques ou métriques, rarement des plis décamétriques.

5211-1. Flanc sud du Synclinal. Sur la carte structurale des déformations tardives (fig. 5-6), il apparaît qu'effectivement la limite supérieure du développement des plis tardifs coïncide grossièrement avec la limite supérieure de la série de Canaveilles, tout en étant légèrement oblique sur cette dernière (les plis tardifs affectent la base de la série de Jujols vers l'est). En dessous de cette limite, les plis tardifs sont abondants, encore qu'ils soient surtout concentrés dans certaines zones privilégiées (environ immédiat d'Olette, ouest d'Oreilla par exemple) alors que, plus au sud dans la vallée de la Têt, ils tendent à devenir omniprésents. Au-dessus de cette limite, les plis tardifs sont rares sous le front de schistosité tardive (paragraphe 52-2), et pratiquement inexistantes au-delà. Cette répartition simple est légèrement compliquée par l'existence, au NW de Thuir d'Evol, d'une zone de plis pluri-décamétriques.

5211-2. Flanc nord du Synclinal. Aux environs immédiats de Conat, les plis tardifs, métriques à décamétriques, sont particulièrement bien marqués ; plus au nord, ils ne sont visibles que sporadiquement. Près de Nohèdes, le Siluro-Dévonien est riche en plis tardifs ; il est toutefois possible qu'il s'agisse, dans ce cas, de plis directement liés à la faille de Mérens-Villefranche (laquelle est marquée, dans ce secteur, par le développement d'une importante zone verticalisée) et peut-être alors d'âge pyrénéen ; l'étude de ces structures n'a pas été entreprise.

521-2. Direction.

Elle se déduit de l'examen des stéréogrammes présentés sur la fig. 5-1.

5212-1. Flanc sud du Synclinal. Les stéréogrammes a et b représentent 73 mesures d'axes de plis tardifs et 42 mesures de plans axiaux associés, mesures faites à l'ouest d'Olette, entre la rivière d'Evol et la rivière des Cabrils, dans la zone des plis tardifs abondants, surtout. L'orientation la plus fréquente est 105 E 10, légèrement différente de celle indiquée par G. GUITARD (1970) pour l'ensemble de la couverture de la Carança : 120 SE 12. De plus, les axes à plongement ouest ne sont pas rares. Les plans axiaux sont très dispersés, en direction (N 90 à N 130) et en pendage (nord ou sud) ; il n'est guère possible de définir un plan axial moyen.

Pour expliquer l'existence de plis tardifs à plongement ouest, il est possible d'invoquer le fait que l'on mesure des axes de plis développés aux dépens de la schistosité précoce S_1 , le plus souvent, mais aussi de la stratification S_0 , parfois ; ces deux surfaces sont voisines mais non confondues, et ce que l'on sait de leur position relative (voir chapitre 6) est compatible avec l'existence de deux familles de plis, les plis à plongement ouest représentant des plis tardifs de la stratification (la construction esquissée à l'intérieur du diagramme b correspond à ce cas de figure). Malheureusement, sur le terrain il n'y a pas de relation nette entre le plongement d'un pli et la nature de la surface qu'il déforme ; de plus, on peut

affirmer que dans la quasi-totalité des cas, c'est S_1 qui est plissée. De fait, tous les plis tardifs ont leur projection sur le grand cercle correspondant à la schistosité moyenne de ce secteur (114 N 30 ; cf. paragraphe 531-1), et il est possible de rendre compte des plis à plongement ouest en remarquant simplement que, les plans axiaux tardifs étant variables en direction, ils donnent naissance à des plis tardifs eux-mêmes variables.

Ces interprétations ne font appel qu'à une seule phase de déformations tardives ; dans le paragraphe 5-4, une hypothèse selon laquelle il existe deux phases tardives sera envisagée. Le diagramme S1b correspond à un tout petit secteur (quelques ha) situé à 350 m à l'ouest d'Oreilla. Ce diagramme illustre le type de plis tardifs le plus fréquent : oscillations métriques peu marquées, dissymétriques, avec plan axial formant un angle très fort avec S_1 . Sur S_1 , la linéation précoce L_1 est parfaitement visible grâce à l'existence, dans une roche essentiellement pélitique, de niveaux gréseux très fins (millimétriques). Les plis tardifs sont toutefois trop ouverts pour que les linéations précoces se dispersent de façon nette sur un grand cercle, ce qui confirmerait que les plis tardifs sont de type semblable.

Pour en terminer avec le flanc sud du Synclinal, indiquons que, au sud-est de Jujols, les plis tardifs ont, selon B. DALMAYRAC (1967) une direction voisine de 140 et un plongement nul.

5212-2. Flanc nord du Synclinal. Les plis tardifs, dans la région de Conat, ont une orientation préférentielle 128 NW 10 (diagrammes d et e) ; des plis ayant une direction NE-SW se rencontrent également, alors qu'ils sont absents sur le flanc sud du Synclinal.

5212-3. Conclusion. Contrairement à d'autres régions des Pyrénées orientales (Vallespir) où les plis de directions NE-SW sont abondants, sinon dominants, le flanc sud du Synclinal de Villefranche, dans la région concernée par ce travail, ne présente que des petits plis tardifs de direction WNW-ESE.

521-3. Style.

Les petits plis tardifs sont typiquement des plis semblables, symétriques ou non, à plan axial redressé, très oblique sur la schistosité précoce, toujours assez ouverts. Les variations autour de ce type dépendent de la lithologie d'une part : les bancs quartzitiques peuvent être plissés de façon concentrique, les niveaux très pélitiques (ou S_1 est une schistosité de flux) sont plissés en chevrons ; de la position plus ou moins élevée des plis dans la série d'autre part : les kink-bands sont rares en dessous de la limite supérieure des plis tardifs abondants, et relativement fréquents au-dessus.

Divers exemples de petits plis tardifs sont donnés en figure 5-2.

Il n'y a pas de relation entre style et direction des plis : tous appartiennent à la même famille.

Fig. 5-1. Analyse de l'orientation des microstructures tardives.

a et b : microplis tardifs à l'ouest d'Olette, dans la série de Canaveille et la base de la série de Jujols. Orientation moyenne : 105 E 10. A l'intérieur du stéréogramme b, un petit diagramme montre comment des plis tardifs de S_0 et non plus de S_1 peuvent rendre compte des orientations WNW-ESE à plongement ouest.

S_1 b et c : exemple de plis tardifs métriques et stéréogramme correspondant. Les linéations L_1 sont vraisemblablement dispersées sur un grand cercle, compte tenu du caractère semblable de ces plis.

d et e : microplis tardifs de la région de Conat : l'orientation la plus fréquente est 128 NW 10 ; des plis NE-SW, inexistantes sur le flanc sud du Synclinal, sont également visibles.

52-2. Schistosité et linéation tardives.

Ces microstructures sont notées provisoirement S_2 et L_2 . En fait, dans l'état actuel des recherches, il n'est guère possible de préciser à laquelle des phases tardives il convient de les rattacher ; en effet, dans certaines régions des Pyrénées (Agly ...), plusieurs générations de microstructures sont connues.

522-1. La linéation tardive L_2 .

Les surfaces de schistosité S_1 portent une linéation tardive L_2 parallèle aux petits plis tardifs dans toute la zone où ils sont abondants. Elle est très visible, beaucoup plus que la linéation précoce (non pas que S_0 et S_1 , subparallèles, ne donnent pas de linéation d'intersection, mais l'absence générale, dans ces zones, de faciès finement alternés rend cette linéation souvent mal visible). La linéation tardive est encore bien visible en dessous du front de schistosité tardive (cf. paragraphe 522-2), à la base de la série de Jujols. Plus haut dans la série, elle devient très discrète et occasionnelle.

L'aspect de cette linéation varie. Dans la série de Canaveilles, lorsque les faciès sont pélitiques, il s'agit d'une linéation de crénulation qui microplisse les surfaces de schistosité S_1 (à l'échelle millimétrique) ; ces surfaces montrent alors un éclat brillant argenté tout-à-fait remarquable (environs d'Olette en particulier) ; cet aspect se généralise au bas de la couverture. Plus haut, vers la limite série de Canaveilles - série de Jujols, les surfaces S_1 ne sont pas déformées à l'échelle macroscopique, et la linéation L_2 est plus fine ; les surfaces S_1 sont encore luisantes, mais généralement sombres. Enfin, au-dessus du front de schistosité tardive la linéation L_2 s'estompe, tandis que les surfaces S_1 deviennent irrégulières, sombres et mates et que la linéation L_1 y est bien visible. L'aspect de la linéation et l'aspect des surfaces de schistosité S_1 sont donc nettement liés.

L'étude détaillée de l'orientation de cette linéation tardive n'a pas été faite systématiquement ; mais dans la zone des plis tardifs, cependant, la linéation est parallèle aux plis tardifs. Il semble que l'on puisse généraliser et affirmer qu'il s'agit de la même génération de microstructures.

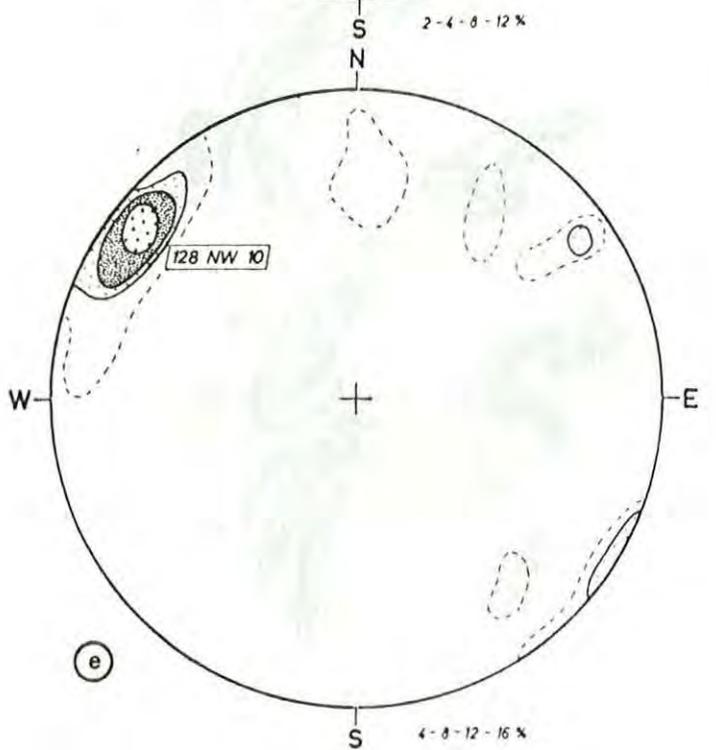
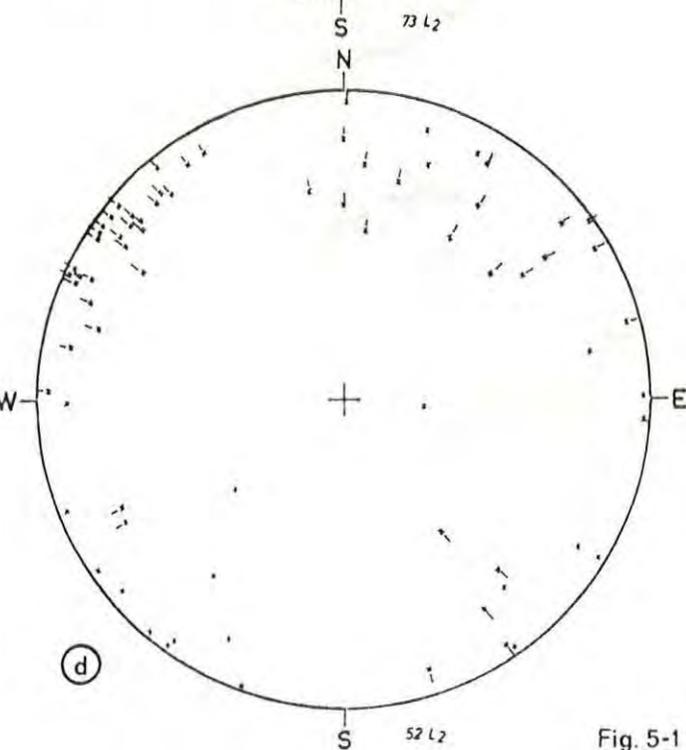
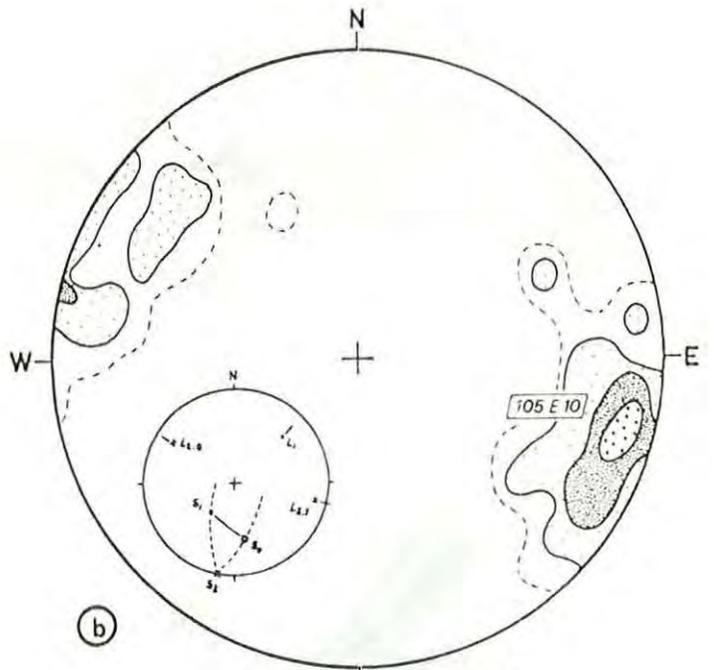
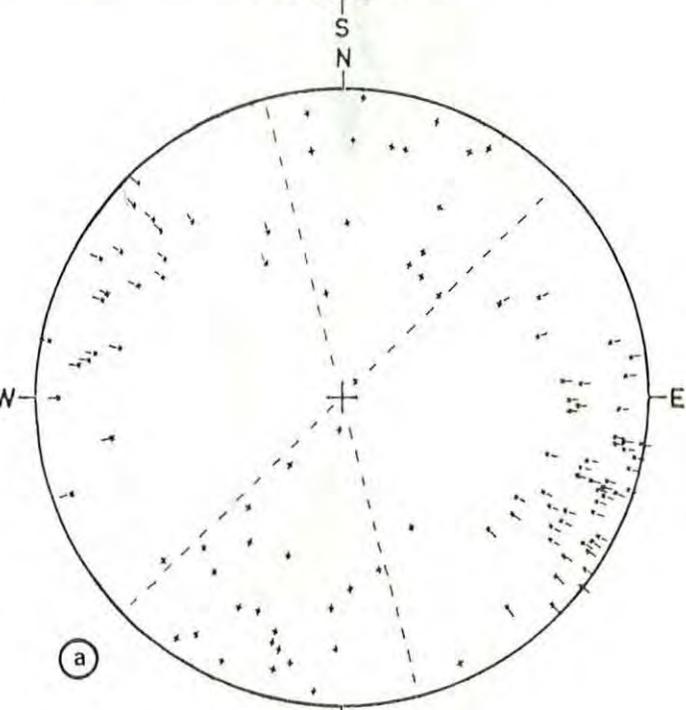
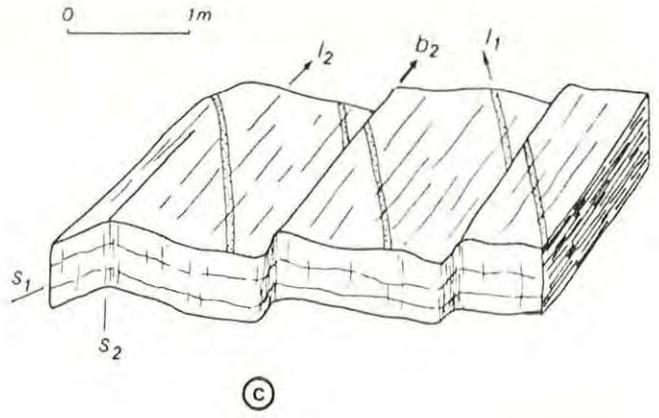
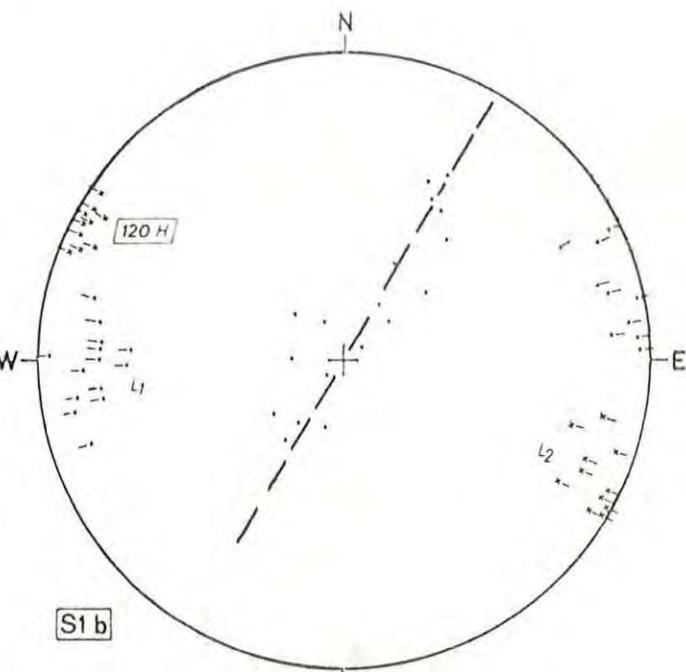
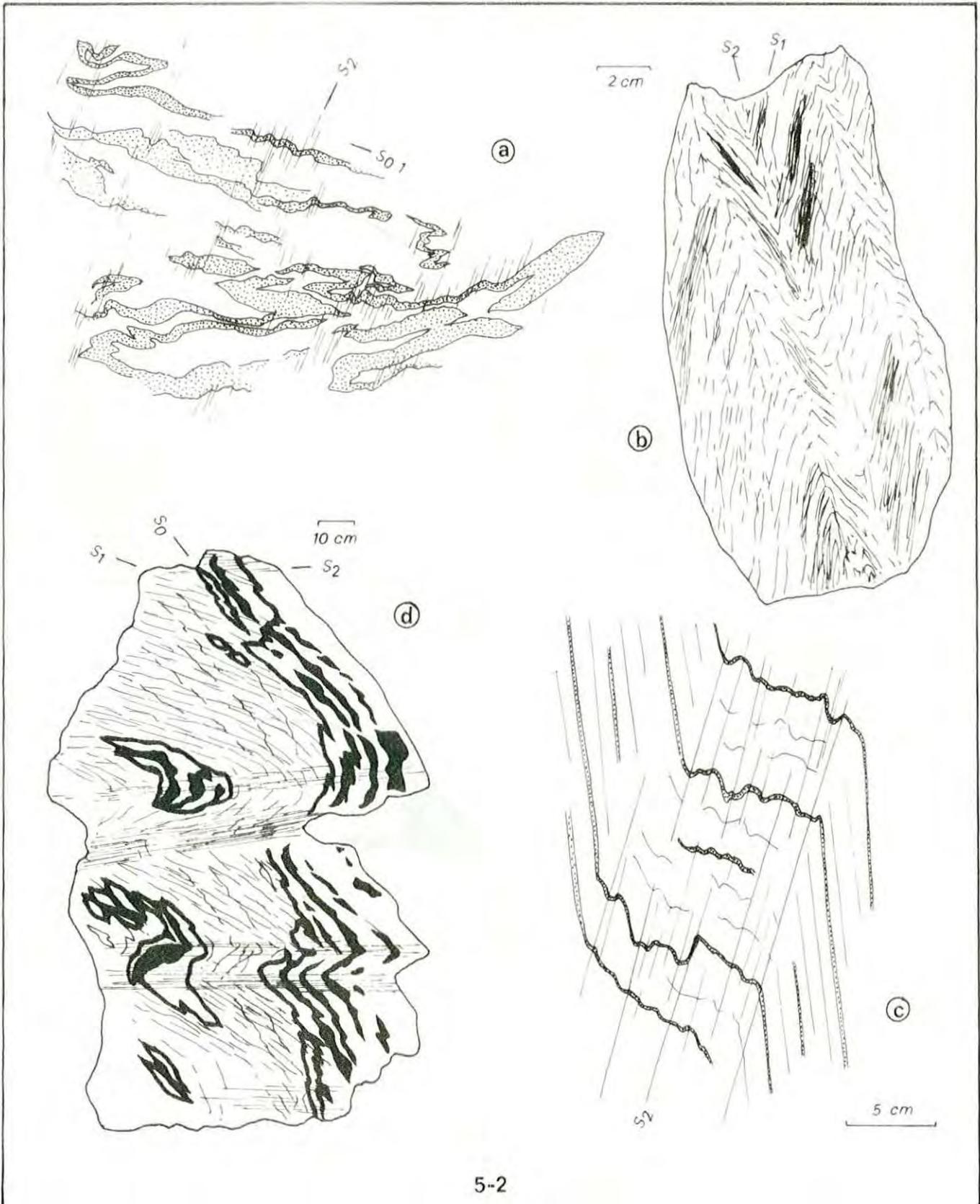


Fig. 5-1

Fig. 5-2. Exemples de microstructures tardives. a) Replis isoclinaux précoces déformés par le strain slip (série de Canaveilles). b) Plis en chevrons dans un schiste très pélitique. c) Plis tardifs à schistosité localisée sur les flancs courts. d) Plis tardifs dans des schistes troués (niveau calcschisteux à Thuir d'Évol).



522-2. La schistosité tardive S₂.

Une schistosité tardive, généralement redressée, et parallèle aux plans axiaux des plis tardifs, s'observe de façon assez fréquente en dessous d'une limite constituant le "front de schistosité tardive" (dans les faciès pélimitiques) qui se situe à peu près au tiers inférieur de la série de Jujols (dans la vallée d'Evol). Sur le terrain, cette schistosité n'est vraiment visible que dans les zones de plis tardifs ; plus bas, dans la série de Canaveilles, elle tend à se généraliser. Dans tous les cas, les plans S₂ sont espacés, et ne constituent jamais le débit principal de la roche qui reste toujours S₁.

Au microscope, on constate que les déformations postschisteuses sont très générales en dessous du front de schistosité tardive. Dans les zones superficielles, il ne s'agit que d'une simple flexuration de la schistosité S₁, perceptible seulement quand cette dernière est bien développée ; sur l'échantillon est alors visible une linéation extrêmement fine ; ce n'est qu'à la faveur des charnières des rares plis tardifs qu'une véritable schistosité se développe. Au-dessous du front de schistosité tardive, au contraire, il s'agit d'un véritable strain-slip secondaire affectant la schistosité S₁ : les plans de schistosité prennent naissance par dégénérescence d'un des flancs des microflexures en plan de glissement ; la linéation macroscopique correspondante est alors bien visible.

52-3. Conclusion.

Les microstructures tardives ne sont bien développées que dans la série de Canaveilles et la base de la série de Jujols. Dans le paragraphe 62-2, il sera montré que ce domaine correspond assez exactement au domaine où la schistosité précoce est une schistosité de flux. Il faut voir dans cette corrélation une relation de cause à effet : les microstructures tardives n'apparaissent que lorsque la roche possède une structure planaire très poussée due à la schistosité de flux.

En conséquence, la majeure partie de la série de Jujols est exempte de déformations tardives à l'échelle de l'affleurement : c'est une circonstance favorable à l'étude des structures précoces.

5-3. LES MÉGASTRUCTURES TARDIVES

On peut admettre, en première approximation, que la schistosité précoce S₁ est née proche de l'horizontale et plane, c'est-à-dire partout parallèle à elle-même. Son orientation actuelle, très variable, résulte donc d'une phase de plissement postschisteux qui la déforme. Dans le paragraphe précédent, le plissement tardif à petite échelle a été décrit ; il sera question ici de structures beaucoup plus grandes, d'amplitude kilométrique généralement. Ces structures, par leurs dimensions même, ne sont pas caractérisables directement sur le terrain, et il faut avoir recours à l'analyse microtectonique pour déterminer leur géométrie.

Fig. 5-3, 5-4 et 5-5. Etude analytique des mégastructures tardives.

L'étude de la dispersion de la schistosité précoce S_1 permet d'estimer, en chaque endroit, l'orientation du plissement postschisteux responsable de cette dispersion.

53-1. Détermination de la direction des structures postschisteuses (fig. 5-3, 5-4 et 5-5).

Après le plissement postschisteux, la stratification a subi au moins deux épisodes de plissement : sa géométrie est donc fort complexe. En revanche, la schistosité S_1 n'a été déformée qu'une seule fois, et c'est cette déformation unique qui permet le mieux de caractériser les mouvements postschisteux.

Dans ce but, 1246 mesures de schistosité effectuées sur le flanc sud du Synclinal ont été reportées sur 7 stéréogrammes correspondant à 7 secteurs découpés de telle sorte que les diagrammes correspondants aient un maximum d'homogénéité. Ces secteurs sont numérotés de S1 à S6, auxquels s'ajoute le secteur correspondant aux diagrammes 42 à 45 (cf. fig. 5-3). Enfin, les 81 mesures de schistosité effectuées dans la région de Conat (flanc Nord) sont reportées sur le diagramme S7.

531-1. Etude des stéréogrammes.

Dans tous les cas où la dispersion des points représentatifs de la schistosité est suffisante, ils se répartissent visiblement sur des portions de grands cercles de la projection : c'est le signe d'un plissement cylindrique, avec une assez bonne approximation (1).

. diagramme S1a. C'est une portion du diagramme S1 destinée à montrer la géométrie, au niveau de la schistosité, du grand anticlinal tardif de l'ouest d'Evol, bien visible sur la carte géologique parce que souligné par le tracé du niveau microconglomératique d'Evol (2). Cet anticlinal est déversé vers le nord (cf. coupe de la fig. 7-21d) ; son flanc normal (pendages N de S_1) indique un axe postschisteux 114 W 11, tandis que le flanc inverse (pendage S de S_1) indique un axe 89 W 18.

. diagramme S1. Il montre que le résultat local du diagramme S1a est valable pour tout le quart SW du terrain : les zones à pendage N de S_1 sont déformées par un axe 118 W 08 et les zones à pendage S par un axe impossible à déterminer de façon précise mais qui serait voisin de E-W. La valeur la plus fréquente de l'orientation de S_1 est 115 N 30, très proche de celle indiquée par G. GUITARD (1970, p. 234) pour l'ensemble de la couverture N de la Carança : 110 N 40.

(1) si le plissement de S_1 est cylindrique, il ne peut donc pas en être de même pour celui de S_0 , qui est déformée de façon plus complexe, impossible d'ailleurs de mettre en évidence à cause des déformations précoces, elles-mêmes complexes.

(2) notons déjà qu'il s'agit de la seule mégastructure visible sur la carte ...

localisation des diagrammes
S1 à S6

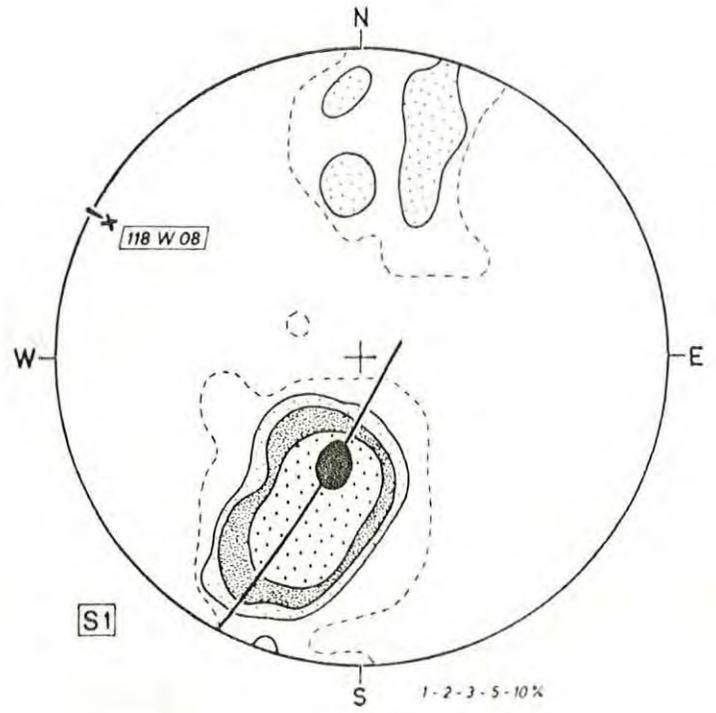
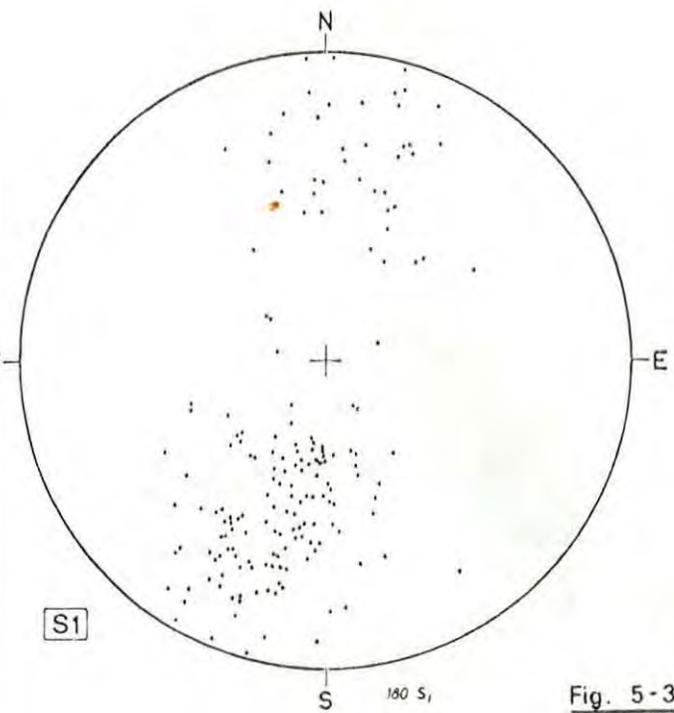
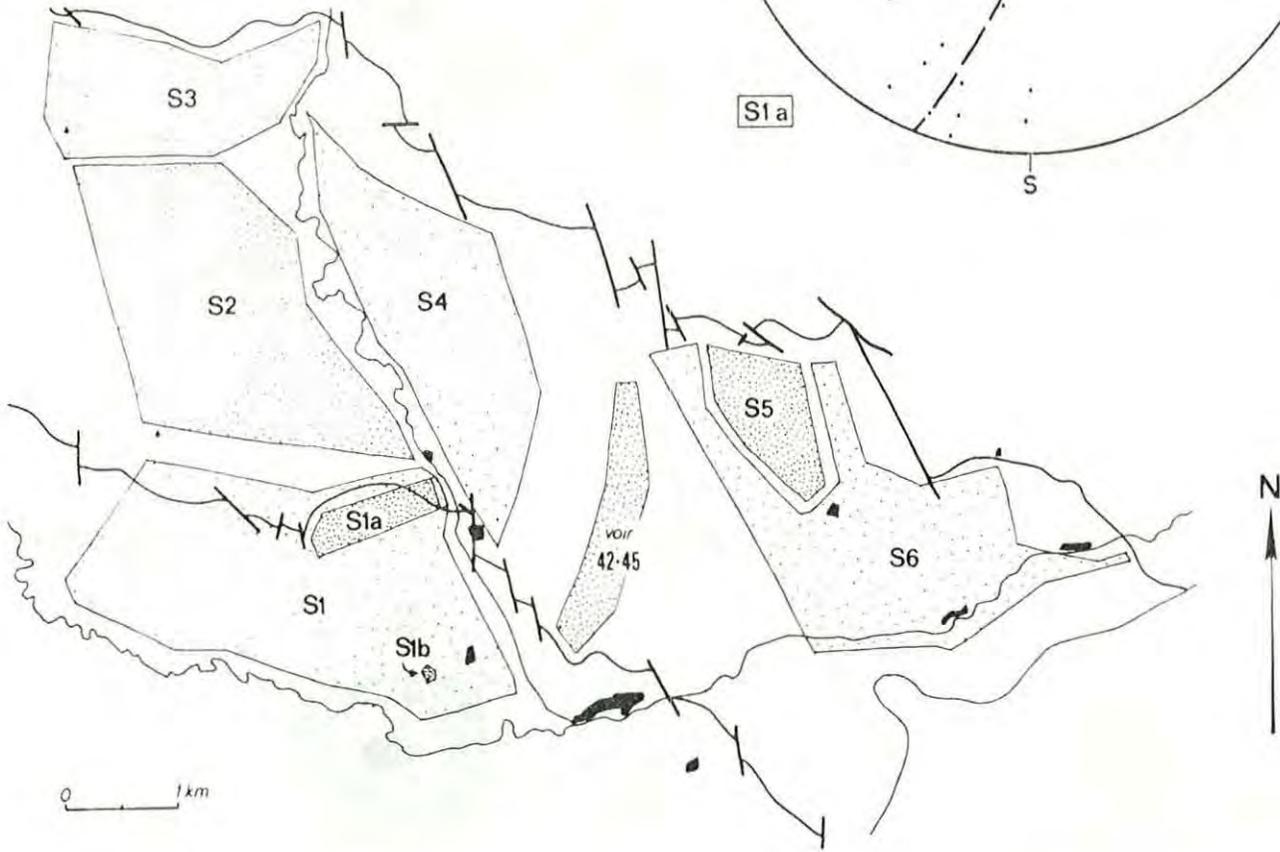
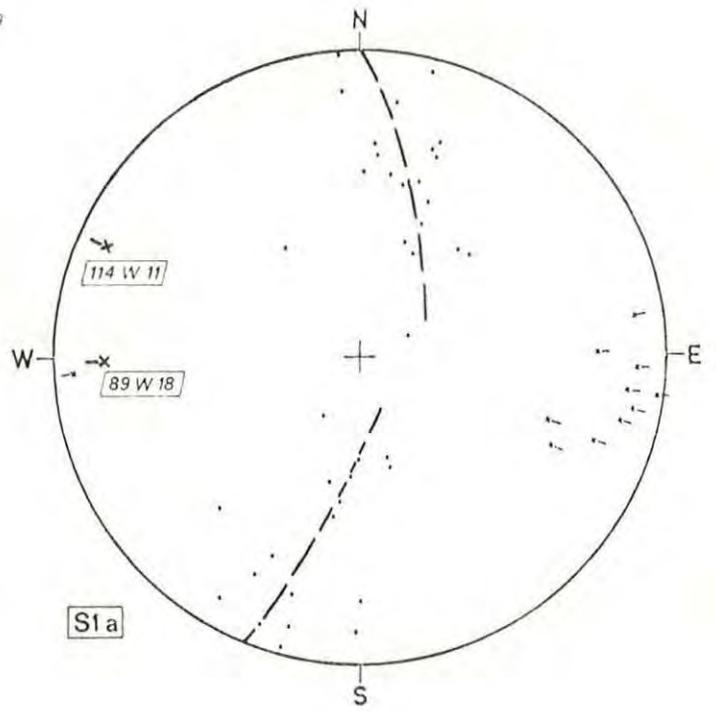


Fig. 5-3

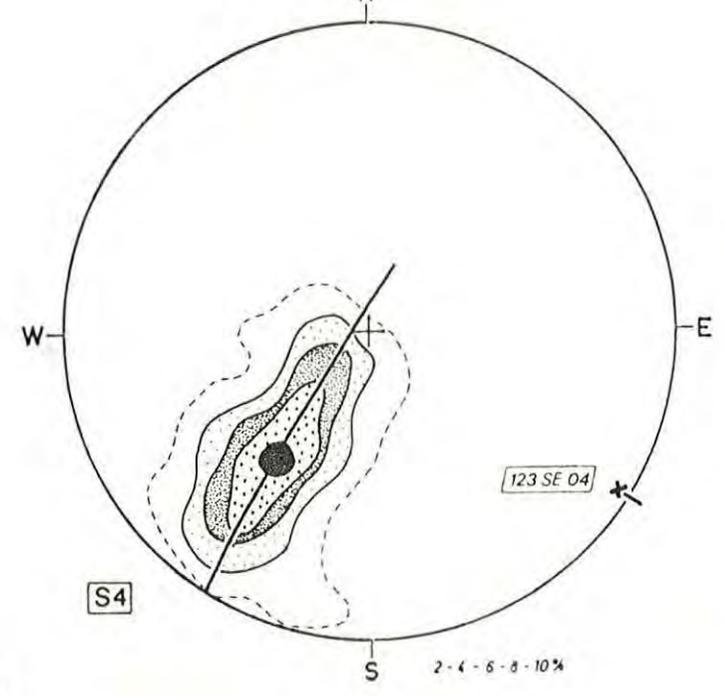
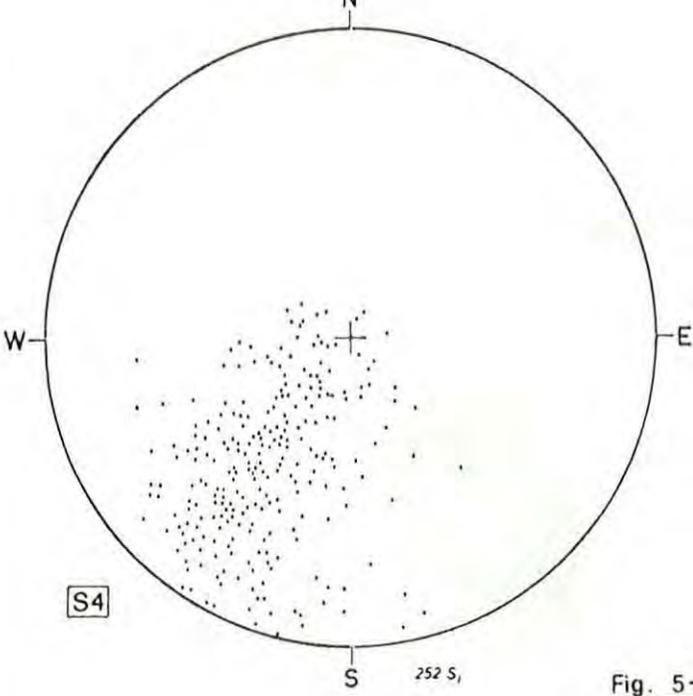
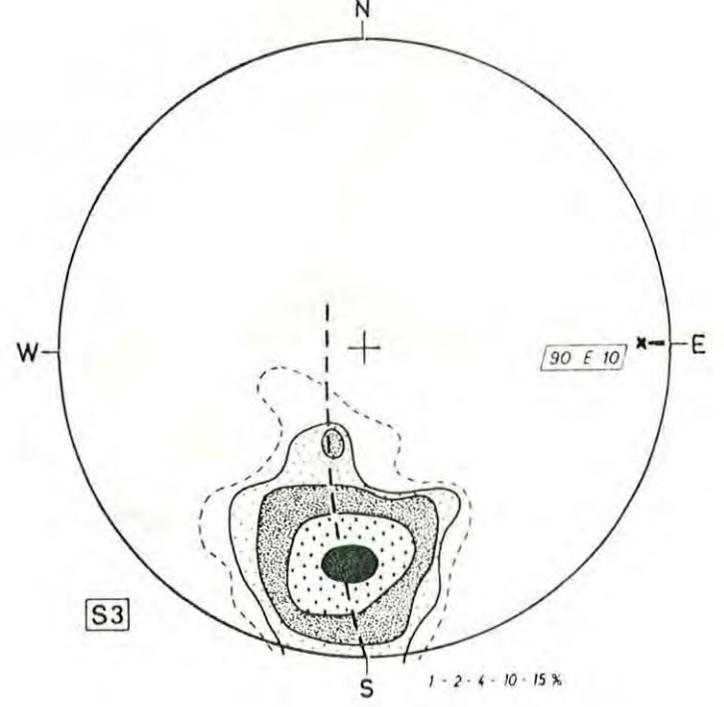
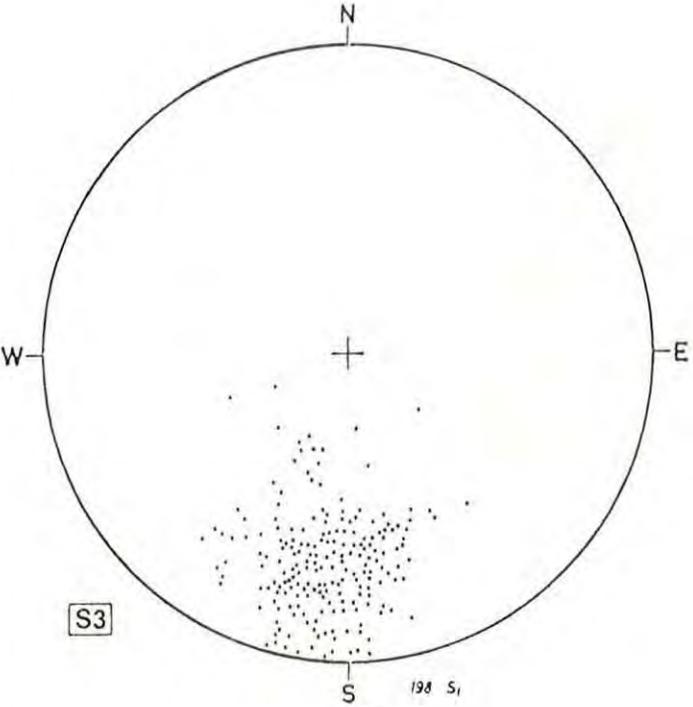
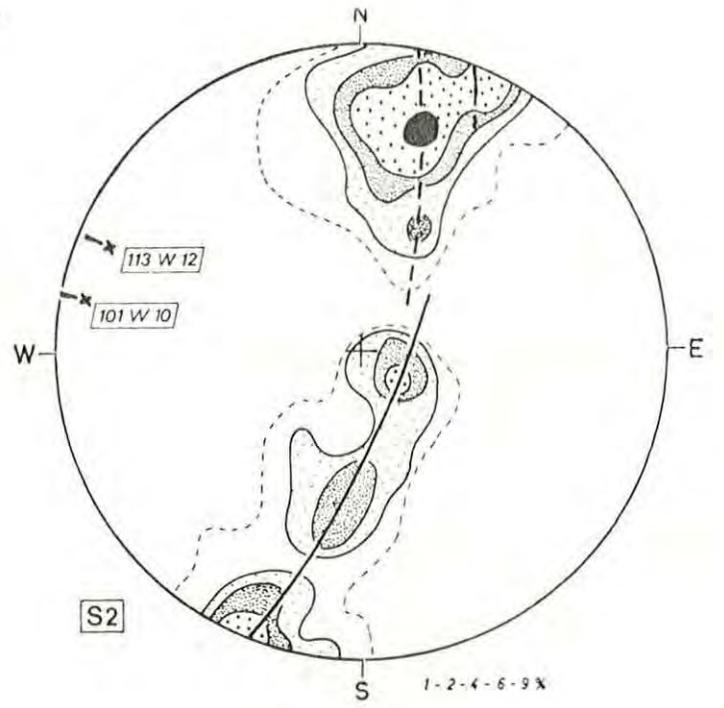
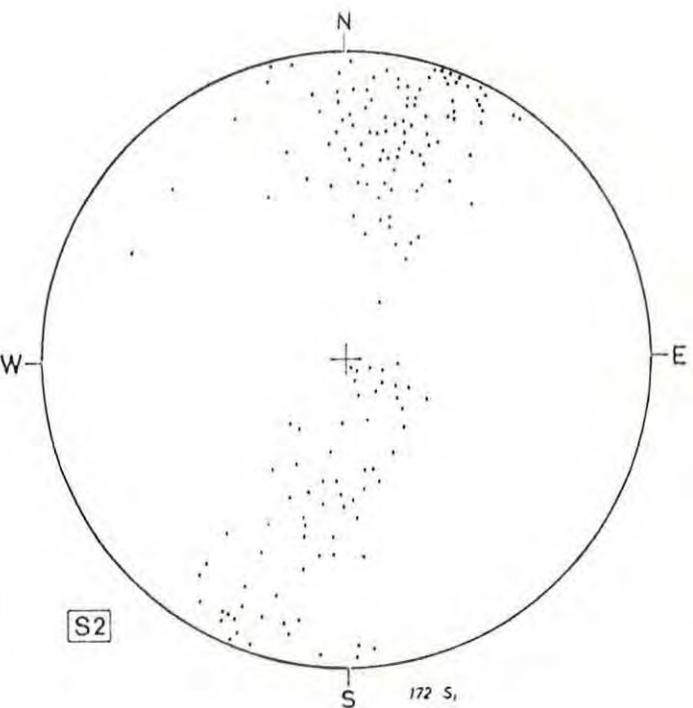


Fig. 5-4

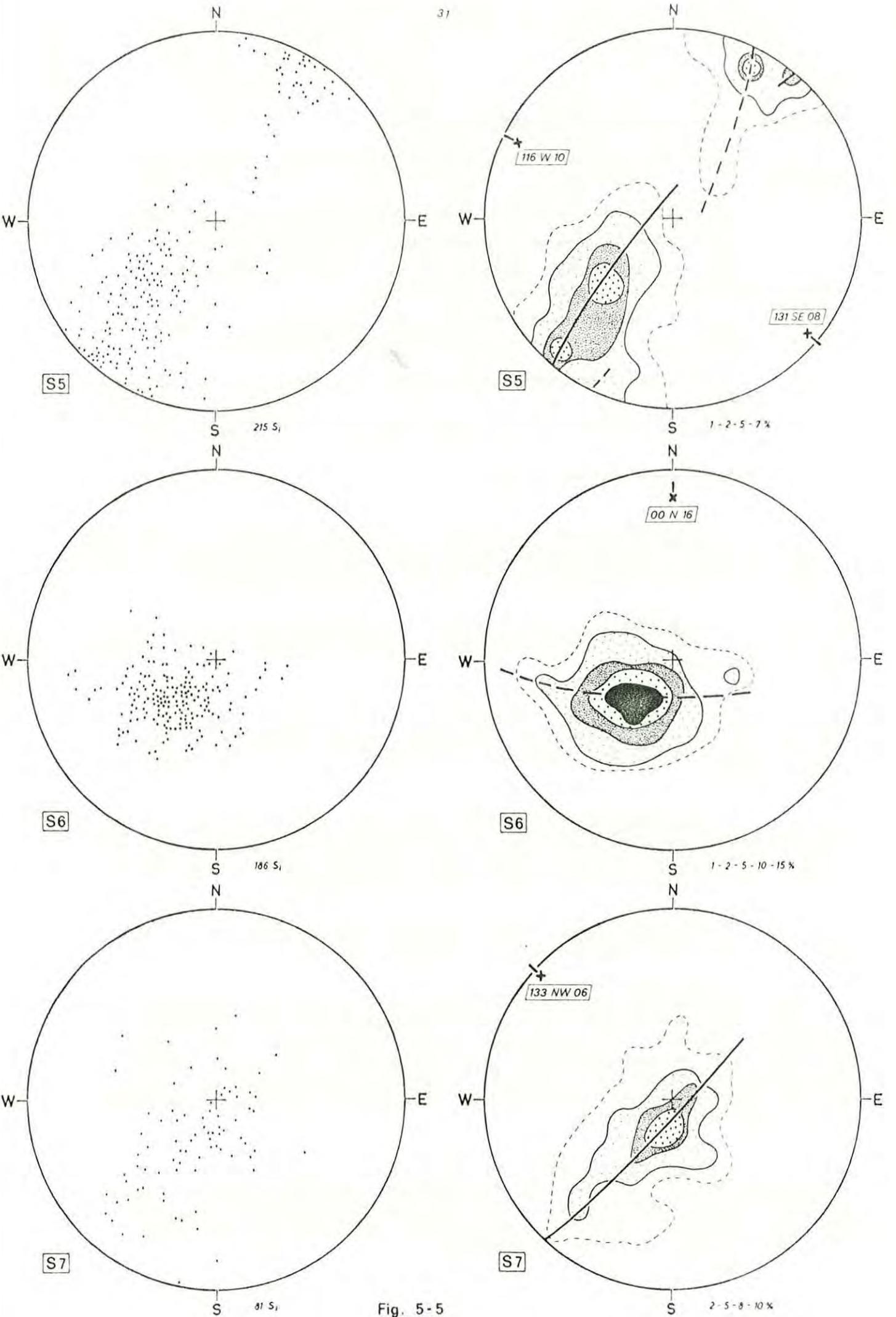


Fig. 5-5

Fig. 5-6. Carte structurale des phases tardives.

- . en tireté double : limite supérieure de la zone de petits plis tardifs.
- . en pointillés : zones où la schistosité précoce est renversée.
- . les signes de pendages se rapportent à la schistosité précoce.
- . les failles sont au trait gras ; en tiretés plus fins sont figurées les flexures de la vallée d'Evol et de la Têt.
- . sur le diagramme des directions postschisteuses, les flèches ombrées se rapportent aux zones où la schistosité est renversée.

Les repères lithostratigraphiques sont les mêmes que sur les cartes 7-19 et 7-20.

L'analyse détaillée de cette carte est faite au paragraphe 53-2.

. diagramme S2. Il se rapporte à la partie moyenne de la série de Jujols, et fournit des axes postschisteux très proches des précédents : 113 W 12 pour les zones à pendage N, 101 W 10 pour les zones à pendage S.

. diagramme S3. Un très faible plissement postschisteux d'axe 90 E 10 affecte le sommet de la série de Jujols ; le plan moyen de schistosité est, dans cette zone, 93 N 60.

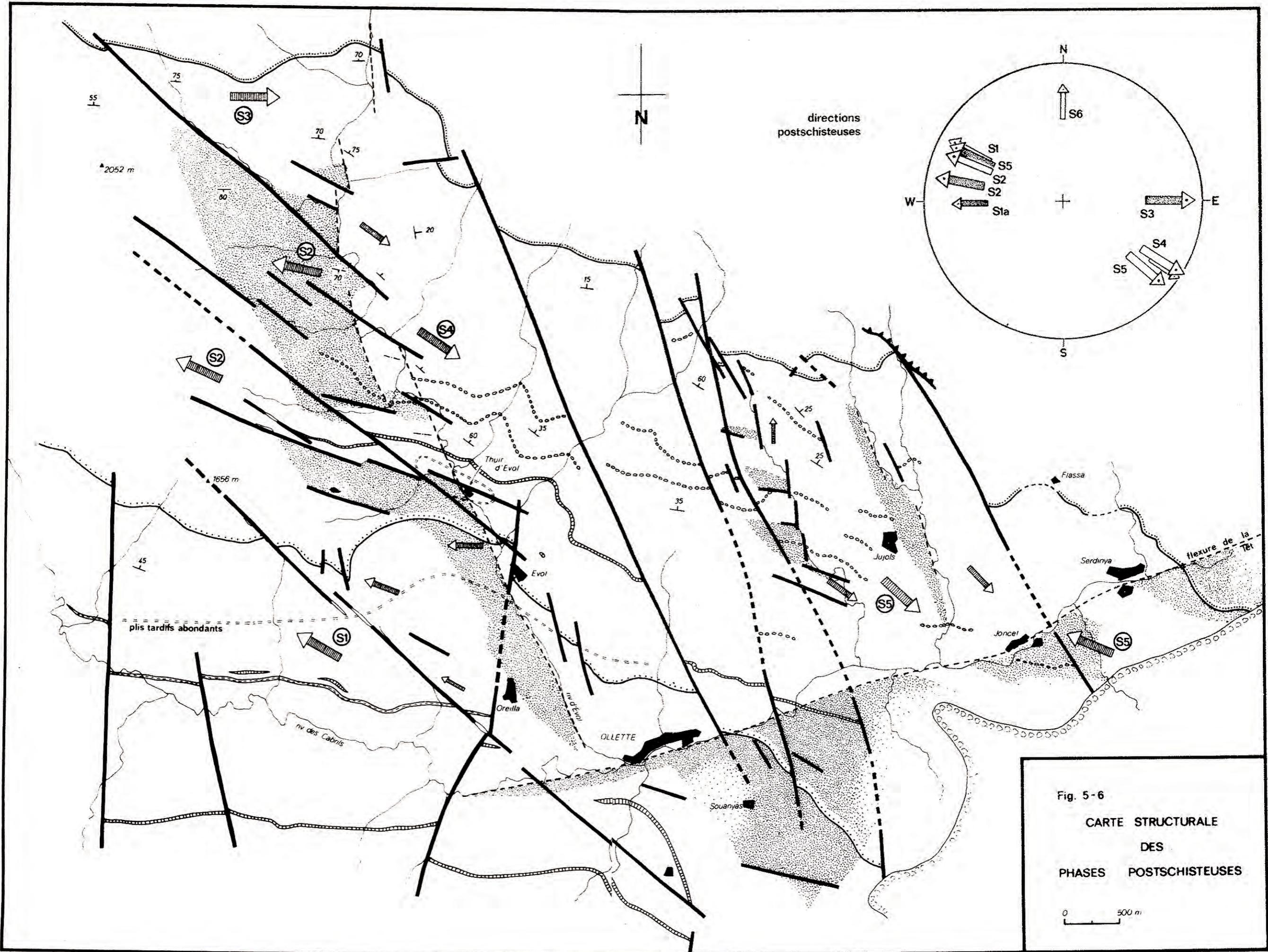
. diagramme S4. La schistosité S_1 montre partout un pendage N, fort près du fond de la vallée ($> 40^\circ$), plus faible sur les crêtes avoisinantes ($< 40^\circ$). Le plissement postschisteux, d'axe 123 SE 04, n'est bien marqué que dans la vallée.

. diagrammes 42-45 (cf. fig. 7-8). Cette région ne porte pas trace d'un plissement postschisteux notable ; la schistosité est toujours voisine d'une valeur moyenne 100 N 33. (cette valeur n'est compatible qu'avec un axe postschisteux virtuel voisin de N 90 - N 110 subhorizontal).

. diagramme S5. Les zones à pendage N de S_1 fournissent un axe tardif 131 SE 08, et les zones à pendage S un axe 116 W 10.

. diagramme S6. Les schistosités S_1 de ce secteur s'intègrent parfaitement sur le grand cercle 131 SE 08 du diagramme S5, mais les mesures y étant plus nombreuses, et le plissement tardif presque nul, il était intéressant d'en faire un diagramme séparé ; et cela d'autant plus qu'il apparaît un léger plissement très tardif, pas très cylindrique, autour d'un axe voisin de N-S, plissement à mettre en relation avec l'existence de failles subméridiennes qui affectent le secteur.

. diagramme S7 (flanc N du Synclinal). La schistosité est faiblement pentée vers le N (10 à 20°) et est légèrement déformée par un axe tardif 133 NW 06. Ce pendage N indique que le Synclinal de Villefranche n'est pas un synclinal, même tardif : c'est plutôt un monoclinale séparé en deux compartiments par la faille de Mérens-Villefranche.



531-2. Analyse des résultats précédents.

Bien que variable de E-W à NW-SE, il n'existe en chaque endroit qu'un seul axe tardif responsable du plissement en grand de la schistosité. Cet axe tardif coïncide avec l'une des deux directions tardives majeures, WNW-ESE, évoquées au début de ce chapitre ; l'autre direction, NE-SW est inexistante dans la région étudiée.

L'axe tardif est toujours plus proche de la direction E-W dans les zones à pendage N de S_1 que dans les zones à pendage S ; la différence peut être faible (10 à 20°), mais elle est parfaitement nette et constante.

Relativement à la direction du plissement tardif, la région étudiée peut être divisée en deux domaines, chaque domaine lui-même subdivisible en deux zones :

- . domaine occidental, à l'ouest de la rivière d'Evol :
 - zone Ouest où S_1 est à pendage N : direction tardive 110
 - zone Est où S_1 est à pendage S : direction tardive 90 à 100 (le haut de la vallée d'Evol, bien que S_1 y ait un pendage nord, fait partie, semble-t-il, de cette zone puisque la direction tardive y est E-W).
- . domaine oriental, à l'est de la rivière d'Evol :
 - zones où S_1 est à pendage N : direction tardive 125-130 (environ N 100 sur la crête au nord d'Olette).
 - zones où S_1 est à pendage S : direction tardive 115.

53-2. Géométrie des structures postschisteuses.

532-1. D'après les stéréogrammes.

Si l'on s'en tient aux stéréogrammes, l'image qui se dégage est la suivante. La schistosité précoce S_1 est ployée par de grands plis tardifs, avec flancs normaux à pendage N et flancs inverses à pendage S (l'observation confirme que l'on passe toujours des pendages N aux pendages S par l'intermédiaire de pendages verticaux : les zones à pendage S sont effectivement renversées). Ces plis ont un plan axial penté vers le Sud, mais faiblement (sur les diagrammes, il se place sur la portion de grand cercle dépourvue de pôles de schistosité). Leur charnière est aiguë car les schistosités à pendage sub-vertical sont rares (il y a toujours un minimum sur les diagrammes pour ces valeurs). Enfin, ces plis sont un peu particuliers en ce sens que, si les flancs sont effectivement plissés de façon cylindrique, l'axe tardif change d'un flanc à l'autre.

532-2. D'après les données cartographiques.

Aux données précédentes, il faut ajouter les indications fournies par la carte structurale des déformations tardives (fig. 5-6). Il apparaît alors que la géométrie des mégastructures tardives est beaucoup plus complexe. Il faut en particulier tenir compte du fait que les zones à pendage S de S_1 - les flancs inverses des plis décrits ci-dessus - ont une extension MNW-SSE très marquée, alors qu'une extension WNW-ESE serait beaucoup plus conforme à la direction du plissement. Dans le détail, les secteurs où S_1 est à pendage S ont des limites de plusieurs types :

Des failles et flexures WNW-ESE verticales, entraînant des variations brusques du pendage, et bien visibles dans la vallée d'Evol et le ravin de Bourguère. On peut les considérer comme des failles directionnelles (?); elles sont étroitement associées aux zones à pendage S de S_1 .

Les limites NNW-SSE des zones où S_1 est à pendage S sont peut-être de deux types : elles sont bien visibles dans la vallée d'Evol :

- la limite orientale du grand couloir à schistosité renversée est une flexure qui fait passer des schistosités renversées de direction 100 (secteur S2) aux schistosités normales de direction 125 (secteur S4) : le flanc inverse visible en rive droite de la rivière disparaît donc axialement en rive gauche.

- la limite occidentale de ce couloir court à mi-pente sur le versant occidental de la vallée : il peut s'agir d'une flexure du même type, mais peut être aussi de la trace du plan axial des mégastructures, plan axial à léger pendage S conformément aux indications des diagrammes. Cependant, le fait que la direction tardive change au passage de cette limite (100 à l'est, 115 à l'ouest) indique que ce plan axial joue un rôle assez complexe.

Un dispositif comparable est perceptible pour les deux autres couloirs WNW-ESE à schistosité renversée (à l'ouest et à l'est de Jujols).

Une flexure ENE-WSW, comparable à la flexure qui suit la rivière d'Evol, fait passer des schistosités à pendage N au nord de la Têt aux schistosités à pendage S au Sud.

La répartition des zones à schistosité précoce renversée est donc remarquable en ce qu'elle est commandée, non pas par les directions tardives elles-mêmes, mais par un jeu de flexures NNW-SSE et ENE-WSW. On peut donc se demander si les zones à schistosité renversée constituent bien réellement les flancs inverses de mégaplis tardifs, ou bien s'il ne s'agit pas plutôt de couloirs où le plissement postschisteux a été beaucoup plus intense, conduisant au renversement général de la schistosité. Le fait que la direction de plissement soit différente sur les deux flancs de ces mégaplis éventuels, et aussi le curieux découpage, bien visible dans la vallée d'Evol, de leur plan axial par les failles WNW-ESE, alors que ces failles ne paraissent pas avoir de rejet notable, font plutôt pencher pour la seconde des hypothèses. Un autre argument va dans le même sens : s'il s'agit effectivement de mégaplis, ils disparaissent axialement très rapidement puisque, par exemple, on n'observe pas de schistosité renversée tout-à-fait à l'ouest de la carte ; on voit mal alors comment cette allure non cylindrique serait compatible avec le cylindrisme parfait du plissement au niveau de chaque flanc. D'un autre côté toutefois, on constate que les pendages de S_1 sont toujours plus faibles sur les crêtes que dans les vallées, ce qui indique que les plans axiaux liés aux structures tardives sont parallèles à la pente moyenne, c'est-à-dire qu'ils ont un pendage sud faible.

532-3. Rôle morphologique des mégastructures tardives.

La relation entre les couloirs à schistosité renversée et la morphologie est étroite : les flexures formant la limite orientale des couloirs NNW-SSE déterminent le cours de la rivière d'Evol et des ravins de Bourguère et de Lavall

de même la grande flexure ENE-WSW détermine le cours de la Têt (1) et du bas du ravin des Cabrils. Enfin, les failles WNW-ESE sont jalonnées par de petits ravins secondaires. En revanche, les limites orientales des couloirs NNW-SSE ne sont absolument pas marquées dans la topographie, ce qui pourrait suggérer qu'il s'agit bien de la simple trace du plan axial de mégaplis et non pas de flexures.

53-3. Conclusion.

A l'échelle de la carte, les déformations tardives se traduisent par l'existence de couloirs, orientés NNW-SSE où la schistosité précoce est renversée, couloirs constituant peut-être les flancs inverses de mégaplis orientés en moyenne WNW-ESE, à plan axial faiblement penté vers le Sud, et déversés vers le nord. Ces structures sont responsables, par ailleurs, des traits principaux de la morphologie actuelle.

5-4. RELATION ENTRE MICROSTRUCTURES ET MÉGASTRUCTURES TARDIVES

Il s'agit d'établir si les petits plis tardifs décrits dans le paragraphe 5-2 sont des microstructures associées aux mégastructures décrites ci-dessus.

Il n'existe pas, généralement, de structures de taille intermédiaire ; les seules structures tardives pluridécamétriques existant sur le flanc Sud du Synclinal sont visibles au nord-ouest de Thuir d'Evol : il s'agit de replis assez ouverts à plan axial très faiblement penté vers le Sud ; ce dernier caractère les rapproche des mégastructures, alors que les petits plis ont un plan axial généralement très redressé. Microstructures et mégastructures n'ont donc pas la même allure.

Pour ce qui est de la direction, petits plis et mégastructures sont généralement comparables. Les directions tardives sont respectivement 133 NW 06 et 128 NW 10 dans la région de Conat (mais comme les petits plis tardifs sont assez grands dans ce secteur, il est possible que l'on évalue deux fois la même chose) ; 131 SE 08 et 140 H dans la région de Jujols.

Dans la vallée d'Evol toutefois, les petits plis tardifs (mesurés essentiellement dans les zones où S_1 est à pendage N) sont en moyenne 105 E 10, tandis que les grands plis sont 112 W 06 de même que les plis décamétriques au NW de Thuir d'Evol. De plus les petits plis présentent une dispersion notable ; dans le paragraphe 521-2, deux hypothèses ont été invoquées pour en rendre compte ; sachant de plus que petits plis et grands plis ne sont pas homoaxiaux, une troisième hypothèse peut être avancée, qui fait intervenir deux phases tardives. Quand on examine le diagramme 5-1b, il apparaît que les petits plis tardifs se répartissent bien sur un petit cercle - une surface conique donc - d'axe 114 W 08. Cette direction est pratiquement celle des grands plis. S'il en est

(1) jusque dans le Caradoc et peut-être le Dévonien au-delà de Serdinya : cette flexure explique sans doute pourquoi la Têt franchit le Paléozoïque supérieur par une cluse étroite, au lieu de passer un peu plus au sud, dans les terrains tendres du Paléozoïque inférieur et du Pliocène.

bien ainsi, les petits plis correspondraient à une première phase tardive, et ces plis seraient ensuite dispersés par une deuxième phase dont la direction fait un angle de 20° environ avec la première.

Cette deuxième phase tardive, responsable de mégastructures déversées vers le nord, n'affecterait pas la base de la couverture ni le socle de la Carança. En effet, G. GUITARD (1970) trouve une bonne concordance entre les petits plis tardifs (120 E 12, valeur qui, sur le diagramme 5-2b, est proche du maximum) et l'axe de mégaanticlinal de la Carança déduit des orientations de la schistosité S_1 (114 E 07) ; de plus, les petits axes tardifs ne se répartissent pas sur un petit cercle. Enfin, alors que la répartition sur un grand cercle des linéations précoces dans les zones profondes (G. GUITARD, 1970, p. 235) indique pour les plis de la première phase un style semblable, la dispersion sur un petit cercle des petits plis tardifs suggérerait plutôt, pour les mégaplis de la deuxième phase tardive, un style concentrique.

Les données analytiques relatives aux structures tardives suggèrent donc l'existence de deux phases tardives distinctes :

- une première phase tardive, responsable des microstructures : plis métriques, schistosité, linéation, et aussi de la mégastructure que constitue l'anticlinal de la Carança. Les plans axiaux associés à cette phase sont très redressés, et les plis ont un plongement est et une direction WNW-ESE. Cette phase est faiblement marquée au-dessus de la série de Canaveilles.

- une deuxième phase tardive, responsable de la formation de grands plis dissymétriques, déversés vers le nord, à plan axial faiblement penté vers le sud. La direction est encore WNW-ESE, mais le plongement se fait vers l'ouest. Cette phase n'est bien développée que dans la série de Jujols (et, peut-être, dans le Paléozoïque supérieur ?).

Enfin, une ultime déformation est probablement responsable de la torsion générale des structures, en particulier au niveau de la flexure de la rivière d'Evol : les directions tardives sont E-W à WNW-ESE à l'ouest de la rivière, WNW-ESE à NW-SE à l'est. Le fait que les deux phases tardives (et sans doute les phases précoces) montrent un changement identique dans l'orientation de leurs structures, indique en effet qu'il ne s'agit pas d'une orientation variant d'est en ouest pendant les déformations, mais bien plutôt d'une torsion postérieure. Cette torsion constitue donc le rejeu d'une direction structurale plus ancienne.

5-5. LE CHAMP DE FAILLES DE LA SÉRIE DE JUJOLS

Dans le paragraphe précédent, ce sujet a déjà été effleuré puisque les plis postschisteux sont liés à des flexures et à des failles. D'autres failles affectent la région et il convient d'en faire l'étude. Plusieurs directions apparaissent (1) :

(1) la direction des failles est indiquée par rapport au N géographique, alors que, rappelons le, les directions d'axes de schistosité ... sont données par rapport au N magnétique, et ainsi majorées de 5° environ.

55-1. Direction WNW-ESE.

Ces failles semblent assez nettement liées aux flancs inverses des plis tardifs, et on peut les considérer comme directionnelles(?). Leur direction varie de 105 à 120 (valeurs les plus fréquentes: 110-115) ; leur rejet semble nul (rappelons que c'est la direction de la faille de Merens Villefranche dans la région, sans pour autant affirmer qu'elle appartient à la même famille).

55-2. Direction NW-SE.

Ce sont les grandes failles qui affectent la région occidentale de la vallée d'Evol (faille de Llabanère, du Cortal del Poussou, de Lloumet-Cogoullo-Marians). Leur direction est 125-135. Elles n'ont pas de relations évidentes avec le plissement post-schisteux et pourraient être postérieures. Leur rejet est faible mais cartographiable, et de sens variable ; elles sont généralement bien marquées dans la morphologie. Enfin, elles sont jalonnées par les seuls gros filons de quartz existant dans la série de Jujols. Remarquons que le filon de quartz à "auréole métamorphique" décrit au paragraphe 5-6 présente une orientation comparable N 125.

55-3. Direction NNW-SSE.

Les flexures liées au plissement postschisteux mises à part, c'est aussi la direction des failles majeures de la série de Jujols qui décalent tous les niveaux repères (conglomérats du Caradoc, calcaire d'Evol, microconglomérat d'Evol) de façon dextre sur la carte. L'établissement de l'âge de ces failles soulève quelques difficultés : elles paraissent antérieures à la flexure de la vallée de la Têt ; d'autre part, elles ne se marquent absolument pas dans la morphologie parce qu'elles n'entraînent pas de changement de pendage de la schistosité S_1 ; ces observations laissent à penser qu'elles sont antérieures à la phase postschisteuse responsable de la formation des mégastructures tardives (1). Comme par ailleurs, il se pourrait qu'elles décalent le front de schistosité tardive et la limite supérieure de la zone des petits plis tardifs abondants, elles seraient postérieures à la phase postschisteuse responsable de la formation des microstructures tardives. Dans ce cas, elles pourraient appartenir à la même famille que celles décrites en 55-4. Enfin, dernière hypothèse mais difficile à prouver, elles pourraient être antéschisteuses.

55-4. Direction N-S à NNE-SSW.

Les failles de cette direction affectent la base de la série de Jujols et la série de Canaveilles ; elles jouent généralement de la même façon que les précédentes et sont postérieures au métamorphisme puisqu'elles décalent les isogrades (cf. carte au 1/80 000, au Sud de Canaveilles, et carte jointe : au sud-est de Souanyas, des micaschistes à biotite, donc très basaux, voisinent avec

(1) auquel cas elles sont plissées par elle, et leur trace n'est pas aussi simple qu'il paraît sur la carte ; mais faute de niveaux repères nombreux, encore une fois, il est difficile de repérer leur tracé exact ; de plus, elles sont antérieures aux mouvements qui font que, généralement, le Dévonien vient en contact anormal sur le Paléozoïque inférieur ; c'est bien visible au NE de Jujols : la grande faille NNW-SSE disparaît sous le Dévonien. Dans ce cas, ce contact anormal serait très tardif, ce qui confirme les observations de J.C. VIDAL (1968) et B. DALMAYRAC (1967).

des schistes de Jujols très peu métamorphiques). S'agit-il des mêmes failles que ci-dessus, ou bien sont-elles plus jeunes (remarquons qu'elles ne sont pas non plus marquées dans la morphologie)?

55-5. Direction ENE-WSW.

A part une petite faille en haut de la vallée d'Evol, cette direction n'est représentée que par la flexure de la vallée de la Têt, à rejet nul. Notons que cette flexure est exactement parallèle à la faille de la Têt et à la faille bordière du Canigou, structures tout-à-fait tardives de la tectonique hercynienne.

55-6. Conclusion. On peut, avec réserves, proposer la chronologie suivante :

- failles antérieures aux mégasstructures tardives : NNW-SSE (série de Jujols) et N-S (série de Canaveilles)
- failles liées aux mégasstructures tardives : WNW-ESE, flexures NNW-SSE et ENE-WSW
- failles postérieures aux phases tardives, quartzifiées : NW-SE.

Ces dernières étant jalonnées de quartz, toutes les structures tardives sont donc bien hercyniennes : aucune faille importante ne semble donc pouvoir être rapportée aux mouvements tertiaires.

5-6. RELATIONS ENTRE PHASES TARDIVES, MÉTAMORPHISME ET MAGMATISME

Ce n'est qu'assez bas dans la mésozone qu'on peut observer des recristallisations métamorphiques liées aux phases tardives (G. GUITARD, 1970, p. 247). La série de Jujols, située dans l'épizone, en est exempte : il y a simplement déformation des phyllites par les microstructures tardives.

En revanche, phases tardives et mise en place des granitoïdes sont nettement liées (AUTRAN *et al.*, 1970) ainsi qu'on peut le voir en bordure du massif de Montlouis, dont l'auréole métamorphique constitue la limite occidentale de la région étudiée dans ce travail.

Cependant, à 850 m au NE du pic Lloumet, entre les ravins de Grabelouse et de Mila, existe une petite zone de schistes tachetés (400 m x 300 m environ), curieusement centrée sur un gros filon de quartz orienté N 125. Le contexte ne permet pas de supposer qu'il s'agit de la remontée, grâce à une faille, de l'auréole métamorphique du granite de Montlouis : le filon de quartz suggère plutôt l'existence, à faible profondeur, d'une apophyse de ce granite (?).

Le thermométamorphisme se traduit par le développement de grands porphyroblastes ovoïdes de cordiérite, entièrement altérée, et la cristallisation de biotites, plus ou moins rétrotransformées en chlorite, et parfaitement mimétiques de la schistosité S_1 , schistosité qui, dans cette zone assez profonde, est une schistosité de flux bien marquée ; quand elle était moins parfaite (à l'ombre des μ charnières gréseuses précoces notamment), les biotites sont peu orientées. Des biotites plus grosses sont également présentes et orientées au hasard. Ces cristallisations semblent en partie antérieures à la schistosité tardive, en partie contemporaines de celle-là : cette dernière est peu marquée dans les porphyroblastes de cordiérite (simples flexures), alors qu'elle dégénère en strain slip à l'extérieur, les grosses biotites étant déformées tandis que certains

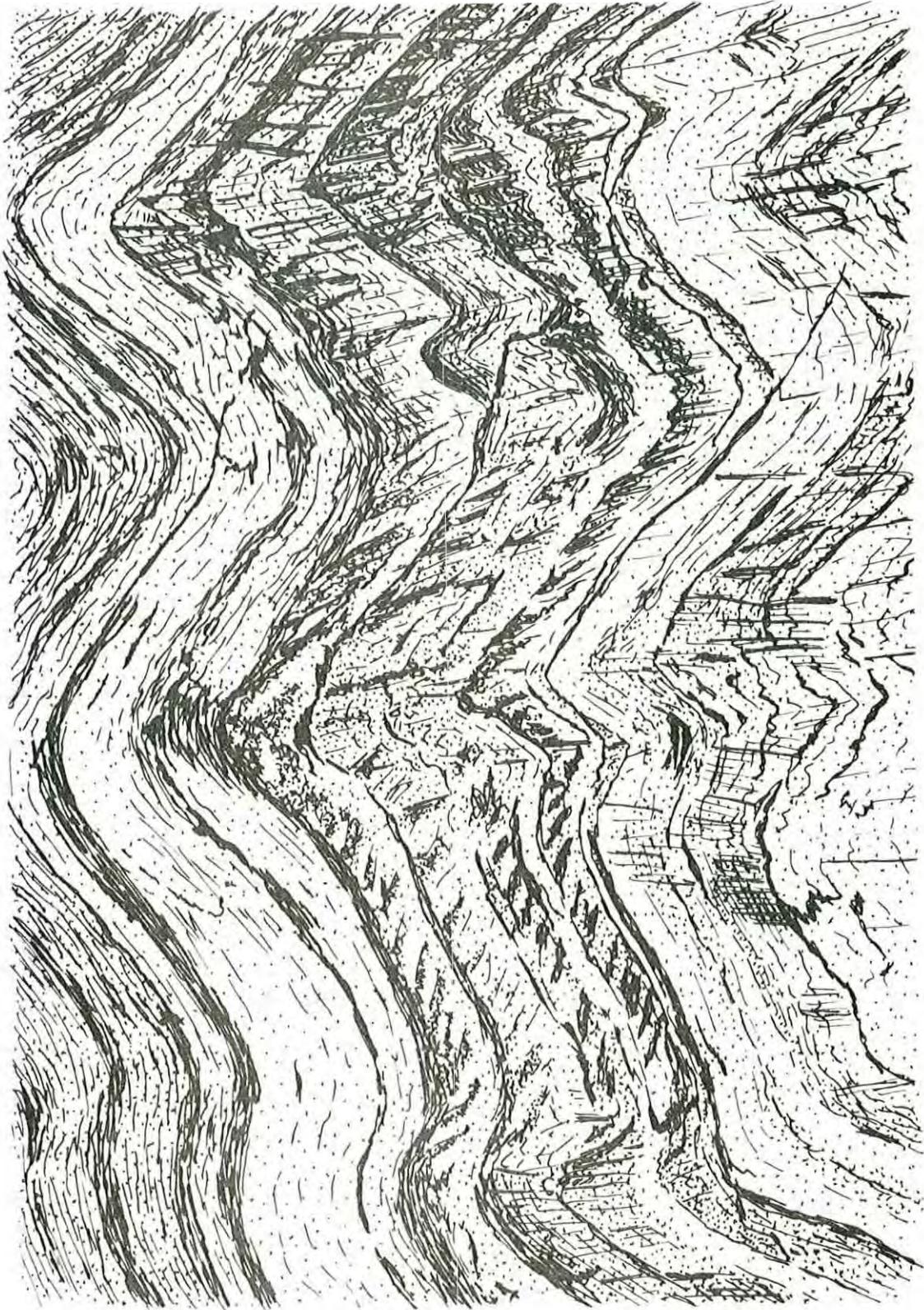
porphyroblastes sont sectionnés. Enfin, très tardivement, de grands porphyroblastes rectangulaires de chlorites sont développés et n'ont subi aucune déformation : ils sont peut-être hydrothermaux, liés à la mise en place du filon de quartz.

Ces schistes tachetés sont donc remarquables, non par leur minéralogie, mais par leur situation isolée à près de 2 km de l'auréole du granite de Montlouis.

5-7. CONCLUSION

Dans la série de Jujols, les déformations hercyniennes tardives se font presque exclusivement selon la direction tardive majeure WNW-ESE ; petits plis et grandes structures kilométriques (déversés vers le nord, affectés par des flexures NNW-SSE) sont à peu près homoaxiaux mais correspondent sans doute à deux phases successives. Les microstructures sont localisées dans les zones les plus profondes où la schistosité précoce S_1 avait les caractères d'une schistosité de flux : elles épargnent donc l'essentiel de la série de Jujols qui n'est affectée que par les déformations précoces. Les grands plis tardifs déforment assez fortement la série de Jujols, mais cette déformation est localisée à certaines zones, en dehors desquelles les structures précoces sont peu touchées. L'étude des structures précoces, qui fait l'objet du chapitre suivant, se présente donc dans de bonnes conditions dans la série de Jujols, du Synclinal de Villefranche, meilleures par exemple que dans les Aspres (LLAC, 1968) où la "phase à 120" est générale et donne une schistosité tardive presque omniprésente.

Fig. 5-7. Un exemple remarquable de micropli tardif centimétrique (x 10 env.).



CHAPITRE 6

LES DÉFORMATIONS HERCINIENNES PRÉCOCES (I) :

LES PETITES STRUCTURES

6-1. INTRODUCTION

61-1. Les phases tardives étudiées dans le précédent chapitre sont responsables de toutes les déformations qui affectent une schistosité régionale omniprésente, généralement de strain slip dans la série de Jujols (cf. infra). Cette schistosité étant liée en profondeur à un système de plis couchés et de nappe de socle (G. GUITARD, 1970 ...), il est raisonnable de considérer qu'elle était initialement plane et horizontale, avant les phases tardives. Dans ce chapitre et dans le suivant, ce sont les déformations précoces, liées à cette schistosité ou plus anciennes (qualifiées respectivement de synschisteuses et d'antéschisteuses) qui seront étudiées (on appellera "schisteuses" des déformations accompagnées de schistosité, et "aschisteuses" celles qui en sont dépourvues ; dans ce travail, le terme synschisteux a essentiellement une valeur chronologique, car la schistosité régionale constitue, et de loin, le meilleur repère dans l'histoire des déformations).

Un raisonnement rétrotectonique, consistant à étudier les structures synschisteuses, puis à voir s'il subsiste des structures plus anciennes, antéschisteuses, n'est guère applicable dans la région qui nous intéresse ; il est nécessaire d'étudier simultanément toutes les structures précoces, tant l'idée que l'on se fait des unes a de conséquences sur les caractéristiques qu'on attribuera aux autres. Cette étude globale doit de plus être faite à toutes les échelles, les résultats obtenus à une échelle n'étant pas transposables automatiquement à une autre échelle.

Dans ce chapitre, seules les microstructures et les petites structures, jusqu'à l'échelle métrique, seront étudiées : il s'agit des structures visibles immédiatement sur le terrain ou en lame mince, tandis que les structures plus grandes, comme il sera montré, ne peuvent être bien étudiées que par l'intermédiaire de stéréogrammes. Aussi ce chapitre sera-t-il consacré essentiellement à l'aspect qualitatif des petites structures, tout ce qui relève de leur orientation et de leur répartition, n'ayant de signification qu'à une échelle plus grande, sera envisagé au chapitre 7.

61-2. Tous les auteurs s'accordent à reconnaître l'existence d'une schistosité très visible, de strain slip généralement, à laquelle sont liés des plis abondants. Mais, selon G. GUITARD, cette schistosité est unique dans la série de Jujols ; de façon plus générale, il n'y a qu'une seule schistosité précoce dans le socle et sa couverture. En revanche, selon M. MATTAUER *et al.*, ce strain slip déforme une schistosité plus ancienne, de type schistosité de flux, qui est en fait la schistosité essentielle, car liée à un important système de plis couchés, à toutes les échelles.

6-2. LA SCHISTOSITÉ DE STRAIN-SLIP

(S₁ de G. GUITARD, S₂ de B. DALMAYRAC et J.C. VIDAL)

62-1. Etude à l'échelle macroscopique.

Sur le terrain, cette schistosité est toujours parfaitement visible, sauf dans les bancs quartzitiques où elle se réduit à quelques fractures largement espacées. Sauf dans les zones hautes de la série et les faciès quartziteux, les surfaces S₁ constituent le débit principal de la roche ; dans les faciès les plus pélitiques, la roche se débite facilement en lames d'épaisseur centimétrique et, en quelques endroits, de petites ardoisières ont même été exploitées (les lauzes de la vallée d'Evol eurent autrefois une excellente renommée).

Lorsque la stratification est visible, ce qui est généralement le cas (alternances colorées pélito-gréseuses), la schistosité est toujours bien distincte de la stratification ; en dehors des charnières des plis, un angle de 15 à 20° est de règle, dans les faciès pélitiques (dans certains cas particuliers cet angle peut être plus faible ; cf. paragraphe 733-5) ; même dans les faciès ardoisières les plus fins, stratification et schistosité ne sont jamais confondues, dans la série de Jujols.

Conséquence de cette obliquité de S₁ sur S₀, la linéation d'intersection S₀/S₁ est généralement très visible ; en particulier, la trace de S₀ sur les surfaces de schistosité se matérialise par un rubanement coloré bien net ; la trace de S₁ sur S₀ est souvent plus difficile à identifier, car les micro-lits gréseux sont affectés de linéations sédimentaires. Dans la série de Canaveilles (et dans certaines parties les plus basses de la série de Jujols), schistosité et stratification sont si proches qu'ils ne sont plus distinguables ; cependant, quand les faciès sont finement alternés (ce qui est rare dans ces zones profondes), la linéation d'intersection est toujours visible, preuve que les deux surfaces ne sont pas confondues. Rappelons que beaucoup plus bas, dans les paragneiss du socle, cette obliquité est toujours perceptible (G. GUITARD, 1970) ; les plis, aussi serrés et étirés soient-ils, ne sont donc pas isoclinaux mais restent semblables.

L'aspect de la schistosité varie notablement de haut en bas. Dans les parties hautes de la série de Jujols (et dans le Caradoc et le Carbonifère), les surfaces de schistosité sont irrégulières, noires et mates dans les lits pélitiques ; dans le tiers inférieur de la série, ces surfaces deviennent plus régulières et luisantes tout en restant sombres (1). Enfin, dans la série de Canaveilles, elles sont souvent argentées, et il apparaît de véritables schistes satinés (environs d'Olette par exemple) ; cet aspect est très exceptionnel dans la série de Jujols (bas de la piste du Joncet). Corrélativement à ces transformations, qui sont dues, on le verra ci-dessous, à la taille et à l'orientation des phyllites, l'angle entre S₀ et S₁ diminue fortement.

(1) cet aspect peut aussi être dû à un rejeu de la schistosité à la faveur de failles tardives ; mais un débit lenticulaire apparaît alors.

Des phénomènes de réfraction de schistosité au passage de niveaux pélitiques aux niveaux gréseux s'observent fréquemment, dans la série de Jujols : l'angle S_0/S_1 est toujours plus grand dans les lits gréseux ; cette réfraction est progressive quand la roche présente un granoclasement, mais cette disposition, malheureusement, est rare. Dans les zones profondes, ce phénomène s'atténue progressivement dans les faciès pas trop grossiers, signe que les différences de compétence entre les lits diminuent. Ce phénomène peut être responsable d'une certaine dispersion de mesures de l'orientation des plans de schistosité ; en fait, les mesures sont surtout faites dans les niveaux pélitiques, et la dispersion est très faible.

Signalons enfin que, dans les zones élevées, la schistosité présente souvent une disposition en éventail dans les charnières des plis ; cette disposition disparaît dans les zones plus profondes.

62-2. Etude à l'échelle microscopique.

Une étude récente (AUTRAN *et al.*, 1974) consacrée au mécanisme de la schistosité analyse très en détail la formation et l'évolution de la schistosité dans les séries flyschoides schistogréseuses, la série de Jujols étant l'une des formations concernées par cette étude. Il n'est donc pas question de refaire ici ce travail, je voudrais simplement illustrer par des exemples quelques aspects de la schistosité S_1 dans les différents faciès de la série de Jujols (cf. fig. 6-2, et planches hors-texte).

622-1. La schistosité de strain-slip typique.

C'est l'aspect le plus banal de la schistosité dans cette série. Il s'agit d'un strain-slip primaire au sens de AUTRAN *et al.*, c'est-à-dire qu'il s'imprime sur des phyllites dont l'orientation est d'origine sédimentaire et non pas tectonique (cf. paragraphe 6-3). On peut décrire sa genèse de la manière suivante.

Une roche du type des schistes de Jujols est, initialement, fortement anisotrope, et présente une orientation planaire très marquée, confondue avec la stratification, due aux alternances pélito-gréseuses souvent très fines (millimétriques) et aux phyllites clastiques couchées parallèlement à la stratification. Soumise à des contraintes tectoniques, cette roche réagit en se microflexurant dans les niveaux incompétents (pélitiques) : il apparaît des microflexures alignées dont les plans axiaux sont parallèles ; la déformation est donc de type semblable dans ces niveaux, tandis que les niveaux gréseux, beaucoup plus compétents, se plissent, avec une longueur d'onde plus grande, selon le mode concentrique ; globalement la déformation est de type semblable. Ce stade est généralement dépassé dans la série de Jujols, mais on peut en voir l'équivalent exact dans les tout premiers stades de la schistosité tardive (cf. paragraphe 522-2) ; une image en est également fournie par les déformations cassantes qui affectaient les plus grandes des chlorites détritiques (cf. fig. 6-2).

Partout où la contrainte la plus grande n'est pas perpendiculaire à la stratification, c'est-à-dire partout en dehors des charnières des plis, la déformation est dissymétrique, et les microflexures présentent un flanc long et un flanc court, le flanc long proche du plan axial, le flanc court très oblique. Très vite les flancs longs dégénèrent en plans de cisaillement confondus (ou quasiment confondus) avec le plan axial des flexures : on est ainsi arrivé au stade de la schistosité de strain-slip typique, avec des plans discrets, soulignés par des oxydes et éventuellement quelques phyllites qui ont tourné jusqu'à

être couchées dans la schistosité et des interplans, ou microlithons conservant les flancs courts des flexures, et où les phyllites ont une disposition sigmoïdale.

Cette disposition sigmoïdale est plus ou moins bien marquée : elle est très nette dans les niveaux pélitiques les moins gréseux ; souvent elle est très faible ; dans le dernier cas, les phyllites sont toutes à peu près parallèles entre elles, mais leur plan moyen - celui des flancs courts - est oblique sur la stratification (parfois très faiblement) d'où un aspect de pseudoschistosité de flux antérieure au strain-slip (cf. paragraphe 6-3). A la limite, la déformation dans les microlithons étant nulle, ne restent que les plans de schistosité ; une telle schistosité de fracture ne s'observe pas, semble-t-il, dans les niveaux pélitiques des schistes de Jujols, mais est banale dans les niveaux gréseux.

Ce mode de formation du strain-slip confère aux phyllites, dans les microlithons, un parallélisme plus parfait que celui qui était le leur avant le développement de la schistosité ; on peut s'en rendre compte quand il existe des "zones d'ombres" à l'abri de noyaux gréseux, zones exemptes de schistosité : les phyllites sont en moyenne parallèles à la stratification, mais ce parallélisme est médiocre, alors que souvent, la "pseudo-schistosité" est mieux marquée.

Les plans de schistosité peuvent être très parallèles et délimiter des microlithons très allongés, mais souvent, par suite d'une certaine obliquité entre les surfaces de glissement, les microlithons ont un aspect d'amandes très étirées ; il faut se garder de confondre cette disposition avec des schistosités superposées. A ce stade, des glissements importants peuvent avoir lieu le long de certains plans privilégiés, et ils se traduisent dans les niveaux gréseux par des petites failles décalant les bancs, et souvent visibles à l'oeil nu ; hormis ces microfailles, les niveaux gréseux compétents ne montrent aucune trace de strain-slip : les phyllites restent parallèles à la stratification. Quand les différences lithologiques sont bien contrastées, on observe un strain-slip parfait dans les niveaux incompetents, tandis que les niveaux compétents, même si leur épaisseur ne dépasse pas celle de 2 ou 3 microlithons, ne sont pas schistosés, mais simplement ondulés. Il existe une relation très nette entre la taille des phyllites et l'épaisseur des microlithons : plus les phyllites sont grosses (niveaux riches en chlorites et muscovites détritiques), plus les microlithons sont épais et bien visibles et plus les plans de schistosité sont bien marqués. L'épaisseur du microlithon correspond approximativement à la longueur des phyllites, puisque celles là sont disposées transversalement : ces phyllites, à l'exception des plus grandes, ne sont pas tronçonnées : elles sont au plus "gondolées", ce qui leur donne une extinction roulante. Dans les niveaux très finement pélitiques, les plans de schistosité sont plus rapprochés, donc plus nombreux, et moins marqués. A ce stade la déformation de la roche peut encore être qualifiée de peu intense : dans les microlithons, à part les mouvements de flexuration, on n'observe pas d'aplatissement de grains de quartz, qui conservent leur aspect détritique.

La schistosité présente, comme cela est déjà visible à l'échelle macroscopique, des phénomènes de réfraction en fonction de la compétence des niveaux : elle se redresse dans les niveaux pélitiques très impurs, et passe à des fractures très inclinées sur la stratification dans les niveaux gréseux. De façon plus générale, la schistosité s'accommode des petites irrégularités des niveaux gréseux (figures de charges ...) et s'y adapte en se "contorsionnant" tant que leur configuration n'est pas trop différente des microplis qui peuvent prendre naissance sur ces niveaux ; autrement, elle recoupe ces microstructures

sédimentaires. Un cas particulier est celui des petits noyaux gréseux durs (slump balls ...) : la schistosité les contourne et prend un aspect en barillet par suite d'un aplatissement différentiel, plus faible au niveau du noyau résistant.

622-2. Le passage à la schistosité de flux.

La déformation s'accroissant, la schistosité de strain-slip va se transformer en schistosité de flux. Plusieurs mécanismes sont envisageables :

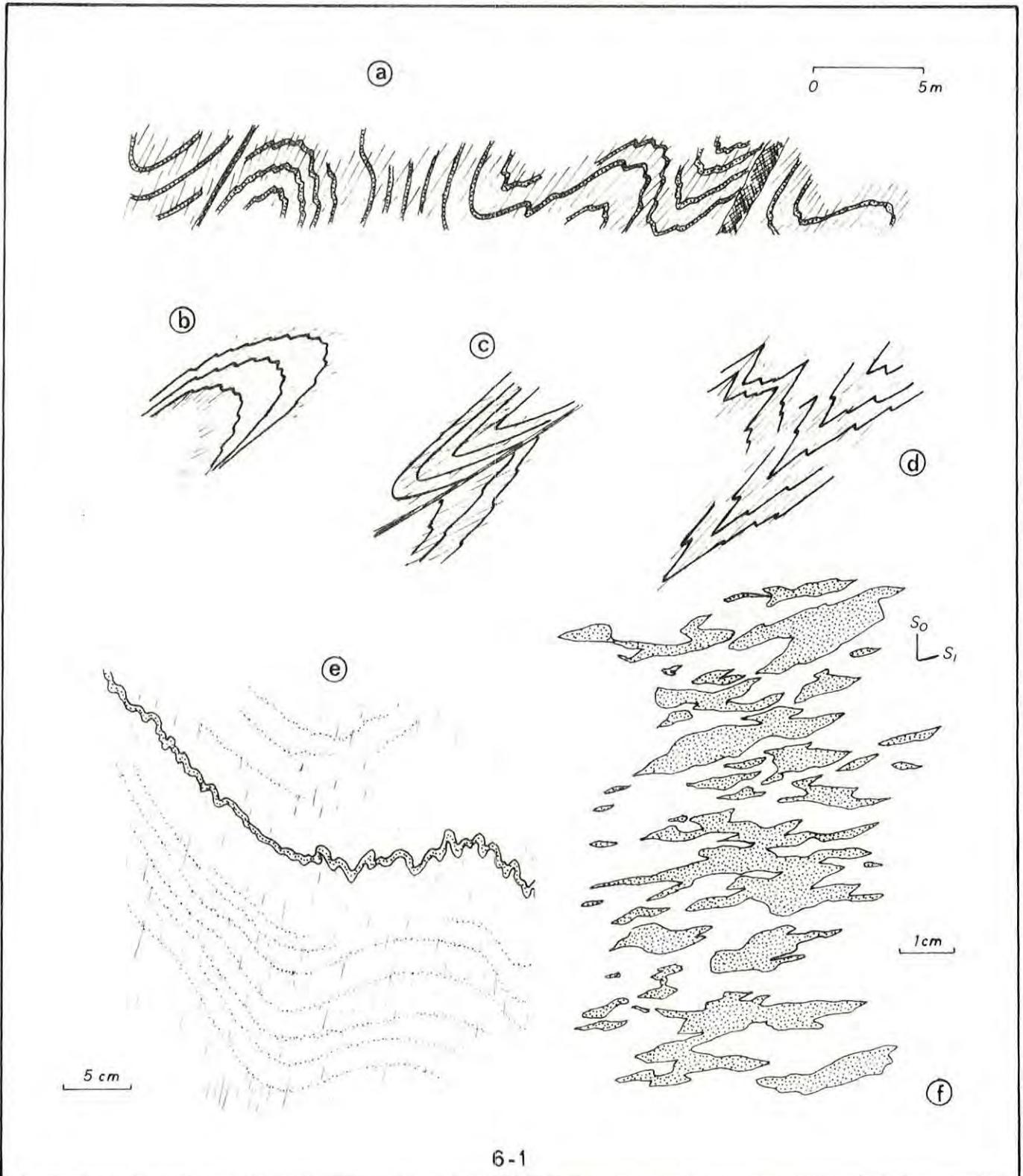
Dans les petites de grain extrêmement fin, les plans de schistosité sont très faiblement individualisés, et se marquent davantage par une rotation des phyllites parallèlement à ces plans que par des mouvements de cisaillement. Il se forme ainsi d'emblée une schistosité de flux primaire, d'abord localisée à certaines (les plans de schistosité), mais qui peut rapidement envahir toute la roche. Dans ces faciès, il n'y a pas de strain-slip typique.

Dans les niveaux à grains plus grossiers, il existe un stade très bien individualisé de strain-slip, avec microlithons, et plans de glissement nettement distincts, décrit plus haut. Puis, ces plans sont envahis progressivement par les phyllites : il s'agit d'un phénomène mécanique qui entraîne les lamelles micacées, et non pas d'une recristallisation de phyllites dans les plans de schistosité. Les plans de schistosité, d'épaisseur nulle au départ, acquièrent ainsi une certaine épaisseur, tandis que celle des microlithons diminue. On peut imaginer que, la croissance des zones à schistosité de flux continuant, leur coalescence finisse par conférer à la roche entière une schistosité de flux généralisée. Dans certains cas très spectaculaires, les bandes à schistosité de flux sont peu nombreuses et très épaisses, ce qui donne à la roche un aspect microscopique remarquable (cf. hors-texte n° II). Cette différenciation mécanique s'accompagne d'une véritable différenciation métamorphique : en effet, les bandes à schistosité de flux sont presque exclusivement micacées ; le quartz présent au départ a disparu, par dissolution. Dans les zones pas trop profondes, on peut admettre que la silice précipite dans les microlithons voisins ; les grains de quartz y perdent en effet, à ce stade, leurs formes détritiques. Dans les zones plus profondes, la ségrégation est plus importante, et une partie de la silice évacuée des zones où se forme la schistosité de flux, se retrouve concentrée dans des lentilles macroscopiques. De toute manière, il apparaît, à l'échelle microscopique, un litage quartzophylliteux parallèle à la schistosité, préfigurant celui, macroscopique, qui s'observe dans les micaschistes. Ce litage est accentué par le débit, en lentilles extrêmement allongées et parallèles à la schistosité, des microliths gréseux ; le débit constitue une stratification transposée, une pseudostratification si l'on veut (il n'a rien à voir, bien évidemment, avec la formation des nodules calcaires que l'on rencontre à divers niveaux de série, nodules d'origine diagénétique).

A ce stade, le grain de la roche n'est pas beaucoup plus gros que celui qui caractérise les roches affectées d'une simple schistosité de strain-slip ; c'est essentiellement au caractère de schistosité de flux que l'on doit l'aspect très différent de la schistosité à l'échelle de l'échantillon (cf. paragraphe 62-1) ; entre ces schistes à schistosité de flux et les micaschistes, la différence est due essentiellement à une question de recristallisation et d'apparition de minéraux nouveaux (biotite ...).

Fig. 6-1. Quelques exemples de microplis synschisteux.

a) Suite de charnières métriques (Vallée d'Evol. b) c) et d) Exemples de charnières décimétriques de style varié. e) Plissement ptygmatic d'un microlit gréseux dans des schistes très pélitiques. f) Mince niveau calcaire complètement dissocié par la schistosité (près de Thuir d'Evol).



Remarque - Ces changements sont dus à une augmentation du taux de déformation dans la roche avec la profondeur ; mais on peut se demander si, en profondeur, les conditions thermo-dynamiques n'étant pas tout-à-fait les mêmes, tous les stades ci-dessus décrits ont été parcourus. Un élément de réponse positif est constitué par la présence, rare il est vrai, de reliques de microlithons dans des zones à schistosité de flux généralisée.

62-3. Le strain-slip dans les faciès non grésopélitiques.

- Les microconglomérats d'Evol. Rappelons que ces microconglomérats sont constitués par des grains de quartz millimétriques noyés dans un ciment grésopélitique banal. Les grains de quartz sont fréquemment intacts, mis à part leur extinction roulante ; parfois ils sont granulés, mais le contour du grain persiste à peu près inchangé. En revanche, le ciment semble avoir subi une déformation intense. Les quartz sont étirés fortement, les phyllites parfaitement parallélisées ; mais la présence des noyaux résistants constitués par les grains de quartz fait que la schistosité de flux intense, dans le ciment, se moule sur ces grains et présente ainsi un tracé complexe.

- Le calcaire de Thuir d'Evol. Dans les calcaires massifs s'observe une schistosité de flux très fine ; parfois l'aplatissement des grains est assez intense. Les niveaux peu épais sont systématiquement débités en lentilles allongées dans la schistosité ; cette réalisation n'a rien à voir avec les nodules calcaires, diagénétiques, et généralement très peu marqués par la schistosité (cf. planche hors-texte n° I).

6-3. LE PROBLÈME DE L'EXISTENCE D'UNE SCHISTOSITÉ ANTÉRIEURE AU STRAIN-SLIP

L'existence d'une deuxième schistosité, de flux, dans la série de Jujols antérieure au strain-slip, repose, d'après B. DALMAYRAC et J.C. VIDAL sur les arguments suivants :

- existence de surfaces brillantes, plan axial de certains plis, et antérieures aux surfaces du strain-slip

- existence d'une linéation d'intersection parallèle aux axes des plis précédents.

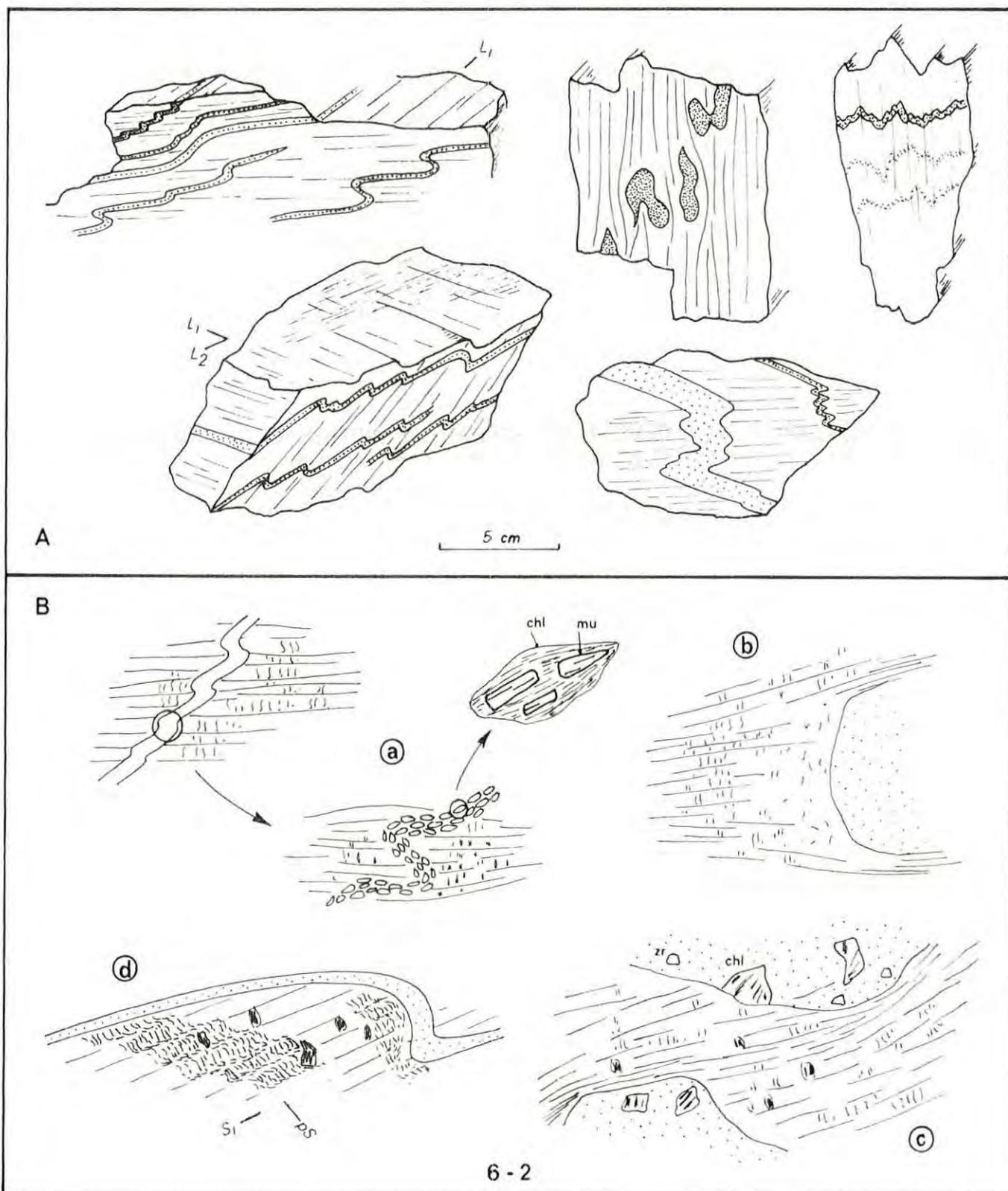
- au microscope, observation de la cristallisation de phyllites selon ces plans, quand ils sont peu déformés par le strain-slip ; ces plans font alors un angle de 10° à 20° avec la stratification.

63-1. Sur le terrain.

La présence, sur le terrain, de surfaces brillantes déformées par le strain-slip, ainsi que celle d'une linéation ancienne, donc déformée par les plis synschisteux, me paraît tout-à-fait contestable. Dans la partie supérieure de la série de Jujols, où le strain-slip est peu intense, on n'observe jamais de débit correspondant à une surface autre que la stratification ou le strain-slip ; quant à une éventuelle linéation d'intersection, elle ne pourrait se voir que sur les surfaces de stratification. Or si celles-ci portent bien des linéations, il s'agit toujours de linéations sédimentaires perturbées par le strain-slip et de la trace du strain-slip lui-même. L'argument avancé par D. DALMAYRAC, selon lequel la linéation ancienne (L_1) et la schistosité de flux (S_1) sont peu vi-

Fig. 6-2. A. Quelques exemples de microplis synschisteux.

B. Quelques aspects microscopiques de la schistosité strain slip.
 a) Microlit riche en grosses chlorites en barillet (chl : chlorite, mu : muscovite). b) et c) Torsion de la schistosité au voisinage des bancs gréseux. d) Aspect demi-schématique du strain slip : apparition d'une pseudo-schistosité (pS).



sibles parce que S_1 est proche de S_0 (10 à 20°), ne tient pas car cette disposition est aussi celle du strain-slip, dont les éléments structuraux sont parfaitement nets. Quant aux surfaces brillantes, J.C. VIDAL les signale en particulier dans le Caradoc et le Viséen : or ces terrains semblent nettement plus riches en micas clastiques que les schistes de la série de Jujols (1) (bien que des grès très micacés existent au nord de Jujols même) et, de plus la stratification y est souvent plus confuse (dans le caradoc notamment) : il est alors facile de confondre un microlit très micacé, donnant un débit brillant, et une surface de schistosité de flux.

La question des plis antérieurs au strain-slip sera examinée plus loin.

63-2. En lame mince.

Pour ce qui est de l'obliquité, en lame mince, du plan moyen des phyllites sur la stratification, ce qui a été dit dans le paragraphe précédent du mécanisme au strain-slip suffit à en rendre compte dans tous les cas : il ne s'agit aucunement du vestige d'une ancienne schistosité de flux en voie de transposition, mais d'une rotation des phyllites, à l'intérieur des microlithons (rotation telle que généralement elles tendent à devenir subperpendiculaires au strain-slip) ; d'ailleurs, quand le strain-slip est à peu près perpendiculaire à la stratification (à la charnière des plis), c'est-à-dire quand la déformation est symétrique par rapport au plan de schistosité, on ne note pas d'obliquité. En outre, dans les bancs un peu gréseux, où S_1 est du type schistosité de fracture, les phyllites sont toujours concordantes avec la stratification, jamais obliques.

De plus, le microfaciès de la roche n'évoque nullement une tectonique à schistosité de flux ; les bancs ne sont pas découpés en amandes très étirées comme il s'en forme quand une schistosité intense est légèrement oblique sur la stratification ; les grosses chlorites et muscovites, considérées par DALMAYRAC (1967, p. 26) comme ayant cristallisé lors de la formation de la schistosité de flux, sont des micas clastiques ; l'excellente conservation des microstructures sédimentaires indique une déformation globale très faible, ce qui est confirmé par le fait que les grains de quartz isolés dans les niveaux pélitiques ne sont pas étirés, mais conservent leur forme détritique anguleuse. En bref, rien n'indique que le litage observé (alternances schisto-gréseuses) soit en fait la stratification transposée selon une schistosité.

Dans le paragraphe précédent (621-2), il a été admis que l'excellente orientation moyenne des phyllites parallèlement à la stratification était d'origine sédimentaire ou diagénétique. Les lignes qui précèdent indiquent qu'il ne s'agit pas d'une schistosité de flux qui serait parallèle, cette fois, à la stratification : on ne voit pas trace des déformations importantes qui accompagneraient cette schistosité ; de plus, l'orientation induite par une schistosité de flux est généralement meilleure, du fait même de l'aplatissement des grains de quartz par exemple. Comme argument plus positif, rappelons que les séries schisto-gréseuses flyschoides du type de celle de Jujols, quand elles ne sont pas schistosées montrent bien cette anisotropie sédimentaire (cf. par ex. la planche I, p. 95 in AUTRAN *et al.*, 1974).

(1) cf. P. CAVET, 1957, p. 430.

63-3. Conclusion.

Cette controverse entre origine sédimentaire et origine tectonique du parallélisme des phyllites dans les séries schisteuses ou schisto-gréseuses, est ancienne ; elle doit être discutée dans chaque cas d'espèce. Dans bien des cas, une observation minutieuse conduit à admettre la première hypothèse (cf. par exemple P.F. WILLIAMS, 1972 : sa description des microplis de l'Ordovicien de Bermagui, Nouvelle Galles du Sud, Australie, pourrait s'appliquer presque mot pour mot à la série de Jujols). Dans les cas où l'on adopte, à tort la seconde hypothèse, les conséquences sont graves car on se met alors à la recherche des plis associés à cette fausse schistosité : ils se révèlent bien sûr difficiles à trouver et l'on en déduit alors, de façon quelque peu paradoxale, qu'ils sont isoclinaux, avec de très rares charnières, mais que leur importance doit être grande : ils sont considérés comme constituant les structures tectoniques les plus importantes, car, à une schistosité intense, il est très tentant d'associer un plissement de première grandeur. Pour ce qui est de la série de Jujols, rien n'indique qu'il existe une quelconque schistosité antérieure au strain-slip qui représente un des aspects de la schistosité régionale qui est visible depuis le Carbonifère jusqu'au socle.

6-4. LES PETITS PLIS SYNCHISTEUX

Il est banal d'observer, dans la série de Jujols, que la stratification est plissée par des plis d'amplitude très variable : microplis centimétriques, plis métriques, bien visibles, mais aussi plis décamétriques ou plus grands que l'on peut suivre pas à pas, mais qui ne sont pas directement visibles : les schistes de Jujols sont trop homogènes pour que ces plis se traduisent dans la morphologie. Il ne sera question ici que des plis métriques, les plis plus grands, souvent d'interprétation plus délicate, étant traités plus loin.

Ces plis métriques admettent de façon évidente la schistosité de strain-slip comme plan axial ; quand les charnières sont bien dégagées, on observe un parallélisme étroit entre l'axe du pli, les axes des petits replis parasites et la linéation d'intersection, bien visible sur les plans de schistosité. Dans la partie supérieure de la série de Jujols, cette schistosité a généralement un aspect en éventail : elle n'est pas partout parallèle au plan axial, mais reste "en zone" avec lui, c'est-à-dire que tous les plans de schistosité produisent une linéation toujours parallèle à l'axe du pli ; cette disposition (dont la réfraction de schistosité n'est qu'un aspect) est bien marquée quand les plis sont suffisamment ouverts, mais son amplitude reste faible : une vingtaine de degré au maximum. Cette allure en éventail, sur les diagrammes, se traduira par une dispersion (1) des pôles de schistosité dans le grand cercle que dessinent les plans de stratifications (dispersion qu'il ne faut pas mettre sur le compte de l'action des phases tardives). Plus bas dans la série, là où les plis sont plus serrés et où la schistosité devient une schistosité de flux, cette disposition disparaît, et la schistosité est partout parallèle à elle-même.

Le style de ces plis varie en fonction de la lithologie et de la profondeur. A l'échelle de l'affleurement, les niveaux gréseux étant pratiquement toujours d'épaisseur centimétrique au maximum, la roche peut être considérée comme à

(1) toujours faible car généralement la schistosité est mesurée dans les niveaux pélitiques et non dans les niveaux gréseux.

peu près homogène ; et les plis métriques sont des plis semblables. Ce n'est qu'exceptionnellement, dans les niveaux les plus élevés et les plus gréseux que l'on peut voir des plis ayant une allure concentrique. Ces plis semblables sont très ouverts dans le haut de la série et dans les faciès assez gréseux ; dans les zones plus profondes, il y a augmentation à la fois du caractère péritique des faciès et des conditions thermodynamiques : les plis deviennent de plus en plus fermés, mais on ne trouve jamais, dans la série de Jujols, de plis qui soient subisoclinaux : il persiste toujours un angle d'ouverture de 10° , même dans la zone où le strain-slip passe à une schistosité de flux. En revanche, dans la série de Canaveilles, les plis deviennent très fermés (bien qu'on ait déjà précisé qu'ils n'ont jamais un caractère isoclinal vrai).

Tout ce qui est relatif à l'orientation des plis sera traité dans le chapitre suivant ; pour ce qui est de leur répartition, elle semble assez anarchique ; certaines zones sont très riches en plis synschisteux, d'autres en sont complètement dépourvue, sans qu'il soit possible de trouver une quelconque relation entre cette répartition et le faciès. Le facteur le plus important est probablement le plissement anté-schisteux, qui sera mis en évidence ultérieurement ; quand l'angle entre S_0 et S_1 était très faible, il semble qu'il ne se soit formé que peu de plis synschisteux ; mais cette observation n'explique certainement pas tout.

Le but de cette étude étant surtout l'analyse de la superposition des structures, peu d'attention a été portée aux caractéristiques intrinsèques des petits plis synschisteux ; on trouvera néanmoins en fig. 6-1 quelques exemples qui en montreront la grande variété de détail.

6-5. LES PETITS PLIS ANTÉSCHISTEUX

65-1. Généralités.

En plus des plis synschisteux décrits dans le paragraphe précédent, on peut rencontrer dans la série de Jujols des plis plus anciens, anté-schisteux, recoupés par le strain-slip qui n'en est pas plan axial. Il s'agit :

- selon B. DALMAYRAC et J.C. VIDAL de toute une génération de plis (leur phase I) métriques à décimétriques, semblables, très étirés, à charnière épaissie et dissymétrique, couchés, subisoclinaux : leur plan axial est souligné par une schistosité de flux ; ce sont donc des plis "schisteux".

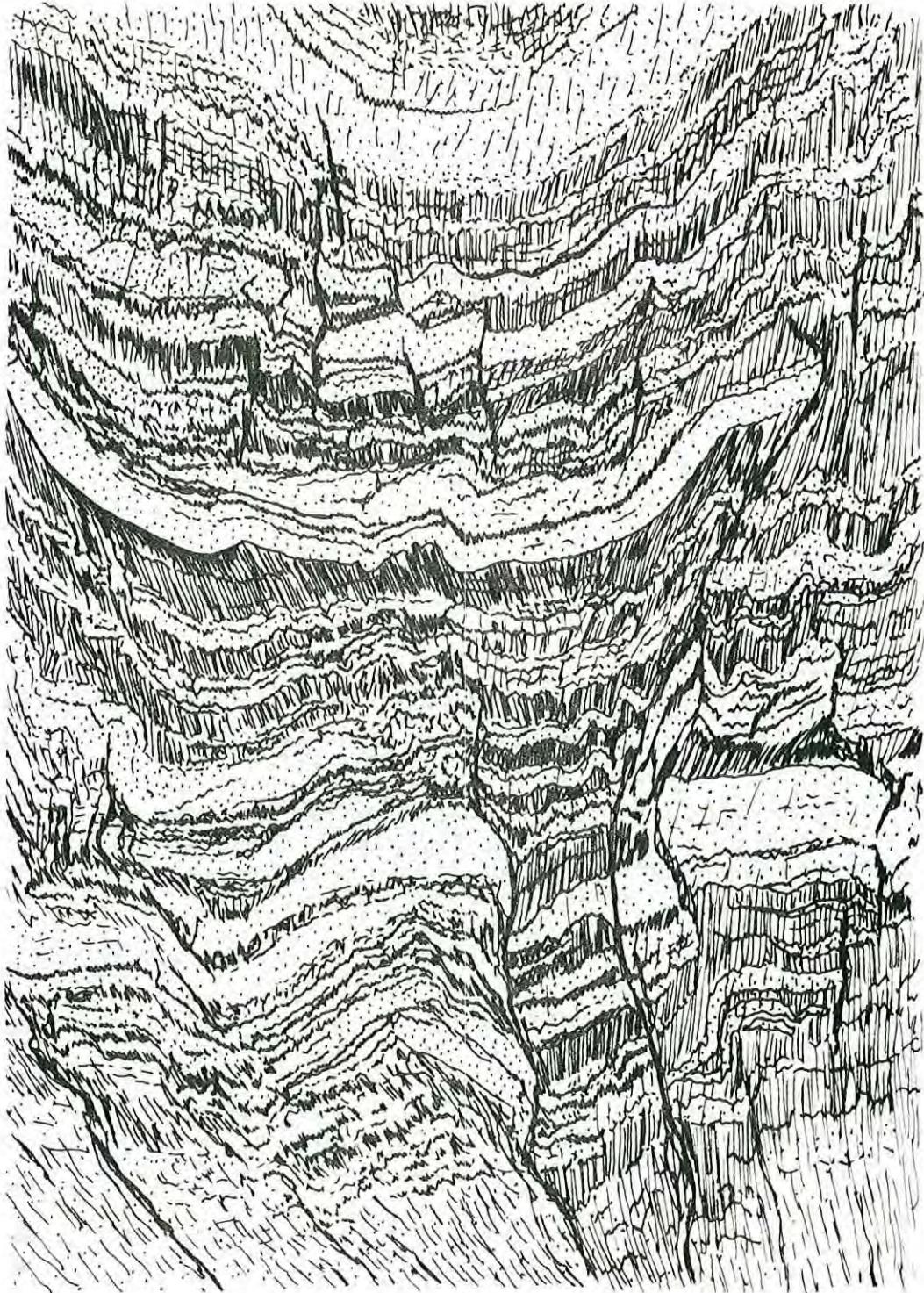
- selon G. GUITARD, de rares plis, couchés ou non, "aschisteux".

D'après B. DALMAYRAC et J.C. VIDAL, on reconnaît les plis de phase I à plusieurs critères :

- leur plan axial est souligné par une schistosité de flux ; il a été démontré dans le paragraphe précédent qu'il n'existait aucune schistosité de flux ; il a été démontré dans le paragraphe précédent qu'il n'existait aucune schistosité antérieure au strain-slip.

- leur style est différent de celui des plis de phase II ; mais de l'aveu même des auteurs, la lithologie a trop d'influence sur le style des plis pour que ce critère soit utilisable.

Un exemple remarquable du microfaciès des schistes de Jujols (x 10 environ).



- leur direction est généralement E-W, alors que la direction des plis de phase II est plutôt N-S ; ce point sera considéré ultérieurement.

- leur charnière est recoupée obliquement par le strain-slip (bien que sous un angle faible : les deux phases donnent des plis couchés, donc des axes et des plans axiaux subhorizontaux).

65-2. Description.

Ce dernier critère paraît le plus objectif, et en tout cas le plus facilement observable ; aussi une attention toute particulière a-t-elle été portée à la recherche d'une telle obliquité. La conclusion de cette observation minutieuse est que, contrairement à l'opinion de ces deux auteurs, la quasi-totalité des plis observables sur le terrain admet le strain-slip comme plan axial, quelque soient leur orientation et leur style ; ces plis sont manifestement synschisteux.

Il existe cependant, peu nombreux puisque malgré une recherche systématique, il n'a été possible d'en trouver qu'une dizaine environ, des plis antéschisteux parfaitement visibles parce que le strain-slip les recoupe sous un angle notable généralement. Compte tenu de leur importance théorique, ces plis vont être examinés en détail dans les lignes qui suivent ; on en trouvera la localisation sur la carte tectonique en fig. 7-20, et une illustration sur les fig. 6-3 et 6-4.

Si l'existence de plis antéschisteux ne fait pas de doute, leur origine n'est pas toujours claire : s'agit-il de structures synsédimentaires ou tectoniques ? ; les deux cas se rencontrent probablement.

On observe parfois (fig. 6-3a) des petits replis décimétriques accidentant des bancs gréseux ; il est difficile de savoir s'il s'agit de structures sédimentaires ; celui du haut de la piste du Joncet est repris par une charnière synschisteuse exactement perpendiculaire. A la même échelle, décimétrique, existent des petits plis couchés, isoclinaux, isolés, qui représentent incontestablement des figures sédimentaires du type slump ... ; quelques exemples en sont donnés par la fig. 6-3 b. Des figures semblables se rencontrent aussi à l'échelle microscopique de la lame mince. C'est probablement une origine semblable qu'il faut donner à l'un des exemples de plis de phase 1 donné par B. DALMAYRAC, p. 25.

Par contre, on peut observer des charnières métriques dont l'origine tectonique est beaucoup plus vraisemblable. Ces plis sont très rares : l'un est visible en haut de la vallée d'Evol, dans le ravin de la Rouquette (200 m au N du point côté 1803 m ; direction 82 W 03), les autres au NW de Jujols, deux sous le Pont de Foullanac, et un plus au nord (juste au-dessus de la dernière cabane des Parte del Camis). Ce dernier pli antéschisteux est le plus caractéristique (fig. 6-4a et diagramme 51a) : on voit parfaitement un pli 144 NW 48, localisé sur le flanc d'un pli synschisteux N-S beaucoup plus grand, et recoupé par la schistosité S_1 (localement 90 N 25) sous un angle de 35-40° ; les plans de schistosité, bien dégagés, montrent, sous forme d'une linéation ondulante, la trace du pli antéschisteux (et des plis plus petits qui l'accompagnent).

Enfin, le dernier pli antéschisteux métrique connu dans la série de Jujols se trouve sur la route d'Olette à Jujols, exactement au point côté 794 m (fig. 6-4). On peut voir, dans le parement même de la route, plusieurs charnières E-W emboîtées, trace d'un pli couché dont le flanc supérieur est presque

Fig. 6-3. Les microstructures antéschisteuses (I).

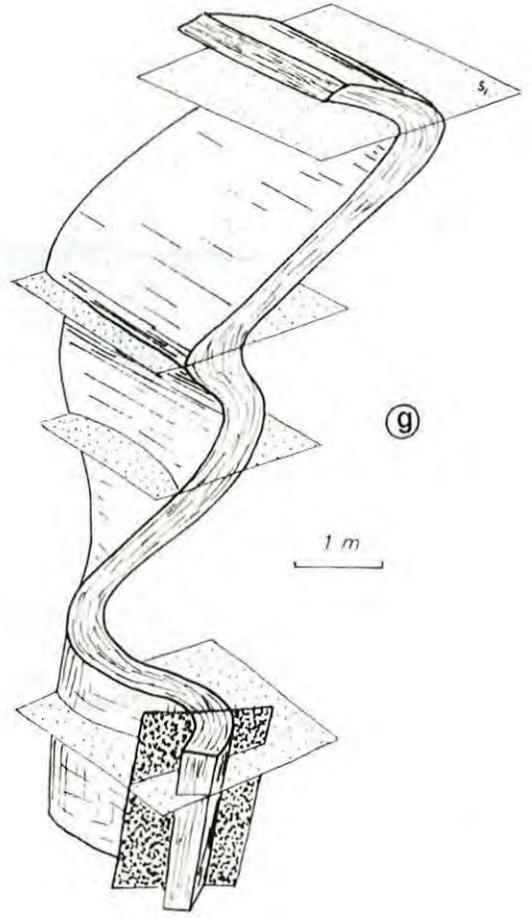
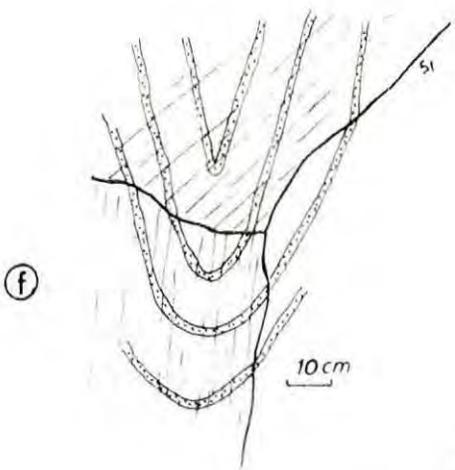
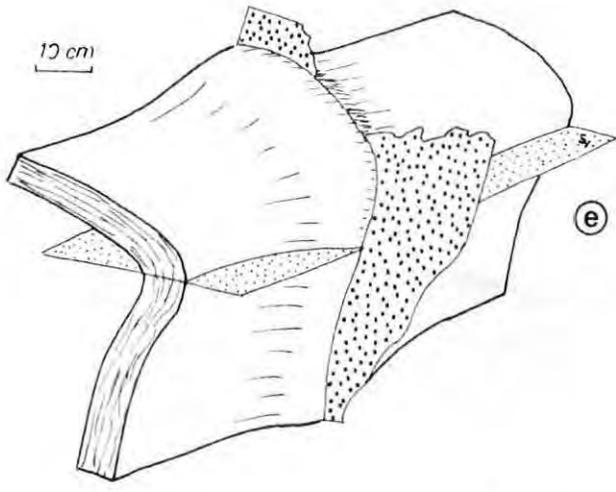
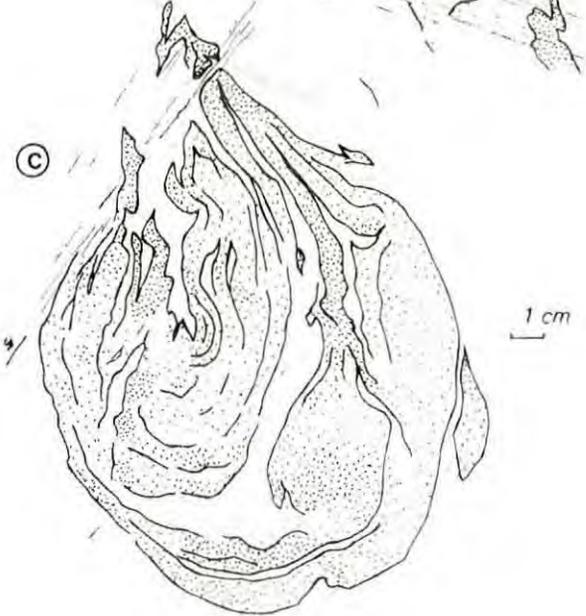
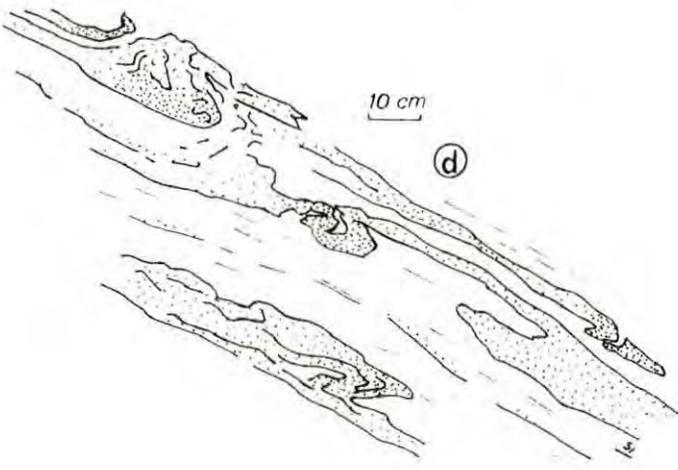
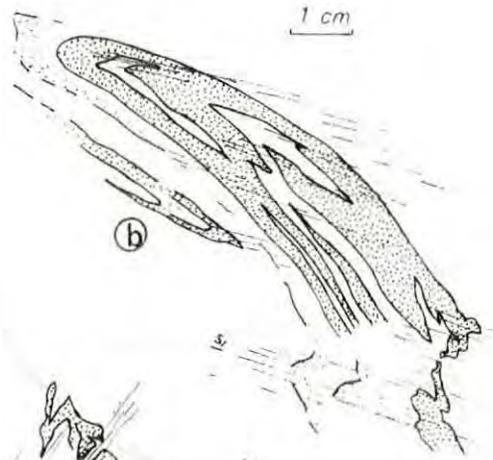
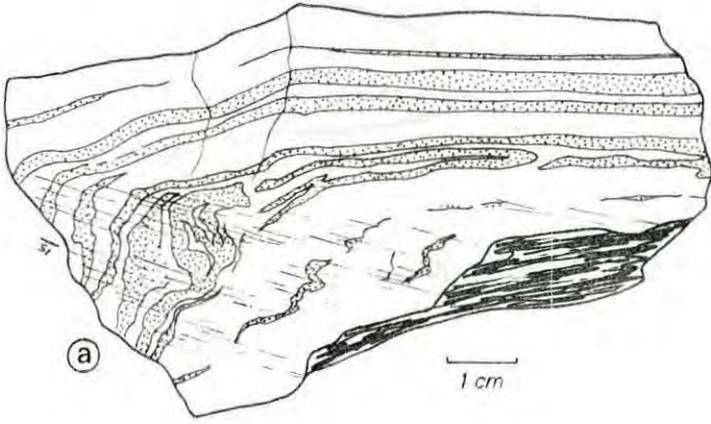
a) b) c) et d). Structures *syngédimentaires* simulant des plis couchés antéschisteux témoin d'une première phase de plissement isoclinal.

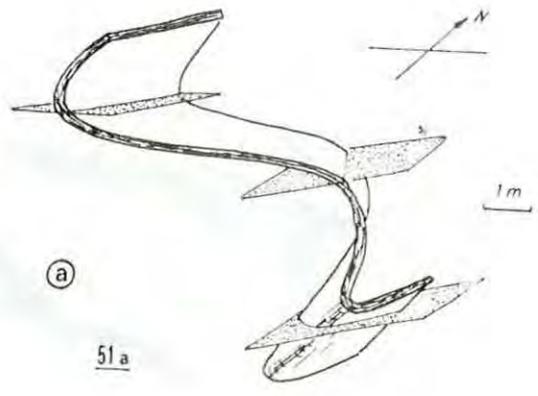
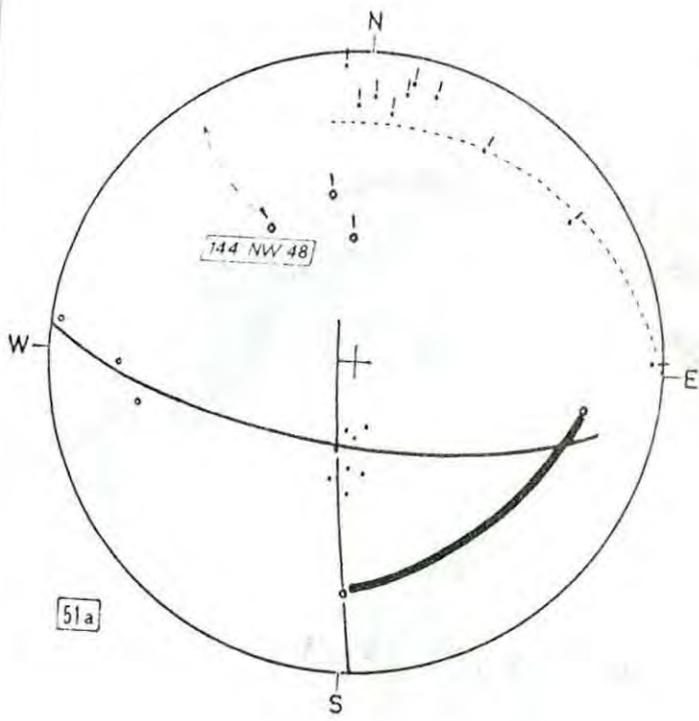
e) structure plissée antéschisteuse, vraisemblablement *syngédimentaire*, recoupée à angle droit par la schistosité précoce, et déformée apr un pli *synschisteux*. Elle est visible sur la piste du Joncet, à l'est de Jujols.

f) et g) deux exemples de plis antéschisteux visiblement tectoniques;

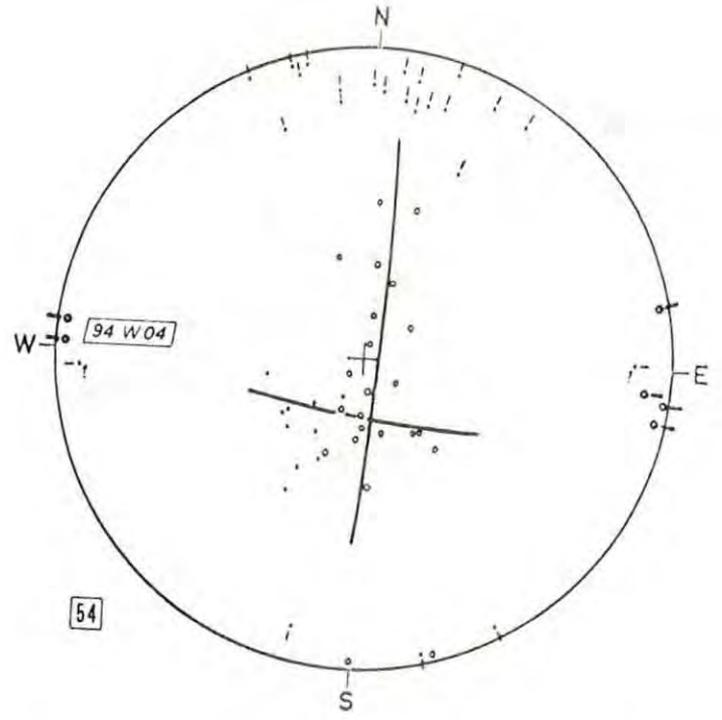
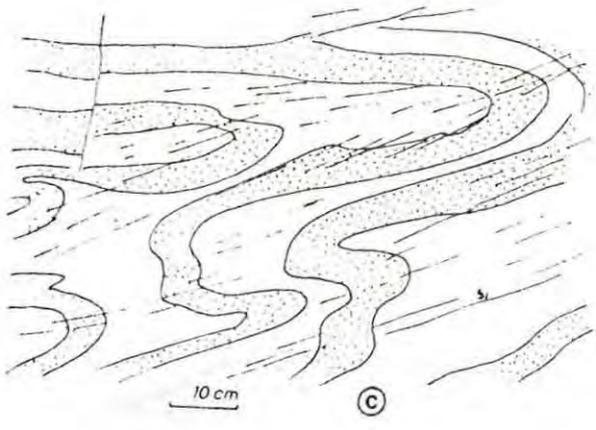
f) ravin de la Rouquette (secteur 6).

g) NW de Jujols (secteur 49).





51a



54

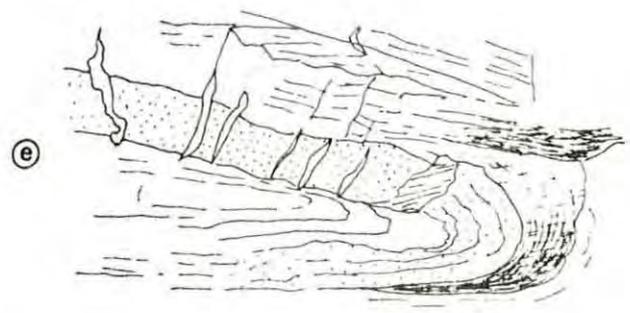
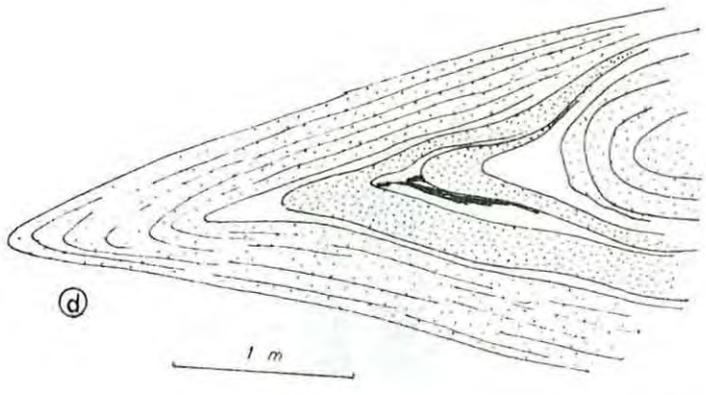
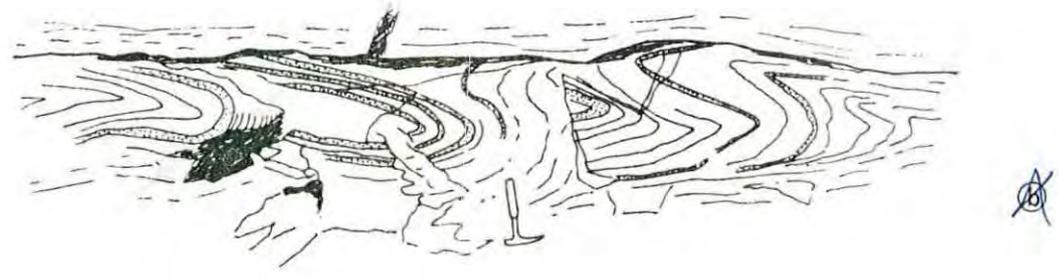


Fig. 6-4

Fig. 6-4. Les microstructures antéschisteuses (II).

- diagramme 51a et fig a). Petit pli antéschisteux 144 NW 48 du Parte del Camis (secteur 51). Ce pli, qui affleure remarquablement bien, est manifestement antérieur à la schistosité, qui le recoupe n'importe comment.

- diagramme 54 et fig b) et c). Pli antéschisteux E-W de la route de Jujols à Olette. Le diagramme montre clairement ce qui ne se voit que difficilement (fig. c) sur l'affleurement: le pli E-W est antéschisteux.

- d) et e). Deux petits plis antéschisteux E-W à proximité des précédents...

complètement étiré. Une observation attentive montre que la schistosité S_1 , peu visible car le faciès est assez gréseux, donne avec la stratification des inter-sections qui sont N-S sur les flancs longs, et E-W sur le flanc court renversé ; cette observation est confirmée par la réalisation du diagramme 54 : la schistosité fait un angle faible mais net de 15° avec les plis E-W ; par ailleurs, tout autour de ces plis, les linéations synschisteuses sont toujours N-S. Ces charnières E-W sont manifestement antéschisteuses (1) ; cet affleurement constitue un modèle réduit parfait de l'interprétation du Synclinal de Villefranche par M. MATTAUER *et al.* (1967) : plis couchés E-W déversés au Sud repris par des plis N-S. Il faut cependant noter que cet affleurement est le seul de son espèce dans toute la série, si ce n'est deux autres charnières E-W semblables (fig. 6-4 e et f) situées en contrebas de la route, mais dont le caractère antéschisteux, bien que probable, n'est pas net.

65-3. Conclusion.

Il existe bien des plis antéschisteux, mais en aucun cas il n'ont l'abondance signalée par DALMAYRAC et VIDAL qui, à mon avis, ont regroupé dans leur phase 1, des structures synsédimentaires et des plis synschisteux E-W un peu plus "aplatis" que les autres, sans avoir, par ailleurs, repéré de véritables plis antéschisteux. L'observation, à l'échelle de l'affleurement de plis superposés, reste donc très exceptionnelle.

6-6. SUR UNE MICROSTRUCTURE ANTÉSCHISTEUSE REMARQUABLE

(planche hors-texte n° I)

Parmi les microstructures antéschisteuses, une place à part doit être faite à une structure tout-à-fait originale rencontrée en 2 points, au milieu de la série de Jujols (500 m au NNW de Mosquirols, et 1200 m au WNW sur la crête du Bac Espès). L'affleurement montre une double stratification ; un examen attentif indique cependant qu'il s'agit, d'une part de la stratification réelle, avec ses niveaux gréseux à microfigures sédimentaires, d'autre part de zones allongées (1 cm sur 1 m au moins), à composition gréseuse (couleur claire) recoupant la stratification sans la détruire, et limitées par des plans assez rectilignes. L'examen en lame mince confirme ces observations : la roche possède une stratification et une schistosité de strain-slip banale, et, en plus, un débit supplémentaire ; il s'agit de bandes de composition intermédiaire entre les niveaux gréseux et les niveaux pélitiques, développées aux dépens des lits pélitiques et ne modifiant pas de façon sensible les lits gréseux ; on y observe des phylites et des quartz en tous points comparables en formes et dimensions à ce que l'on rencontre ailleurs dans la roche. Une déformation de la stratification du type kink-bands accompagne parfois ces bandes claires ; on observe également, parallèles à ces bandes, des fractures sans rejet notable, parfois soulignées par un filonnet de quartz.

Chronologiquement, ces structures sont antéschisteuses car :

- la schistosité recoupe les "kink-bands" de façon quelconque.

(1) on ne peut pas cependant exclure formellement une origine synsédimentaire pour ce pli.

- elle se réfracte au passage des bandes claires, plus gréseuses.

- elle déforme en les plissant les fractures et les limites des bandes claires (qui acquièrent ainsi un aspect stylolitique tout-à-fait secondaire), ainsi que les filonnets de quartz.

- à l'échelle de l'affleurement, ces bandes claires sont plissées au même titre que la stratification.

L'origine de ces structures est peu claire : il ne s'agit pas de terraiers, ni de filons clastiques puisque la stratification n'est pas perturbée. Il a été décrit (P. MACAR, 1973) une structure comparable constituée par des fentes de retrait à remplissage périodique, donc stratifié. Cependant, dans le cas présent, c'est la stratification générale qui passe à travers les bandes claires. La présence des petits filonnets de quartz fait penser à une silicification progressant à la faveur de fractures ; cependant, on ne note pas de différence qualitative dans la composition des bandes claires et celle du reste de la roche. Enfin, l'allure en kink-bands s'intègre mal dans ces interprétations. Notons pour terminer que ces microstructures n'évoquent en rien une schistosité ancienne.

6-7. CONCLUSION

De cette étude des petites structures précoces, il importe surtout de retenir, que la quasi-totalité des plis visibles sur le terrain appartient à la phase des plis synschisteux ; les petites structures antéschisteuses sont rares : pas de schistosité, quelques plis assez disparates d'allure et d'origine sans doute variées, synsédimentaire ou tectonique.

Pour ce qu'on peut en voir à cette échelle, la phase antéschisteuse n'a qu'une importance secondaire. Le chapitre suivant montrera cependant que, aux échelles plus grandes, elle n'est aucunement négligeable.

Ces conclusions ne sont évidemment valables que pour la série de Jujols, et il n'est pas question de les généraliser au Paléozoïque supérieur notamment ; le problème de l'existence de deux schistosités dans le Dévonien devra faire l'objet d'une étude spéciale.

CHAPITRE 7

LES DÉFORMATIONS HERCYNiennes PRÉCOCES (II) ; LES STRUCTURES MOYENNES ET GRANDES

7-1. INTRODUCTION

Dans le chapitre précédent ont été décrits les plis d'échelle métrique ou plus petite, directement observables sur l'affleurement ; ces plis, sauf rares exceptions, admettent la schistosité S_1 comme plan axial c'est-à-dire qu'ils sont synschisteux et que les axes des plis et les linéations d'intersection S_0/S_1 sont confondus. Aucun de ces plis n'a montré de charnière courbe : ils sont tous parfaitement cylindriques.

Dans ce chapitre, ce sont des structures plissées plus grandes, décamétriques à kilométriques, qui seront étudiées. Faute d'une lithologie suffisamment contrastée, ces plis n'apparaissent pas dans la morphologie ; pour les reconstituer, il faut intégrer un certain nombre d'observations ponctuelles échelonnées, ce qui nécessite l'emploi constant des stéréogrammes. Les stéréogrammes sont donc, dans cette optique, une manière de représenter des structures réelles ; si le nombre de points sur le diagramme (c'est-à-dire le nombre d'observations) est suffisant, cette représentation est très bonne, et analyser les stéréogrammes, c'est analyser des structures réelles ; et une telle analyse n'est théorique qu'en apparence.

Les stéréogrammes sont localisés sur la figure 7-22. Une difficulté surgit d'emblée lorsque l'échelle des plis n'est plus celle des plis métriques : très souvent les linéations d'intersection S_0/S_1 ne sont plus constantes mais deviennent variables ; l'étude de cette dispersion étant fondamentale, il est intéressant d'en faire, pour débiter ce chapitre, une courte analyse théorique.

7-2. ASPECTS THÉORIQUES DE LA DISPERSION DES LINÉATIONS SYNCHISTEUSES

Les structures dans la série de Jujols se caractérisent par une très forte dispersion, dans le plan moyen de la schistosité, des linéations S_0/S_1 et des axes des microplis (cf. G. GUITARD, 1970, p. 234). Axes et linéations changent d'orientation de façon très déroutante sur le terrain. Cette dispersion peut avoir des origines variées.

72-1. Dispersion d'origine postschisteuse. Dans ce cas, il n'existe qu'une seule linéation qui est ensuite dispersée par les phases tardives. Le cas le plus simple est celui d'une faille ou d'un pli postschisteux. A titre d'exemple, le diagramme 30+31 (fig. 7-1), réalisé dans la vallée d'Evol, pré-

sente deux linéations distinctes, l'une E-W, l'autre NW-SE, mais aussi deux valeurs moyennes distinctes de la schistosité ; si l'on fait coïncider ces dernières, il n'y a plus qu'une seule linéation. La dispersion est donc nettement d'origine postschisteuse et, l'orientation des structures postschisteuses étant connue, il est assez facile d'en tenir compte (1). Mais ces déformations tardives ne dispersent pas les linéations sans disperser aussi les schistosités, et le problème de la dispersion des linéations dans le plan de schistosité n'est pas résolu (on peut aussi imaginer que des failles postschisteuses reprennent les surfaces de schistosité ; celle-ci ne serait pas déformée, mais les autres éléments structuraux, linéations et surfaces de stratification, seraient dispersés ; cette situation, parfaitement possible, ne semble pas exister dans la série de Jujols, les failles tardives étant généralement fortement obliques sur la schistosité).

Une autre cause de dispersion postschisteuse serait l'existence d'une phase tardive développant des plis ayant un plan axial, et éventuellement une schistosité, très voisins de la schistosité S_1 ; dans ce cas, celle-ci pourrait rejouer sans être vraiment déformée, tandis que les linéations et les plis seraient déformés et dispersés dans des plans très voisins du plan de schistosité S_1 . De telles reprises de plis ont été décrites dans les schistes lustrés alpins, par exemple (J.M. CARON, 1973) ; mais elles s'accompagnent de torsions des charnières des plis, qui deviennent courbes, et de stéréogrammes caractéristiques, ce que l'on n'observe pas dans la série de Jujols ; ces structures, de plus, prennent naissance dans un contexte de déformations beaucoup plus intenses que celles qui affectent la série de Jujols.

Dans le cas de la série de Jujols il apparaît donc que la dispersion des linéations dans le plan de schistosité ne peut guère avoir une origine postschisteuse.

72-2. Dispersion d'origine synschisteuse. C'est le cas lors d'un plissement non cylindrique. En éliminant l'hypothèse de plis à charnière courbe, résultant d'une déformation dont le taux est variable d'un point à l'autre, et dont on devrait trouver trace à toutes les échelles, semble-t-il, il faut envisager l'hypothèse des plis coniques. Ces plis sont très difficiles à mettre en évidence, même sur stéréogramme, s'ils sont de grande taille, et surtout si leur angle d'ouverture est très petit (les pôles des plans de stratification se répartissent alors sur un petit cercle très proche d'un grand cercle). Mais pour rendre compte de la très large dispersion des linéations, ces plis devraient avoir un angle d'ouverture important, ce qui se traduirait, en projection, par un petit cercle très net. Nous verrons plus loin ce qu'il en est réellement.

(1) les grands plis postschisteux décrits dans le chapitre 5 entraînent une dispersion notable des linéations ; comme on ne connaît pas bien leur style, semblable ou concentrique il est difficile d'apprécier exactement cette dispersion. Cependant, les plis étant assez ouverts, elle est à peu près la même dans les 2 cas et, par la suite, elle sera matérialisée par des petits cercles, par raison de commodité (cf. fig. 7-1a).

72-3. Dispersion d'origine antéschisteuse. La linéation étant l'intersection de S_0 et de S_1 , "fossilise" les différentes orientations de S_0 au moment de la formation de S_1 : l'orientation des linéations et des plis synschisteux dépend de l'orientation initiale de S_0 . Les déformations antéschisteuses responsables de cette variation peuvent être de nature synsédimentaire (variations d'épaisseur de la série ...) ou tectonique (plis, failles ...).

72-4. Conclusion. Pour éliminer l'influence des déformations postschisteuses, le plus simple est d'étudier des secteurs où elles sont négligeables : de tels secteurs, heureusement, existent. Les déformations synschisteuses existent partout, mais elles sont minimales dans le haut de la série, et dans les zones dépourvues de charnières synschisteuses ; si alors persiste une déformation notable de la stratification, accompagnée d'une forte dispersion des linéations, il s'agit probablement d'une déformation antéschisteuse. Tel est, dans ses grandes lignes, le raisonnement qui sera utilisé dans les pages qui suivent.

7-3. ETUDE DE QUELQUES STRUCTURES DE MOYENNE GRANDEUR

Les exemples traités dans ce paragraphe sont destinés à montrer la variété des structures présentes dans la série de Jujols, sans en épuiser, probablement, la diversité. Toutes ces structures, décamétriques à hectométriques, sont généralement exemptes de déformations tardives, lesquelles sont d'échelle kilométrique.

73-1. Exemples de plis essentiellement synschisteux.

Les charnières synschisteuses sont nombreuses sur le terrain : elles sont parfaitement cylindriques, et les linéations y sont très constantes. Ces structures, d'interprétation claire, n'ont pas fait l'objet d'une étude intensive ; il est cependant intéressant d'en fournir quelques exemples.

731-1. Diagramme 37a (fig. 7-1b). Il s'agit d'un pli assez petit (une dizaine de m) affectant des niveaux à faciès assez massif, visible en bordure même de la nouvelle rouge de la vallée d'Evol. C'est un exemple typique de pli synschisteux : la guirlande S_0/S_1 est parfaitement définie, axes construits et linéations coïncident parfaitement. Bien que simple, ce pli est affecté de fractures et son coeur est broyé ; ces structures cassantes ne semblent pas postérieures à la formation du pli.

731-2. Diagramme 53c (fig. 7-1). Ce diagramme, analogue au précédent mais moins fourni, montre un pli pluridécamétrique, surtout représenté par son flanc inverse, à pendage sud ; la concentration des linéations est moins bonne que l'exemple précédent.

731-3. Diagramme 41 (fig. 7-1c). Il regroupe les mesures effectuées sur une petite coupe N-S (300 m environ) un peu en dessous du poudingue du Caradoc. Un grand pli E-W hectométrique renverse localement la série ; ce pli ouvert (angle d'ouverture : 90° environ) est typique du style qui domine dans

les parties hautes de la série. La schistosité est confondue avec le plan axial du pli, et les linéations sont bien groupées ; quelques unes cependant s'écartent de la valeur moyenne. Ce pli a toutes les apparences d'un pli synschisteux.

731-4. Diagramme 52d (fig. 7-2a). Il s'agit d'un double pli décimétrique dont les zones de charnières sont remplacées par des fractures qui matérialisent les plans axiaux. Les accidents cassants qui affectent ces plis sont probablement contemporains de leur formation, car les fractures ne dispersent pas les linéations. Le pendage de la schistosité change au passage des fractures, mais cela est dû, vraisemblablement, à une réfraction de la schistosité, qui se dispose en éventail (dont l'angle d'ouverture est notable : 40° environ).

73-2. Exemples de plis essentiellement antéschisteux.

Souvent les plis décimétriques ont une allure simple, mais les linéations qui les accompagnent varient notablement et la schistosité n'en est pas plan axial. On est alors conduit à admettre que ces plis sont antéschisteux. La géométrie de ces structures est identique à celle décrite dans le chapitre précédent, au paragraphe consacré aux petits plis antéschisteux ; quatre exemples de plis antéschisteux de plus grandes dimensions sont présentés ici.

732-1. Diagramme 52a (fig. 7-2). Il s'agit d'une zone anticlinale complexe qui, en une vingtaine de mètres, fait passer de pendages verticaux à des pendages subhorizontaux ; de nombreux microplis accidentent cette structure. Les linéations varient progressivement : N 160, puis N 110 et enfin N 40. La schistosité est parfaitement constante. Quant aux pôles de stratifications ils se dispersent, soit sur un grand cercle, soit plutôt sur un petit cercle, ce qui donne pour l'anticlinal un axe, respectivement 154 N 15 ou 129 NW 29. L'essentiel est de remarquer que S_1 est en dehors du grand cercle, et ne contient pas, et de loin, l'axe du pli conique. Dans ces conditions, il faut admettre que le pli conique anticlinal est antéschisteux et est recoupé obliquement par la schistosité.

732-2. Diagramme 52b (fig. 7-2b). Il s'agit d'une structure tout-à-fait semblable à la précédente, d'axe approximatif 146 NW 26, mais plus grande : le diagramme représente une coupe longue de 150 m environ. De plus, le flanc redressé du pli antéschisteux est affecté par des replis synschisteux plus petits qui font que les points de stratifications représentant ce flanc sont en fait dispersés le long d'une guirlande synschisteuse NW-SE (pts 2 à 6). Quand un pli antéschisteux est ainsi repris par des plis synschisteux, il devient difficile d'en évaluer de façon exacte l'orientation ; si les deux flancs sont ainsi repris, cette détermination est impossible.

732-3. Diagramme 43a (fig. 7-2c). Visible à 1800 m au nord d'Olette, ce double pli présente, en coupe, une allure comparable à celle du pli synschisteux du diagramme 41 décrit précédemment (731-3). Cependant, si le pli anticlinal est nettement synschisteux (charnière régulière, linéations 1 à 4 groupées, guirlande S_0/S_1 nette), le pli synclinal a une autre signification puisqu'il fait passer des linéations N 80 (pts 3-4) aux linéations N 135 (pts 5-7) : ce pli est antéschisteux. Je n'ai pas trouvé la charnière anticlinale

antéschisteuse correspondante ; peut-être est-elle remplacée par une zone broyée. Il est cependant probable qu'elle se situe vers le Sud, car les stratifications subhorizontales du type 3-4 sont inhabituelles. Dans ces conditions, le pli anticlinal synschisteux accidenterait le flanc inverse d'une structure antéschisteuse hectométrique déversée vers le Nord, orientée au NW-SE (127 SE 08 exactement, en considérant les points 3 à 7), dont l'allure est esquissée sur la figure 7-2c.

732-4. Diagramme 10 (fig. 7-3a). Ce pli antéschisteux est remarquable par sa taille (200 à 300 m au moins) et surtout par le fait que, grâce à des conditions d'affleurement exceptionnelles, sa charnière est coupée obliquement par la schistosité de façon parfaitement visible. Le flanc normal (N) de cet anticlinal antéschisteux montre des linéations NW-SE, tandis que le flanc inverse (S) présente des linéations E-W. Par suite d'un léger basculement postschisteux les deux flancs ne possèdent pas exactement la même schistosité. C'est ce qui fait que l'orientation du pli mesurée à la charnière (60 E 07) diffère légèrement de celle calculée sur le diagramme (SO NE 10), mais si l'on fait coïncider les schistosités, ces orientations coïncident également. Ce pli antéschisteux est déversé vers le Sud.

Ces quatre exemples montrent bien que l'hypothèse d'une origine antéschisteuse pour la dispersion des linéations est tout-à-fait fondée dans bien des cas. Cependant, les structures sont souvent plus difficilement interprétables.

73-3. Exemples de plis complexes.

733-1. Diagramme 2 (fig. 7-3b). Il s'agit d'un vaste pli synclinal visible et continu sur 400 m environ, développé dans des faciès plutôt pélitiques. Cette structure doit, en fait, être décomposée en deux parties :

- une partie sud (S, pts 1 à 5) sensiblement synschisteuse en apparence (axe 45 SW 05, linéations 50 à 60 subhorizontales)
- une partie nord (N, pts 6 à 14) non synschisteuse (axe 66 W 14, linéations 50 à 10 avec plongement Nord).

Les deux moitiés de ce synclinal sont cylindriques ; les guirlandes correspondantes étant parfaitement nettes, il faut conclure que les légères variations de la schistosité sont originelles (aucun jeu de faille postschisteux ne peut être trouvé, qui serait responsable à la fois de ces variations et de la disposition en deux parties du pli). Dans ces conditions, il est vraisemblable que le synclinal tout entier est antéschisteux, de même que l'accident cassant qui le divise en deux parties ; la phase synschisteuse n'est accompagnée d'aucun plissement notable. Quant à l'aspect synschisteux de la partie sud du pli, il faut y voir essentiellement l'effet du hasard, qui a fait que la schistosité a pris naissance "en zone" avec la stratification. Cette interprétation générale trouve un autre argument dans le style très ouvert de ce pli, alors que dans les faciès pélitiques du bas de la série de Jujols, les plis synschisteux sont généralement plus fermés et ont une charnière plus aiguë. Enfin, un pli anticlinal antéschisteux fortement broyé existe probablement au Sud du pli synclinal ; l'ensemble de la structure antéschisteuse est ainsi déversé vers le Nord.

733-2. Diagramme 46 (fig. 7-3c). Le double pli du Col Diagré fournit un diagramme assez comparable au précédent ; mais cette fois, les deux parties de la structure, l'anticlinal au sud et le synclinal au nord, sont synschisteux, et les linéations sont confondues avec les axes, respectivement 153 N 37 et 129 NW 12. Comme la schistosité est la même dans les deux plis, il est peu probable que cette différence d'orientation (25° environ) soit due à des mouvements postschisteux. L'interprétation la plus vraisemblable est celle consistant à envisager deux plis synschisteux hectométriques installés sur deux zones où la stratification n'avait pas, initialement, tout-à-fait la même orientation, par suite d'une légère déformation anté-schisteuse ; il en a résulté deux plis légèrement différents par leur orientation. Contrairement à l'exemple précédent, l'essentiel de la structure est, cette fois, synschisteux.

Ces deux diagrammes montrent à l'évidence que deux structures comparables par le style et la taille doivent être rapportées, pour l'essentiel, à deux phases différentes de plissement. Seule la position dans la structure du repère précieux que constitue la schistosité permet de trancher, et seulement après la réalisation d'un stéréogramme. Il est donc hasardeux d'attribuer, sur le terrain, tel pli à telle ou telle phase.

733-3. Diagramme 39 (fig. 7-4a). Ce diagramme décrit une petite coupe longue de 400 m environ, située dans la zone où S₁ est renversée, avec un pendage vers le S. Les variations des linéations indiquent que cette coupe, bien que courte, renferme 4 parties distinctes :

- partie 1 : linéations SW-NE et stratification de direction N 00 environ
- partie 2 : linéations SSE-NNW et stratification de direction N 40 environ
- partie 3 : linéations E-W mais schistosité différente de ce qu'elle est dans les parties 1, 2 et 4
- partie 4 : linéations SW-NE subhorizontales.

Le passage entre 1 et 2 se fait à la faveur d'une déformation anté-schisteuse mal précisée (simple ondulation comme en 733-2 ou bien pli très serré ?). La partie 3 est identique à la partie 4, la différence étant due à une légère déformation postschisteuse. La structure synclinale décrite par les parties 2-3-4 est anté-schisteuse au départ (passage en 2-3), puis apparemment synschisteuse ensuite (parties 3 et 4). Enfin, une faille tardive verticale interrompt la structure en fin de coupe. Cet exemple illustre bien la complexité qui est fréquemment celle des structures affectant la série de Jujols, complexité rendant illusoire toute tentative de description rapide de ces structures.

733-4. Diagramme 52c (fig. 7-4b). Ce double pli ouvert, pluri-décamétrique, présente la particularité d'être cylindrique (axe 132 SE 07), alors que la schistosité y est variable. Plus précisément, la schistosité est en zone avec la stratification sur le flanc inverse (pts 3-4-5) alors qu'elle est nettement à l'écart de la guirlande de stratifications au niveau des flancs normaux (pts 1-2 et 6-7-8) ; aussi les linéations sont-elles confondues avec l'axe du pli sur le flanc court (N 135), et nettement distinctes sur les flancs longs (N 110 à N 90). Une telle disposition est tout-à-fait inhabituelle pour un pli synschisteux ; elle s'explique beaucoup mieux si le pli est anté-schisteux, à condition d'admettre que la position de la schistosité est influencée par la position de la stratification, d'une façon qui n'est pas très claire. Mais tout

se passe comme si, à ce niveau de la série, un angle minimal devait exister entre S_0 et S_1 , la stratification, "repoussant" la schistosité (sur les flancs longs de la structure) de sorte qu'elles ne sont pas confondues (S_0 sur les flancs longs et S_1 sur le flanc court, ont même orientation).

733-5. Diagramme 26 (fig. 7-4 c et d). Ce diagramme est particulièrement intéressant par le fait même qu'il ne traduit pas toute la complexité de la structure qu'il décrit ! Il s'agit d'une petite coupe, dans le bas de la série de Jujols, entre le niveau calcaire de Thuir d'Evot et le premier niveau à nodules calcaires, coupe effectuée le long de la route. On observe des plis synschisteux décamétriques assez fermés, à charnières aiguës, et orientés NW-SE ; ces plis font alterner des zones en flanc normal et des zones en flanc inverse (c'est-à-dire, respectivement : S_0 moins penté que S_1 et S_0 plus penté que S_1) ; de plus, le niveau calcaire de Thuir d'Evot traverse la route en position de flanc normal, tandis que le niveau à nodules calcaires passe en position de flanc inverse. Toutes les conditions sont réunies pour considérer qu'il s'agit d'une vaste synforme, le niveau à nodules constituant une répétition tectonique de niveau calcaire, à un changement latéral de faciès près ; le diagramme semble confirmer cette interprétation (cf. fig. 7-4c).

Cependant, pour diverses raisons (cf. chapitre 1 et fin du présent chapitre), il n'est guère possible de considérer que les niveaux à nodules constituent des répétitions du niveau calcaire de Thuir. D'autre part, il n'est pas possible de trouver, sur le terrain, la zone de charnière de cette vaste synforme ; bien au contraire, là où elle devrait se trouver, c'est-à-dire au passage du flanc normal au flanc inverse, schistosité et stratification ont tendance à être confondues, en tout cas bien plus proches l'une de l'autre que partout ailleurs ; il est difficile de les séparer sur l'affleurement ; de plus, cette zone est dépourvue de petits plis synschisteux ; enfin, les linéations ont des variations légèrement différentes de part et d'autre. Toutes ces observations se comprennent bien s'il existe un anticlinal antéschisteux extrêmement ouvert, recoupé tangentiellement par la schistosité, de sorte que se trouvent ainsi créés, sans plissement synschisteux, un flanc normal et un flanc inverse purement géométriques. Cette géométrie est confirmée par le fait que, vers l'E et vers l'W, le banc calcaire, par exemple, ne reste pas toujours en "flanc normal", sans qu'aucun pli puisse être mis en évidence à son passage en "flanc inverse". La polarité ne change pas. S_1 étant parallèle à l'axe du pli antéschisteux, les linéations synschisteuses ont même orientation que cet axe : il n'y a pas de dispersion des linéations, et tout semble synschisteux. De fait, les deux flancs de la grande, mais très ouverte, structure antéschisteuse sont accidentés de plis synschisteux importants qui les déforment notablement. Cette déformation n'empêche pas, cette fois, de connaître l'orientation de l'anticlinal antéschisteux, puisque c'est celle des plis synschisteux : NW-SE (1).

Cet exemple montre donc de façon claire que tout diagramme doit être interprété en tenant compte des autres données disponibles ; il montre aussi le caractère très contingent des critères de pendage respectif de la schistosité et de la stratification pour repérer les flancs normaux vrais et les flancs inverses vrais.

(1) les arguments avancés contre l'hypothèse d'un pli couché synschisteux sont valables également contre l'hypothèse d'un pli couché antéschisteux, à laquelle on pourrait aussi songer.

Fig. 7-1 à 7-4. Analyse de quelques plis de moyenne grandeur.

- influence des déformations postschisteuses sur la dispersion des linéations synschisteuses : diagramme 30+31 et fig. 7-1a (cf. paragraphe 73-1)
- exemples de plis essentiellement synschisteux : diagrammes 37a, 53c, 41, 52d et fig. 7-1b, 7-1c, 7-2a (cf. paragraphe 73-1)
- exemples de plis essentiellement antéschisteux : diagrammes 52a, 52b, 43a, 10 et fig. 7-2b, 7-2c, 7-3a (cf. paragraphe 73-2)
- exemples de plis complexes : diagrammes 2, 46, 39, 52c, 26 et fig. 7-3a, 7-3b, 7-4a, 7-4b, 7-4c, 7-4d (cf. paragraphe 73-3).

Signalons enfin pour terminer que les secteurs 6 et 7 (diagrammes en fig. 7-23) sont peut-être susceptibles d'une interprétation comparable (sous réserve d'une étude plus poussée).

733-6. Conclusion. Alors que les petits plis métriques sont quasiment tous des plis synschisteux, il apparaît que les plis plus grands, décimétriques ou hectométriques, sont tantôt synschisteux, tantôt antéschisteux, tantôt mixtes, composites plutôt que superposés ; d'où les dispersions des linéations dans les deux dernières catégories. Bien que vraisemblablement moins nombreux que les plis synschisteux, les plis antéschisteux ne sont absolument pas négligeables, à cette échelle moyenne.

Du point de vue du style, les plis antéschisteux sont, soit des structures très ouvertes, soit des plis plus fermés ; dans ce dernier cas, ils ressemblent passablement aux plis synschisteux ; mais il ne faut pas négliger l'influence de la phase synschisteuse qui, si elle ne s'accompagne d'aucun pli, tend à remodeler les plis antéschisteux en leur conférant, à l'échelle de l'affleurement, un cachet synschisteux.

7-4. ETUDE DES MÉGASTRUCTURES (ÉCHELLE KILOMÉTRIQUE)

74-1. Généralités.

Dans ce paragraphe, les structures les plus grandes seront essentiellement étudiées à l'aise des stéréogrammes ; l'approche cartographique sera tentée dans le paragraphe suivant.

Les structures synschisteuses petites et moyennes sont, ainsi qu'il ressort des pages précédentes, éminemment variables quant à leur orientation. Ajouter sur un même diagramme plusieurs plis hectométriques de direction différente ne permettrait pas de déceler une quelconque structure plus grande, mais n'aboutirait qu'à la confusion. Aussi, dans l'étude des mégastructures, il faut s'intéresser aux zones, et elles sont nombreuses, surtout dans le haut de la série, où les plis synschisteux décimétriques à hectométriques sont rares ou absents : la stratification n'est pas déformée de façon importante par la phase synschisteuse, mais les linéations

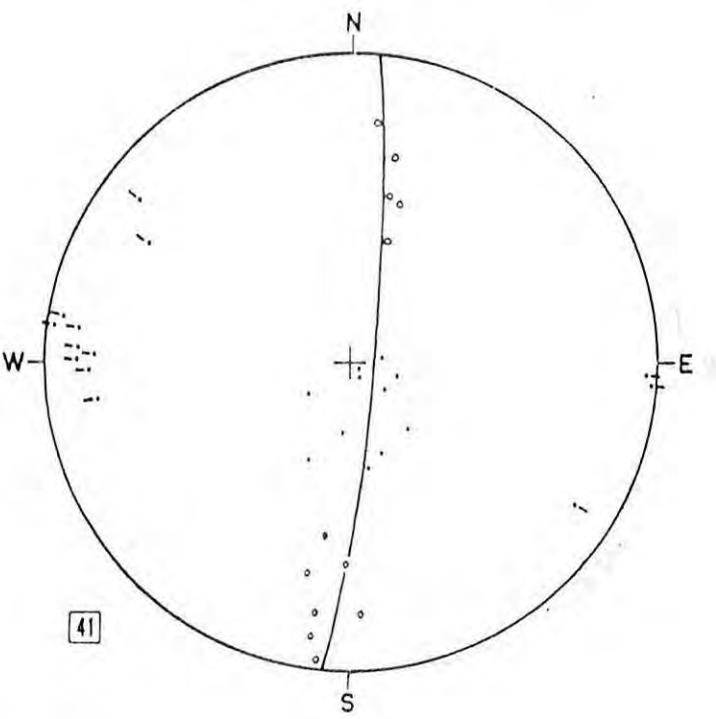
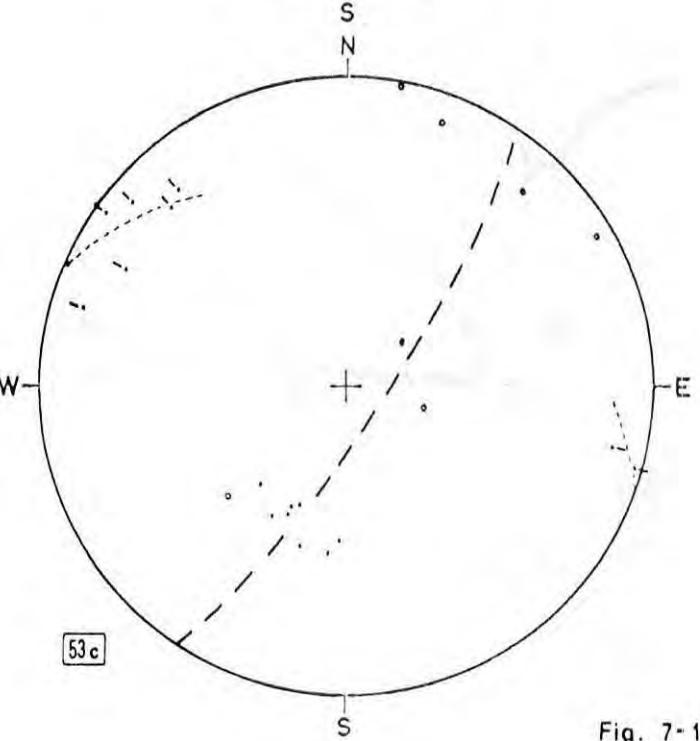
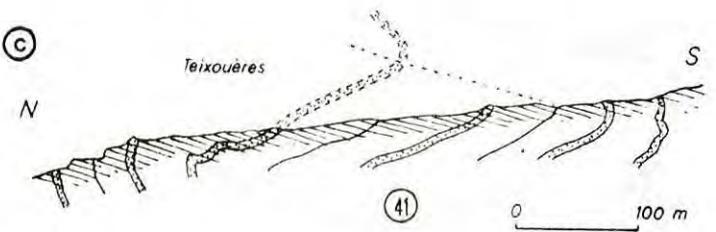
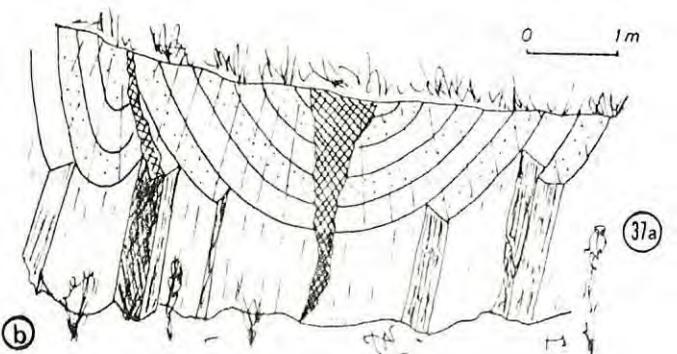
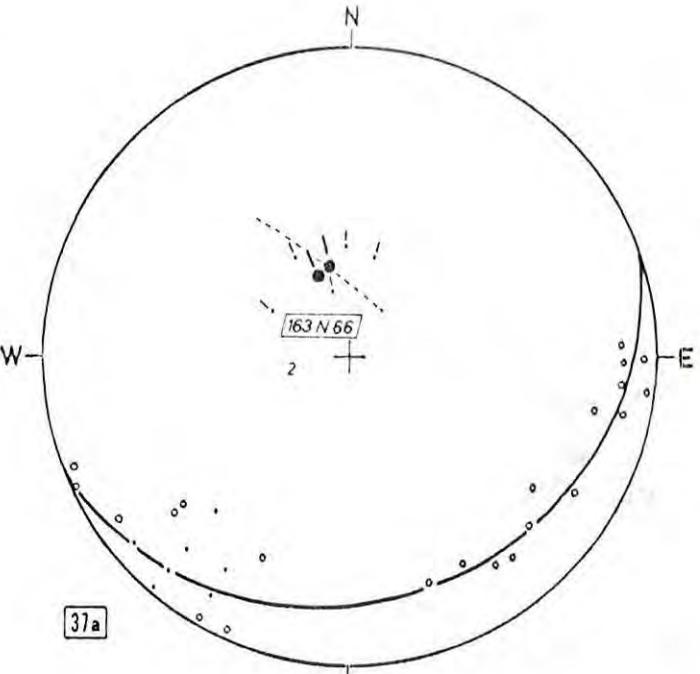
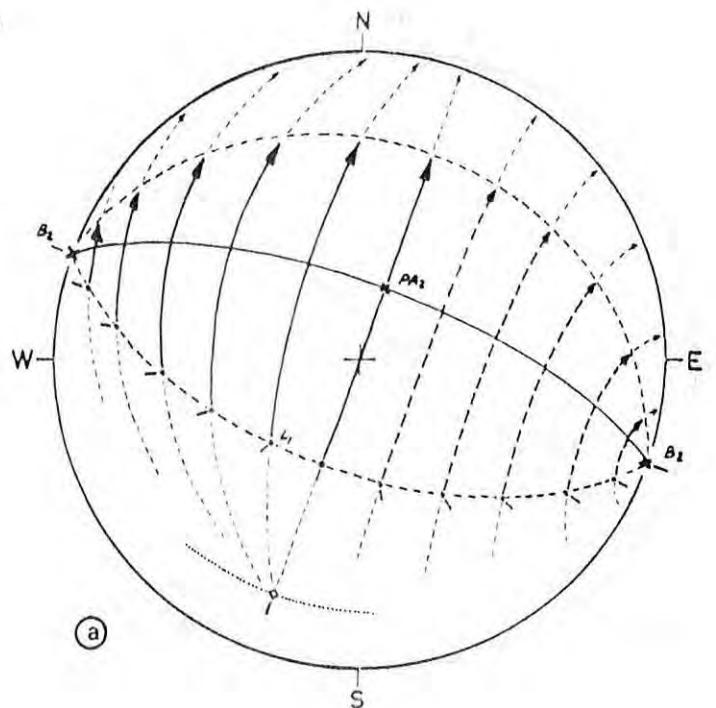
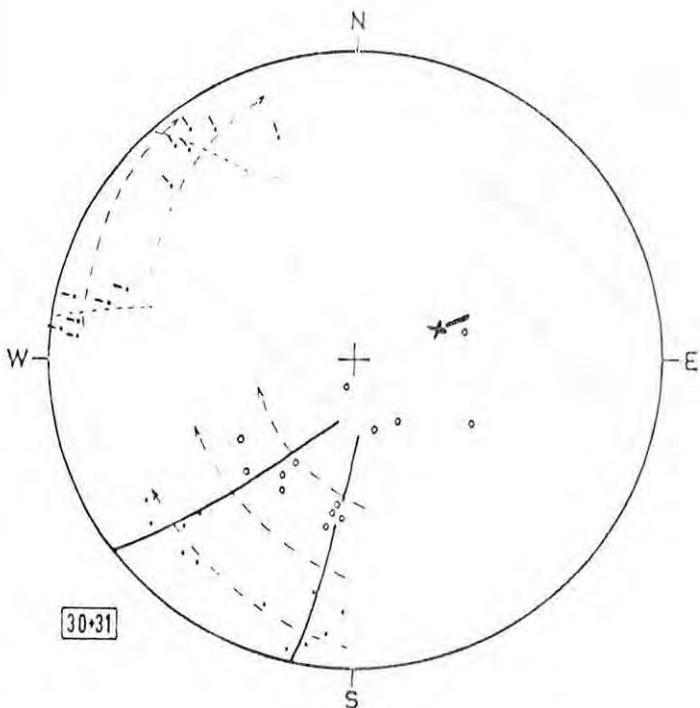


Fig. 7-1

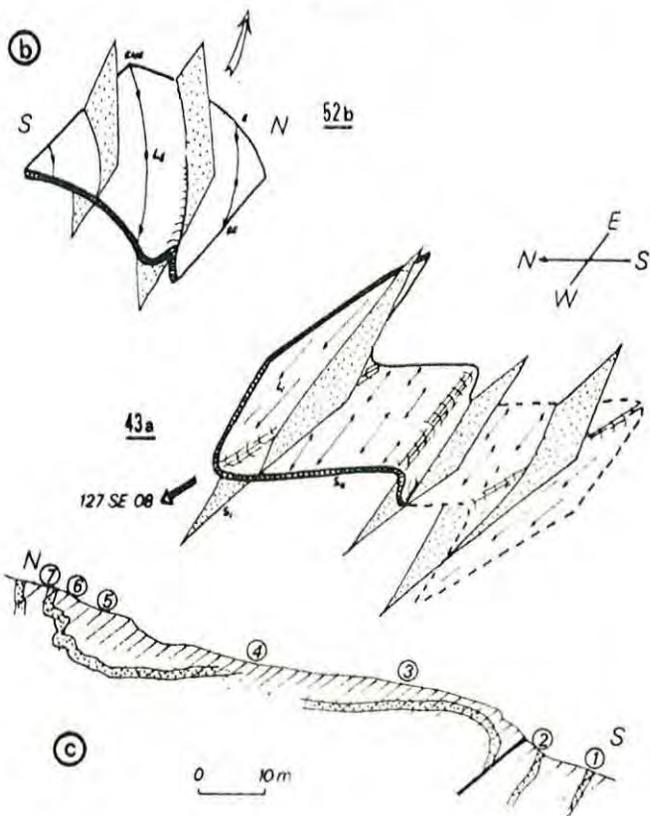
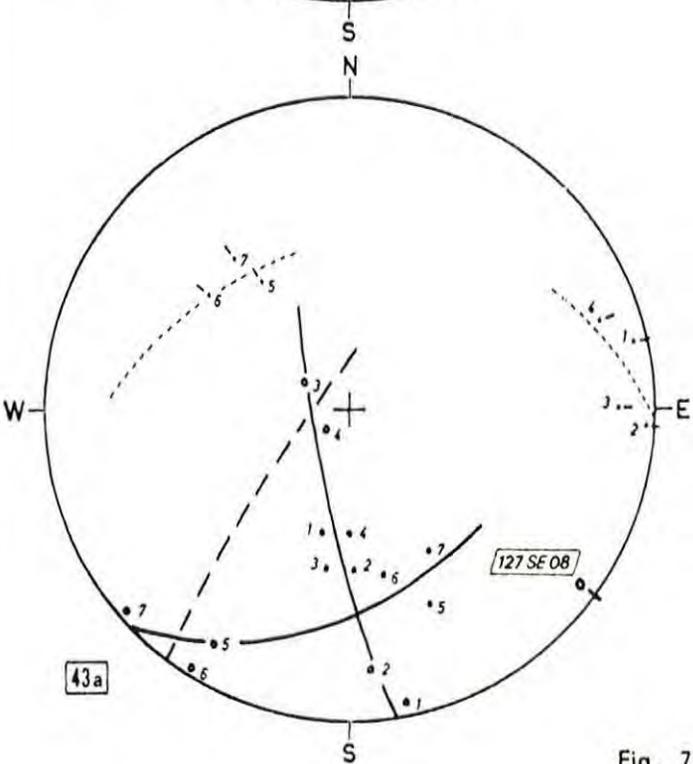
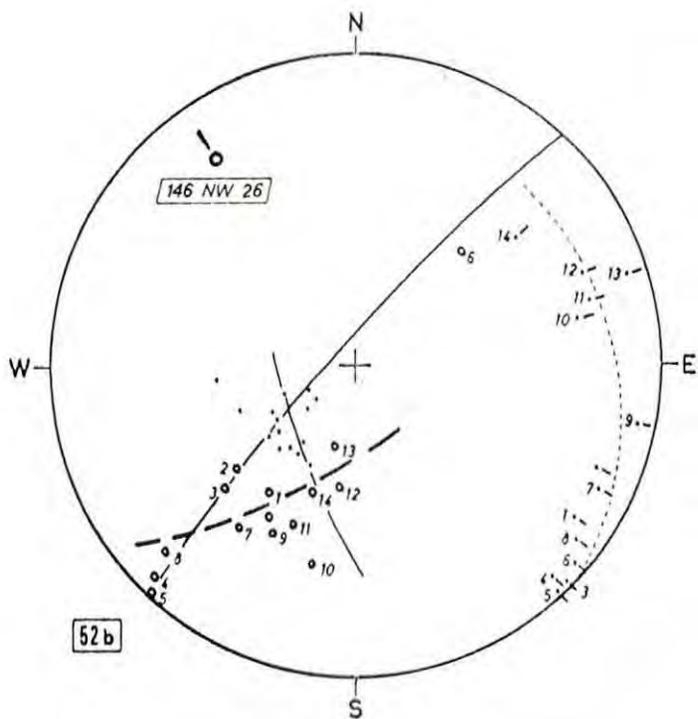
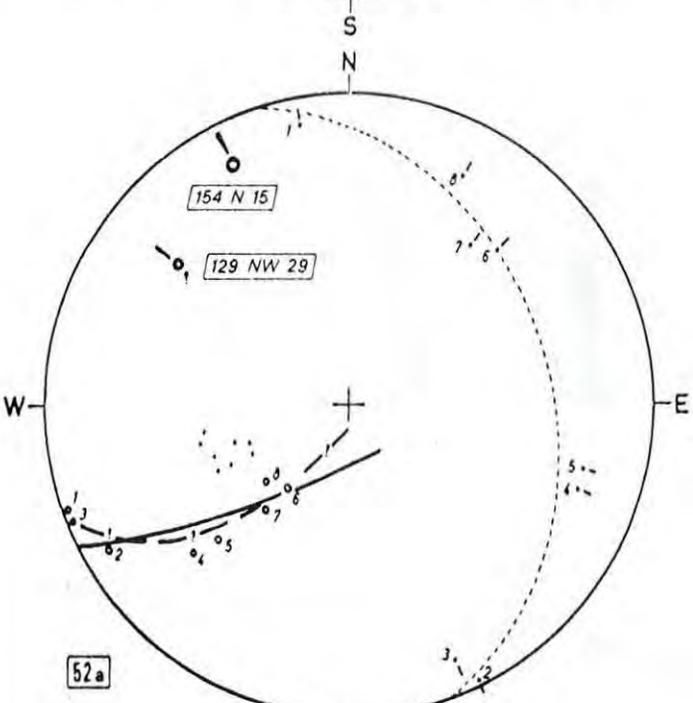
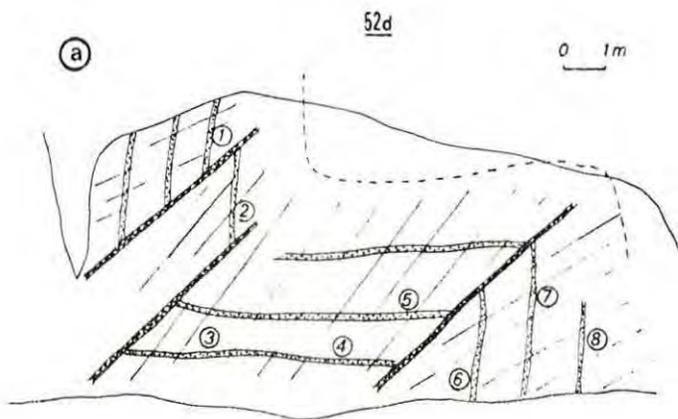
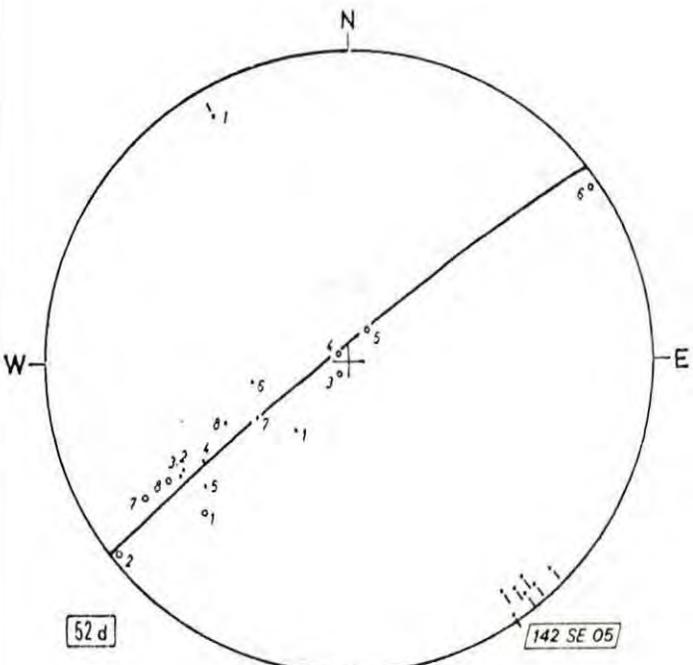


Fig. 7-2

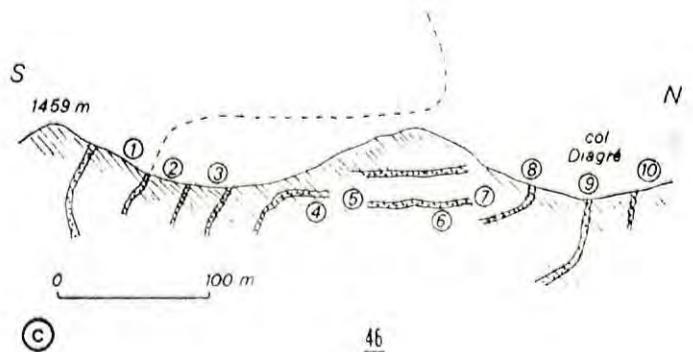
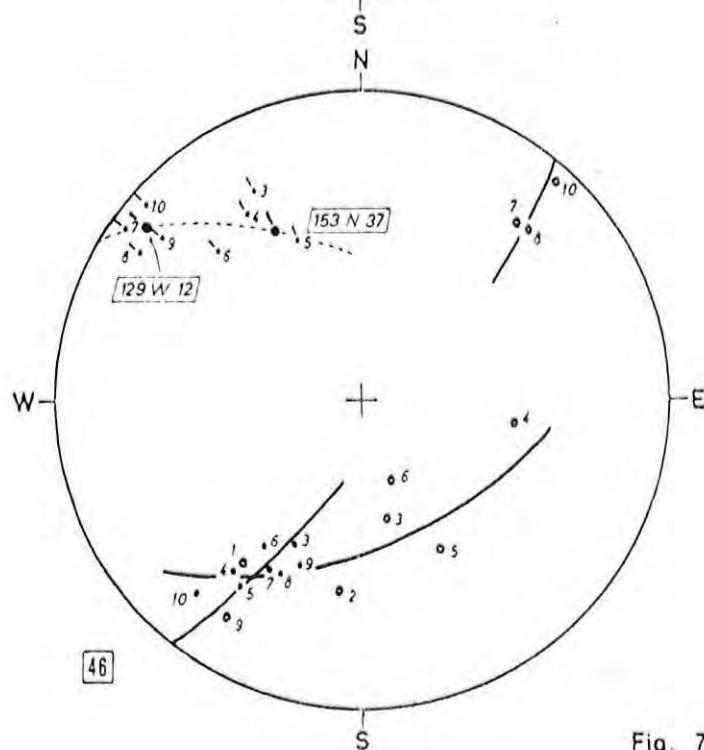
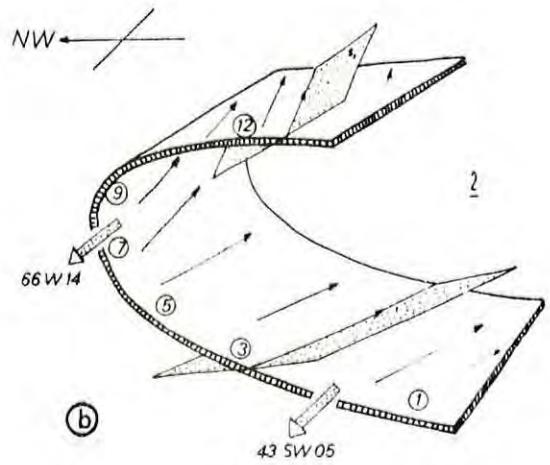
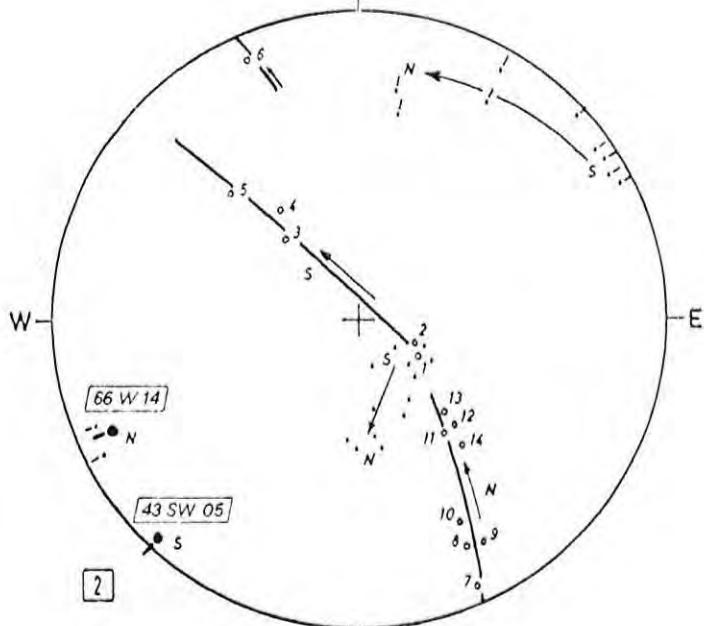
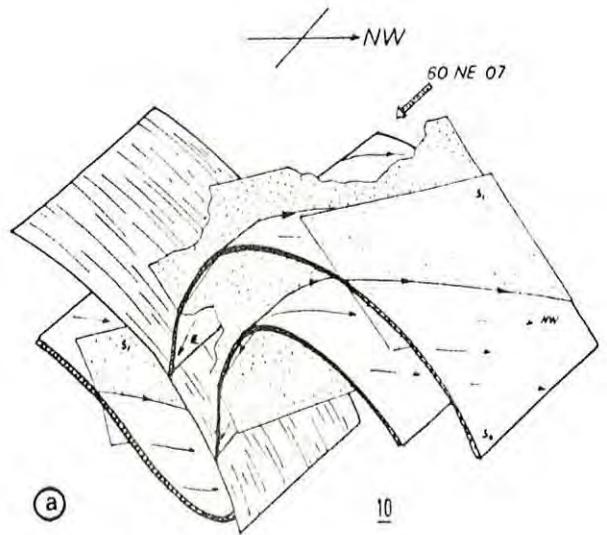
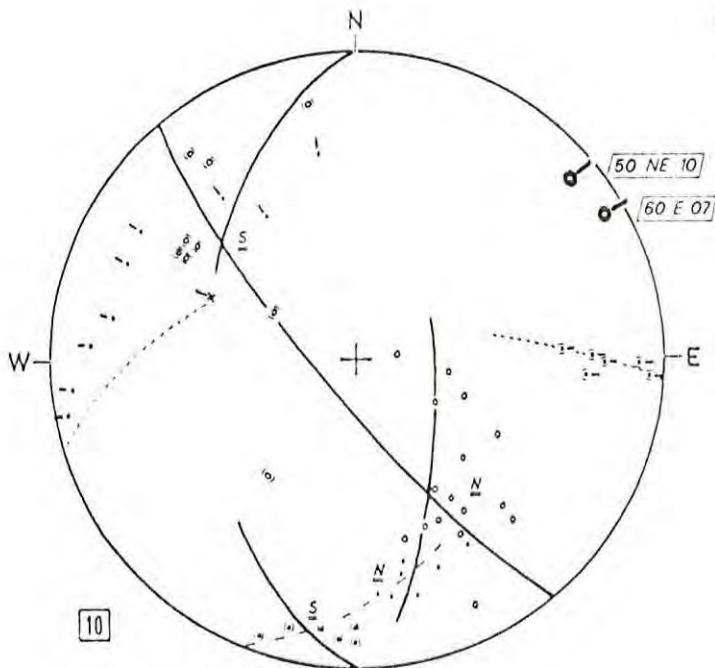
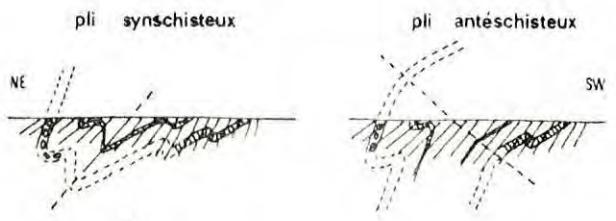
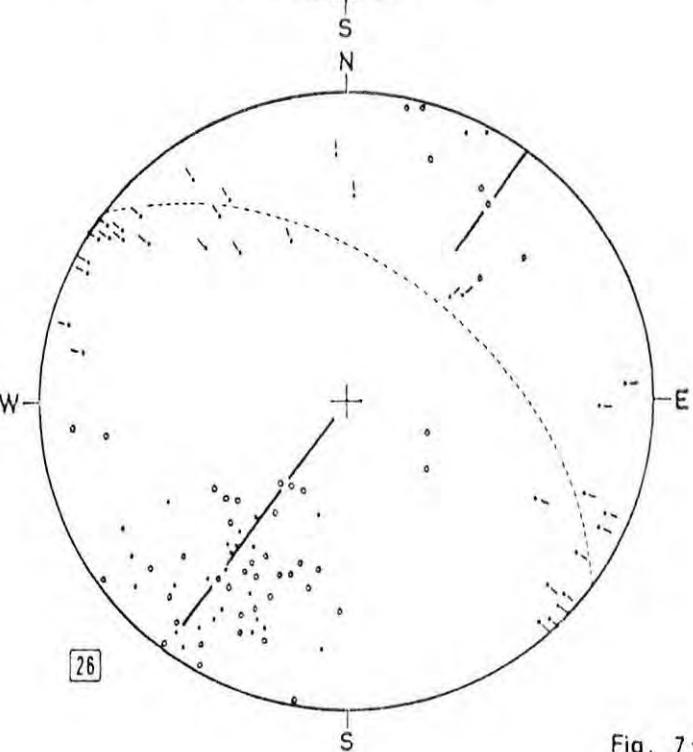
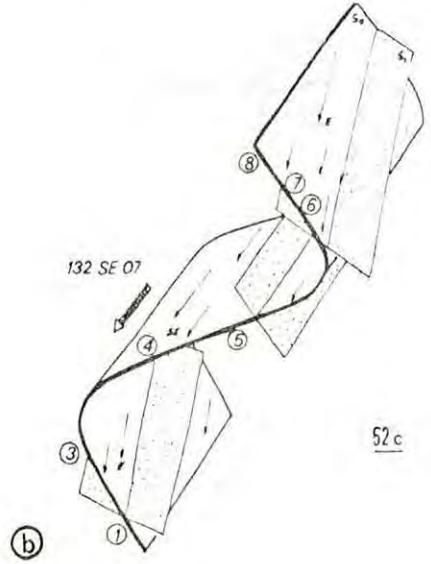
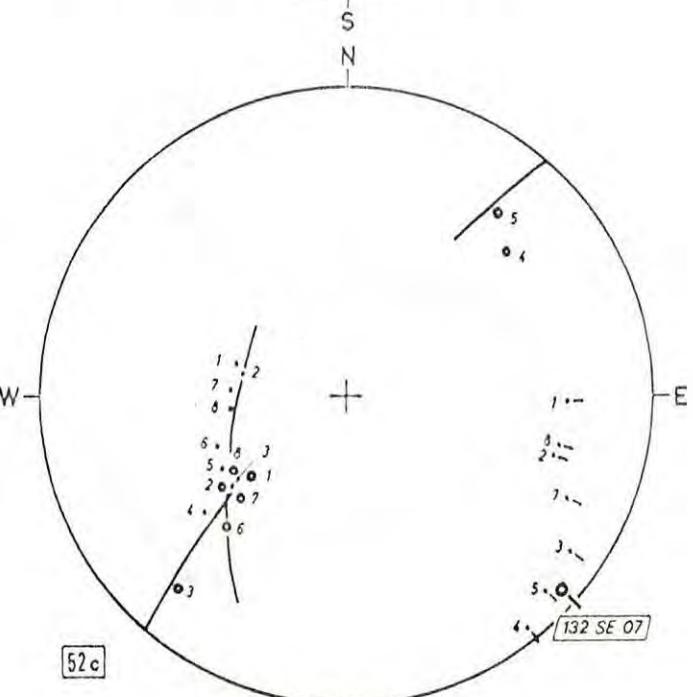
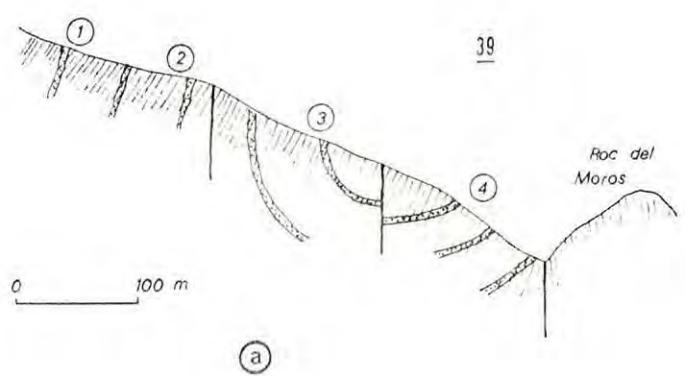
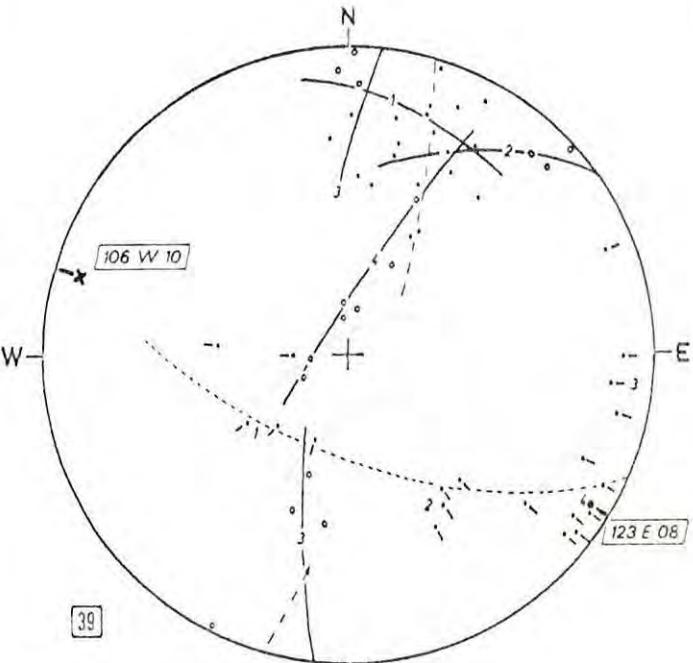


Fig. 7-3



--- niv calc de Thuir
 ■■■ 1° niv à nodules

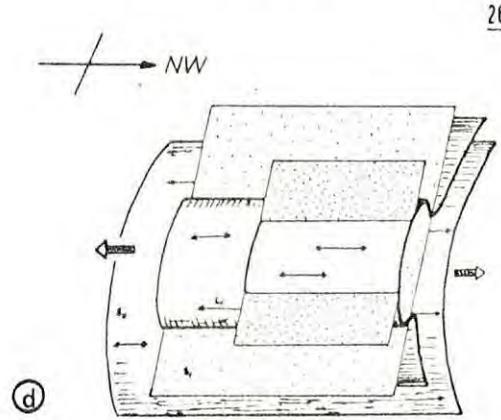


Fig. 7-4

d'intersection S_0/S_1 fournissent, en chaque point, l'orientation des plis synschisteux potentiels. En d'autres termes, on ne prend en considération que les flancs longs des plis synschisteux. Le but de cette recherche est de voir si ces zones non déformées à moyenne échelle par les plis synschisteux s'organisent en mégastuctures, synschisteuses ou antéschisteuses (les mégastuctures postschisteuses étant, si nécessaire, annulées). Cette méthode est appliquée, dans ce chapitre, à quatre secteurs différents de la série de Jujols.

74-2. Le secteur Jujols NW.

(diagrammes 49 à 52, fig. 7-5, 7-6, 7-7 ; voir aussi coupe fig. 7-21a)

Ce secteur (2 km x 0,5 km) s'étend de Jujols au point coté 1387 m, entre le ravin de Bourguère et la crête Jujols - Parte dels Camis. Il est remarquable par la facilité d'accès, la qualité des affleurements, la constance de la schistosité, et la relative rareté des plis décimétriques à hectométriques. Les mesures réalisées dans cette zone (plus de 200) sont reportées sur les diagrammes 49, 51 et 52 (fig. 7-5 et 7-7) et sur les trois cartes de la fig. 7-5 (a, b et c). La schistosité, bien que très constante (cf. diagramme 56, fig. 5-5), n'est pas tout-à-fait la même à l'est et à l'ouest, comme c'est bien visible sur la carte de la schistosité S_1 (fig. 7-5b) ; il y a donc intérêt à étudier le secteur Jujols NW en deux fois, et on distinguera une zone orientale (diagrammes 49 et 51) et une zone occidentale (diagramme 52).

742-1. Zone orientale (49-51). Le découpage en deux secteurs se fait en fonction des linéations : exclusivement NE-SW sur le diagramme 49, essentiellement ESE-WNW sur le diagramme 51 (1). Ces diagrammes sont de lecture facile ; les plis hectométriques, négligés dans les mesures, sont toutefois matérialisés par quelques pôles de stratification représentant leurs flancs inverses, et par la guirlande synschisteuse correspondante ; ces plis sont déversés vers le NW dans le secteur 49, et vers le NE dans le secteur 51. Chaque secteur étant ainsi étudié, l'étape suivante consiste à considérer cette zone dans son ensemble, en mélangeant les deux diagrammes ; c'est ce qui est fait, de façon progressive, sur les diagrammes 49+51. Les éléments structuraux présentent alors les particularités suivantes (fig. 7-6).

- les schistosités (fig. 7-6a et b) sont remarquablement bien groupées autour d'une valeur moyenne 130 NE 20. Les déformations postschisteuses sont nulles.

- les linéations (fig. 7-6b et d) se dispersent dans le plan moyen de schistosité, entre les directions N 40 et N 140, soit un angle dispersion de 100° environ.

- les stratifications (fig. 7-6c et e) se dispersent sur un grand cercle : elles sont plissées par un axe 140 NW 30 en une structure anticlinale de 90° d'ouverture environ ; la guirlande déterminée sur le diagramme 49 est également visible, quoique beaucoup moins nette ; cette dispersion secondaire

(1) le pli antéschisteux de Parte dels Camis (cf. diagramme 51a, fig. 6-4) appartient à ce secteur, mais n'est pas intégré dans le diagramme 51.

fait que la stratification présente sur le diagramme 49+51 un maximum correspondant à celui du diagramme 51, où S_0 est peu dispersée (plis synschisteux moins fréquents, d'une part, faciès plus pélitiques donc réfraction de schistosité plus faible d'autre part).

Quand les différents éléments structuraux sont superposés, fig. 7-6f, il apparaît très clairement que le pôle moyen de schistosité est situé nettement en dehors du grand cercle de dispersion des pôles de stratification (25° environ) ; en d'autres termes, la mégastructure anticlinale n'est pas synschisteuse ; de toute façon, le plan axial de cette structure serait très différent, redressé, avec un fort pendage vers le Sud. Cette disposition est la même que dans le cas des plis antéschisteux petits ou moyens décrits antérieurement. Aussi l'interprétation de la structure de cette zone sera la suivante : un vaste anticlinal antéschisteux, ouvert (1), accidenté de quelques petits replis antéschisteux, est recoupé obliquement (25° environ) par la schistosité ; il se forme ainsi des linéations et des plis synschisteux dont l'orientation est fonction du pendage initial de la stratification ; les plis synschisteux étant relativement peu développés ne masquent pas l'anticlinal antéschisteux, qui reste parfaitement reconnaissable sur les diagrammes. Cette structure est représentée schématiquement par la fig. 7-7c et la genèse des différentes linéations est indiquée par la fig. 7-7a. On peut comparer ce dernier diagramme au diagramme théorique (7-7b) qui indique, pour une structure antéschisteuse donnée, la dispersion des linéations en fonction de l'angle entre l'axe antéschisteux et la schistosité : la dispersion augmente rapidement quand l'angle diminue ; mais, si la schistosité venait à être en zone avec la stratification (angle nul), il n'y aurait plus de dispersion, bien que la schistosité soit pratiquement perpendiculaire au plan axial de la structure antéschisteuse. Ce dernier cas de figure est celui du diagramme 26 décrit auparavant (paragraphe 733-5).

L'anticlinal antéschisteux a probablement un style moins "arrondi" que celui indiqué sur le schéma 7-7c ; en effet, les linéations présentent 3 directions préférentielles : N 40, 100 et 140, cela en dépit de mesures faites de façon aussi homogène que possible. A ces directions correspondent donc trois orientations préférentielles de la stratification à l'issue de la phase antéschisteuse, qui devait avoir un style assez cassant ; de fait on constate, sur le terrain, que la zone qui fait passer des linéations NE-SW au Sud, aux linéations SE-NW au nord, ne montre pas de charnières antéschisteuses visibles, mais est au contraire très confuse et parfois broyée. Cette disposition explique que le diagramme 50, réalisé dans le but de saisir ce passage, ne donne pas de résultat net (fig. 7-7).

742-2. Zone occidentale (52, fig. 7-7). La schistosité moyenne est à peu près la même que dans la zone orientale, mais la concentration autour de cette valeur est plus lâche. Les linéations sont plus variables : elles envahissent tout le plan de schistosité. Enfin, cette zone est davantage plissée dans le détail (cf. diagramme 52a, b, c, d en fig. 7-2 et 7-4). Malgré cela, on reconnaît sans difficulté une géométrie tout-à-fait comparable à celle de la zone orientale : une structure antéschisteuse anticlinale de direction 150 NW 20, moins bien définie que dans le cas précédent, est re-

(1) les diagrammes sont compatibles avec un pli antéschisteux couché et subsoclinal (cf. critiques de cette interprétation au paragraphe 752-2).

coupée sous un angle faible, 15° environ, par la schistosité ; il en résulte une dispersion des linéations plus grande que dans le cas précédent. De plus, le plan axial de la structure antéschisteuse semble jouer en faille (cf. carte 7-5a).

Le secteur de Jujols NW montre donc de façon très claire la superposition de deux générations de structures : une structure anticlinale antéschisteuse kilométrique, avec quelques rares plis plus petits de direction NW-SE à NNW-SSE et plongement vers le NW ; des plis synschisteux métriques à hectométriques au maximum accidentant la structure précédente et dont l'orientation dépend de la position sur la mégastucture antéschisteuse. Il est clair que, dans ce secteur, les plis synschisteux sont nettement plus petits que l'anticlinal antéschisteux, qui est la structure principale.

74-3. Le secteur Olette N.

(diagrammes 42 à 45 ; fig. 7-8 et 7-9a ; voir aussi coupe 7-21b)

Il s'agit d'une coupe effectuée dans la partie inférieure et moyenne de la série de Jujols et décrite par les diagrammes 42 à 45. La schistosité est extrêmement peu variable autour d'une valeur moyenne $100 \text{ N } 33$; les linéations, elles, prennent à peu près toutes les valeurs possibles dans le plan de schistosité.

Contrairement au cas précédent, il n'est pas possible de diviser ce secteur en zones caractérisées nettement par une orientation préférentielle des linéations : tous les diagrammes montrent une variation notable des linéations. On peut cependant, sur le diagramme global 42-45 reconnaître une disposition comparable à celle des diagrammes 49+51 et 52. Il apparaît ainsi que des ondulations antéschisteuses peu marquées (angle d'ouverture : 130° environ) sont recoupées sous un angle faible ($10-15^\circ$) par la schistosité ; il en résulte des plis synschisteux d'orientation très variable.

74-4. La moyenne vallée d'Evol.

(diagrammes 27 à 37, sauf 35 ; fig. 7-9, 7-10, 7-11, voir aussi coupe 7-21c)

Cette coupe, effectuée le long de la nouvelle route de la vallée d'Evol, intéresse la partie moyenne de la série de Jujols (la partie inférieure, représentée par le diagramme 26, a été étudiée au paragraphe 73-3). On analysera successivement les diagrammes de détail, puis les diagrammes généraux.

744-1. Analyse des diagrammes 27 à 37.(1)

. diagrammes 27-28-29 (fig. 7-9). Les linéations varient progressivement de NE-SW à NNW-SSE tandis que la stratification est de moins en moins pentée (60° au début, 30° à la fin). Il s'esquisse ainsi un synclinal dont on peut déterminer l'orientation sur le diagramme 27+28+29 (sur ce diagramme,

(1) on fait abstraction, sur les diagrammes, des nombreux plis métriques et décimétriques qui risqueraient de les compliquer : seuls les flancs longs sont reportés.

les points du diagramme 28 ont été modifiés de façon à faire coïncider toutes les schistosités) cette orientation est environ 80 E 25. La schistosité fait un angle de 15° avec cette structure, d'où la dispersion importante des linéations. Cette structure synclinale anté-schisteuse fait suite à la structure anticlinale du secteur 26 mais l'orientation de cette dernière était différente : NW-SE, horizontale. Comme aucune déformation postschisteuse notable, faille ou pli, ne sépare le secteur 26 des secteurs 27 à 29, il faut admettre que cette différence d'orientation est due à un phénomène anté-schisteux (faille, plissement variable en orientation ...).

. diagrammes 30-31 (fig. 7-9 et 7-10). Ils diffèrent uniquement par le fait que le diagramme 31 présente une schistosité presque E-W, alors que, dans cette zone, elle est NW-SE (cf. diagrammes 30+31, fig. 7-1). Le diagramme 30 s'inscrit dans la logique des trois précédents : les linéations deviennent franchement NW-SE et les stratifications très peu pentées ; en revanche, le diagramme 31 décrit un pli synclinal hectométrique, actuellement E-W, mais en fait NW-SE si on fait abstraction de la déformation postschisteuse. Ce pli semble parfaitement synschisteux. A cette charnière synclinale fait suite une charnière anticlinale visible en dessous de la route, mais non sur la route elle-même, où elle semble supprimée par une faille tardive, tandis qu'au-delà les schistosités redeviennent NW-SE (diagramme 32). Ainsi, la grande structure anté-schisteuse synclinale très ouverte (diagrammes 27 à 30) s'accroît brutalement à la faveur d'un pli synschisteux hectométrique (diagramme 31) ; ce pli est la seule structure bien visible sur le terrain ; mais ce n'est en fait qu'un simple repli développé sur une structure anté-schisteuse nettement plus grande, bien que moins accusée.

. diagrammes 32-37 (fig. 7-9). Les linéations varient fortement : d'abord ENE-WSW (32) puis NE-SW (33, 34), puis à nouveau ENE-WSW (36) (1), et enfin SE-NW (37). Corrélativement, les stratifications, d'abord verticales (32), puis moyennement pentées (33, 34), redeviennent verticales (36) ou même se renversent (37). Une structure synclinale puis une structure anticlinale, très ouvertes, anté-schisteuses se font suite ; les axes de ces plis anté-schisteux ont une direction E-W à WNW-ESE si on se fie aux flancs verticaux ; comme les directions du plissement postschisteux sont les mêmes, les axes anté-schisteux ne sont guère perturbés, en dépit d'un fort basculement de la schistosité dans cette zone. Au delà du secteur 37, les stratifications sont à nouveau peu pentées (secteur 20, fig. 7-22) ; ce diagramme n'est pas pris en considération ici car il se rattache aux structures de la haute vallée d'Evol (cf. 74-5).

744-2. Analyse des diagrammes généraux 27-37.

Ces diagrammes (fig. 7-11) sont analysés comme dans les cas précédents ; il faut retenir les conclusions suivantes :

- les schistosités, à pendage toujours moyen à fort, sont légèrement plissées selon un axe postschisteux 126 SE 02 (fig. 7-11a et b).
- les linéations sont dispersées dans tout le plan de schistosité, les linéations NE-SW étant les plus nombreuses ; le maximum isolé de linéations E-W correspond au diagramme 31, dont les schistosités ont une orientation inhabituelle ; mais elles sont bien synschisteuses (fig. 7-11a et b).

(1) si on tient compte du pendage très fort de la schistosité.

- les stratifications sont nettement plissées par un axe 117 W 18 ; un axe accessoire, 54 NE 33, est également perceptible (fig. 7-11c et d).

Une fois encore, il apparaît clairement sur la fig. 7-11e que l'axe 117 W 18 est antéschisteux : la schistosité fait un angle de 20° environ avec lui, et les linéations et les plis synschisteux sont, en conséquence, très variables. Quant à l'axe secondaire 54 NE 33, il est lui aussi antéschisteux : il correspond vraisemblablement à l'axe 80 E 25 des secteurs 27 à 29 ; sur les diagrammes généraux, il est fortement masqué par l'influence de l'axe principal, estimé avec beaucoup plus de points.

Axe antéschisteux et axe postschisteux sont très proches ; mais le fait que les linéations sont dispersées dans le plan moyen de schistosité suffit à prouver, s'il en était besoin, que la dispersion des pôles de stratification n'est pas due à une influence postschisteuse, mais correspond bien à une structure antéschisteuse. Cette structure antéschisteuse est constituée par une succession d'anticlinaux et de synclinaux très ouverts, presque kilométriques ; les plans axiaux de ces plis ont un pendage S de 40 à 60° environ ; avant le basculement postschisteux, ils étaient subverticaux, comme dans le cas des exemples précédents. L'orientation de ces plis, sauf dans un cas, est WNW-ESE avec un faible plongement vers l'ouest. Enfin, ils sont repris par des plis synschisteux plus petits, rarement hectométriques, qui ne les altèrent que faiblement.

74-5. La haute vallée d'Evol.

(diagrammes 8 à 19, fig. 7-12 à 7-15 ; voir aussi coupe 7-21c)

Ce secteur renferme le seul pli couché d'échelle kilométrique ou presque que j'ai pu déceler dans la série de Jujols. Comme dans le cas de la moyenne vallée d'Evol, nous étudierons successivement les diagrammes de détail, puis les diagrammes généraux. Trois cartes (fig. 7-12a, b, c) aideront à la compréhension de cette analyse.

745-1. Analyse des diagrammes 8 à 19.

. diagrammes 8 à 12 = flanc long supérieur du grand pli couché.

- les diagrammes 8 et 9, mettent en évidence une ondulation d'amplitude plurihectométrique du flanc long supérieur ; cette ondulation est antéschisteuse, comme l'indique la dispersion des linéations (ENE-WSE en 8, NW-SE en 9), et comme le montre le diagramme 8+9, qui permet d'en déduire l'axe ; approximativement 178 N 34.

- le diagramme 10 (cf. fig. 7-3), correspond au pli antéschisteux hectométrique décrit antérieurement au paragraphe 73-2. Ce pli, d'orientation 60 NE 07, accidente donc le flanc long supérieur du grand pli couché.

- le diagramme 11 correspond au secteur situé dans le prolongement, vers le SE, du pli antéschisteux précédent ; on peut constater que ce pli a disparu (ou bien que son orientation est devenue telle que la schistosité est sensiblement en zone avec lui) : les linéations sont peu dispersées. Une zone très perturbée dans le détail est sans doute tout ce qu'il reste du pli antéschisteux du secteur 10.

Fig. 7-5 à 7-11. Mise en évidence des mégastructures plurihectométriques à kilométriques antéschisteuses.

- . fig. 7-5, 7-6, 7-7 : secteur de Jujols NW (cf. paragraphe 74-2)
- . fig. 7-8 (et 7-8a) : secteur Olette N (cf. paragraphe 74-3)
- . fig. 7-9, 7-10, 7-11 : La moyenne vallée d'Evøl (cf. paragraphe 74-4).

- le diagramme 12 correspond à un autre fragment du flanc supérieur ; l'angle entre S_0 et S_1 est plus grand que dans les diagrammes précédents, ce qui indique que l'on se rapproche de la charnière anticlinale. Cette charnière, d'ailleurs, est en fait remplacée par une étroite zone assez perturbée et le passage entre le flanc long supérieur et le flanc court est très brutal.

. diagrammes 13 et 14 = flanc court. La stratification s'inverse presque (14). Les linéations sont bien groupées sur le diagramme 13, un peu dispersées sur le diagramme 14.

. diagrammes 15 et 16 = charnière synclinale. Elle est très aiguë et la zone de charnière est large d'une dizaine de mètres à peine. La direction de ce pli est constante, WNW-ESE mais son plongement très variable : 10° à 70° ; les linéations coïncident avec l'axe de ce pli.

. diagrammes 17 à 19 = flanc long inférieur du pli couché.

- diagramme 17. Les linéations, jusqu'à présent W-E à WNW-ESE, changent : elles deviennent NW-SE à N-S. Ce changement s'amorçait déjà à la charnière synclinale (diagramme 15). Enfin, le diagramme 20 (fig. 7-22) constitue une réplique presque parfaite de ce diagramme, mais la schistosité y a une orientation différente.

- diagrammes 18 et 19. Sur ces fragments du flanc long inférieur, les linéations deviennent très variables ; on peut y voir l'influence de déformations antéschisteuses analogues au pli antéschisteux 120 W 05 qui existe juste à l'est (cf. diagramme 38, fig. 7-25).

Les différents segments du grand pli couché représentés par les diagrammes précédents paraissent tous synschisteux : les linéations y sont bien groupées (sauf sur le diagramme 10). D'un diagramme à l'autre cependant, les linéations et, apparemment, l'axe local de la structure, changent : ils sont tantôt E-W, tantôt WNW-ESE, tantôt NW-SE (les variations sont plus grandes encore si l'on envisage les secteurs extrêmes, 8 et 9). Tout ce passe donc comme si l'on avait affaire à une structure synschisteuse pas très cylindrique, en d'autres termes une structure dont l'axe varie d'un secteur à l'autre. Si cette interprétation est correcte, elle doit se traduire, sur les diagrammes généraux, par une dispersion particulière des pôles de stratifications. Nous allons voir maintenant ce qu'il en est.

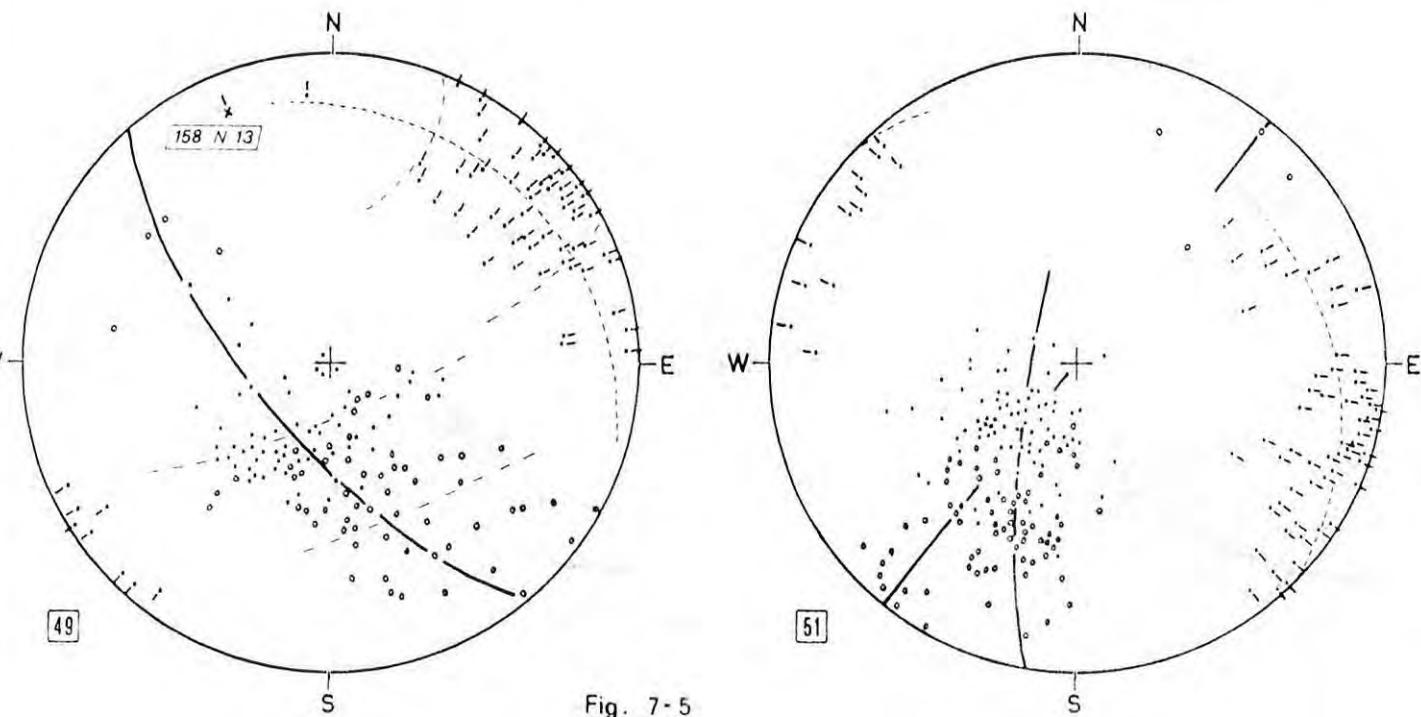
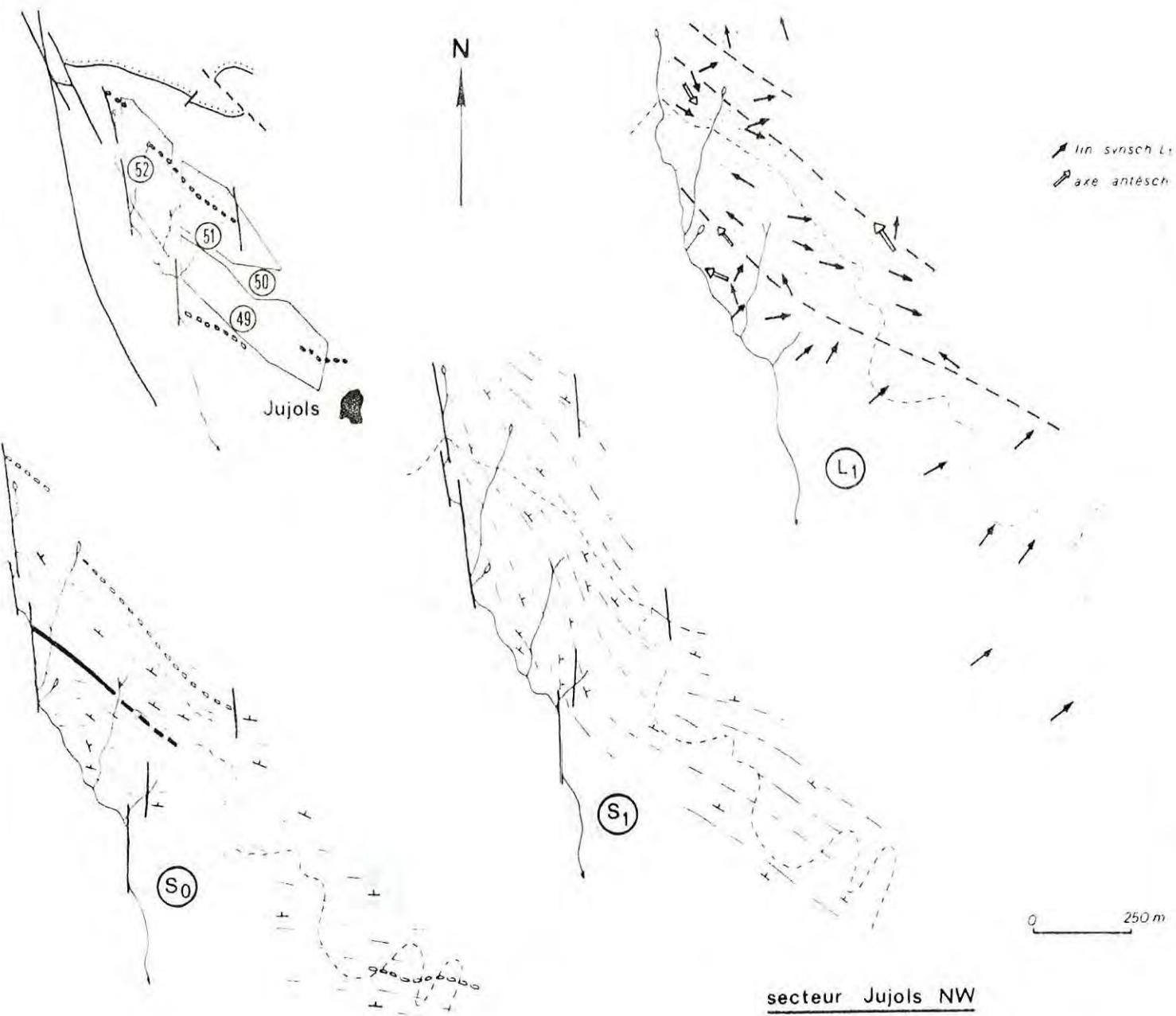


Fig. 7-5

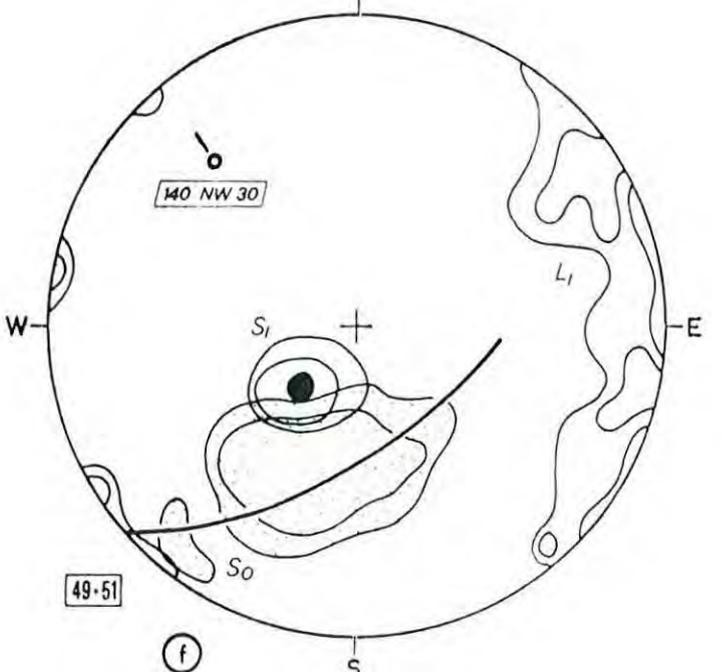
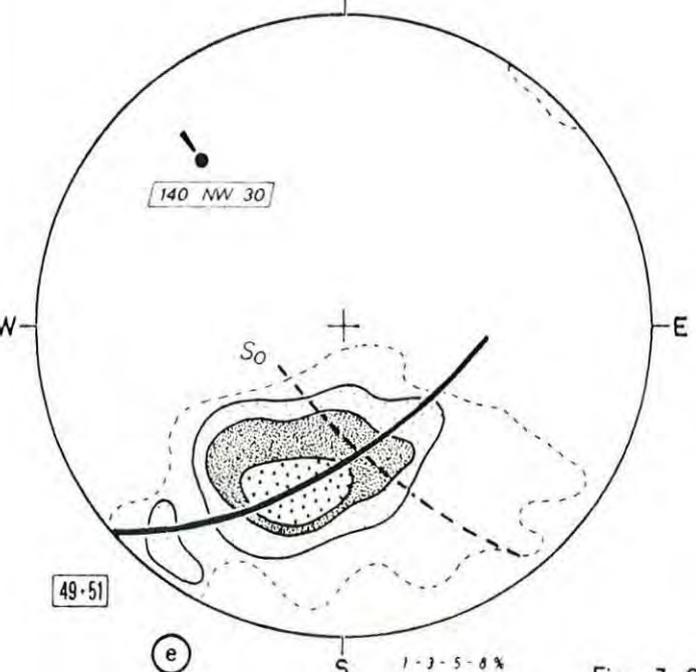
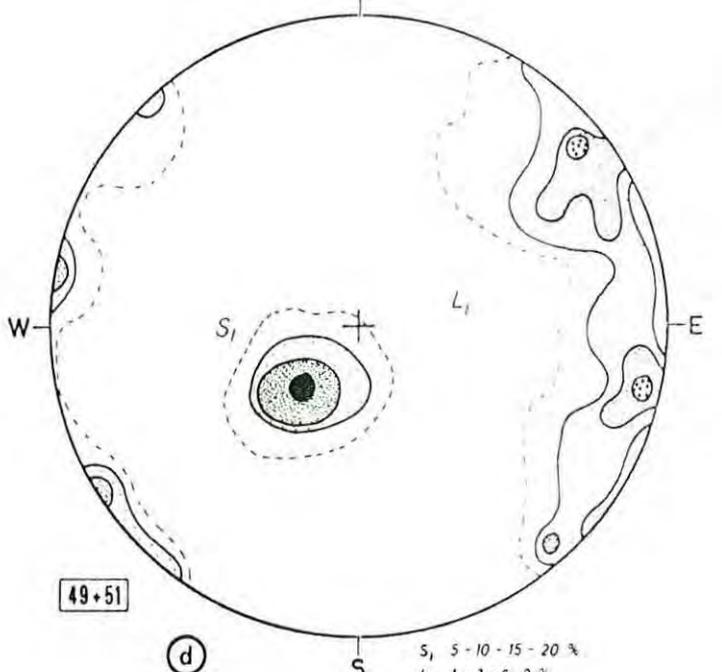
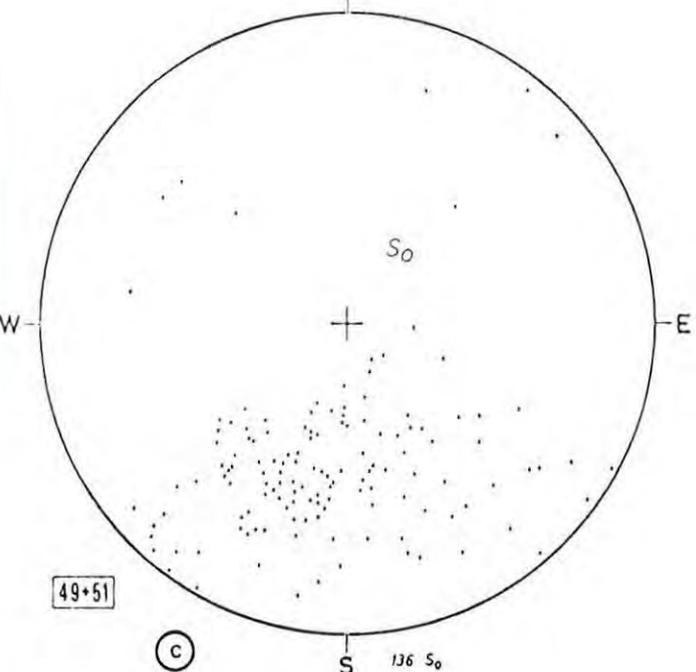
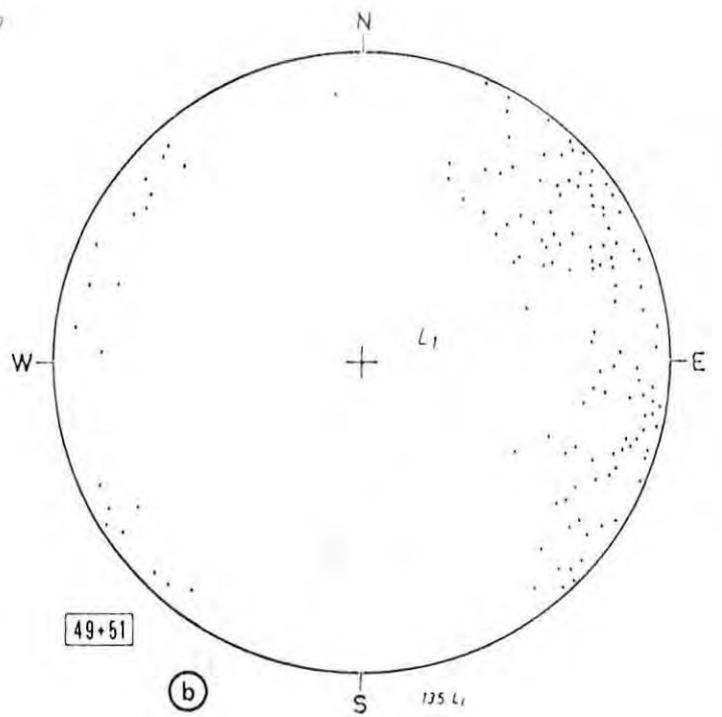
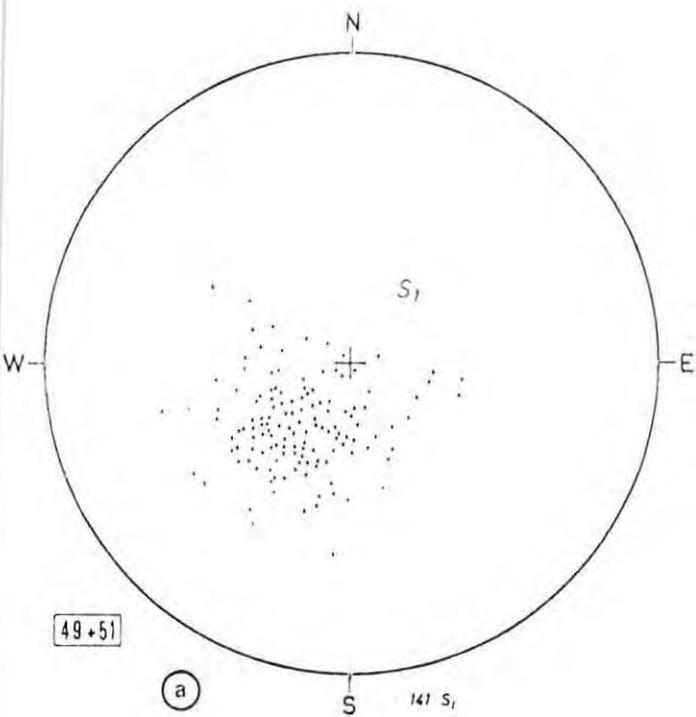
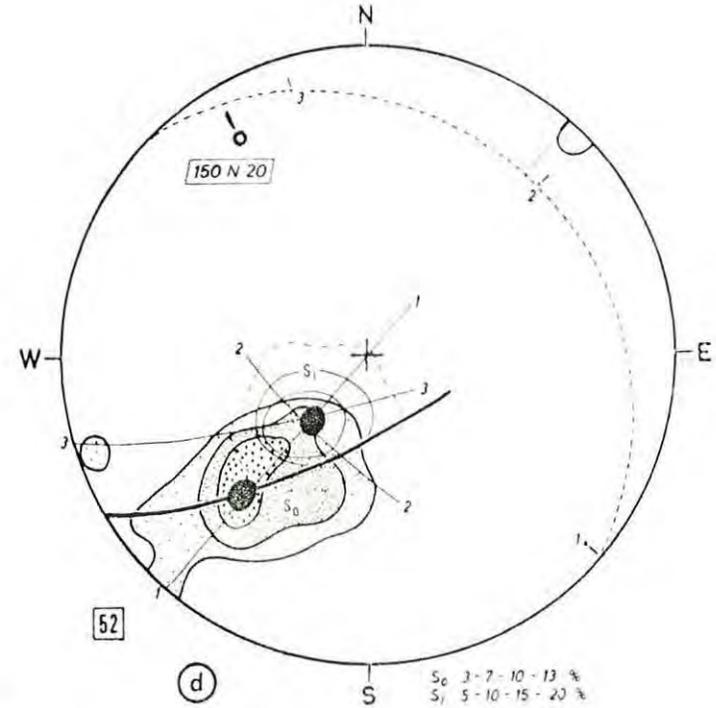
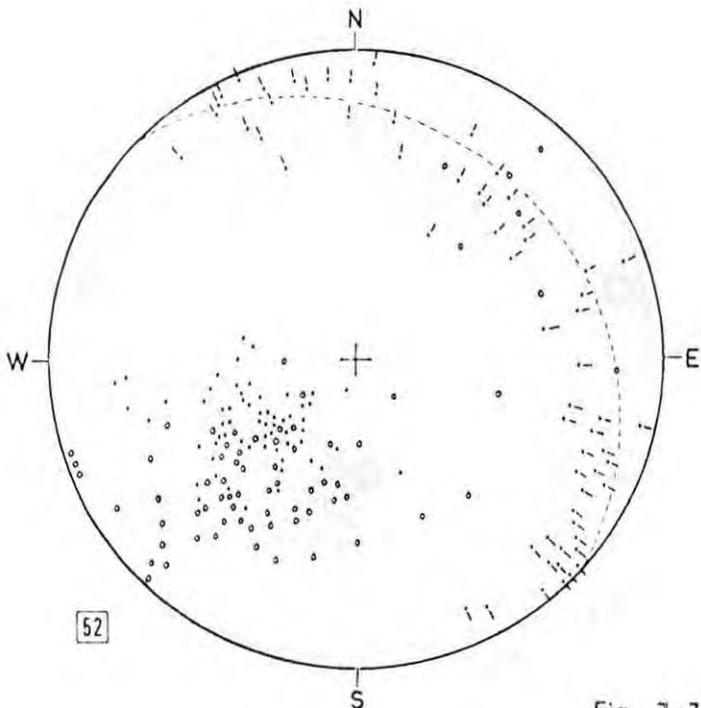
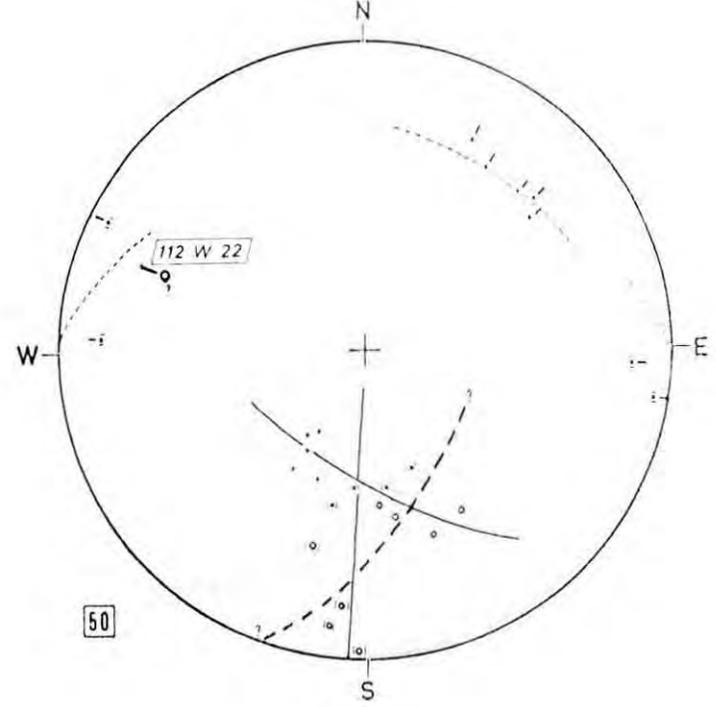
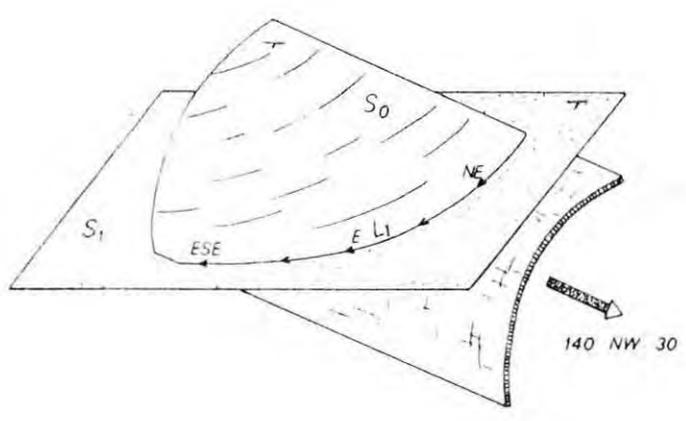
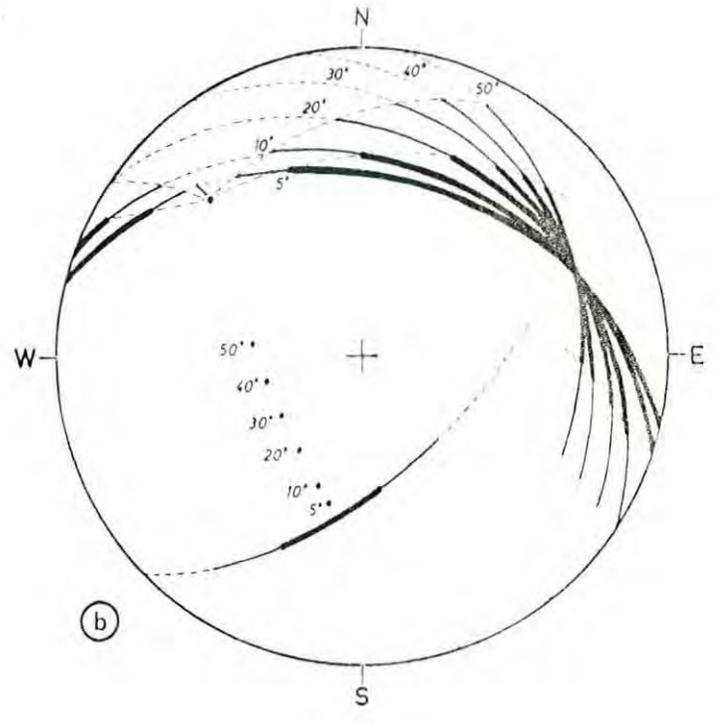
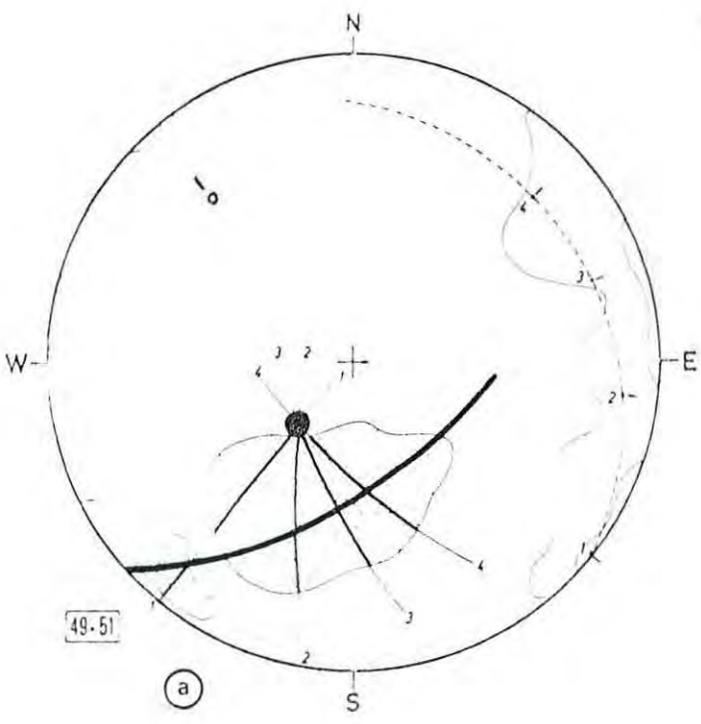
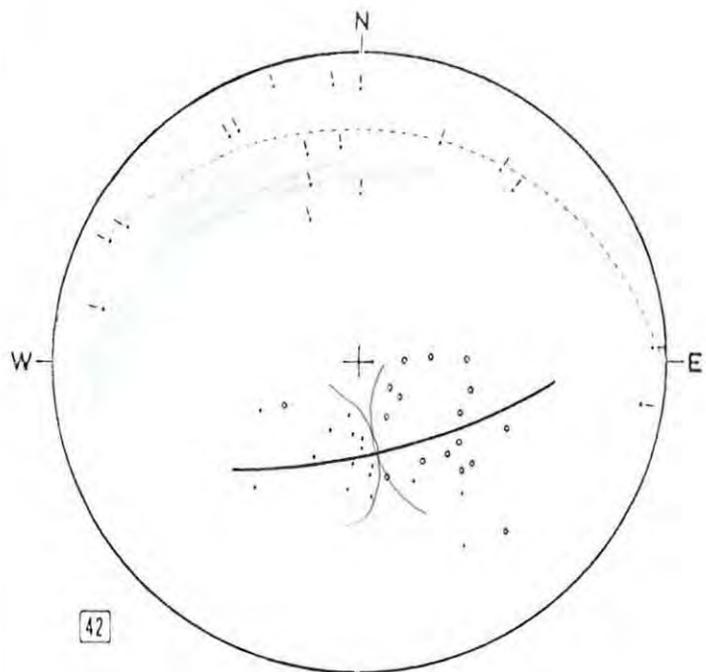


Fig. 7-6

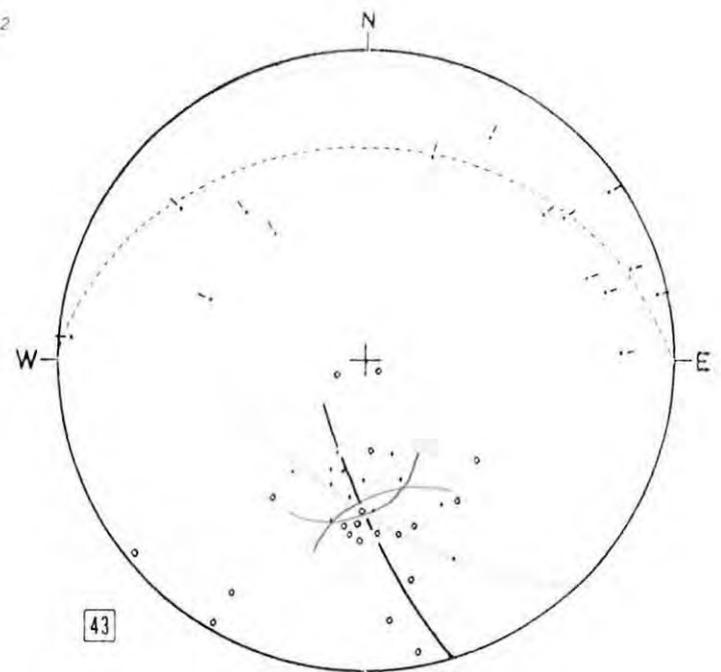


S₀ 3-7-10-13 %
 S₁ 5-10-15-20 %

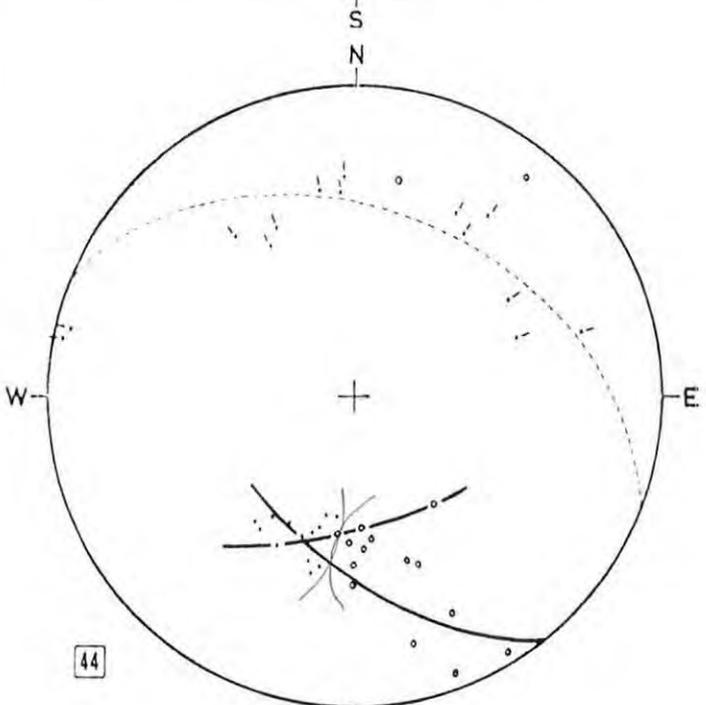
Fig. 7-7



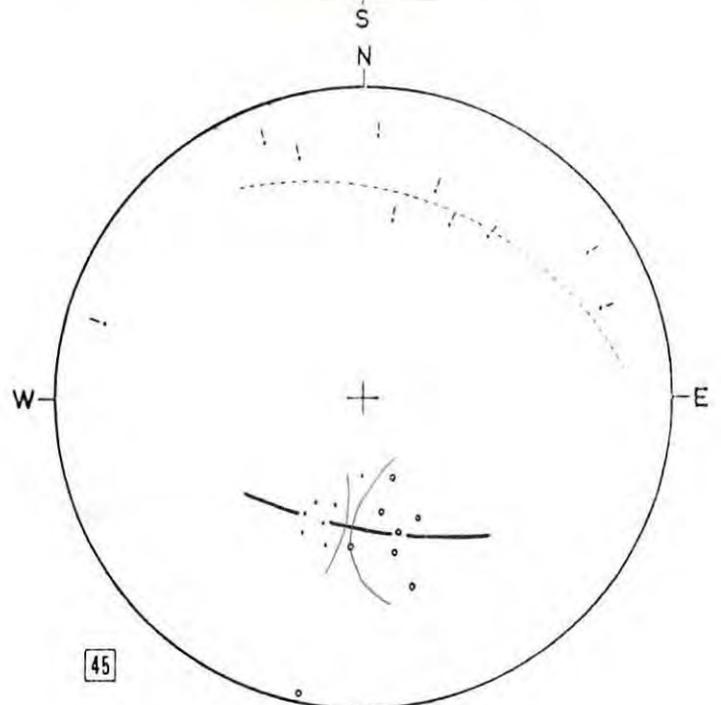
42



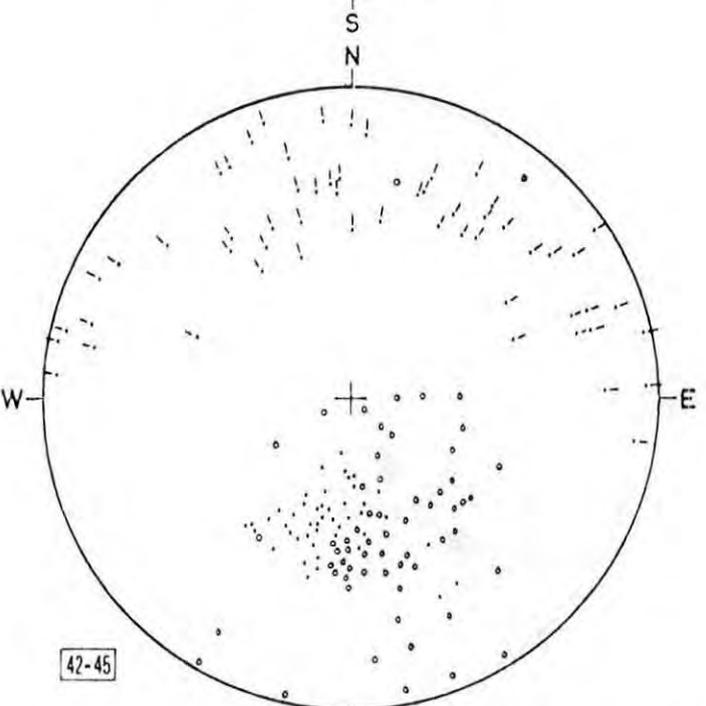
43



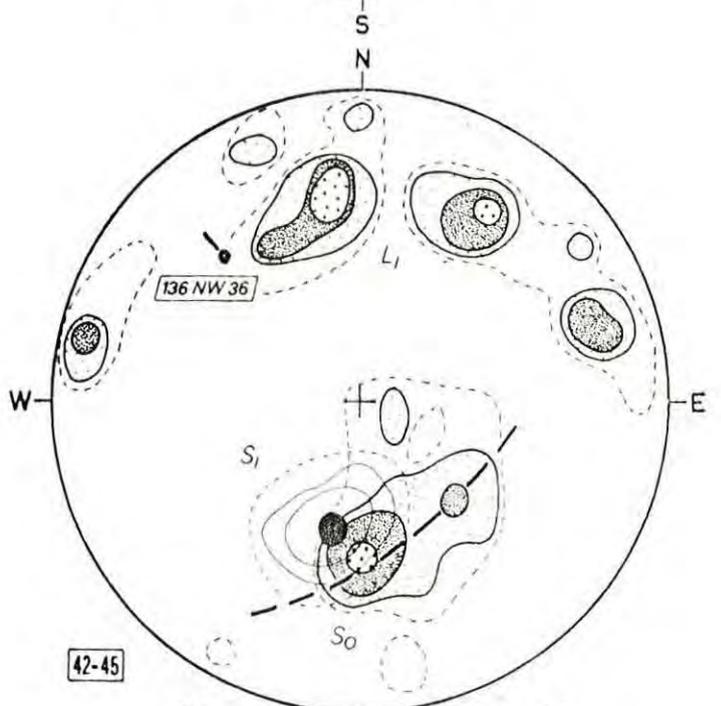
44



45



42-45

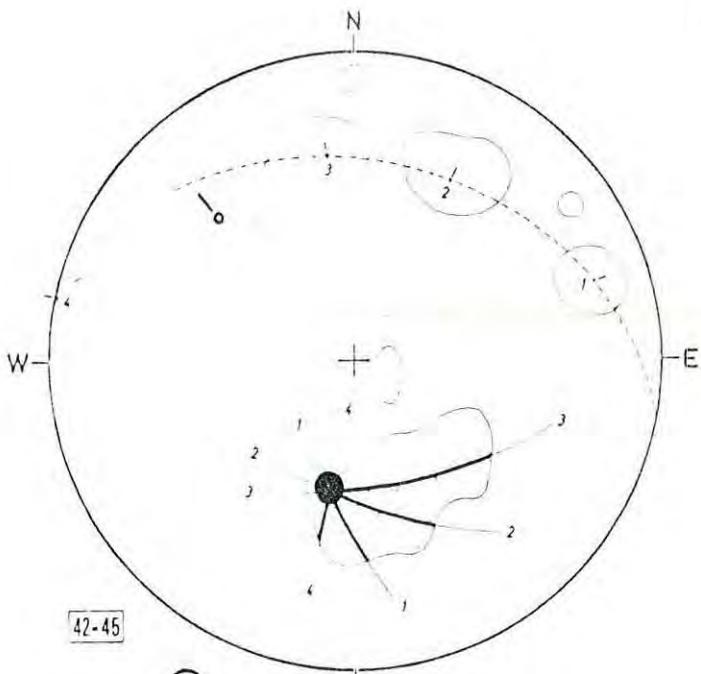


42-45

(a)

S_0 1-5-10-20 %
 S_1 4-10-20-30 %
 L_1 3-5-7-9 %

Fig. 7-8



a

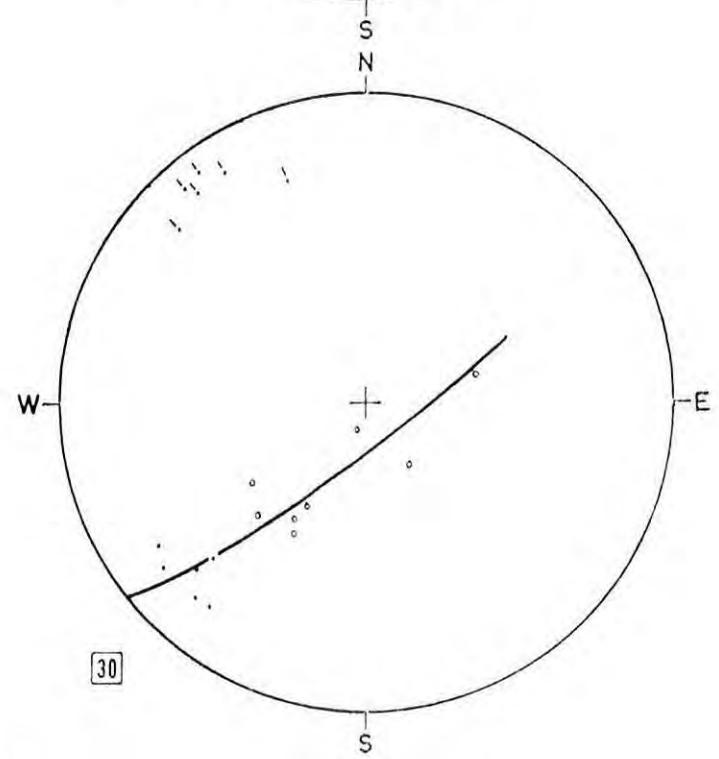
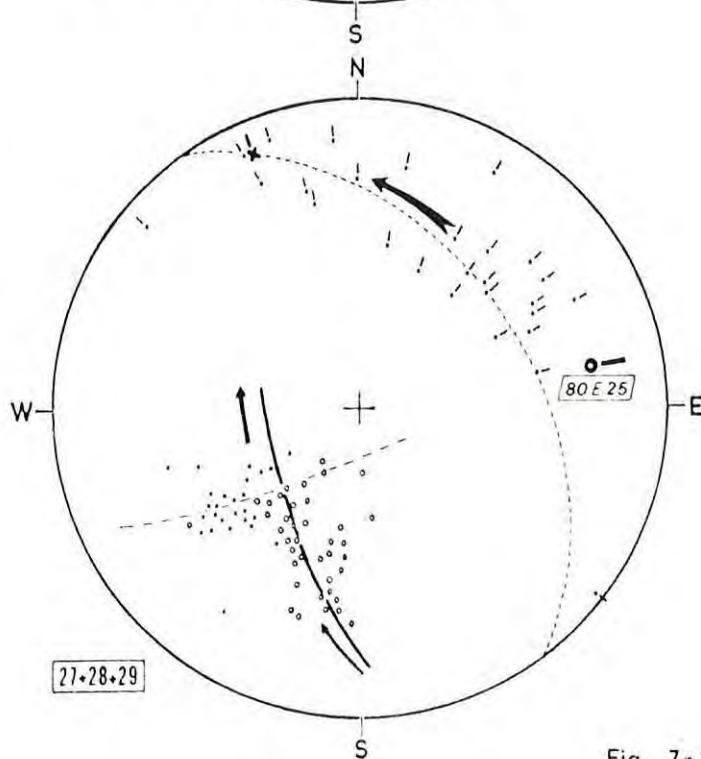
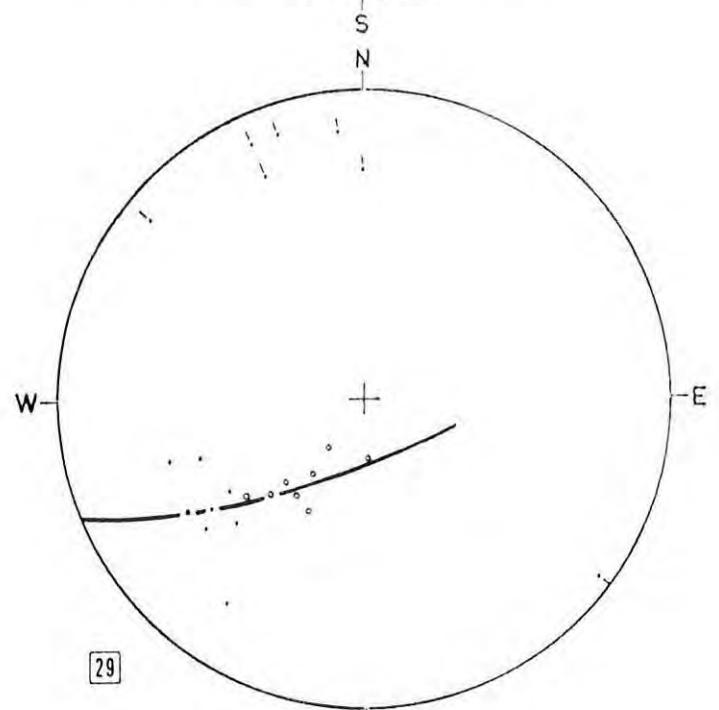
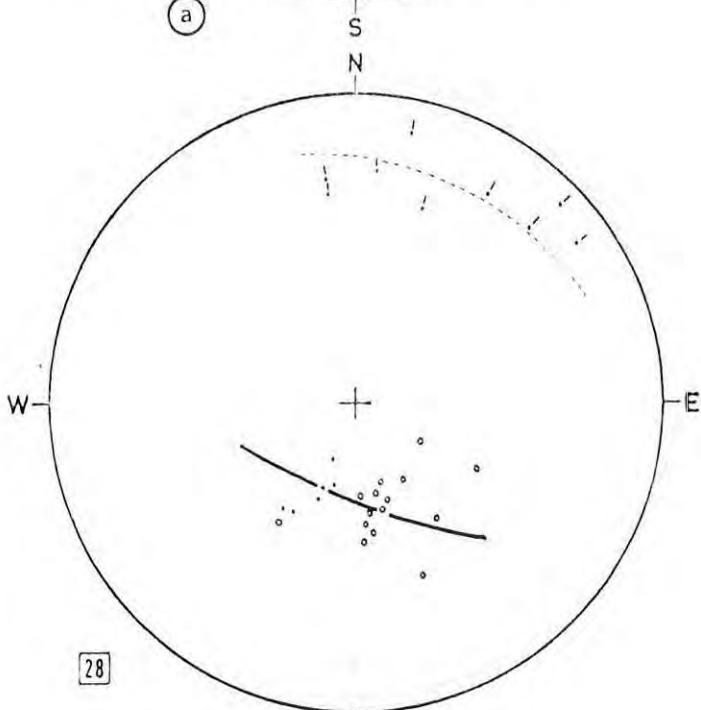
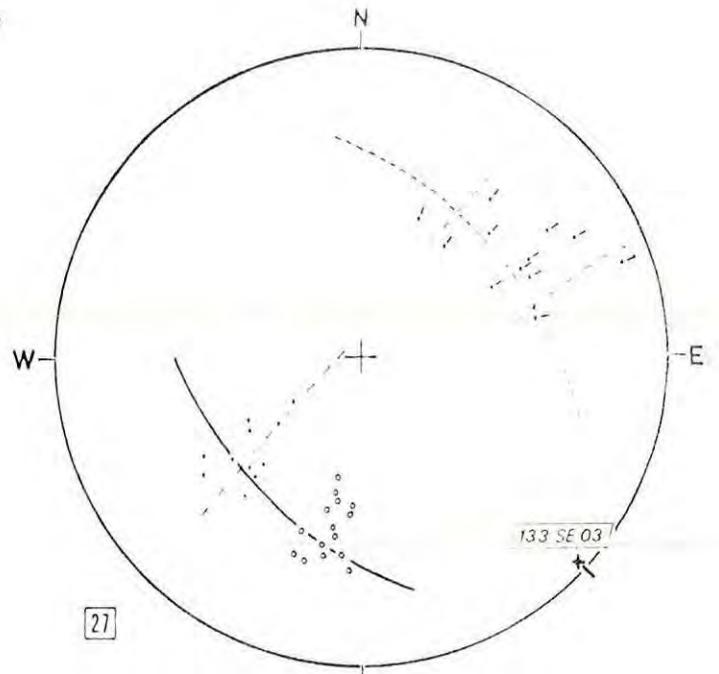


Fig. 7-9

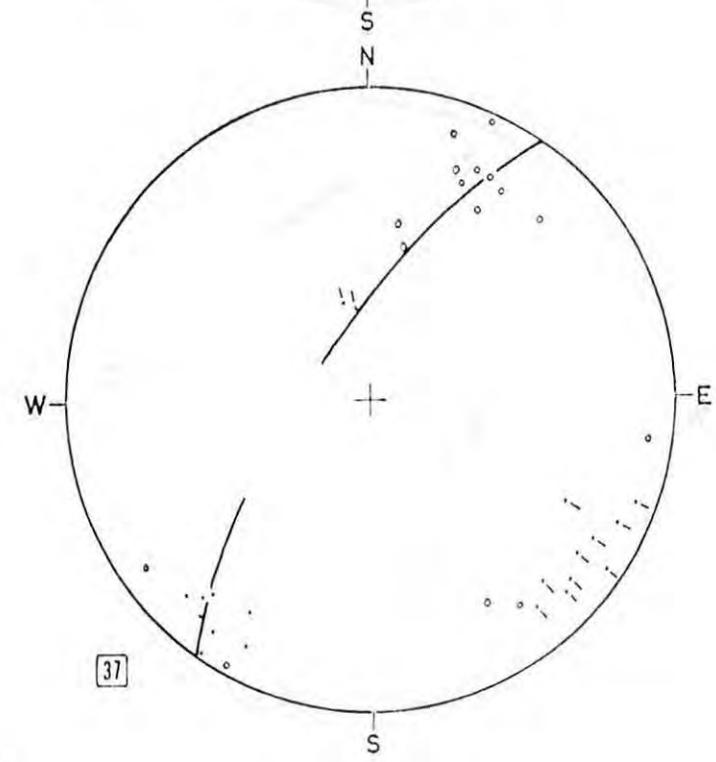
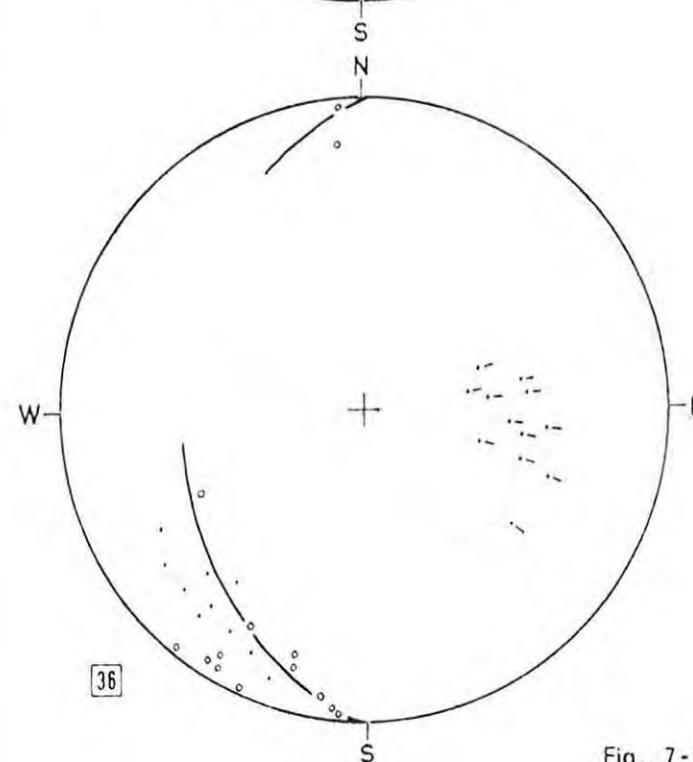
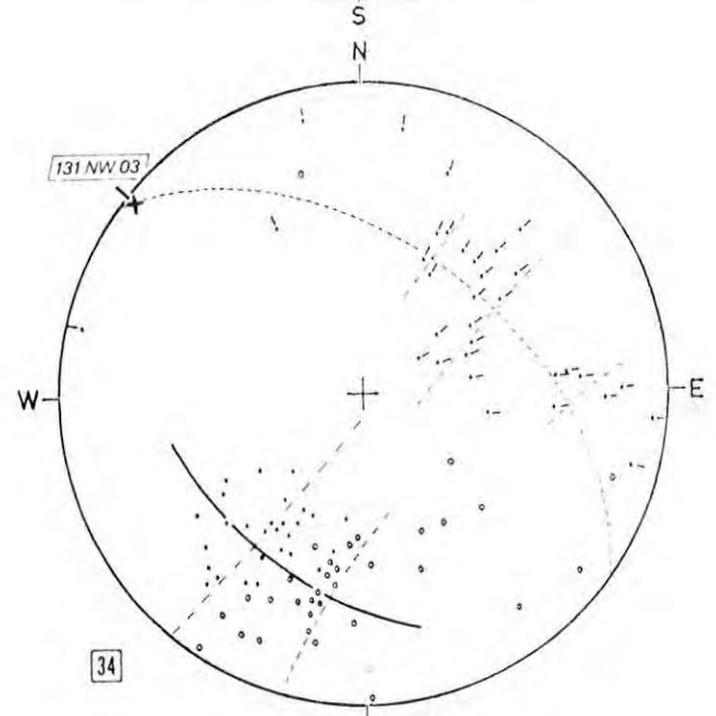
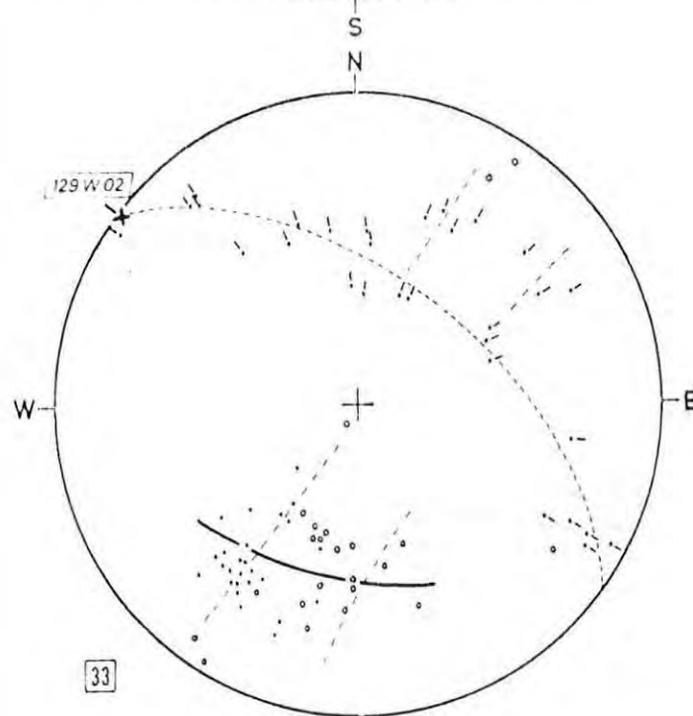
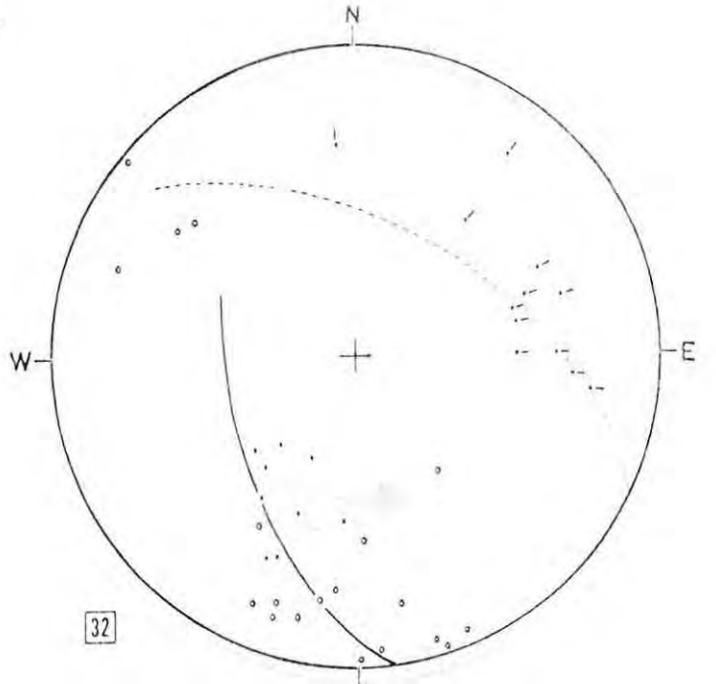
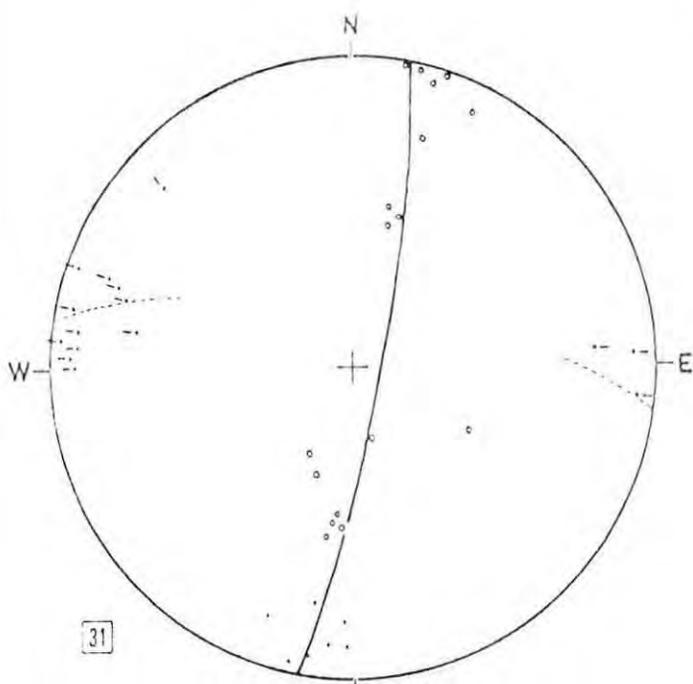
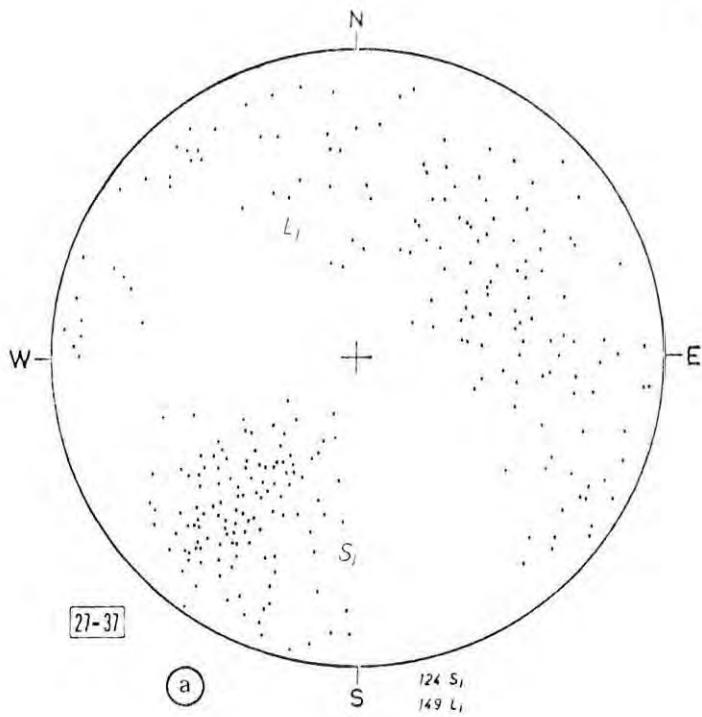
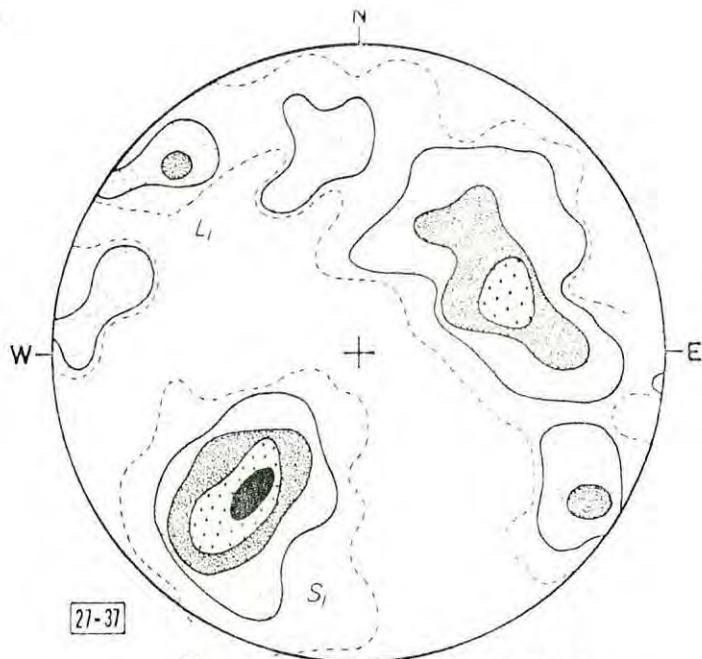


Fig. 7-10



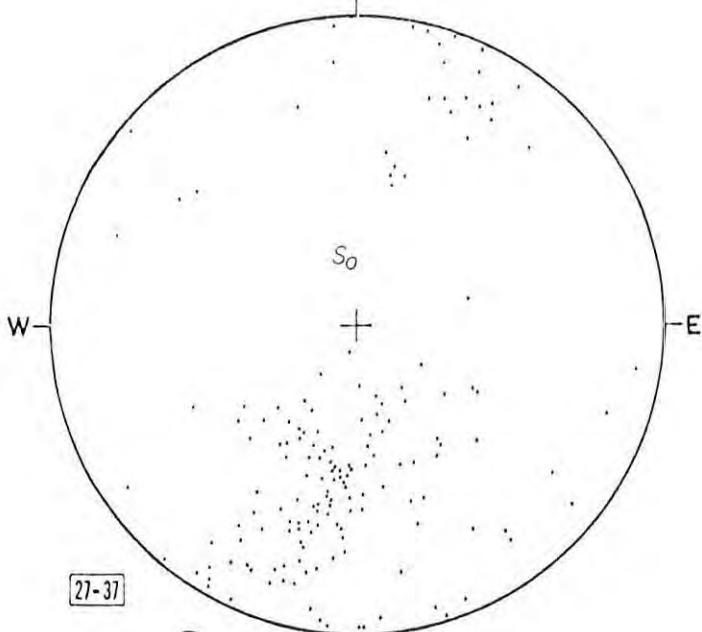
(a)

124 S_1
149 L_1



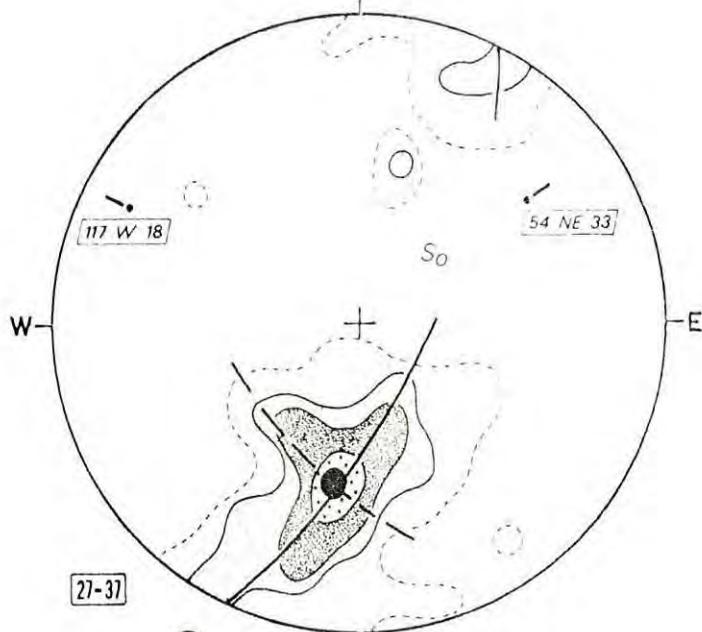
(b)

S_1 1-4-8-12-14 %
 L_1 1-2-4-5 %



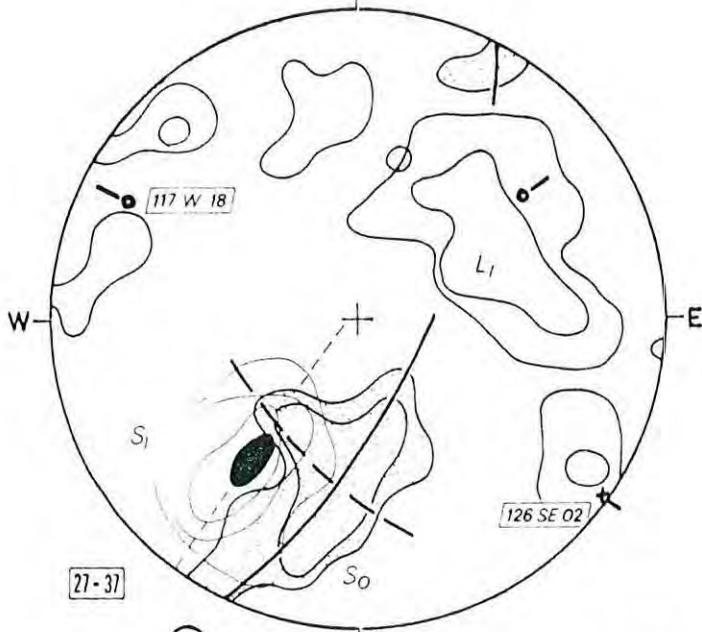
(c)

162 S_0

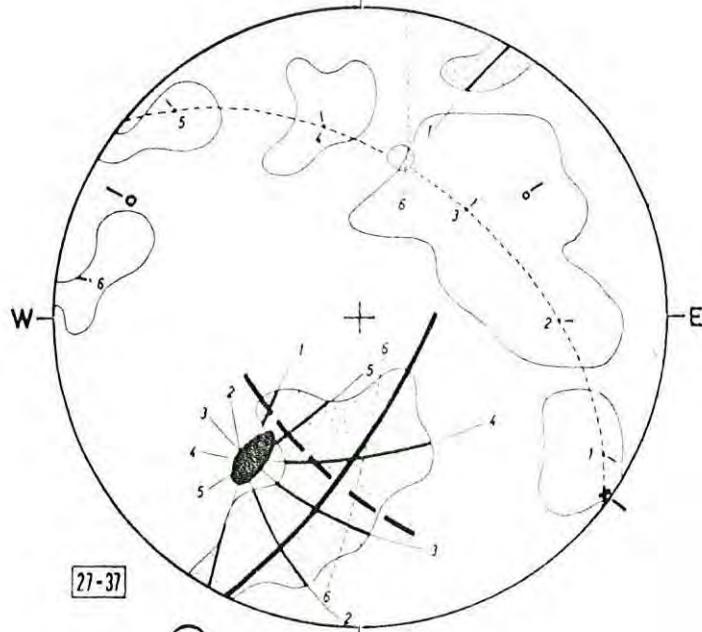


(d)

1-3-5-10-15 %



(e)



(f)

Fig. 7-11

745-2. Analyse des diagrammes généraux (9-19).

De cette analyse, il ressort que (fig. 7-14 et 7-15) :

Les schistosités sont assez bien groupées autour d'une valeur moyenne 90 N 75. Une certaine dispersion est cependant visible. Elle est due à deux phénomènes distincts : l'influence de la phase postschisteuse d'une part (les schistosités sont subverticales au fond de la vallée, moins pentées un peu plus haut ; cf. diagrammes de détail) ; l'influence de la phase antéschisteuse d'autre part, comme il sera indiqué plus loin (fig. 7-14a et b).

Les linéations présentent une dispersion notable, supérieure à 90°, dans le plan moyen de schistosité ; les valeurs les plus fréquentes sont N-E à WNW-ESE (1) (fig. 7-14a et b).

Les pôles de stratifications, enfin, se dispersent remarquablement bien sur un grand cercle correspondant à une structure orientée 93 W 32. On y reconnaît facilement les deux flancs longs (pendages moyens à faibles vers le N) et le flanc court (pendages S forts), la lacune entre les deux traduisant le caractère très aigu des charnières. Un axe 50 NE 17, très subordonné, apparaît également : il correspond au pli antéschisteux du secteur 10 (fig. 7-14c et 7-15a).

Comme dans les exemples précédents, il apparaît (fig. 7-15b) que la schistosité est située en dehors de la guirlande des pôles de stratification. Cette guirlande étant un grand cercle, il est possible d'exclure d'emblée l'hypothèse formulée plus haut, selon laquelle le pli couché serait synschisteux mais non cylindrique : ce pli couché est, en fait, parfaitement cylindrique. Il ne reste donc que l'hypothèse du pli antéschisteux.

Cette fois encore, la mégastucture se révèle ainsi être antéschisteuse. Mais à la différence des cas précédents il ne s'agit pas de synclinaux ou d'anticlinaux ouverts, à plans axiaux subverticaux (initialement), mais bien d'un véritable pli couché. Il en résulte des différences dans la superposition des deux phases de plissement. La schistosité s'installant au voisinage du plan axial, la dispersion des linéations est, cette fois, de plus en plus faible à mesure que l'angle entre l'axe antéschisteux et la schistosité diminue, comme c'est bien visible sur le diagramme théorique de la fig. 7-15d. Il est donc difficile de prouver le caractère antéschisteux d'une telle structure quand cet angle est très faible. Dans le cas qui nous intéresse, il est de 15° environ, et donne lieu à une dispersion encore très nette. L'angle d'ouverture du pli intervient également dans l'importance de la dispersion ; c'est ainsi que l'anticlinal (diagrammes 9 à 14) étant plus ouvert que le synclinal (diagrammes 13 à 17), la dispersion des linéations y est plus faible (cf. fig. 7-15e) : 40° et 80° respectivement. Un autre phénomène accentue cette dernière différence : dans l'anticlinal, la schistosité est plus proche du plan axial que dans le synclinal ; en particulier, le flanc long inférieur (diagramme 17) présente une schistosité qui est un peu différente de la schistosité moyenne (cf. fig. 7-15e). On peut voir là un phénomène déjà rencontré à plusieurs reprises : un certain angle minimum existe entre S_0 et S_1 , et, quand S_0 a l'orientation exacte de la future

(1) la schistosité étant très redressée, la dispersion des linéations en direction est assez faible ; mais elle est importante si l'on considère les plongements.

Fig. 7-12 à 7-15. Mise en évidence des mégastructures anté-schisteuses (suite).

Cas du pli couché anté-schisteux du haut de la vallée d'Evöl (cf. paragraphe 74-5).

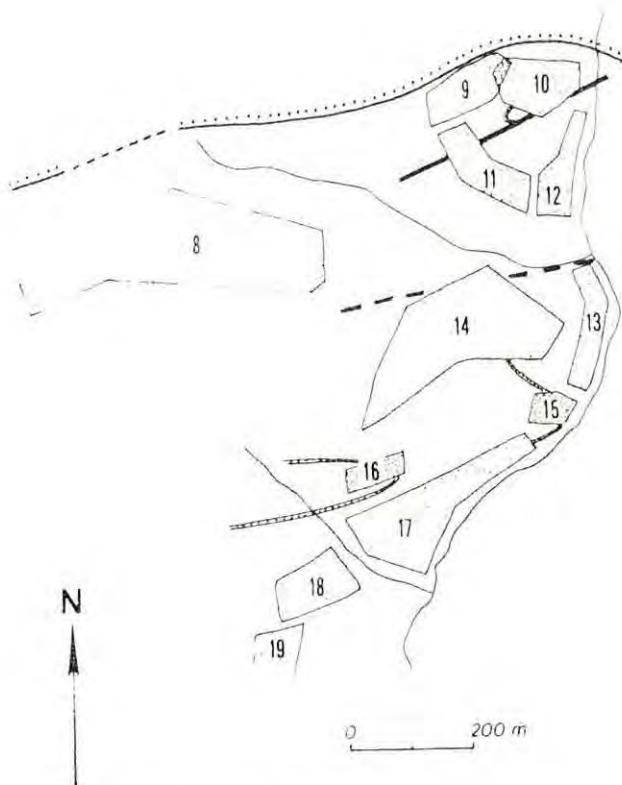
schistosité, cette dernière est déviée, de sorte qu'elles ne se confondent jamais. C'est la deuxième cause de dispersion de la schistosité dans ce secteur. Il a été tenu compte de ces légères différences d'orientation de la schistosité dans la structure anté-schisteuse pour réaliser le diagramme de la fig. 7-15c, ce qui permet une meilleure construction des linéations.

Pour en terminer avec cette analyse, remarquons que ce pli couché est essentiellement anté-schisteux : il n'a pas été altéré par le plissement synschisteux, sinon à l'échelle de l'affleurement ; la charnière synclinale seule a probablement été perturbée (cf. diagrammes 15 et 16) : à son emplacement, on ne trouve plus que des replis synschisteux d'orientation variable.

Un très beau pli couché anté-schisteux, affleurant bien, existe donc dans le haut de la vallée d'Evöl ; il est orienté 93 W 32, mais avant la phase postschisteuse, il devait avoir une direction voisine de 100 ou 110. Il est nettement déversé vers le Sud, tout comme le pli anté-schisteux hectométrique qui accidente son flanc nord, et dont le style est comparable, malgré une orientation différente (60 NE 10). L'ensemble est illustré, de façon semi-schématique, par la figure 7-15f. Il faut encore souligner avec force que, sans une analyse microtectonique fine, la nature anté-schisteuse de ce pli serait passée totalement inaperçue, car il a sur le terrain toutes les apparences d'un pli synschisteux.

74-6. Conclusion.

L'étude des mégastructures dans quatre secteurs différents de la série de Jujols indique, que, dans chaque cas, elles sont anté-schisteuses : ce sont des ondulations amples de la stratification généralement ; mais dans le dernier cas, il s'agit d'un pli couché. Ces structures sont déformées, lors de la phase synschisteuse, par des plis toujours plus petits, qui les laissent parfaitement reconnaissables par le biais des stéréogrammes, alors que sur le terrain on ne voit que les plis synschisteux. Seule, le plus souvent, la dispersion des linéations trahit l'existence des structures anté-schisteuses (encore que, dans certains cas de figure, les linéations ne soient pas dispersées) ; même si des considérations faites sur ces seules linéations ne suffisent pas pour reconstituer la géométrie des structures anté-schisteuses, l'étude de leur dispersion à l'échelle de la carte fournit des informations importantes. C'est donc cette analyse qui fera l'objet du paragraphe suivant.



secteur de la haute vallée d'Evot

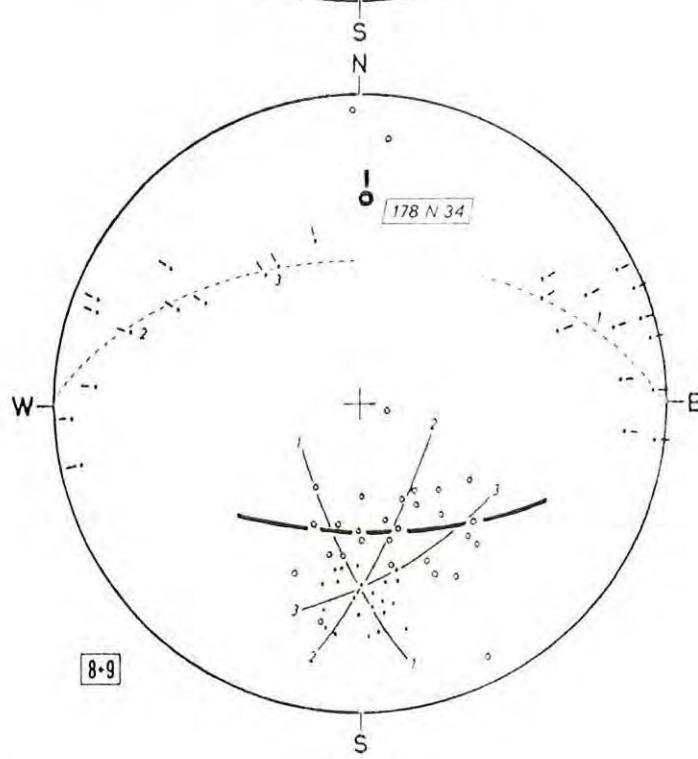
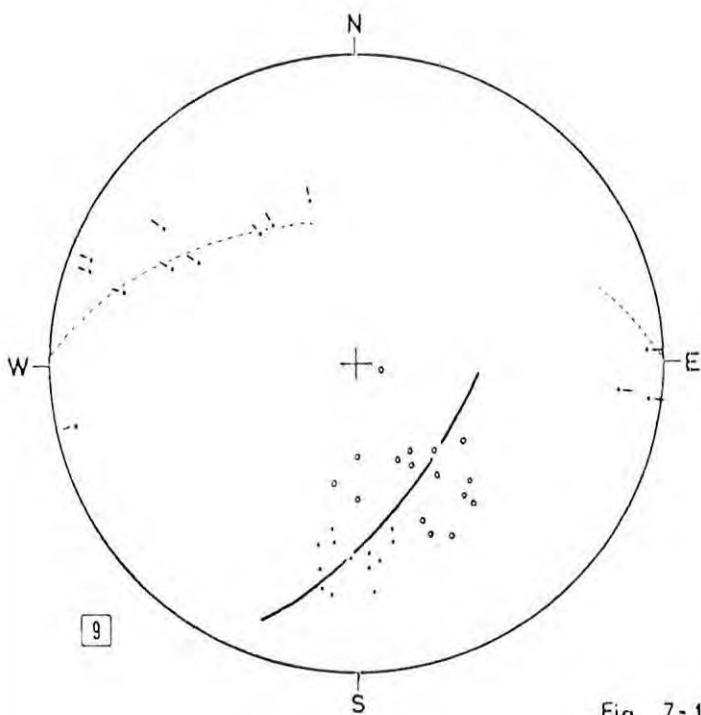
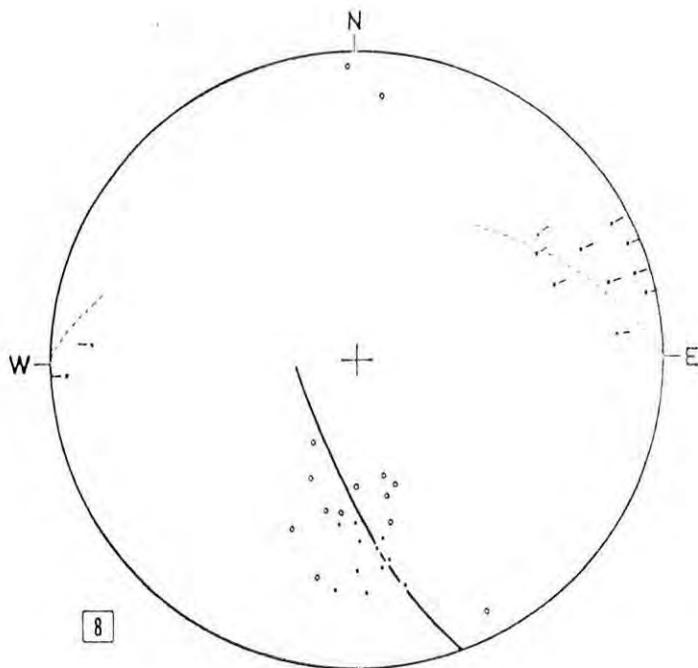
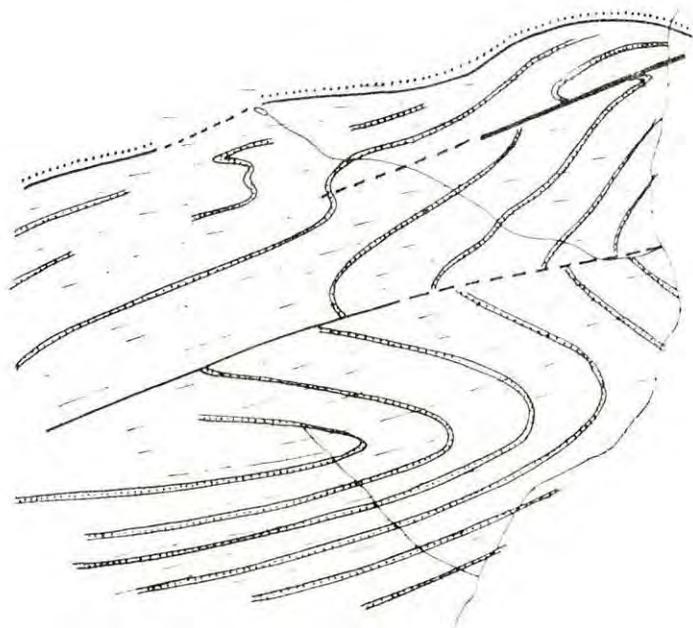


Fig. 7-12

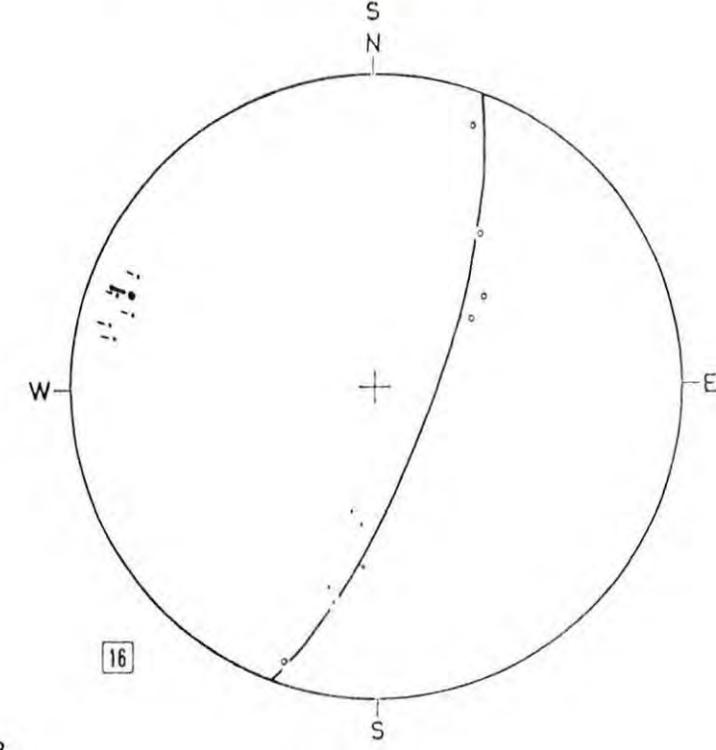
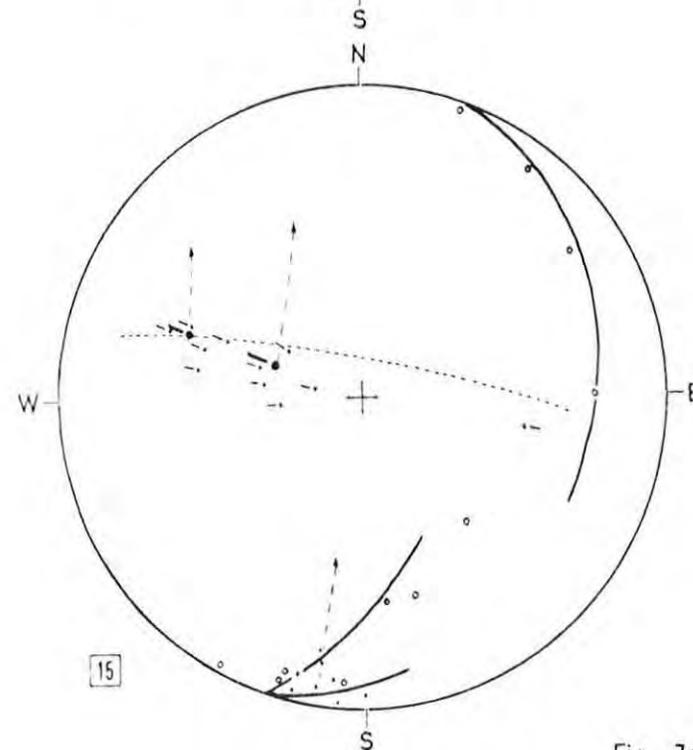
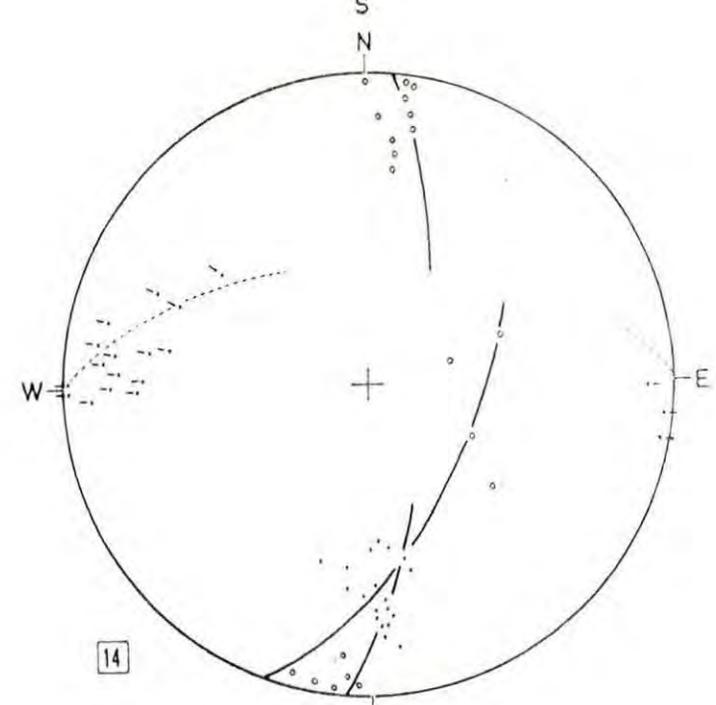
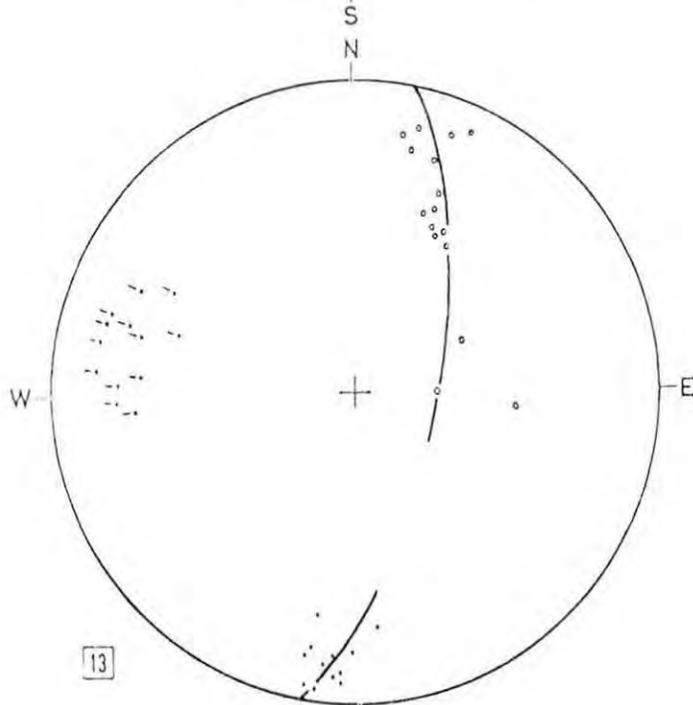
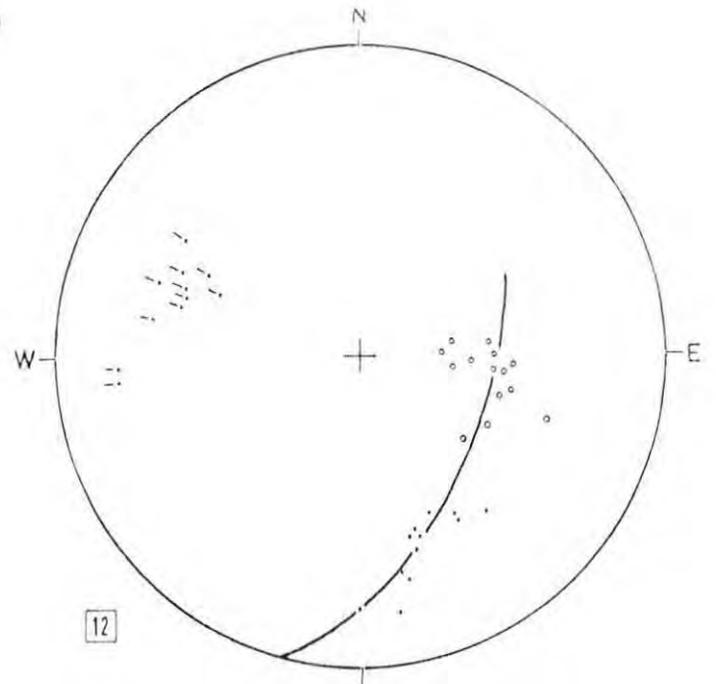
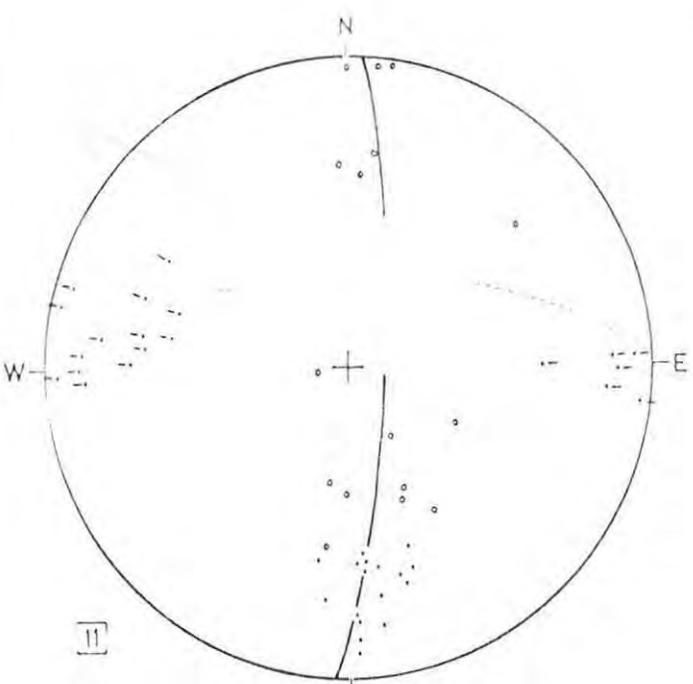


Fig. 7-13

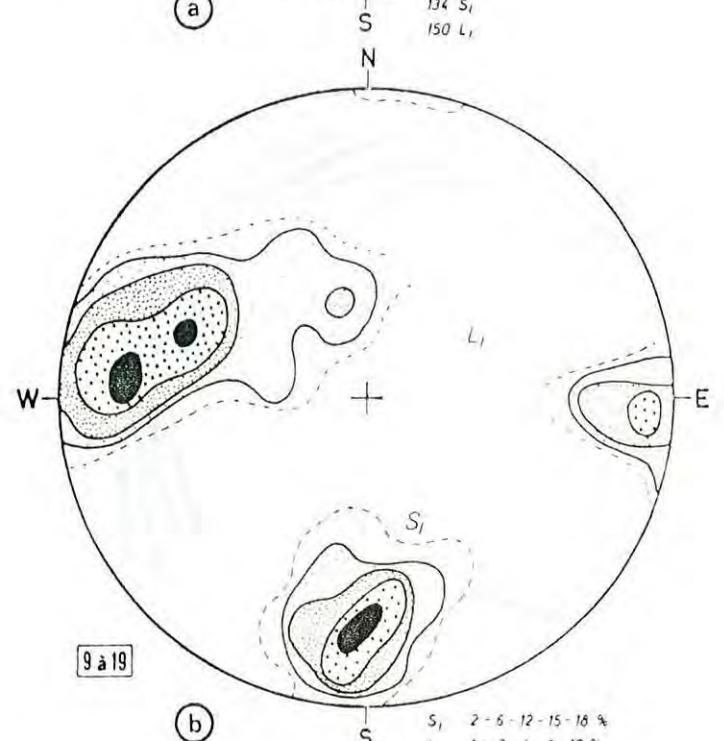
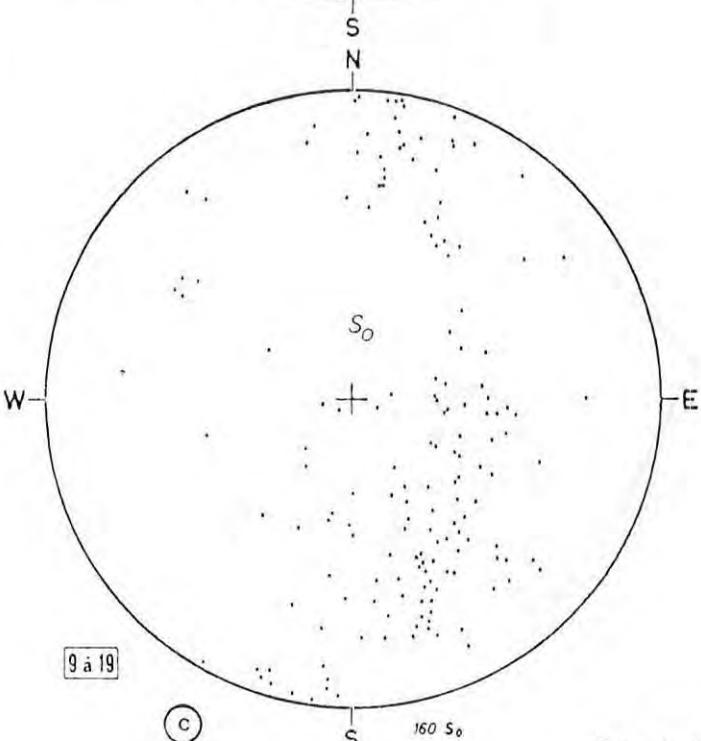
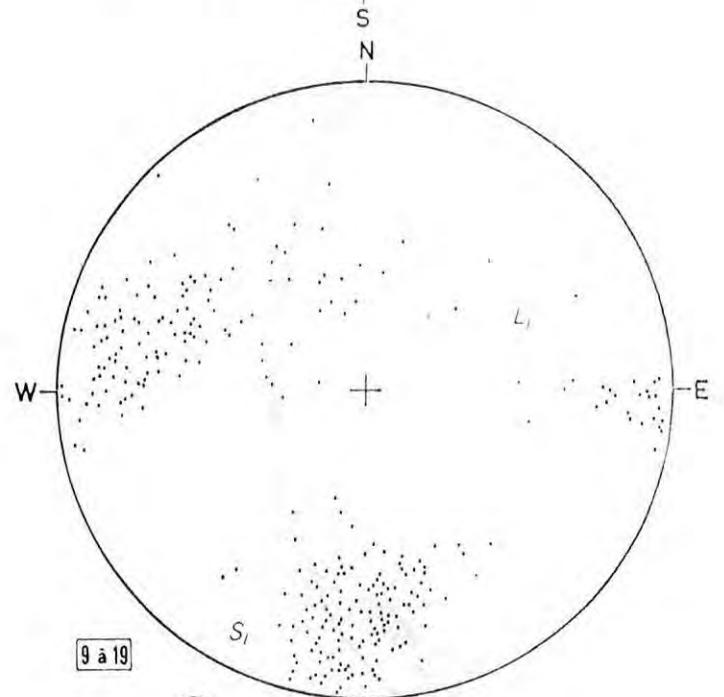
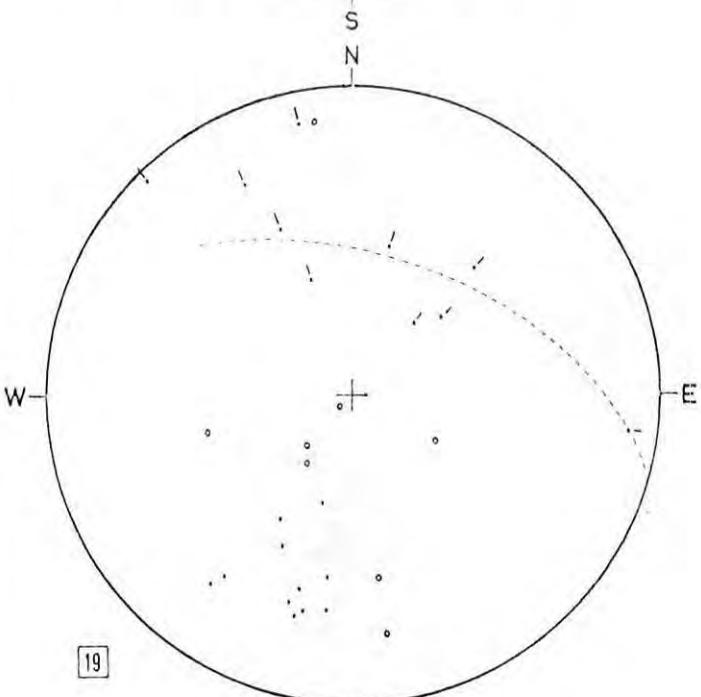
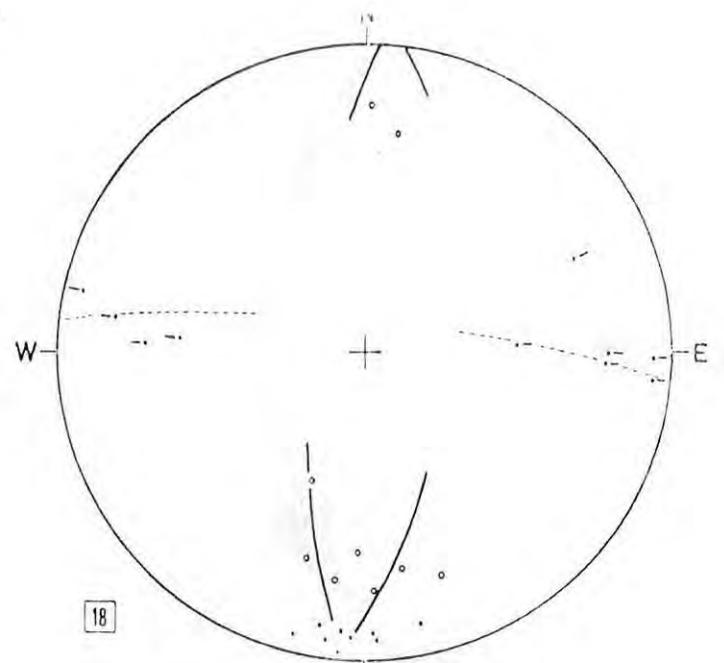
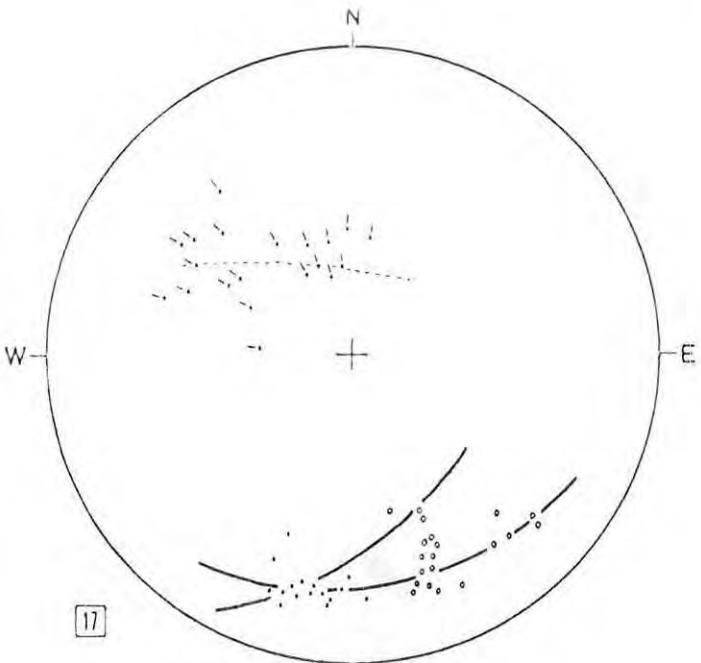


Fig. 7-14

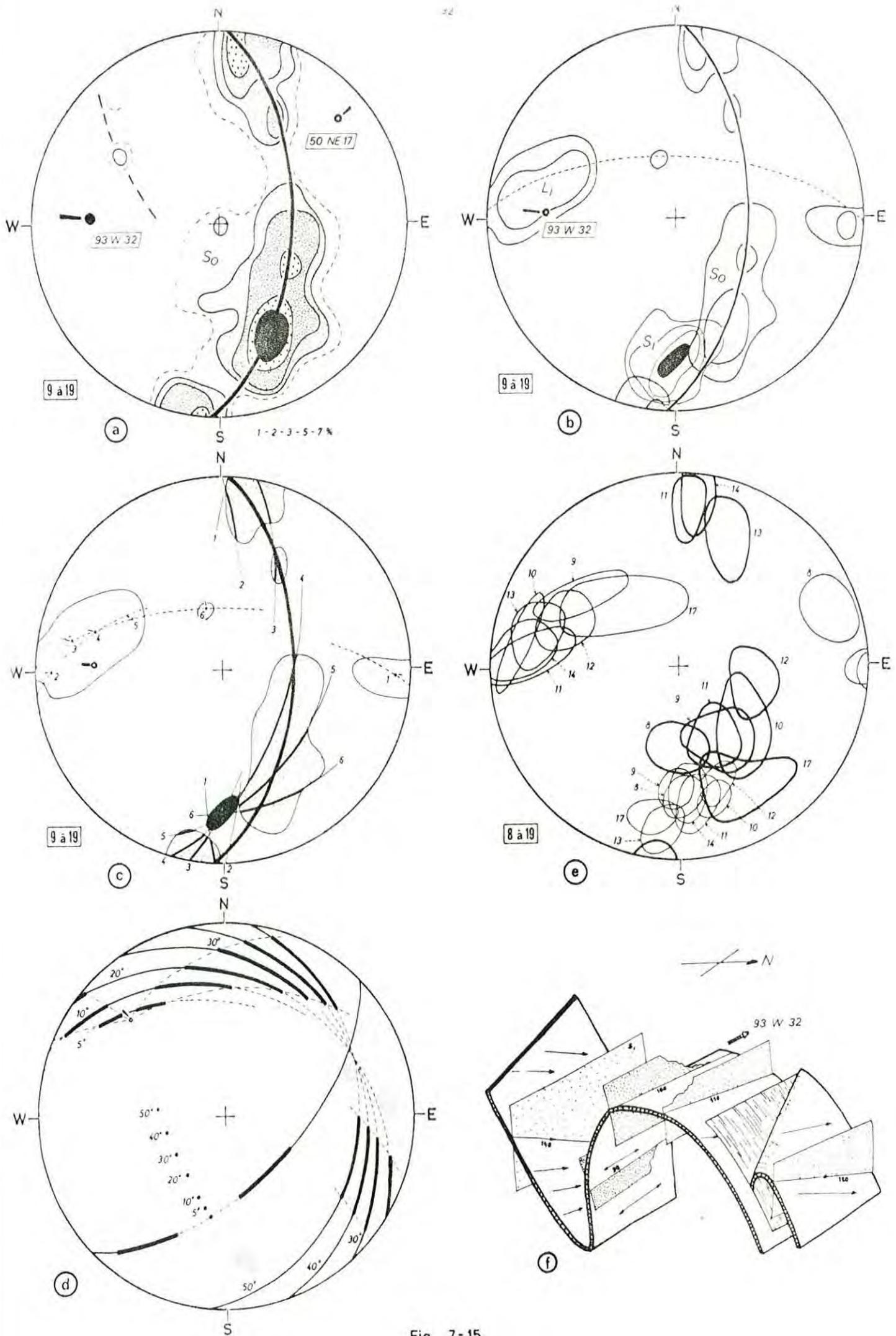


Fig. 7-15

7-5. ANALYSE DE LA RÉPARTITION RÉGIONALE DES LINÉATIONS

Il ressort de tout ce qui précède que les variations d'orientation des linéations synschisteuses sont généralement un indicateur très sensible des variations d'orientation de la stratification dues à la phase antéschisteuse. L'étude de la répartition régionale des linéations doit donc fournir des indications précieuses sur les structures antéschisteuses.

75-1. Etablissement d'une carte régionale des linéations (fig. 7-19).

Le principe en est très simple : il suffit de reporter, sur une carte, les orientations des linéations en chaque point, puis de mettre en évidence les zones où les linéations ont telle ou telle orientation. En pratique, la réalisation de cette carte se heurte à plusieurs difficultés.

D'abord, la phase postschisteuse perturbe les linéations ; elle le fait de deux manières. Dans les zones où la schistosité est basculée, les linéations n'ont plus leur orientation initiale ; mais, comme généralement l'axe responsable du plissement postschisteux est connu, il est possible d'annuler la déformation tardive. D'autre part, le fait que l'axe postschisteux lui-même change d'ouest en est (il varie de W-E à NW-SE ; cf. chapitre 5) est plus gênant. Si cette variation est due à un plissement postschisteux qui était différent d'un point à l'autre, il n'y a pas de dispersion supplémentaire des linéations autre que celle due au plissement lui-même ; par contre si, comme il est probable (cf. paragraphe 5-4), cette variation est due à une torsion postérieure au plissement postschisteux, cette torsion affecte aussi les linéations. Pour prendre un exemple précis, une linéation subhorizontale N 110 dans une zone où les axes tardifs sont E-W, correspondra à une linéation N 150 dans une zone où les axes tardifs seront NW-SE. Réaliser la carte à partir de la direction des linéations n'est donc pas absolument satisfaisant. Il existe heureusement un moyen de tourner cette difficulté, c'est de prendre en considération, non pas la direction (l'azimuth) de la linéation, mais son "pitch" dans le plan de schistosité, c'est-à-dire l'angle entre la linéation et l'horizontale de plan de schistosité. Si la torsion tardive se fait autour d'un axe vertical (1), on peut admettre que cet angle demeure inchangé. Cette méthode permet de réaliser une carte plus rigoureuse, aussi a-t-elle été utilisée ; la carte n'est donc pas vraiment une carte d' "iso-directions" des linéations, mais une carte d' "iso-pitches" ; ce sont cependant les directions moyennes actuelles des linéations qui sont matérialisées par des flèches fines. Ainsi s'expliquent quelques contradictions apparentes ; par exemple, les linéations du diagramme 49 et les linéations N 70 du diagramme 43 sont comptées de la même façon car dans les deux cas le pitch est le même (25° environ à partir de l'est), comme conséquence d'une orientation différente des schistosités dans les deux secteurs (respectivement 130 NE 20 et 95 N 35). Mais de façon générale, les deux méthodes donnent des résultats comparables car les déformations postschisteuses sont en de nombreux endroits faibles ou négligeables.

(1) ce qui doit être approximativement le cas puisque tous les axes tardifs sont subhorizontaux.

Une deuxième difficulté réside dans le fait que, les linéations étant très variables et la couverture du territoire n'étant quand même pas complète, il n'est pas possible de tracer beaucoup de courbes d' "isopitches" ou d' "isodirections". En fait, la carte se contente d'indiquer les zones qui ont une orientation des linéations plutôt NE-SW et les zones à linéations plutôt E-W à NW-SE. Cette reconnaissance de deux types de linéations seulement repose sur le fait que les linéations ayant des directions intermédiaires, c'est-à-dire ENE-WSW et NNW-SSE sont relativement rares. Cette affirmation se justifie par l'analyse des diagrammes de linéations L1 à L8 (fig. 7-16, 7-17, 7-18), diagrammes groupant les linéations des secteurs plutôt NE-SW et des secteurs plutôt WNW-ESE ; sans les analyser un par un, il faut retenir les conclusions suivantes :

- les secteurs à linéations NE-SW renferment très peu de linéations WNW-ESE, et vice-versa : statistiquement, ces secteurs sont homogènes, et les zones reconnues sur la carte sont valables.

- en superposant deux à deux ces diagrammes, les maxima de linéations correspondant aux directions NE-SW et WNW-ESE sont nettement séparés par des minima correspondant aux directions N 80 et NNW-SSE. C'est surtout vrai à l'ouest de la région (diagrammes L1, L2 et L3) et dans la partie est (diagrammes L7 et L8) ; dans la partie centrale, les linéations N-S ne manquent pas.

- il est possible, de plus, d'observer qu'à l'ouest de la rivière d'Evol, les linéations de la deuxième famille sont E-W à WNW-ESE alors qu'à l'est de la rivière, elles sont WNW-ESE à NW-SE. Il faut y voir l'influence de la torsion tardive signalée plus haut : en effet, dans les deux cas, le pitch est le même.

- le diagramme L9 rassemble les linéations mesurées sur le flanc N du synclinal ; elles sont toutes situées autour de la direction moyenne NW-SE.

Une troisième difficulté, qui a été implicitement envisagée à l'instant, c'est la nécessité de définir des orientations (et des pitches) moyens : on élimine les variations des linéations qui ne sont pas à l'échelle de la carte. Aussi faudrait-il disposer en chaque point d'un nombre de mesures suffisant pour définir cette orientation moyenne, ce qui n'est évidemment pas le cas. Certaines parties de la carte, pour cette raison, sont extrapolées (courbes en tireté), là où les mesures sont peu denses.

Une dernière difficulté, enfin, est due à ce qu'une même direction de linéation peut-être causée par diverses orientations antéschisteuses de la stratification. En particulier, les linéations de la deuxième famille WNW-ESE correspondent tantôt à des stratifications plus pentées que la schistosité (ex. : diagramme 51), tantôt à des stratifications moins pentées (ex. : diagramme 47). Or la carte de linéation est réalisée dans le but de reconstituer les structures antéschisteuses ; il est donc indispensable de tenir compte de cette différence. Cela est d'autant plus facile que les linéations, dans le premier cas, ont généralement un plongement est, dans le deuxième cas un plongement ouest (une exception cependant, le secteur 46). Sur la carte de la fig. 7-20, deux types de zones à linéations WNW-ESE ont donc été reconnues.

75-2. Analyse de la carte des linéations.

La carte de la répartition régionale des linéations, en dépit de son caractère quelque peu schématique, est extrêmement riche d'enseignements. Elle apporte des indications précieuses sur la géométrie des structures synschisteuses et des structures antéschisteuses.

752-1. Résultats relatifs aux structures synschisteuses (cf. carte 7-19).

Les microstructures synschisteuses que sont les linéations et les microplis s'organisent de façon remarquable à l'échelle de la carte. Les linéations NE-SW, qui sont, rappelons-le, les seules présentes dans le socle et dans la série de Canaveilles occupent encore, dans la série de Jujols, des superficies plus importantes que les linéations WNW-ESE, sauf dans la haute vallée d'Evol, où ces dernières sont largement dominantes. Ailleurs, les linéations WNW-ESE sont localisées dans d'étroites bandes (500 m de large environ) très allongées (1 à 5 km et plus), tronçonnées par les grandes failles NNW-SSE et orientées N 130 dans la région de Jujols et E-W dans la vallée d'Evol. Ce système de couloirs de linéations WNW-ESE disparaît vers l'ouest, sauf à la partie supérieure de la série.

La comparaison de cette carte avec la carte géologique permet d'estimer les dimensions maximales des plis synschisteux. Sur la carte géologique, il apparaît clairement que la trace de la stratification (niveaux repères, mais aussi niveaux banaux) court régulièrement selon une direction WNW-ESE qui est celle du Synclinal de Villefranche dans son entier (abstraction faite des déformations postschisteuses). Si dans cette série existaient des plis couchés importants, kilométriques, leur aspect cartographique leur imposerait les caractéristiques suivantes : style presque isoclinal pour expliquer le parallélisme poussé entre tous les niveaux ; charnières horizontales pour rendre compte du fait que nulle part on n'en voit la trace cartographique (les charnières assurant la répétition tectonique des niveaux à nodules, en particulier, ne coupent jamais la topographie) ; direction WNW-ESE, comme conséquence directe des deux caractéristiques précédentes. Or de telles structures sont incompatibles avec l'allure de la carte des linéations ; en effet, et cela est particulièrement visible dans la vallée d'Evol, les zones de linéations seraient obliques sur ces plis, qui ne pourraient donc pas avoir la direction constante imposée par l'allure de la carte géologique. Qui plus est, en aucun endroit la trace de la stratification ne paraît influencée par son passage d'une zone de linéation à une autre ; cette observation ne peut recevoir qu'une seule explication : les plis synschisteux les plus grands sont à une échelle inférieure à celle des zones de linéations, soit d'un ordre de grandeur de quelques centaines de mètres (200 ou 300 m) au maximum. Cette conclusion est en parfait accord avec l'observation sur le terrain, et avec les conclusions tirées de l'analyse des diagrammes, analyse qui a montré que toutes les structures kilométriques sont antéschisteuses.

Le seul secteur où il y aurait place pour une grande structure synschisteuse serait le haut de la vallée d'Evol ; or, s'il y a bien un pli couché dans cette région, il est antéschisteux (cf. paragraphe 74-5).

Dans la série de Jujols, la phase synschisteuse se manifeste donc par une mosaïque de zones dans lesquelles se rencontrent des plis, hectométriques au maximum, tantôt NE-SW, tantôt WNW-ESE (statistiquement). Il n'existe aucune mégastructure synschisteuse.

Fig. 7-16 à 7-18. Analyse de la répartition régionale des linéations synschisteuses (voir la fig. 7-22 pour la localisation des secteurs L1 à L8).

Quand les déformations postschisteuses ne sont pas trop intenses, le plan moyen de schistosité est indiqué en tiretés. Ces diagrammes permettent de juger de l'homogénéité des zones de linéations retenues sur la carte 7-19.

752-2. Résultats relatifs aux structures antéschisteuses (fig. 7-20).

Les linéations synschisteuses étant fonction de l'orientation antéschisteuse de la stratification, la carte des linéations constitue une carte des structures antéschisteuses, ou plus exactement une carte d' "iso-orientation" de la stratification à l'issue de la phase antéschisteuse. La schistosité ayant actuellement un pendage moyen vers le nord, les trois types de zones de linéations retenues sur la carte 7-20 correspondent à trois types d'orientation de la stratification (on fait totalement abstraction dans ce paragraphe des structures synschisteuses).

- . linéations NE-SW : la stratification a un pendage moyen, comparable à celui de la schistosité, on constate, sur tous les diagrammes, que la direction de la stratification est toujours plus "petite" (mesurée par rapport au N) que celle de la schistosité : NE-SW quand la schistosité est E-W, E-W quand elle est NW-SE (voir, par exemple, les diagrammes 4 et 48) (1). Les plis synschisteux sont déversés vers le NW.

- . linéations WNW-ESE ; deux cas se présentent :

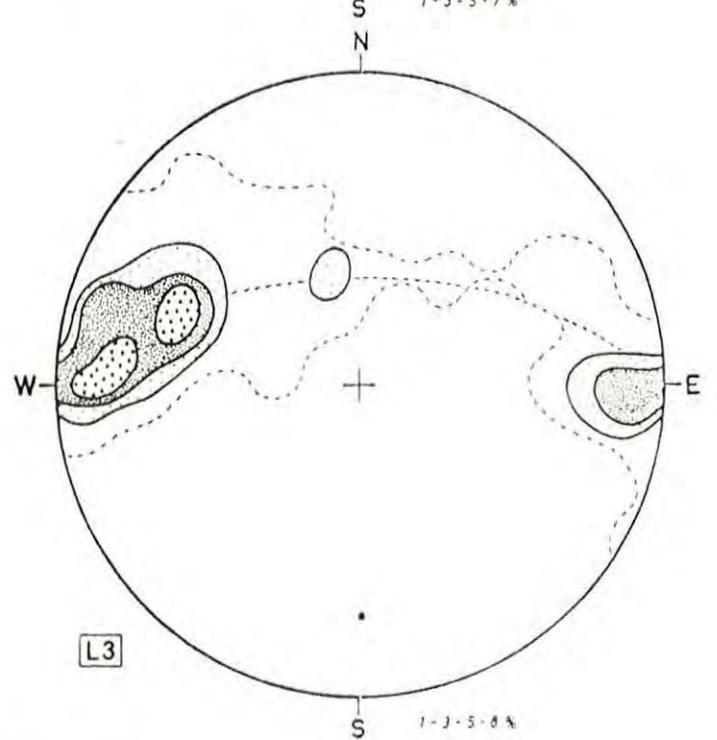
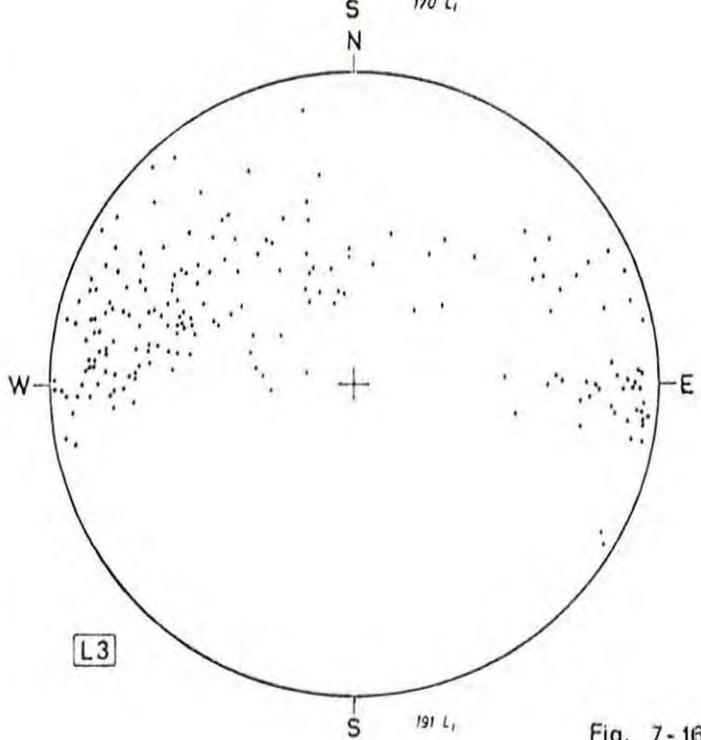
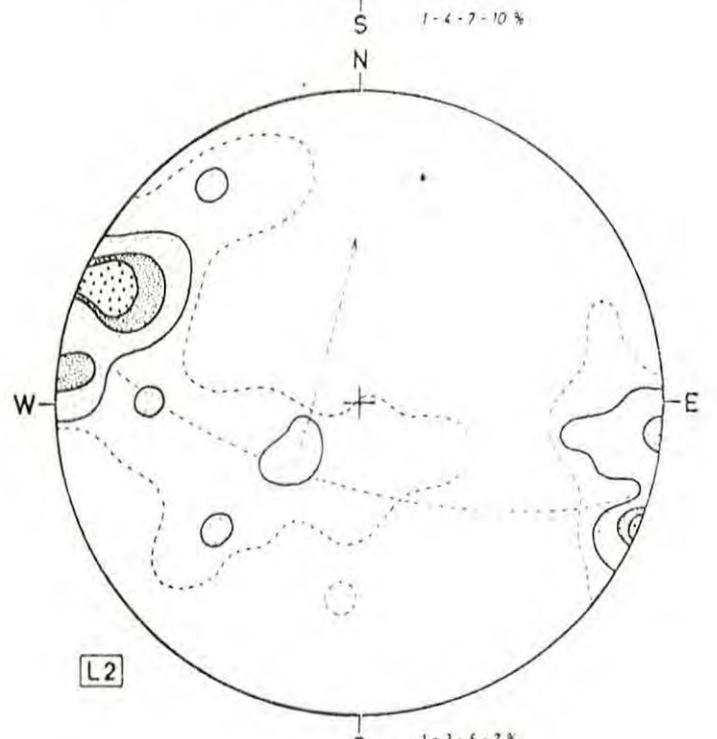
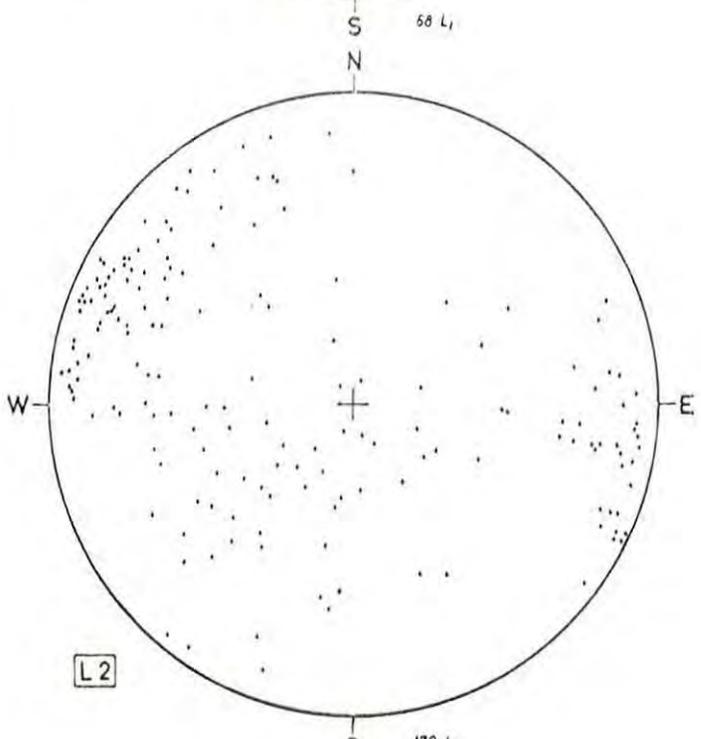
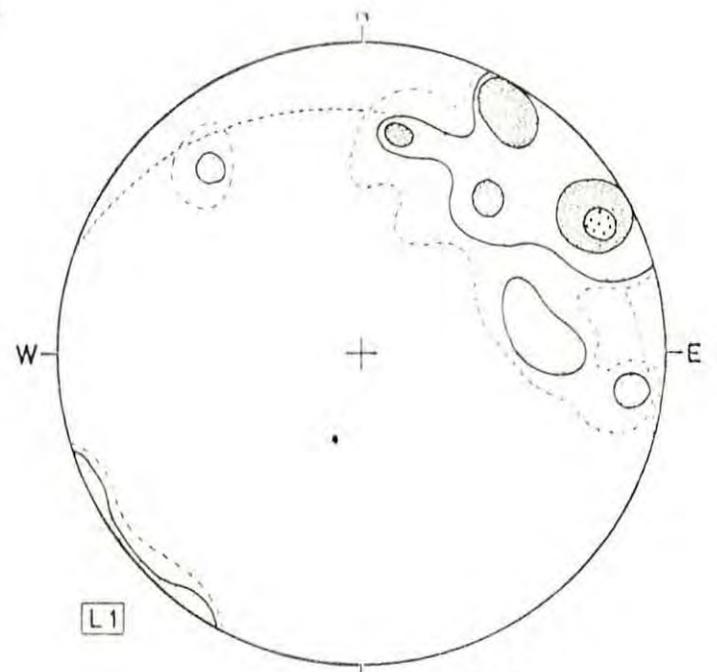
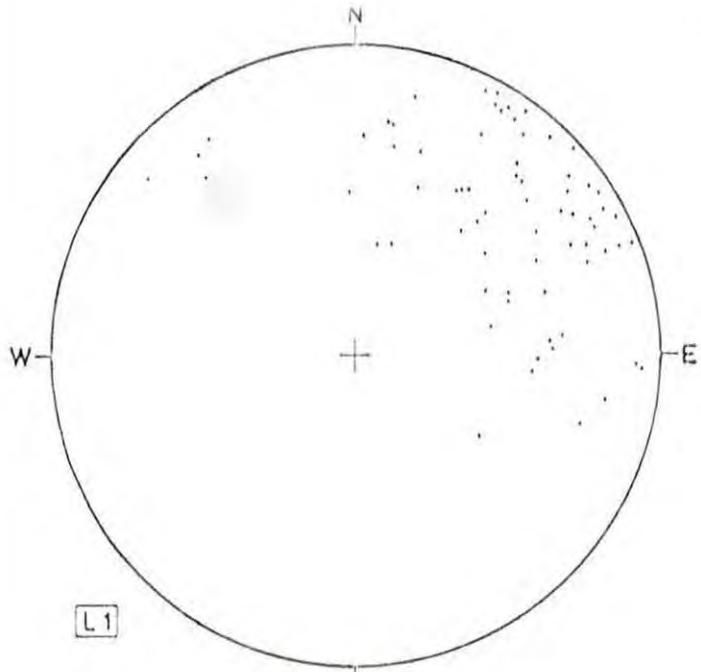
- linéations à plongement ouest (généralement) : la stratification a un pendage plus faible que celui de la schistosité, et une direction soit plus "petite", comme précédemment (ex. : diagramme 12), soit identique quand les linéations sont horizontales, ce qui est rare. Les plis synschisteux sont déversés vers le SSE.

- linéations à plongement est (généralement) : la stratification a un pendage plus fort que celui de la schistosité, et une direction un peu plus petite ou identique si les linéations sont horizontales (cf. diagramme 26, 51 ...). Les plis synschisteux sont déversés vers le NNE.

7521-1. Orientation des structures antéschisteuses.

Les limites des zones de linéations coïncident avec les changements de pendage de la stratification : ces limites sont donc la trace cartographique des failles ou les plans axiaux de plis antéschisteux, qui perturbent la stratification. Le fait que le tracé de ces zones ne soit pas affecté de façon visible par la topographie, pourtant accusée, indique que ces surfaces sont subverticales ; dans les conditions, dans les cas où il s'agit de plis, l'orientation des plans axiaux coïncide à peu près avec l'orientation des

(1) le fait que les stratifications, statistiquement, ne présentent qu'une seule orientation moyenne, et non pas deux de part et d'autre de la schistosité est en liaison avec le fait qu'il n'y a pas de mégastructures synschisteuses (cf. paragraphe précédent).



68 L_1

1-4-7-10%

170 L_1

1-3-5-7%

191 L_1

1-3-5-8%

Fig. 7-16

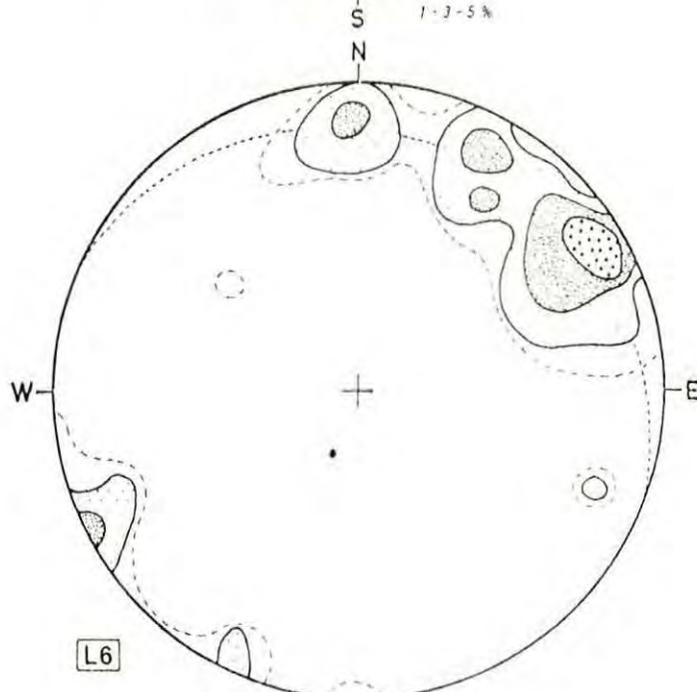
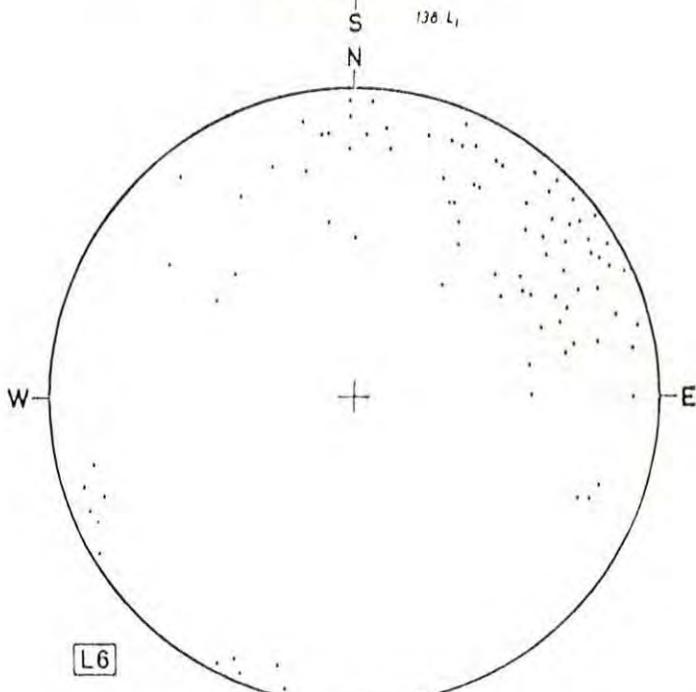
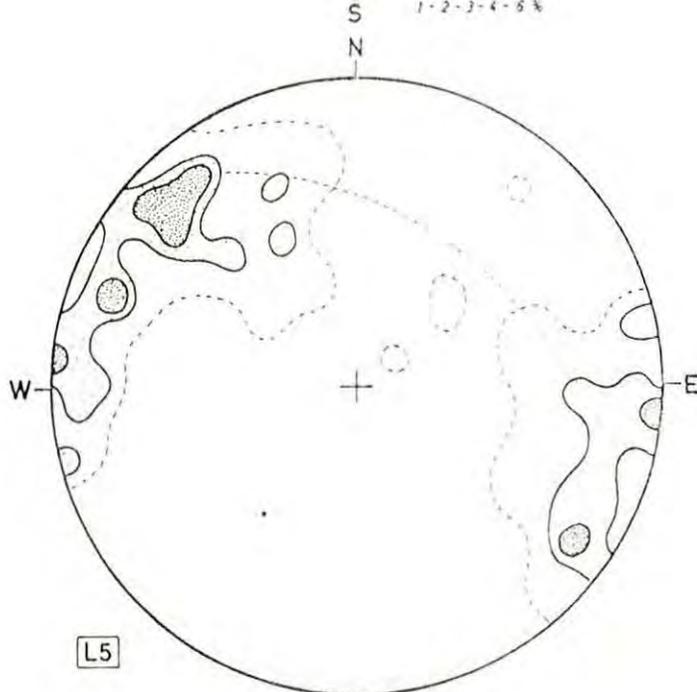
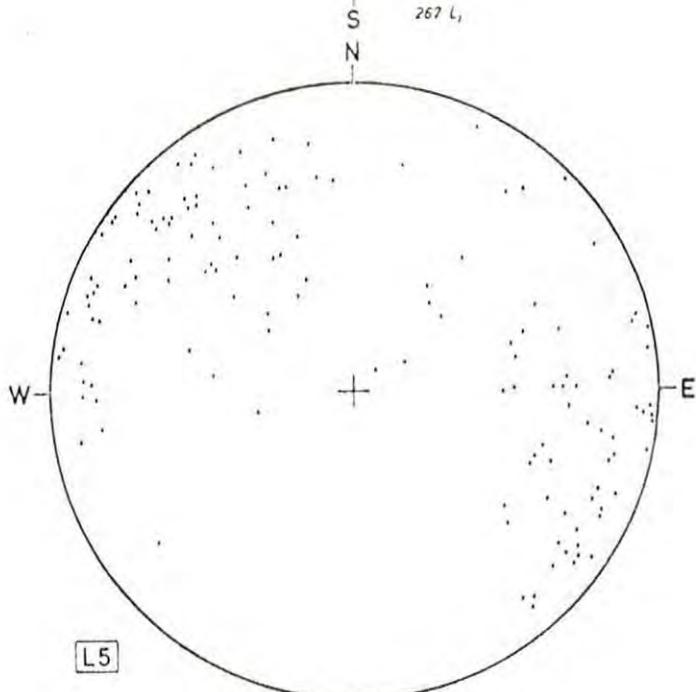
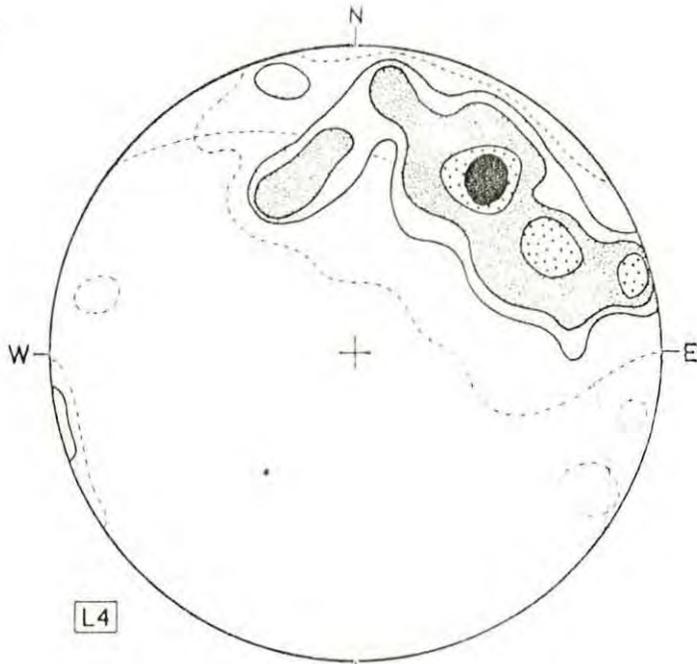
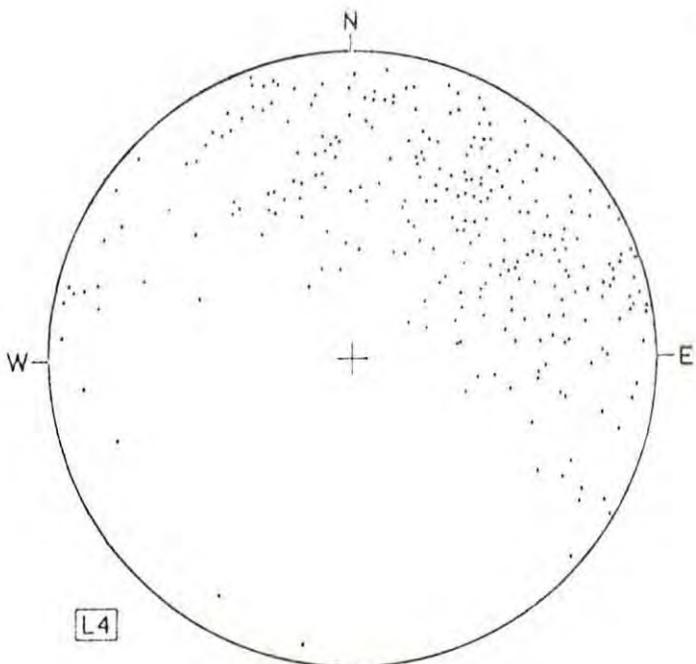


Fig. 7-17

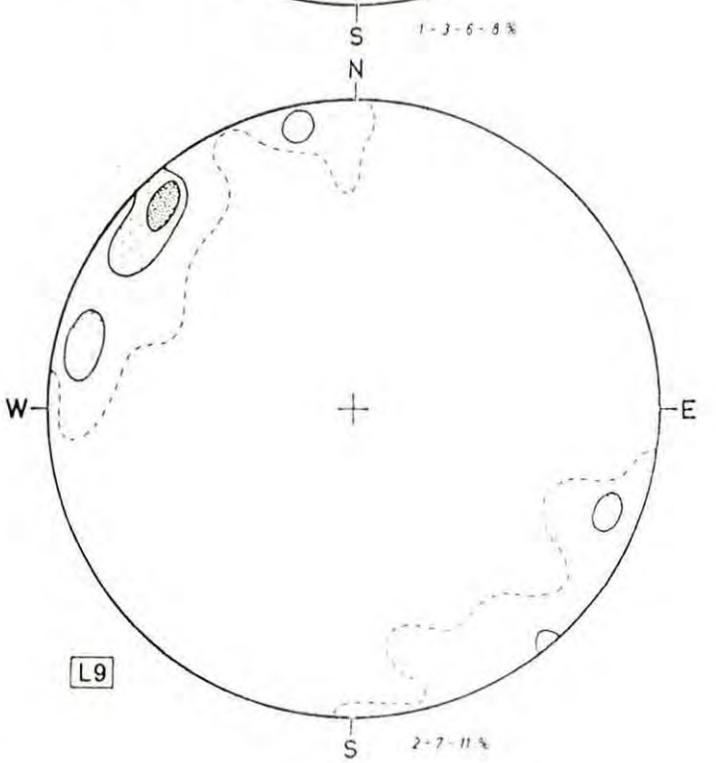
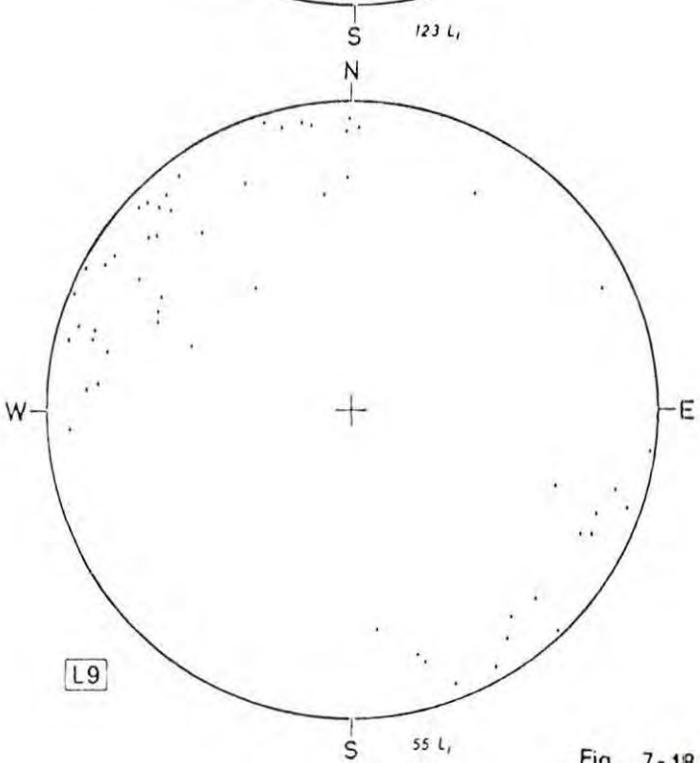
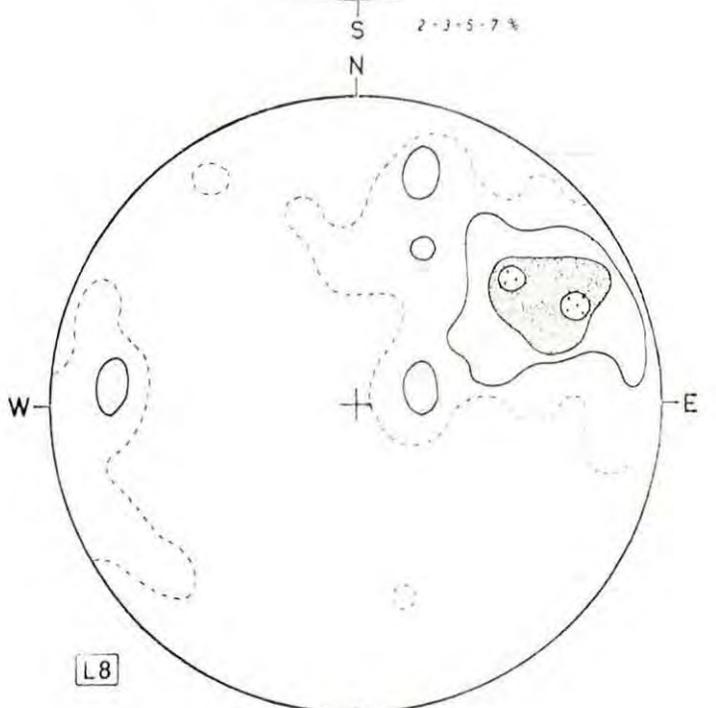
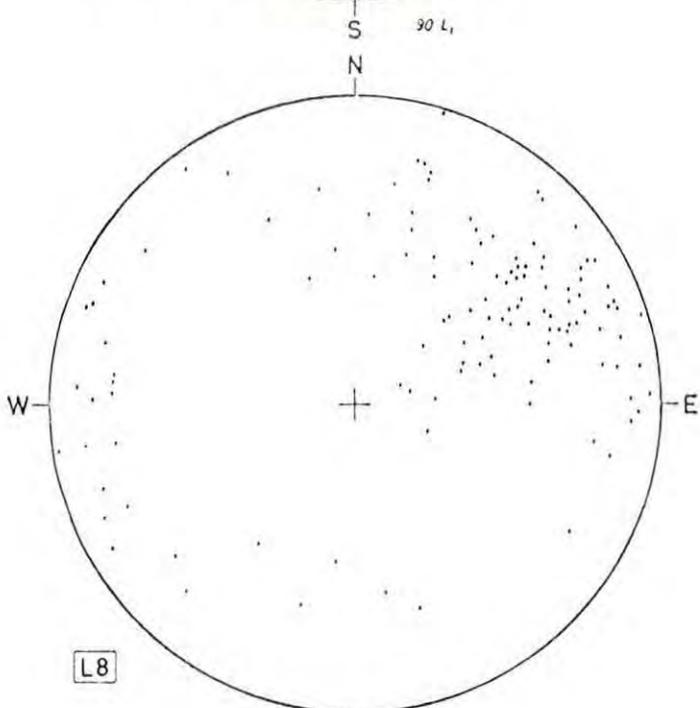
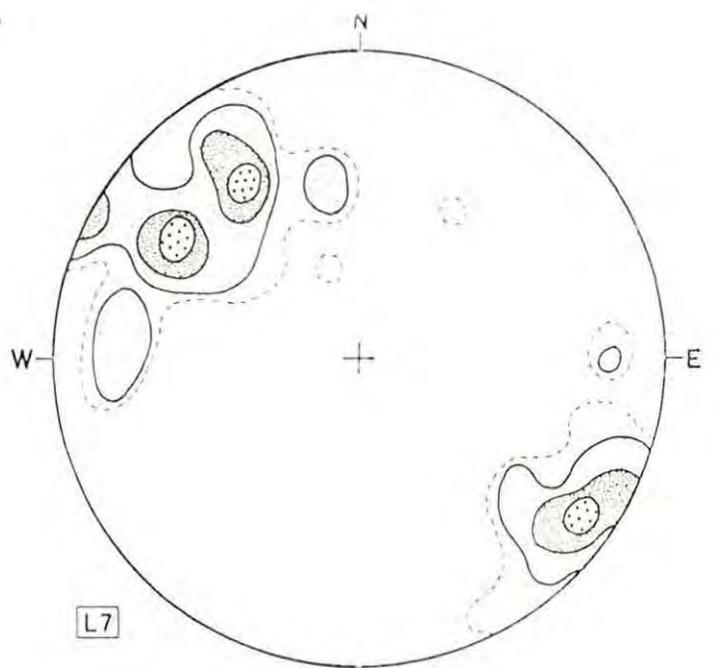
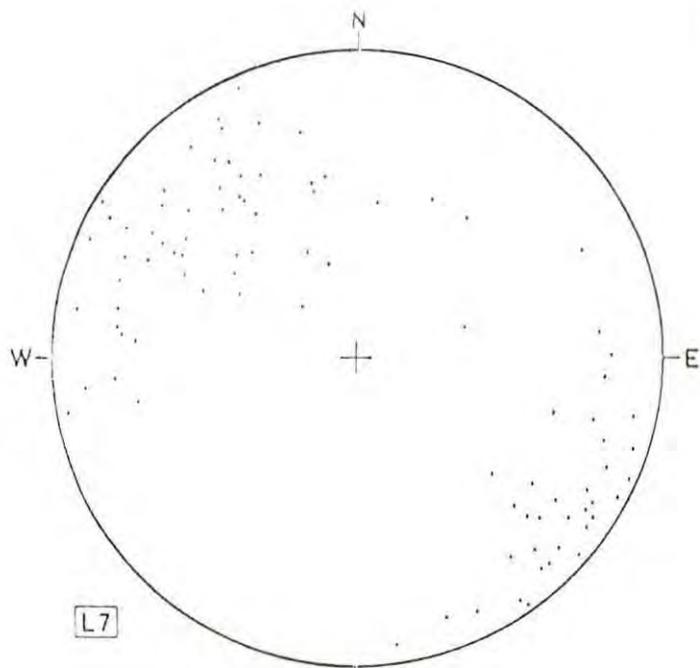


Fig. 7-18

axes des plis, surtout si ceux-ci ont un plongement faible. Les axes des plis antéschisteux sont donc approximativement N 130 dans la région de Jujols, E-W dans la vallée d'Evol. La comparaison avec les directions antéschisteuses déduites de l'analyse des diagrammes faite dans ce chapitre, est bonne (cf. diagramme joint à la carte).

- dans la région de Jujols, les mégastructures antéschisteuses ont pour direction : 140 NW 30 (diagramme 49+51), 150 N 20 (diagramme 52), 136 NW 36 (diagramme 42-45) ; les structures antéschisteuses hectométriques rencontrées dans ce secteur sont : 129 NW 29 (diagramme 52a), 146 NW 26 (diagramme 52b), 127 SE 08 (diagramme 43a), 132 SE 07 (diagrammes 52c). Ces directions sont toutes sensiblement NW-SE, proches de la valeur déduite ci-dessus : N 130 (1).

- dans la moyenne vallée d'Evol, les mégastructures antéschisteuses sont 117 W 18 (27-37) ; une structure hectométrique 80 E 10 (diagrammes 27-29) se rencontre également. Tout cela est proche de la valeur supposée ci-dessus : E-W.

- dans la haute vallée d'Evol, enfin, le grand pli couché antéschisteux est orienté 93 W 32 ; le pli hectométrique accessoire qui l'accidente est orienté 60 NE 10, un peu différent donc.

Les mégastructures antéschisteuses ont donc, aussi bien d'après la carte que d'après les diagrammes, des directions allant de E-W à l'ouest, à NW-SE à l'est, et un net plongement vers l'ouest (20 à 40°). Il faut aussi tenir compte de la torsion tardive des structures : initialement, ces axes antéschisteux devaient être plus proches encore l'un de l'autre. En effet, axes antéschisteux et axes postschisteux sont associés de la façon suivante, respectivement :

- haute vallée d'Evol : 93 W 32 et 90 E 10
- moyenne vallée d'Evol : 117 W 18 et 123 SE 04
- secteur de Jujols : 140 NW 30 et 131 SE 08.

La torsion postschisteuse explique une grande partie de la dispersion des axes antéschisteux : les directions antéschisteuses étaient donc initialement très constantes, WNW-ESE pour retenir une valeur intermédiaire. A cette direction dominante, il faut ajouter une direction accessoire ENE-WSW, mais qui ne donne lieu qu'à des structures hectométriques : cette seconde direction antéschisteuse semble donc tout-à-fait secondaire et n'apparaît d'ailleurs pas sur la carte. Quant aux plis antéschisteux métriques visibles sur le terrain, leur orientation varie de E-W à N-S avec un plongement ouest : ils sont à peine plus dispersés que les mégastructures, et constituent vraisemblablement des microstructures qui leur sont associées. Remarquons, au passage, que les axes antéschisteux et les axes postschisteux sont très proches les uns des autres, ce qui rend difficile l'analyse dans les secteurs où le plissement postschisteux est intense.

Il est donc très intéressant de retenir que deux méthodes relativement indépendantes s'accordent à donner aux mégastructures antéschisteuses une orientation WNW-ESE, orientation dispersée ultérieurement de E-W à NW-SE.

(1) d'autant plus que les axes sont estimés par rapport au nord magnétique, donc majorés de 5° environ !

Fig. 7-19. Carte structurale de la phase synschisteuse.

Cette carte indique l'orientation des linéations synschisteuses (flèches ; les flèches traversant un nombre cerclé se rapportent au diagramme correspondant ; cf. fig. 7-22). La variation de cette orientation est rendue visible par l'individualisation de deux types de domaines :

- zones où les linéations sont statistiquement NE-SW, en blanc
- zones où les linéations sont E-W à NW-SE, en pointillés.

Pour établir cette carte, il a été tenu compte des déformations postschisteuses ; la carte représente donc l'orientation des linéations à l'issue de la phase synschisteuse.

En encart, localisation des diagrammes L1 à L8 (cf. fig. 7-16 à 7-18).

L'analyse détaillée de cette carte est faite au paragraphe 75-1.

(repères lithologiques dans la série de Jujols : niveau microconglomératique d'Evol, niveau calcaire de Thuir d'Evol, niveaux à nodules calcaires, base du Caradoc).

Seule la méthode des diagrammes permet, cependant, de découvrir le plongement vers l'ouest de ces axes antéschisteux ; cette précision mise à part, l'identité des résultats est tout-à-fait remarquable.

7521-2. Géométrie des structures antéschisteuses.

Le problème essentiel est, bien entendu, de savoir s'il existe des plis couchés antéschisteux, kilométriques, dans la série de Jujols ; les plis synschisteux étant toujours de taille réduite, de tels plis couchés, s'ils existent, doivent apparaître nettement à l'échelle cartographique. L'examen de la carte des linéations montre qu'une telle hypothèse n'est pas invraisemblable. Il est en effet possible d'assimiler les zones étroites à linéations WNW-ESE aux flancs courts de grands plis couchés, les flancs longs correspondant aux zones à linéations NE-SW ; le fait, énoncé plus haut, que ces linéations sont fréquentes tandis que les linéations intermédiaires sont rares, s'accorde bien avec cette façon de voir : ces linéations manquantes correspondraient alors aux orientations les moins fréquentes de la stratification, c'est-à-dire à l'emplacement des charnières et au voisinage du plan axial. Ces plis auraient évidemment une orientation WNW-ESE en moyenne et un plongement ouest, conformément aux conclusions du paragraphe précédent. Notons cependant que ces plis seraient déversés tantôt vers le sud, tantôt vers le nord, selon que le flanc inverse serait plus penté ou moins penté que le flanc normal (compte tenu du basculement postschisteux ; cf. fig. 7-21). En dehors de ce qui vient d'être dit, je ne vois guère d'autre argument à avancer en faveur de l'existence de plis couchés antéschisteux de cette sorte. En revanche, des critiques importantes peuvent être formulées.

La comparaison de la carte des linéations avec la carte géologique, faite à propos des structures synschisteuses, peut être reprise ici à peu près dans les mêmes termes : le fait que les zones à schistosité WNW-ESE (les flancs

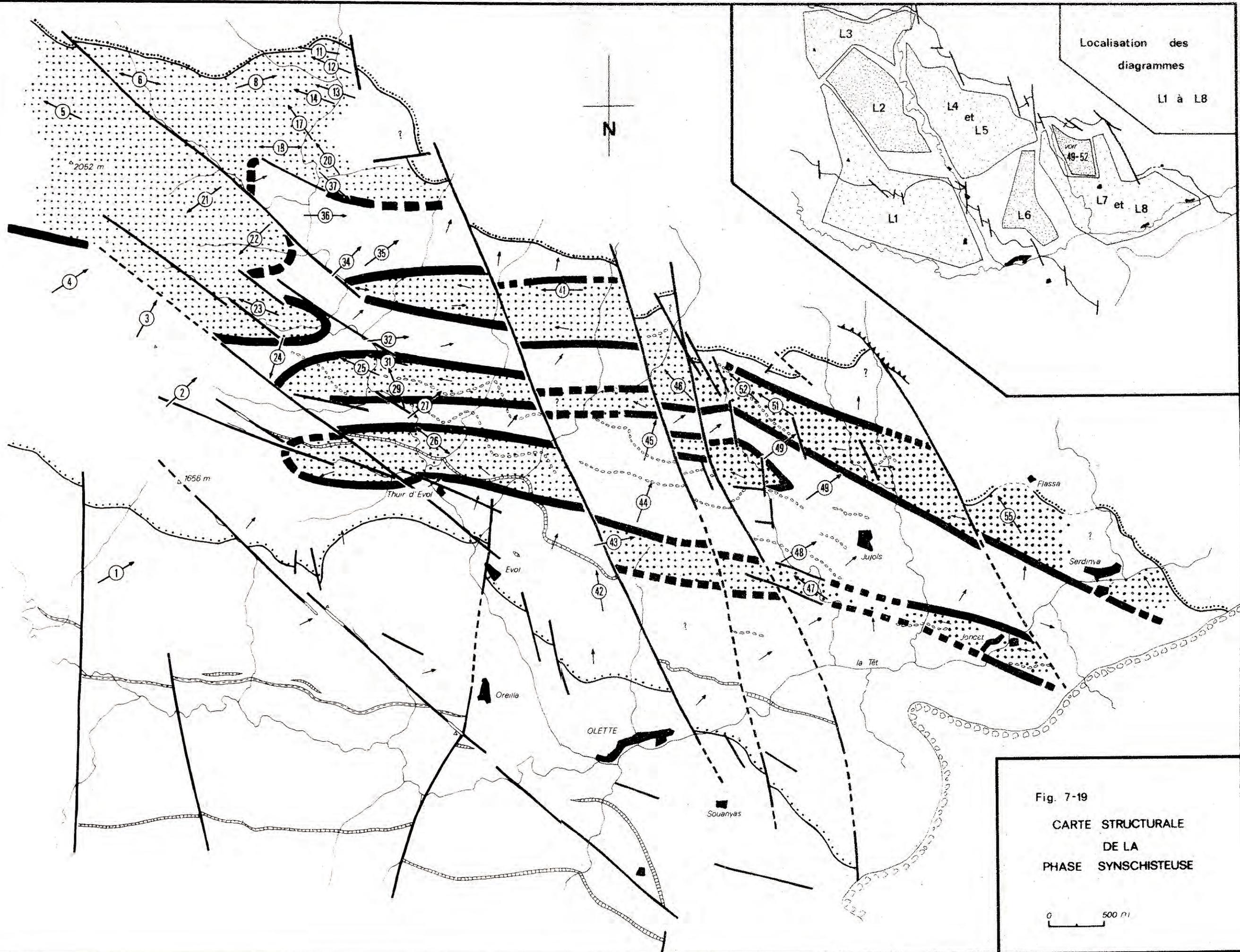


Fig. 7-19
 CARTE STRUCTURALE
 DE LA
 PHASE SYNCHISTEUSE

0 500 m

courts des plis couchés) sont obliques sur la trace de stratification est incompatible avec l'absence de charnières visibles cartographiquement. C'est ainsi que le niveau calcaire de Thuir d'Evol ne peut être à la fois en flanc inverse près de Thuir et en flanc normal plus au sud-est ; par ailleurs, les zones à linéations WNW-ESE abordent obliquement, dans la vallée d'Evol, les niveaux conglomératiques du Caradoc : or ces derniers ne sont pas engagés dans des plis couchés (toujours à l'échelle kilométrique). Les bandes à linéations WNW-ESE ne correspondent donc vraisemblablement pas à des flancs courts de plis couchés.

Dans ces flancs courts hypothétiques, la série devrait être renversée. Or, au nord de Jujols, la polarité a été établie de façon certaine dans la zone à linéation NE-SW et dans la zone à linéations NW-SE : dans les deux cas, la série est à l'endroit. De même, le niveau calcaire de Thuir est, de façon certaine, partout à l'endroit. De façon plus générale, il n'est guère pensable que les niveaux à nodule puissent se répéter tectoniquement. Rappelons enfin que, contrairement à l'opinion de M. MATTAUER (1967), le niveau calcaire de Thuir d'Evol ne représente nullement le coeur dévonien d'un vaste synclinal de phase I (cf. chapitre 1).

Un pli couché antéschisteux existe cependant dans la série de Jujols, en haut de la vallée d'Evol (cf. paragraphe 74-5). Mais il est important de remarquer qu'il est situé en entier dans la vaste zone à linéation WNW-ESE qui occupe le haut de la vallée. Ce pli n'est donc pas comparable aux plis couchés envisagés ci-dessus ; de plus, ce n'est pas du tout un pli isoclinal, et son flanc court est parfaitement visible, sur le terrain comme sur les diagrammes (9-19). Aucune structure de cette échelle n'est reconnaissable ailleurs dans la série de Jujols, dans l'état actuel des recherches. Il semble donc que la série de Jujols, exception faite de cette zone, ne soit pas affectée par des plis couchés antéschisteux kilométriques, mais, plus simplement, par des plis bien moins accusés, ouverts, plis qui ont été décrits à plusieurs reprises lors de l'analyse des diagrammes. Il est possible, cependant, que dans les zones suffisamment profondes et pélitiques, existent des plis couchés antéschisteux très serrés, mais toutefois de taille hectométrique seulement. C'est ce que suggère l'étude d'un petit secteur situé en bordure de la route de Jujols, juste au-dessus de la ferme Clement, étude faite par J.C. VIDAL (1968). Mais soulignons que ces structures couchées sont tout entières incluses dans un domaine où les linéations sont statistiquement NE-SW ; situation comparable à celle du pli couché de la vallée d'Evol. Elles se rapprochent donc davantage des plis antéschisteux métriques du type de celui visible non loin de là (secteur et diagramme 54).

Relativement aux structures antéschisteuses kilométriques, la série de Jujols peut être subdivisée en deux domaines :

- la presque totalité est affectée de plis ouverts, à plans axiaux subverticaux (initialement), de longueur d'onde kilométrique mais d'amplitude faible, qui se traduisent par un basculement de la stratification dans des couloirs orientés WNW-ESE. La déformation, en fin de compte, est modérée.

- le haut de la vallée d'Evol montre une accentuation importante de la déformation : une zone basculée, plus vaste que les précédentes, est affectée par un grand pli déversé vers le sud, de même axe que les plis ouverts qui seuls existent ailleurs.

Fig. 7-20. Carte structurale de la phase antéschisteuse.

Les zones de linéations de la carte précédente matérialisent les structures antéschisteuses ; dans le cas des zones à linéations WNW-ESE, on a distingué le cas où S_0 est plus pentée que S_1 (pointillés gras) et le cas où S_0 est moins pentée que S_1 (pointillés fins).

Les flèches représentent les directions antéschisteuses mises en évidence dans ce travail ; la taille de la flèche est proportionnelle à la structure considérée ; les nombres cerclés renvoient aux diagrammes correspondant, ces orientations antéschisteuses sont également reportées sur le diagramme joint à la carte, avec les mêmes conventions.

L'analyse détaillée de cette carte est faite au paragraphe 75-2.

(mêmes repères lithologiques que sur la carte 7-19).

Plis couchés et plis ouverts ont sensiblement la même orientation ; il faut cependant se souvenir que le flanc long supérieur du pli de la haute vallée d'Evol est affecté par une déformation très ouverte ayant un axe N-S (cf. diagrammes 8+9, paragraphe 74-5). Il est donc possible que toutes les structures antéschisteuses ne soient pas rigoureusement contemporaines, et que le grand pli couché antéschisteux (ainsi que certaines structures hectométriques de même style visibles plus bas dans la série) représentent des structures plus récentes que les autres plis kilométriques.

75-3. Conclusion.

L'analyse cartographique, qui consiste en une comparaison de la carte géologique avec la carte de répartition des linéations synschisteuses, permet de retrouver l'essentiel des résultats établis à partir de l'étude des stéréogrammes, en particulier pour ce qui est de la direction des structures antéschisteuses, et pour le fait qu'il n'y a pas de mégastructures synschisteuses. Elle confirme également que, sauf exception dans la haute vallée d'Evol, les mégastructures antéschisteuses ne sont pas des plis couchés, mais des plis beaucoup plus ouverts, presque en genou.

Il est donc extrêmement satisfaisant de constater que des méthodes différentes mènent inévitablement aux mêmes conclusions ; soulignons cependant que l'étude des diagrammes ne permet pas de décider du style, ouvert ou subisoclinal, des structures antéschisteuses responsables des alternances de zones à linéations NE-SW et WNW-ESE : seuls des arguments de terrain (absence de charnières, pas d'inversion de la polarité) et des considérations d'ordre cartographique (obliquité de ces zones sur la trace de la stratification) permettent de trancher en faveur des structures très ouvertes. C'est là un exemple de la limitation intrinsèque de l'analyse microtectonique. Soulignons également que le sens du déversement des petits plis synschisteux (tantôt vers le NW pour les plis NE-SW, tantôt vers le NE ou le SW pour les plis NW-SE) n'apporte aucune indication quant au sens de déversement de la phase synschisteuse, puisqu'il n'existe aucune mégastructure associée à cette phase.

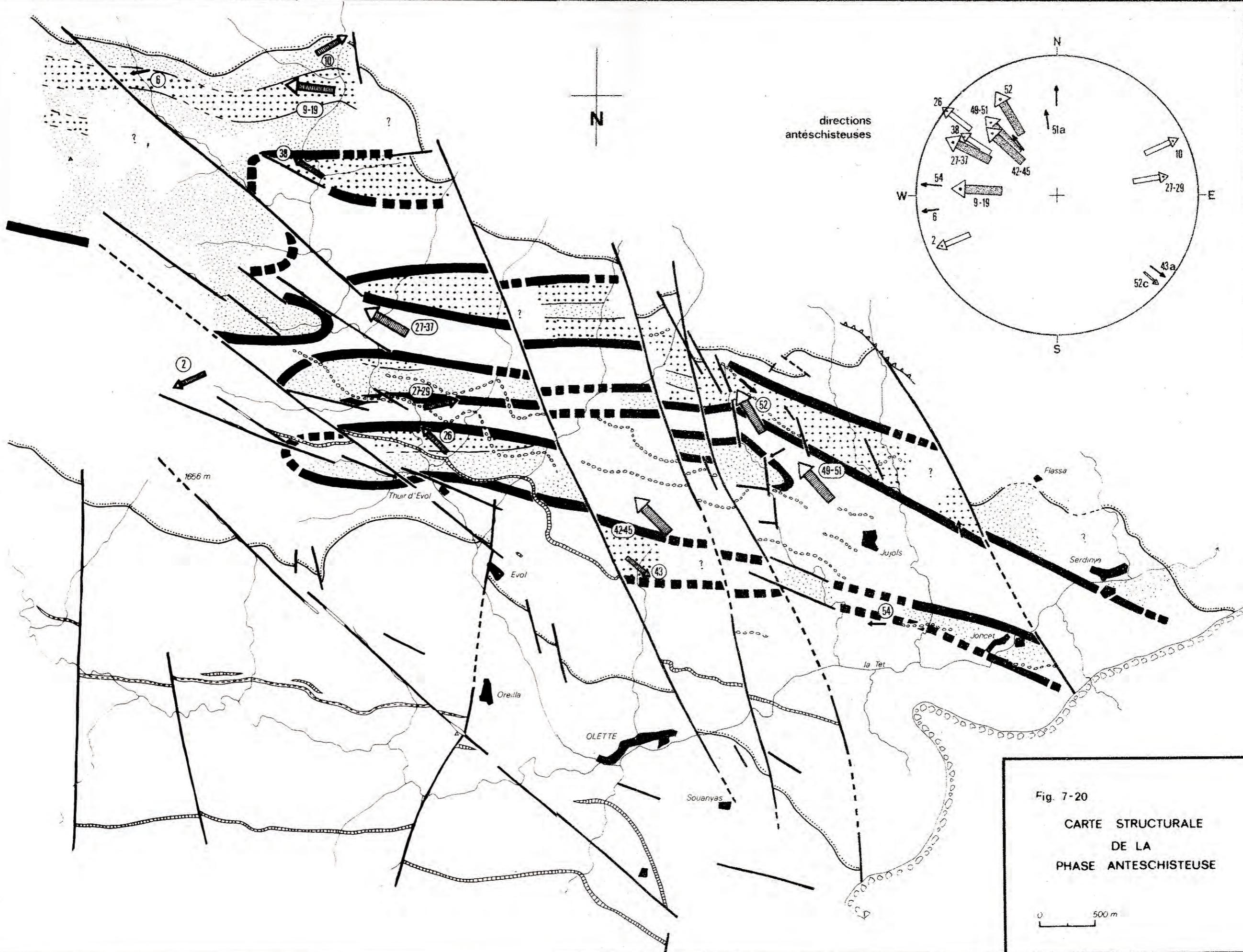


Fig. 7-20

CARTE STRUCTURALE
DE LA
PHASE ANTESCHISTEUSE

0 500 m

7-6. VUE D'ENSEMBLE SUR LES STRUCTURES HERCINIENNES PRÉCOCES

Les différentes méthodes appliquées à la reconstitution de structures précoces donnant des résultats tout-à-fait concordants, il est possible de tenter une description générale de ces structures.

76-1. Les structures antéschisteuses.

Les microstructures sont rares : pas de schistosités, pas de linéations, quelques rares plis métriques de style et de direction variables. Les structures déca- à hectométriques sont plus fréquentes : il s'agit de plis de style variable mais de direction relativement constante, généralement E-W à N-S avec plongement vers le NW, rarement NE-SW. En revanche, on décèle presque partout dans la série de Jujols le trace de déformations antéschisteuses d'échelle kilométrique. Ces mégastructures sont de deux types différents :

a) Des plis ouverts (90° à 120° d'ouverture), à plans axiaux subverticaux (initialement), faisant alterner des zones non déformées (si l'on prend comme référence ce qui se passe dans les parties basses de la série, où les déformations antéschisteuses sont très réduites), assimilables aux flancs longs, et des zones basculées, assimilables aux flancs courts. Ces plis ont une orientation qui varie de N 140° à l'est, à N 90° à l'ouest, mais une partie importante de cette variation est due aux déformations postschisteuses. On peut retenir une orientation WNW-ESE comme étant caractéristique de ces plis si la torsion postschisteuse est annulée ; ces plis ont, de plus, un net plongement vers l'ouest (10° à 30° généralement). Pour ce qui est du style, il s'agit tantôt d'ondulations régulières de la stratification (ex. : secteurs 27-30), tantôt de plis en genou à charnière aiguë (ex. : secteurs 49-51) ; parfois enfin, de véritables failles directionnelles semblent exister (ex. : limite entre les secteurs 37 et 20). On peut reconnaître de deux à quatre de ces plis dans la série de Jujols : ils sont généralement très continus (6 km et plus), mais s'évanouissent à l'ouest du territoire étudié (cf. carte 7-20).

b) Un grand pli couché, déversé vers le sud, développé sur une zone correspondant à un vaste flanc, court relativement aux structures ouvertes précédentes ; il occupe la partie supérieure de la série de Jujols en haut de la vallée d'Evol. Il est parfaitement cylindrique, mais ses flancs longs sont affectés de déformations ouvertes du type des précédentes. Deux hypothèses peuvent être avancées pour ce pli.

- il est antéschisteux, mais non contemporain de mégastructures ouvertes (qui sont plus anciennes ?) ; mais il a sensiblement la même orientation que ces mégastructures.

- il est antéschisteux et contemporain des structures précédentes. Dans l'état actuel des recherches, c'est cette hypothèse, la plus simple, qui sera retenue.

Ce pli très différent des autres structures antéschisteuses de la série de Jujols évoque en revanche d'assez près ce que l'on peut voir dans le Paléozoïque supérieur (M. MATTAUER, 1967).

Fig. 7-21. Coupes sériées dans la série de Jujols.

Les numéros cerclés se rapportent aux diagrammes.

Les symboles antéclinaux et synclinaux caractérisent les structures antéschisteuses, dont le plan axial est matérialisé.

Légende de la coupe lithostratigraphique : 1 - niveau microconglomératique et grès d'Evol ; 2 - niveau calcaire de Thuir d'Evol ; 3 - niveaux à nodules calcaires ; 4 - faciès grésopélitiques banaux ; 5 - caradoc.

Les plis synschisteux ont été omis ; leur direction est symbolisée par une flèche quand ils sont NE-SW, et par un point cerclé quand ils sont NW-SE (c.à.d. perpendiculaires à la coupe).

Les coupes semi-schématiques de la fig. 7-21 illustrent l'allure de ces déformations antéschisteuses ; on y reconnaîtra l'essentiel des caractéristiques énoncées ci-dessus. Il est à noter que, les plis synschisteux étant hectométriques au maximum, les coupes à l'échelle de la carte ne font apparaître essentiellement que les structures antéschisteuses (et les structures synschisteuses) ; à cette échelle, les structures synschisteuses sont négligeables.

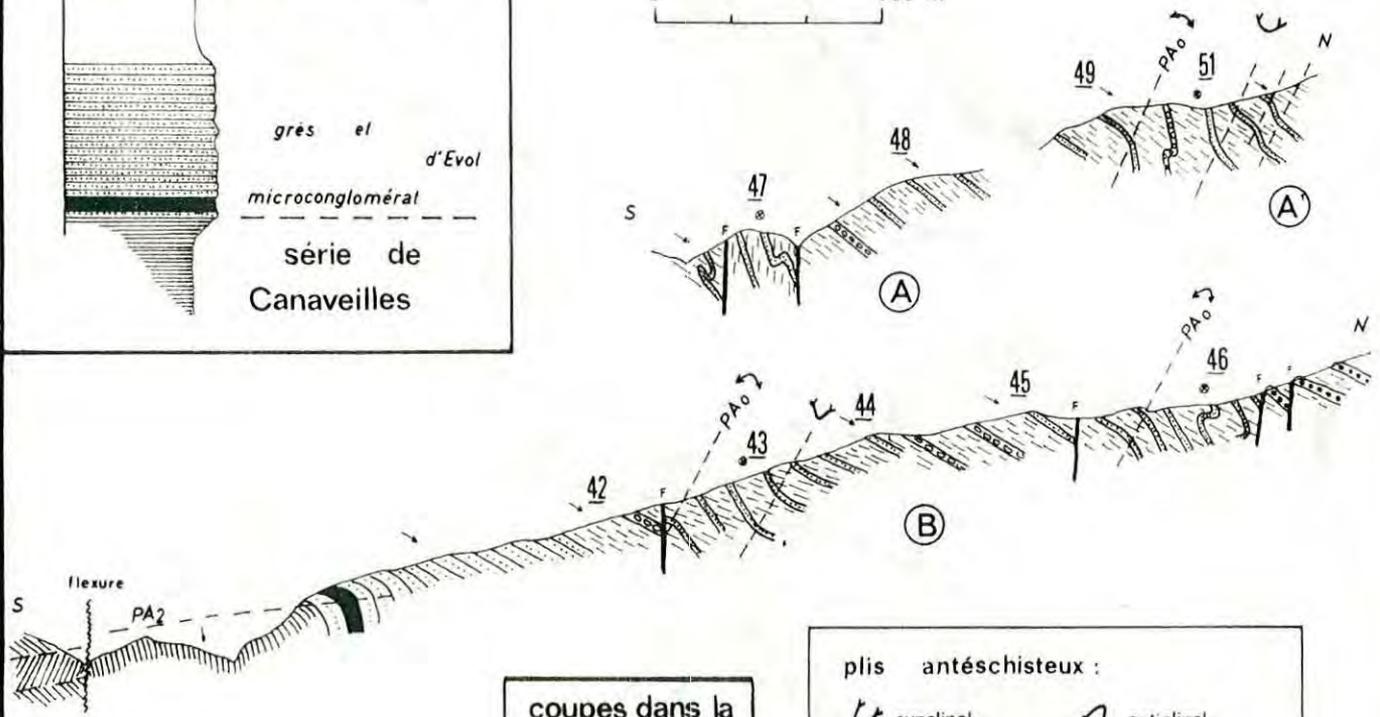
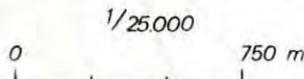
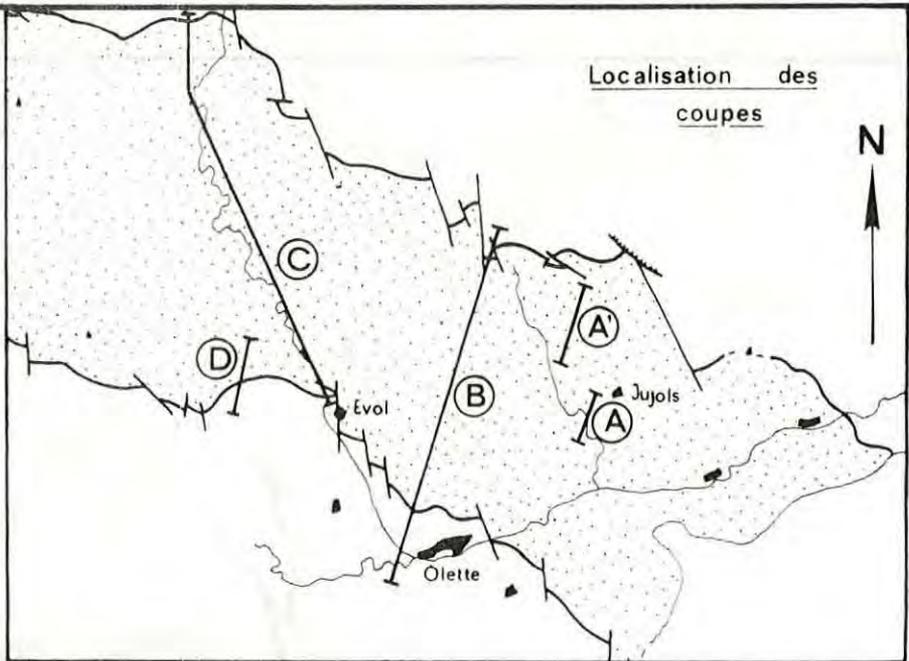
76-2. Les structures synschisteuses.

Les microstructures sont, cette fois, omniprésentes : schistosité et linéation sont partout évidentes sur le terrain ; les plis métriques sont abondants, encore que des zones entières en soient dépourvues ; leur style est variable selon la lithologie ... Les plis déca- à hectométriques ne sont pas rares ; ils sont souvent complexes parce qu'ils se superposent à des déformations antéschisteuses. Plis et linéations ont toujours même orientation, et cette orientation est fonction de la position du pli sur les grandes structures antéschisteuses : NE-SW sur les flancs longs, non déformés (c'est l'orientation des microstructures dans les zones plus profondes) ; plutôt WNW-ESE sur les flancs courts (dans ces secteurs, les structures anté-, syn- et post-schisteuses ont même orientation, ce qui ne facilite pas leur distinction, notamment dans la région du pli couché antéschisteux de la haute vallée d'Evol). Il n'y a pas de plis synschisteux kilométriques ; les déformations synschisteuses, les plus évidentes sur le terrain, sont négligeables à l'échelle de la série de Jujols tout entière, et elles ne remanient pas de façon sensible les mégastuctures antéschisteuses, qui restent reconstructibles, cela est net sur les coupes de la fig. 7-21.

7-7. CONCLUSION

De cette étude des structures précoces, il convient surtout de retenir deux points essentiels.

Sur le plan de l'analyse d'une part : les structures antéschisteuses sont d'échelle moyenne à grande ; les structures synschisteuses d'échelle petite à moyenne. Il en résulte que l'analyse des petites structures est très



coupes dans la série de Jujols

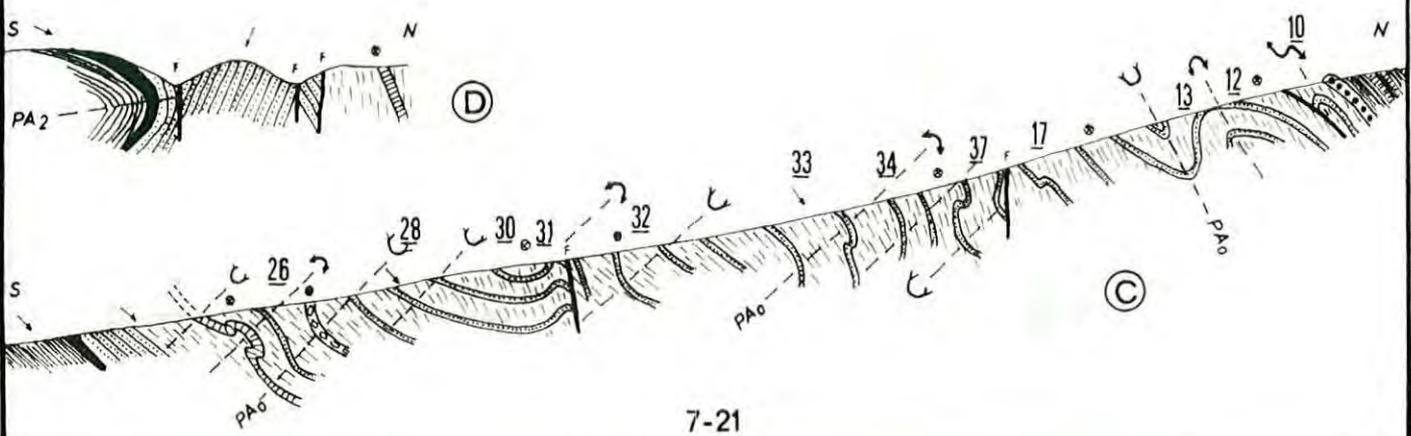
plis antéschisteux :

↪ synclinal ↩ anticlinal

PA₀ plan axial

linéations synschisteuses ↘ NE-SW * WNW-ESE

schistosité S₁



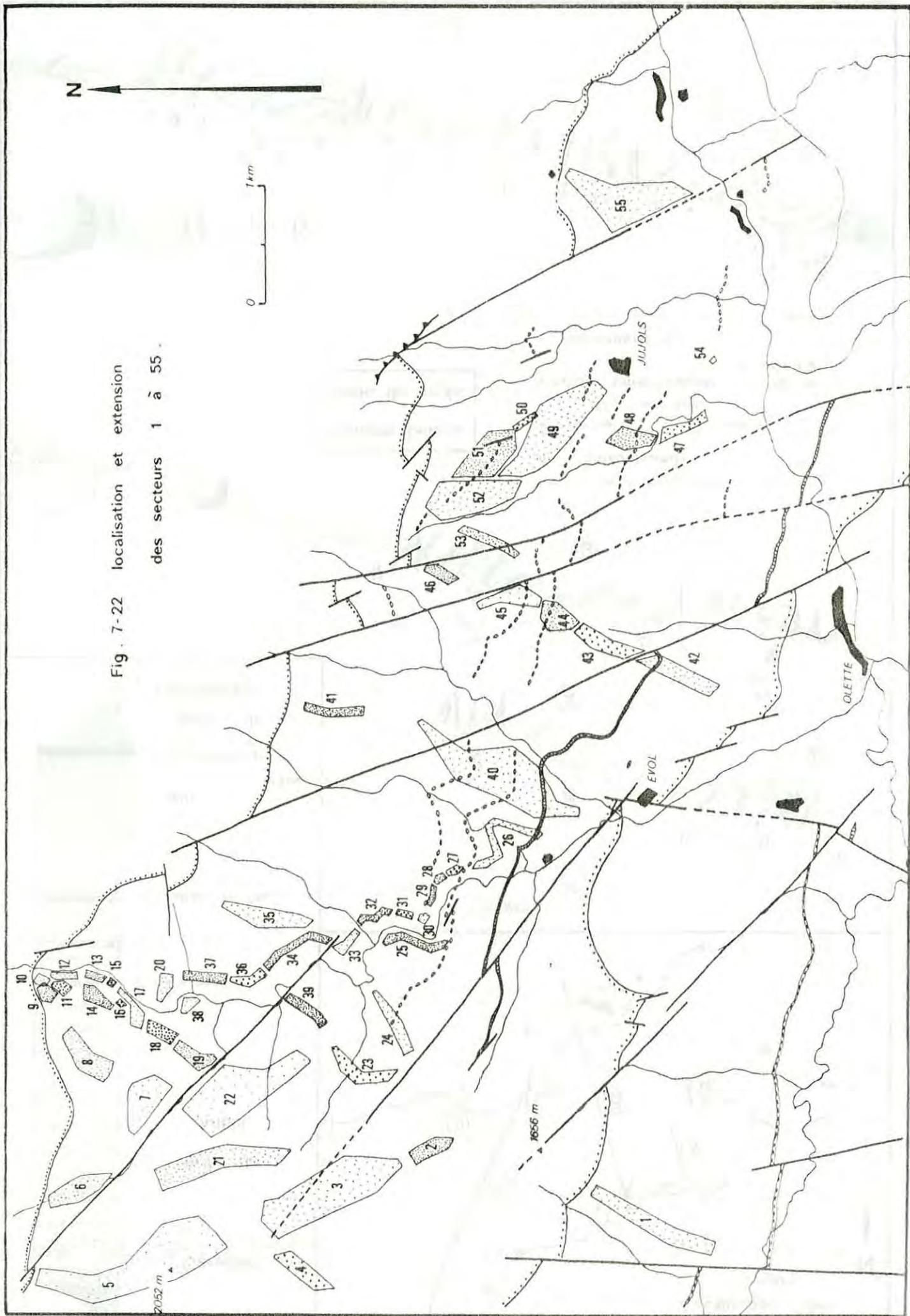


Fig. 7-22 localisation et extension
des secteurs 1 à 55.

Fig. 7-22. Localisation et extension des 55 secteurs étudiés sous forme de diagramme dans ce travail.

facile : toutes sont synschisteuses ; l'analyse à l'échelle régionale est, elle aussi, relativement simple (quoiqu'indirecte) puisque les mégastructures sont antéschisteuses. En revanche, à l'échelle moyenne, déca- à hectométrique, la superposition de structures de dimensions comparables rend l'analyse complexe. Or cette échelle est celle des observations de terrain, d'où les difficultés rencontrées par les différents auteurs pour reconstituer la structure de la série entière à partir de ces observations.

Sur le plan structural d'autre part : même si les structures antéschisteuses sont kilométriques, leur amplitude reste modérée, et, à l'échelle régionale, les structures précoces de la série de Jujols sont modestes, surtout si on les compare aux plis couchés décrits dans le Paléozoïque supérieur (M. MATTAUER, 1967), dans le socle (G. GUITARD, 1970). Ce résultat est quelque peu inattendu, mais, semble-t-il, solidement établi. Il montre, entre autres choses, que l'abondance de microstructures synschisteuses n'est absolument pas liée à l'existence de mégastructures de même phase ; sans doute faut-il y voir, dans le cas de la série de Jujols, l'influence de la lithologie qui, très faiblement contrastée, n'en permet pas le développement.

7-8. ANNEXE - ANALYSE DES STÉRÉOGRAMMES NON UTILISÉS DE FAÇON DIRECTE DANS LA RECONSTITUTION DES STRUCTURES PRÉCOCES (fig. 7-23 à 7-26)

- Diagrammes 1 à 4. Ils appartiennent, ainsi que le diagramme 2, au vaste domaine à linéations NE-SW qui se développe dans le quart sud-ouest du terrain.

. diagramme 1. Réalisé dans la partie supérieure de la série de Canaveilles. Les linéations sont bien groupées, entre N 45 et N 75. Schistosité et stratification sont confondues dans la partie basse de la coupe (points cerclés), distincte dans la partie haute ; comme dans la série de Jujols, les (rares) plis synschisteux sont déversés vers le NW.

. diagramme 3. Il représente la suite vers le nord du diagramme 2. En plus d'une dispersion postschisteuse d'axe 127 W 06, on constate que les linéations se répartissent entre les valeurs N 00 et N 50, davantage N-S que dans le cas précédent ; cette orientation, ainsi que quelques axes NW-SE, annoncent la disposition visible sur le diagramme 5.

. diagramme 4. Quelques plis hectométriques synschisteux, orientés N 60 et déversés vers le NW, sont bien visibles dans ce secteur.

- Diagrammes 5 et 6. Ces deux diagrammes se situent dans le prolongement vers l'ouest du pli couché antéschisteux de la haute vallée d'Evol. Un flanc court à fort pendage sud est visible sur 250 m environ dans le secteur 6 ; il est encadré par deux flancs longs à pendage nord faible : il s'agit très vraisemblablement de la continuation du pli de la haute vallée d'Evol, dont l'orien-

Fig. 7-23 à 7-26. Annexe. Diagrammes non utilisés directement dans le cours de cette étude (cf. paragraphe 7-8).

tation, dans ce secteur, serait environ N 100, horizontal. Un pli antéschisteux métrique orienté 82 W 03 (stratification entre parenthèses) souligne cette structure où la schistosité est presque plan axial ; ce n'est que par comparaison avec le pli de la haute vallée d'Evol que l'on peut suggérer la nature antéschisteuse de cette structure. Le secteur 5, situé encore plus à l'ouest, montre une dispersion des linéations tout-à-fait comparable à celle causée par le pli de la haute vallée d'Evol (cf. fig. 7-15) ; la structure antéschisteuse couchée existe donc probablement toujours, mais elle est accidentée, cette fois, de plissynschisteux décamétriques importants, qui en détruisent la structure cylindrique, d'où une répartition des pôles de stratification hors d'un grand cercle. Soulignons que, pour chacun de ces secteurs, le nombre de mesures est insuffisant pour trancher définitivement, mais je pense qu'une analyse détaillée aboutirait à un résultat comparable à celui du paragraphe 74-5.

- Diagrammes 7 à 20. Ils représentent deux aspects du flanc long inférieur du pli couché antéschisteux de la haute vallée d'Evol.

. diagramme 7. Des structures antéschisteuses indéterminées, mais probablement du type pli ouvert, entraînent une dispersion notable des linéations.

. diagramme 20. C'est le pendant du diagramme 17, sauf que les schistosités ont une direction N 115 au lieu de N 100, comme conséquence des déformations postschisteuses.

- Diagrammes 21 à 25. Ils représentent la vaste zone soumise à un intense plissement postschisteux, qui fait que la schistosité y est fréquemment renversée ; cette schistosité est replissée par des axes tardifs N 100 subhorizontaux (cf. diagramme S2, fig. 5-4). Une fois la schistosité remise dans sa position initiale, les linéations sont orientées statistiquement NNW-SSE, orientation intermédiaire entre les deux familles des linéations retenues comme caractéristiques (WNW-ESE et NE-SW) ; le diagramme 24 est cependant NNE-SSW et le diagramme 25 WNW-ESE. Le caractère incertain des linéations des autres diagrammes rend le tracé des zones de linéations difficile dans ce secteur (cf. carte 7-19), mais s'explique bien par le fait que les structures antéschisteuses s'atténuent progressivement vers l'ouest ; on peut voir dans le diagramme 3 un stade où ces structures ont presque disparu.

- Diagramme 35. C'est l'équivalent des diagrammes 34 et 36 (cf. fig. 7-10), mais avec une schistosité subhorizontale : à moins d'un kilomètre de la zone à schistosité renversée, les déformations postschisteuses ne sont plus perceptibles.

- Diagramme 38. Il représente, dans une zone où la schistosité est renversée, un pli hectométrique antéschisteux, orienté 120 W 05, faisant un angle de 20° environ avec la schistosité ; cette dernière est dispersée de façon

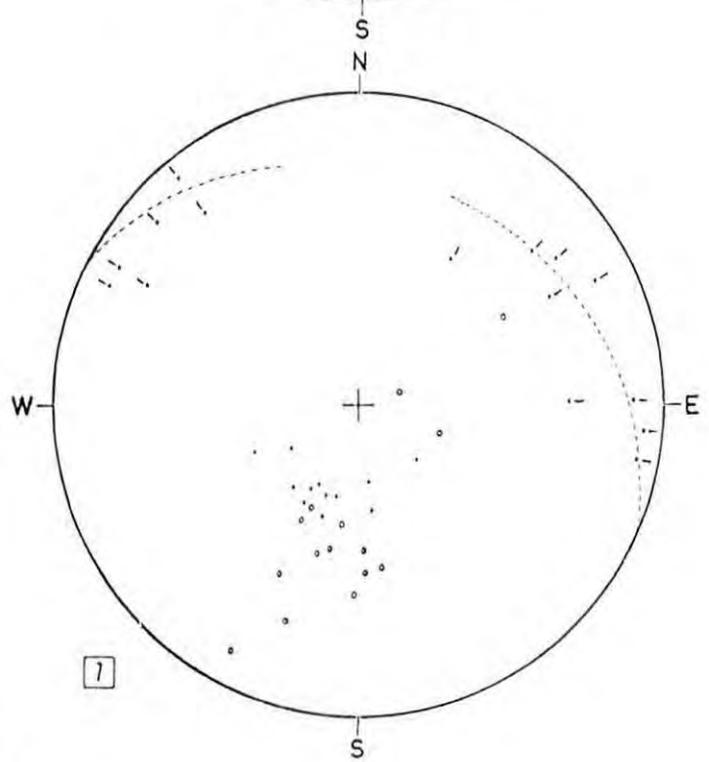
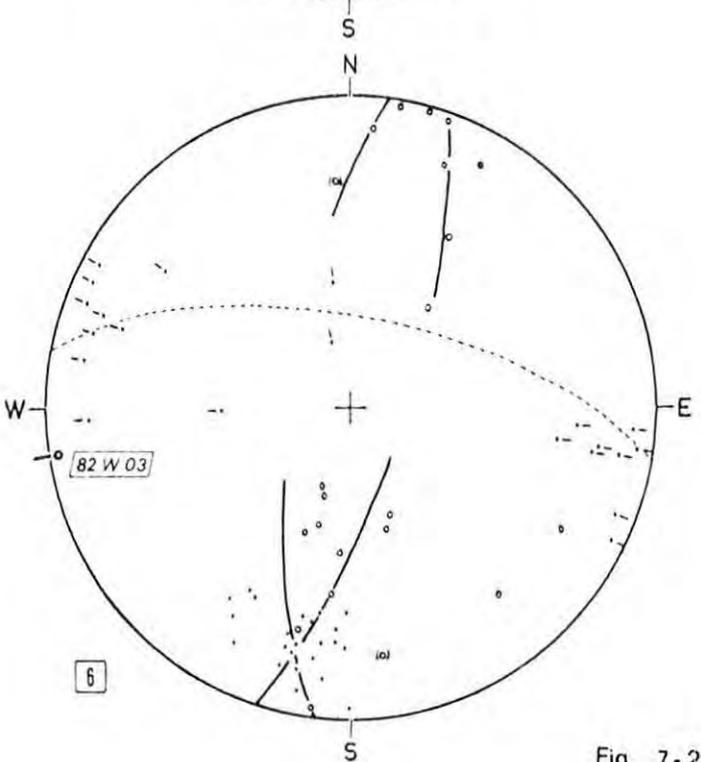
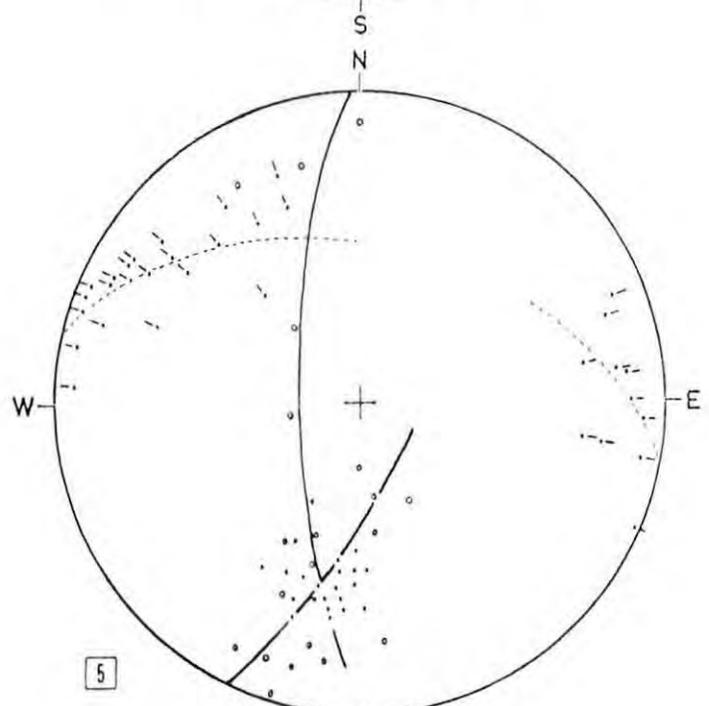
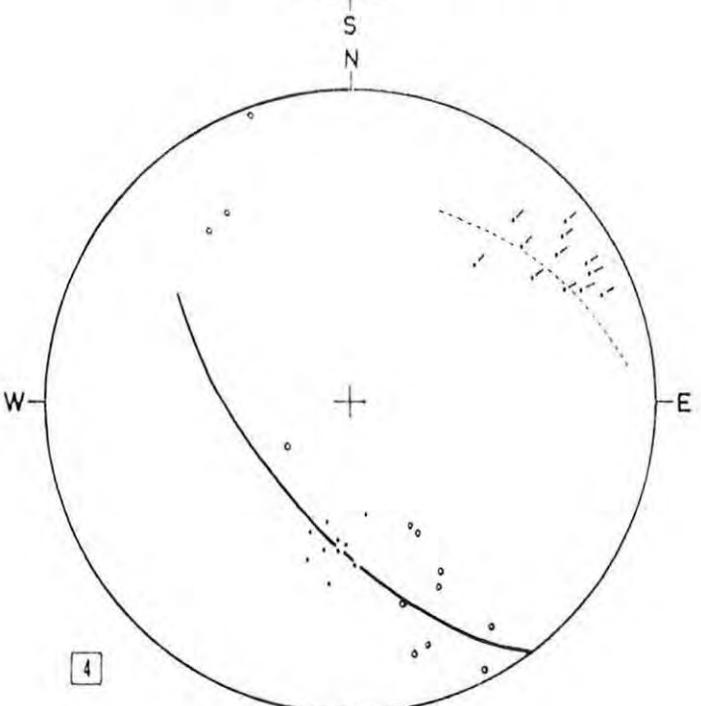
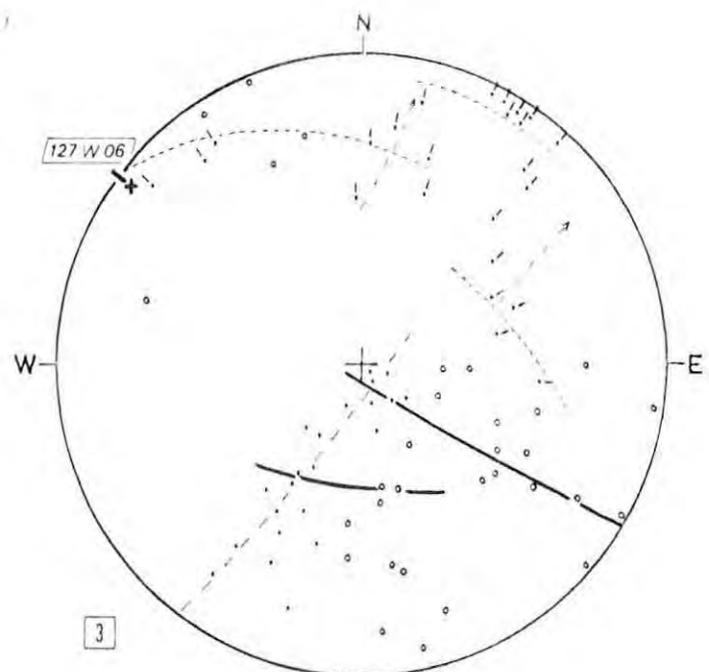
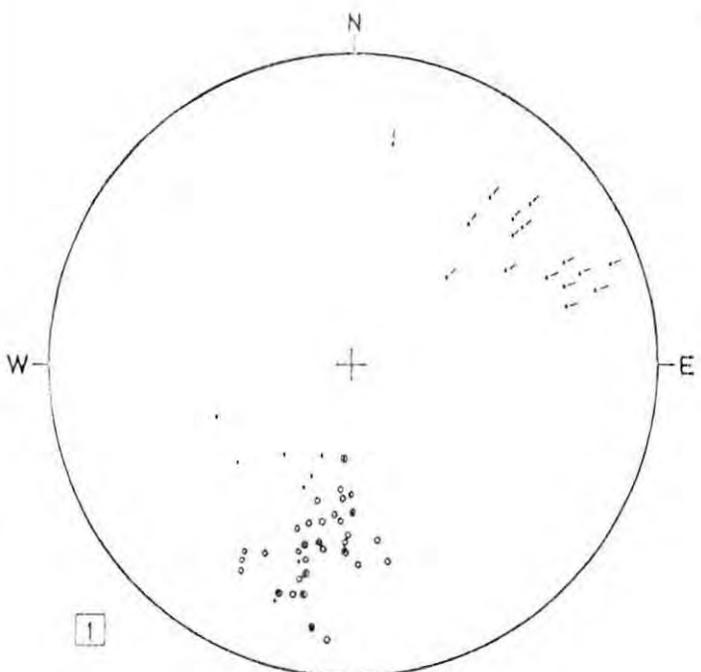


Fig. 7-23

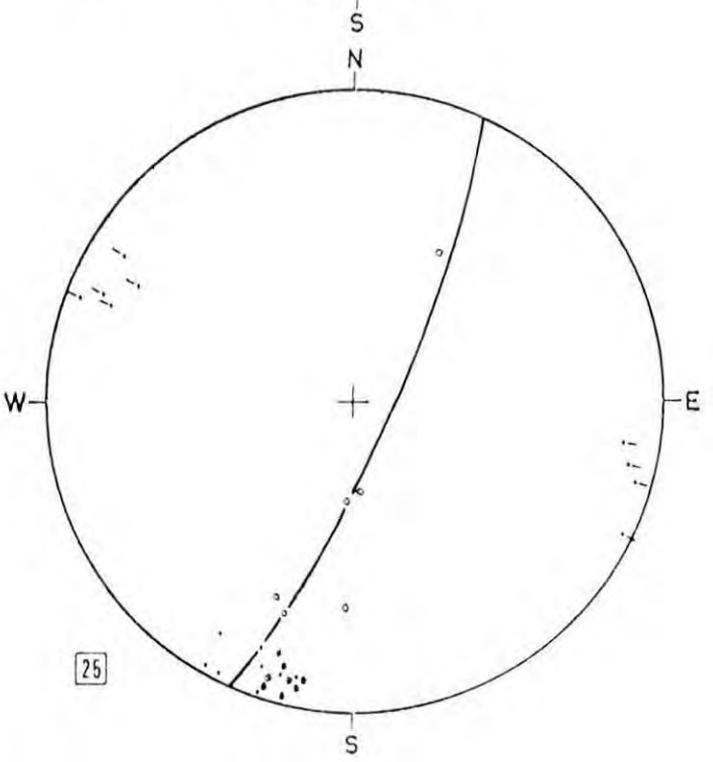
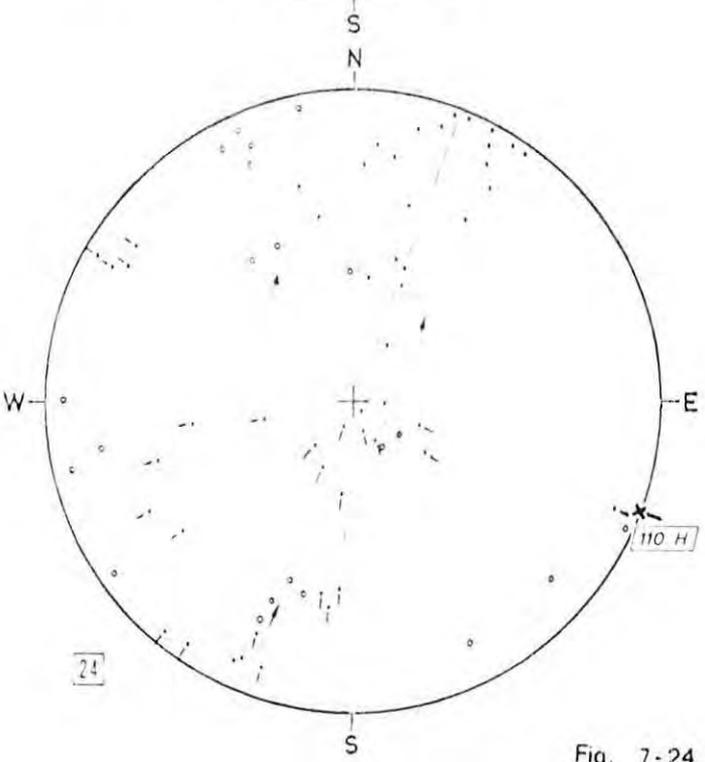
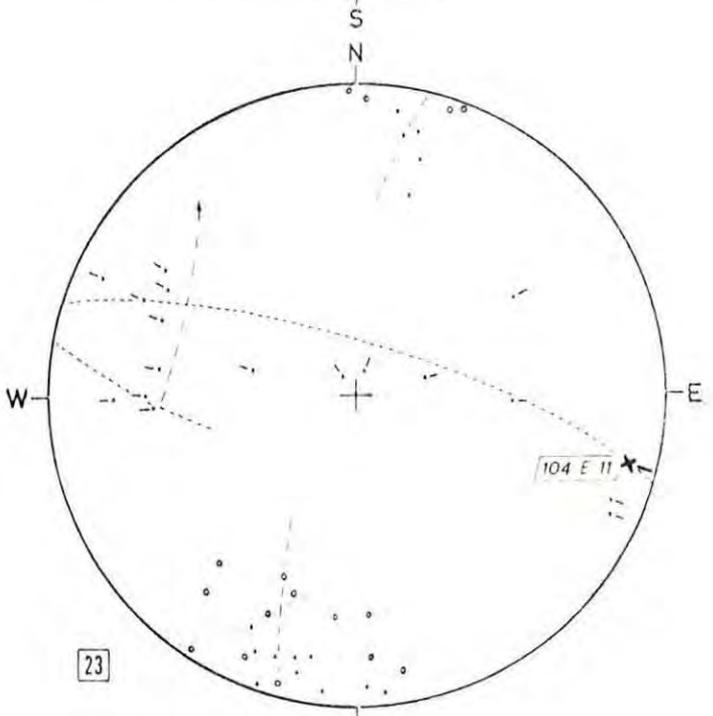
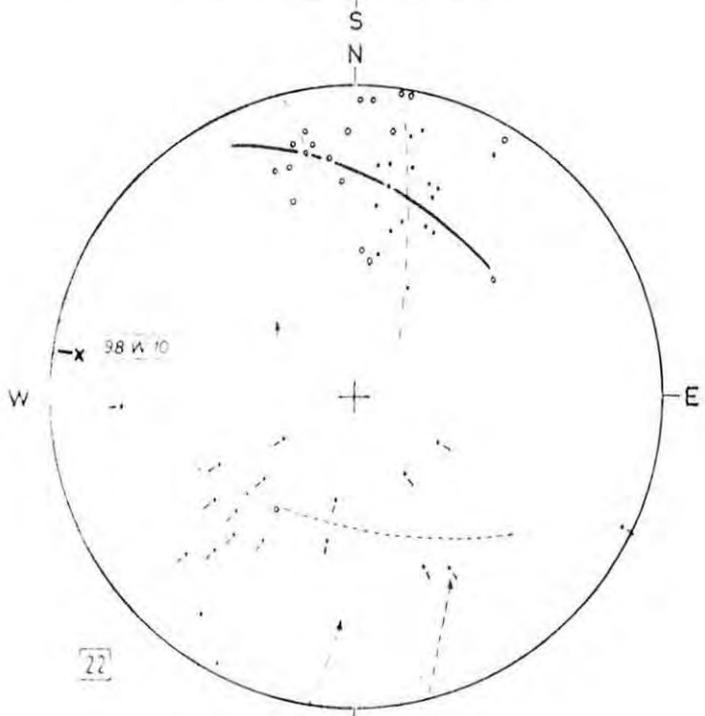
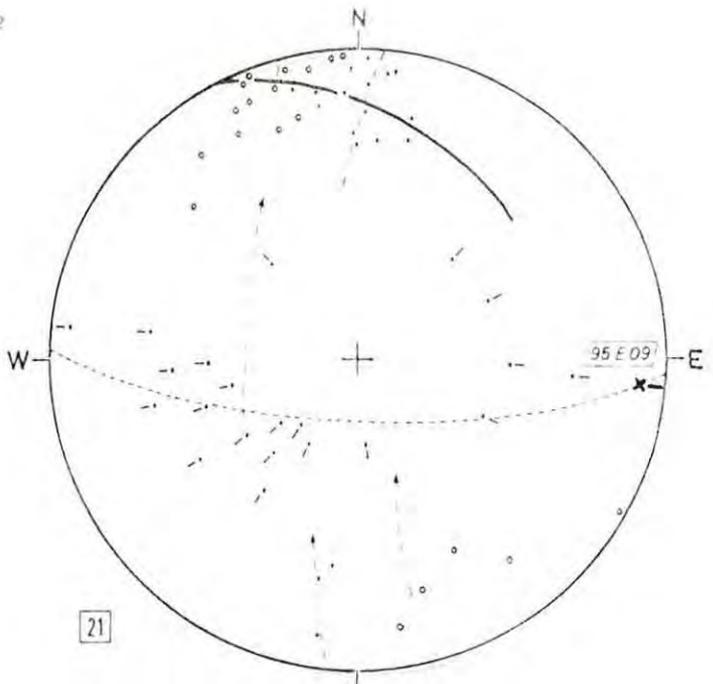
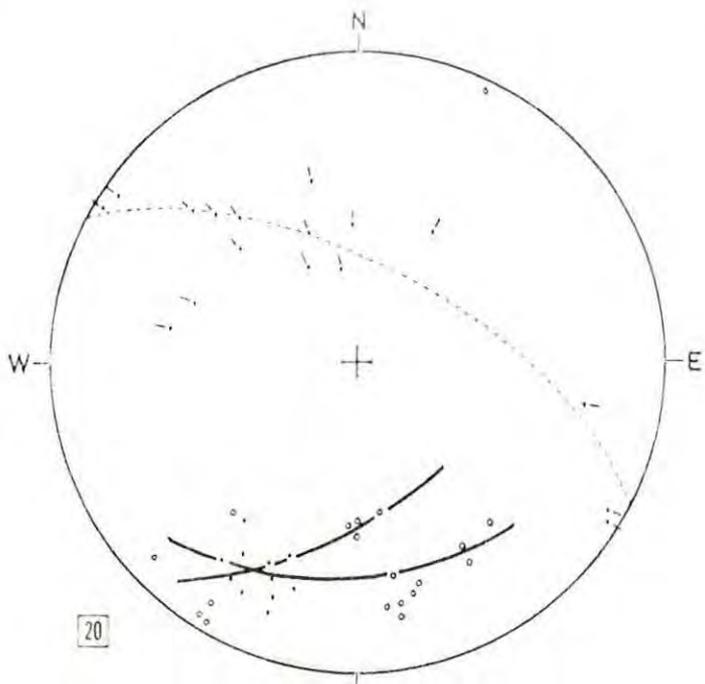
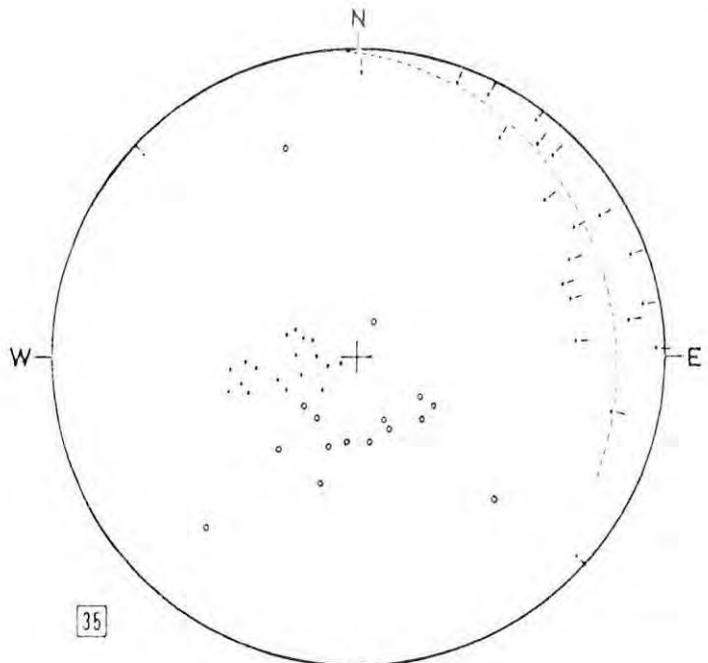
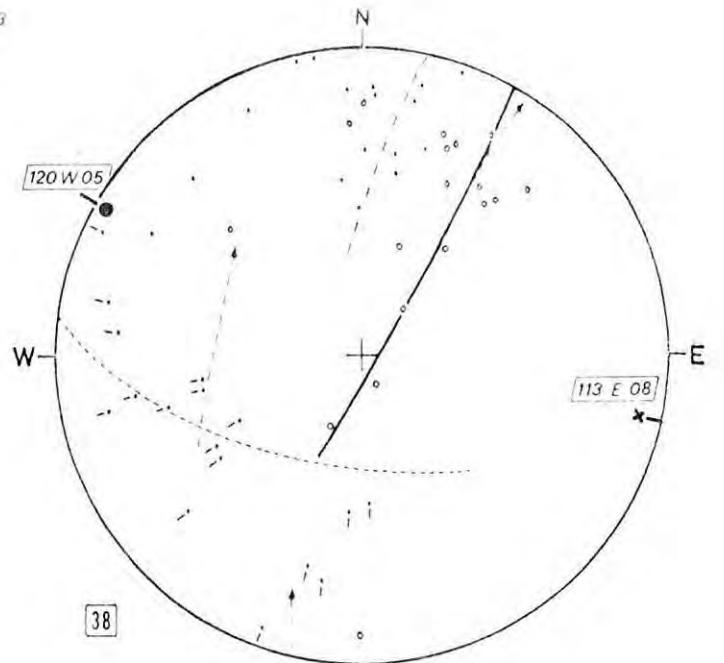


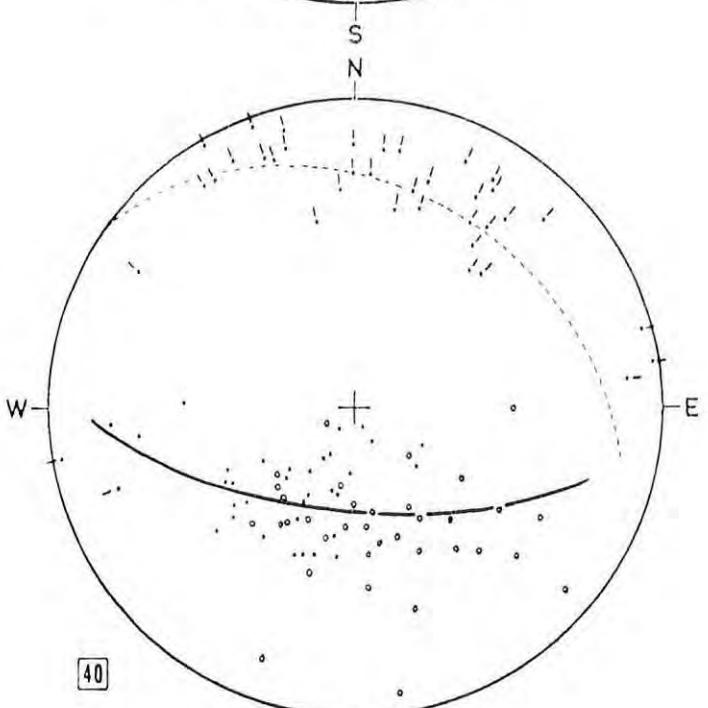
Fig. 7-24



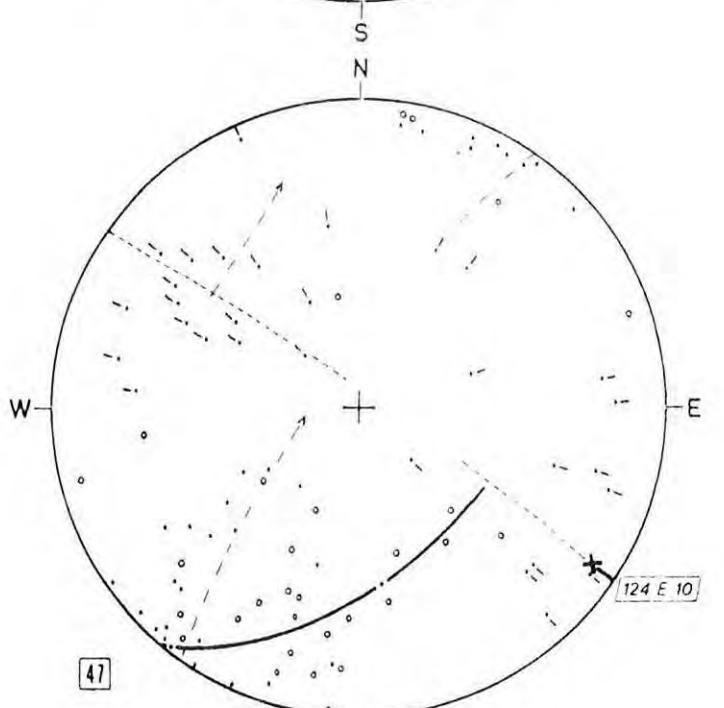
35



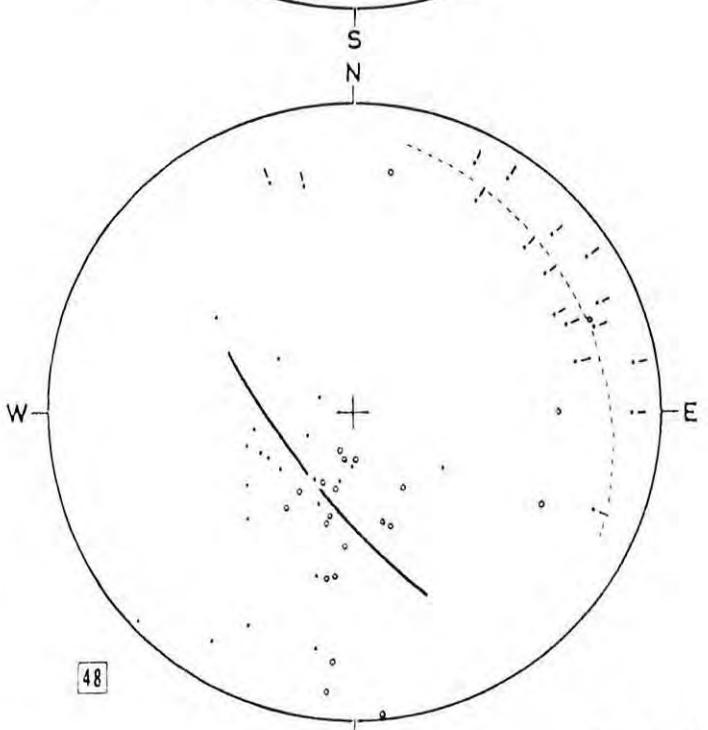
38



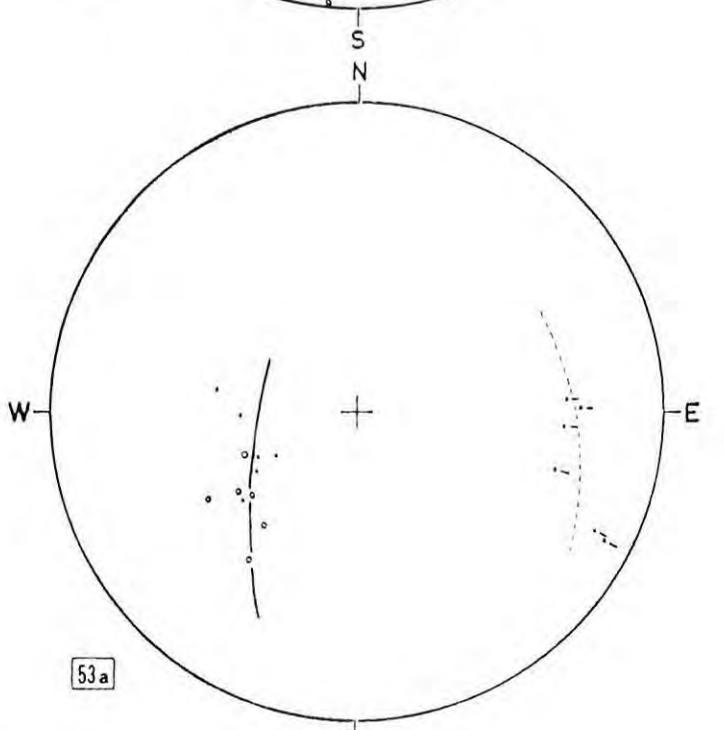
40



47



48



53a

Fig. 7-25

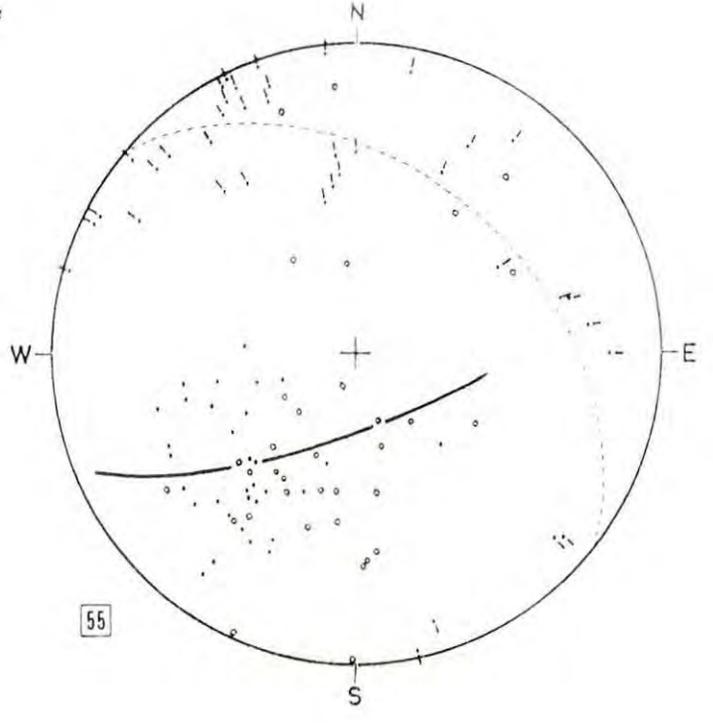
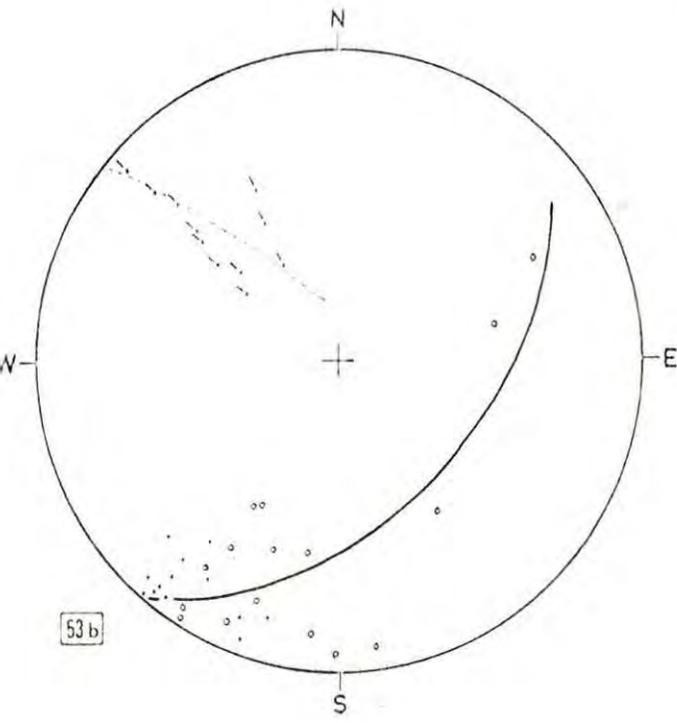


Fig. 7-26

anarchique : il faut y voir l'influence du faciès anormalement gréseux qui domine à cet endroit, et qui a entraîné des phénomènes complexes de réfraction lors de la phase synschisteuse.

- Diagramme 40. C'est l'équivalent des diagrammes 42 à 45, analysés au paragraphe 74-3 ; mais le plissement antéschisteux y est peu intense (de même que le plissement postschisteux d'ailleurs) ; les linéations sont NNE-SSW, localement NNW-SSE.

- Diagrammes 47 et 48 (cf. coupe a en fig. 7-21). Ces deux diagrammes montrent le passage d'une zone à linéations NNW-SSE (47) à la zone à linéations ENE-WSW dominante dans la région. La frontière entre les deux zones a rejoué pendant les déformations postschisteuses, d'où des pendages très différents de la schistosité d'une zone à l'autre.

- Diagramme 53a et 53b. Le secteur 53 (voir aussi le diagramme 53c en fig. 7-1) présente des déformations nombreuses des trois phases, et n'a pas été analysé en détail.

- Diagramme 55. Situé à l'extrême est, ce secteur montre des linéations NNW-SSE et une stratification moins pentée que la schistosité. Cette disposition rappelle celle qui se rencontre dans le haut de la vallée d'Evol. Il est possible que s'y trouvent également des structures couchées antéschisteuses, qui expliqueraient la disposition un peu curieuse des poudingues du Caradoc, mais je n'ai pas réussi à les mettre en évidence.

CONCLUSIONS

1) L'analyse microtectonique de la série de Jujols permet de mettre en évidence la superposition complexe dans le détail, de plusieurs générations de structures hercyniennes. L'originalité principale de la région semble résider dans le fait que la phase tectonique la plus ancienne est a-schisteuse, mais est responsable de structures nettement plus grandes que celles appartenant à la seconde phase. Cette dernière s'accompagne d'une schistosité toujours très visible, ce qui explique que les structures anciennes, antéschisteuses, soient beaucoup plus difficiles à "voir" que les structures synschisteuses, pourtant plus petites. Cette disposition s'accompagne d'une très importante dispersion des directions des plis synschisteux ; cette dispersion, une fois son origine établie, constitue un guide très précieux pour la reconstitution des megastructures antéschisteuses. Ce schéma s'oppose à celui plus classique, dans lequel la phase majeure est la phase la plus ancienne, et s'accompagne d'une importante schistosité transposant profondément la stratification.

2) Au passage, on s'est attaché à déterminer soigneusement les conditions et les limites d'utilisation des méthodes de la microtectonique. Il faut souligner, en particulier, que les questions d'échelle constituent souvent des difficultés qui ne peuvent être levées que par le recours à d'autres techniques (cartographiques...).

3) L'analyse effectuée dans ce travail est essentiellement géométrique. Il est évident qu'une analyse cinématique devra compléter cette première approche ; notons cependant que le matériel ne semble pas, a priori, tellement favorable à une telle recherche.

4) Une autre direction de recherche rendue indispensable par ce travail consistera à déterminer dans quelle mesure les résultats établis dans la série de Jujols sont valables ailleurs, et en particulier dans le Paléozoïque Supérieur où une tectonique en plis couchés a été décrite : ces megastructures sont-elles attribuables à la phase antéschisteuse ? etc... Quoiqu'il en soit, les résultats établis dans le Synclinal de Villefranche doivent pouvoir servir de point de départ pour l'étude des structures hercyniennes dans d'autres secteurs de la zone axiale pyrénéenne.

BIBLIOGRAPHIE

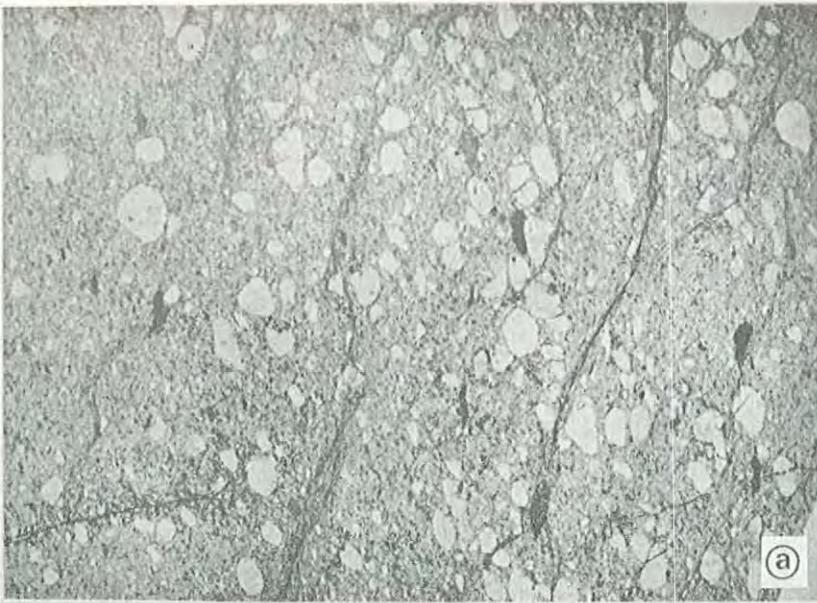
- AUTRAN A., FONTEILLES M. et GUITARD G. (1970).- Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional considérés principalement du point de vue du rôle de l'eau : cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées Orientales. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XII, p. 673-731.
- AUTRAN A., FONTEILLES M., GOGUEL J. et GUITARD G. (1972).- Sur l'origine de la schistosité. C.R. Ac. Sc., t. 274, p. 1889-1892.
- AUTRAN A., FONTEILLES M., GOGUEL J. et GUITARD G. (1974).- Sur le mécanisme de la schistosité. In Géologie des domaines cristallins, Liège. p. 89-121.
- BAUDELLOT S. et CROUZEL F. (1974).- La faune burdigalienne des gisements d'Espira du Conflent (Pyrénées Orientales). Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. 110, 3-4, p. 311-326.
- BERTRAND L. et MENGEL O. (1925).- Feuille de Prades n°257 de la Carte Géologique Détaillée de la France au 80 000° et notice explicative. Paris.
- BOYER GUILHAUMAUD C. (1974).- Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif Armoricaïn, Thèse, Orsay.
- CAREZ L. (1903).- La géologie des Pyrénées Françaises. Mém. Serv. Carte Géol. Fr., fasc. 1, 744 p., 2 pl.
- CARON J.M. (1973).- Les glissements synschisteux dans les Schistes lustrés piémontais (Alpes Cottiennes Septentrionales). Leurs liaisons avec les rétro-charriages. Sci. Geol., Bull. 26, 2-3, p. 259-278. Strasbourg.
- CAVET P. (1957).- Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées Orientales Françaises entre le Roussillon et l'Andorre. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XV, n°254.
- CAVET P., GUITARD G. et Coll. (1968). Feuille de Prades n°257 de la Carte géologique Détaillée de la France au 80 000°. Paris.
- CHOUKROUNE P. (1974).- Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité subverticale. Thèse, Montpellier.
- DALMAYRAC B. (1967).- Étude tectonique de microtectonique du Paléozoïque de la partie orientale du "synclinal" de Villefranche, P.O. Thèse 3° Cycle. Paris.
- DUNOYER de SEGONZAC G. (1969).- Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr. n°29, 320 p., Strasbourg.
- ELLENBERGER F. (1973).- Sur l'absence fréquente de toute relation claire entre événements microtectoniques et mégatectoniques. Quelques exemples norvégiens. Sciences de la Terre, t. XVIII, p. 237-256, Nancy.
- FONTBOTE J.M. et GUITARD G. (1958).- Aperçu sur la tectonique cassante de la zone axiale des Pyrénées Orientales entre les bassins de la Cerdagne et de l'Ampurdan - Roussillon. B.S.G.F. 6° série, t. VIII, p. 884-890.
- FONTEILLES M. (1970).- Géologie des terrains métamorphiques et granitiques du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées Orientales). Bull. B.R.G.M. IV, 3, p. 21-72.
- FONTEILLES M. et GUITARD G. (1972).- Nappe de socle et socle autochtone dans les Pyrénées lors de l'orogénèse hercynienne. C.R. Ac. Sc., t. 274, p. 3504-3507.

- GUITARD G. (1960).- *Linéations, schistosités et phases de plissement durant l'orogénèse hercynienne dans les terrains anciens des Pyrénées Orientales*. B.S.G.F., t. II, 7^o série, p. 862-887.
- GUITARD G. (1962).- *Sur l'existence de plis antéschisteux dans le Paléozoïque inférieur et les gneiss du massif du Canigou-Caraça (Pyrénées Orientales)*. C.R. Som. S.G.F. n^o10, p. 297.
- GUITARD G. (1964).- *Un exemple de structure en nappe de style pennique dans la chaîne hercynienne : les gneiss stratoïdes du Canigou (Pyrénées Orientales)*. C.R. Ac. Sc., t. 258, p. 4597-4599.
- GUITARD G. (1965).- *Associations minérales, subfaciès et types de métamorphisme dans les micaschistes des massifs du Canigou et de la Caraça*. B.S.G.F., 7^o série, t. VII, p. 356-382.
- GUITARD G. (1967).- *Phases de plissement dans les terrains métamorphiques de la zone axiale pyrénéenne du Canigou durant l'orogénèse hercynienne*. C.R. Ac. Sc., t. 265, p. 1357-1360.
- GUITARD G. (1970).- *Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou, Pyrénées Orientales*. Mém. B.R.G.M. n^o63.
- HUARD M. et PELISSONNIER H. (1969).- *Tectonique pliocène à la bordure nord du massif du Canigou (Pyrénées Orientales)*. C.R. Ac. Sc., t. 269, p. 127-130.
- LLAC F. (1968).- *Contribution à l'étude tectonique et microtectonique du Paléozoïque des Aspres, couverture est du massif du Canigou (P.O.)* Thèse 3^o Cycle. Paris.
- LLAC F. (1969).- *Etude tectonique de l'enveloppe paléozoïque à l'Est du Canigou : le massif des Aspres (Pyrénées Orientales)* B.S.G.F. (7), XI, p. 476-483.
- MACAR P. (1972).- *Une structure sédimentaire remarquable dans le Kundelungu de la dépression de Pande*. Ann. Soc. Géol. Belg., t. 95, p. 191-196.
- MATTAUER M., DALMAYRAC B., LAUBACHER G. et VIDAL J.C. (1967).- *Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne : le "synclinal" paléozoïque de Villefranche de Conflent (Pyrénées Orientales)*. C.R. Ac. Sc., t. 265, p. 1361-1364.
- OELE E., SLUITER W.J. et PANNEKOEK A.J. (1963).- *Tertiary and quaternary sedimentation in the Conflent : an intramontane rift valley in the Eastern Pyrenees*. Leidse Geol. Med., deel 28, p. 297-320.
- ROUSSEL J. (1894).- *Etude stratigraphique des Pyrénées*. Bull. Serv. Carte Geol. Fr., t. 5, n^o35, 306 p.
- SANTANACH PRAT P.F. (1972).- *Sobre una discordancia en el Paleozoico inferior de los Pireneos orientales*. Acta Geol. Hisp., t. VII, n^o5, p. 129-132.
- SEGURET M. et PROUST F. (1968).- *Tectonique hercynienne des Pyrénées Centrales : significations des schistosités redressées, chronologie des déformations*. C.R. Ac. Sc., t. 266, p. 984-987.
- VIDAL J.C. (1968).- *Etude tectonique et microtectonique du Paléozoïque de la partie orientale du "Synclinal" de Villefranche (P.O.)* thèse 3^o Cycle. Montpellier.
- VITRAC A. et ALLEGRE C.J. (1969).- *Age de mise en place, origine et histoire des granites de Millas-Juérigut-Montlouis étudiés par la méthode 87Rb/87Sr*. C.R. Ac. Sc., t. 269, p. 2174-2177.
- WILLIAMS P.F. (1972).- *Développement of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bermagui, Australia*. Am. Jour. Sci., v. 272, p. 1-47.

PLANCHES HORS - TEXTE

PLANCHE I.

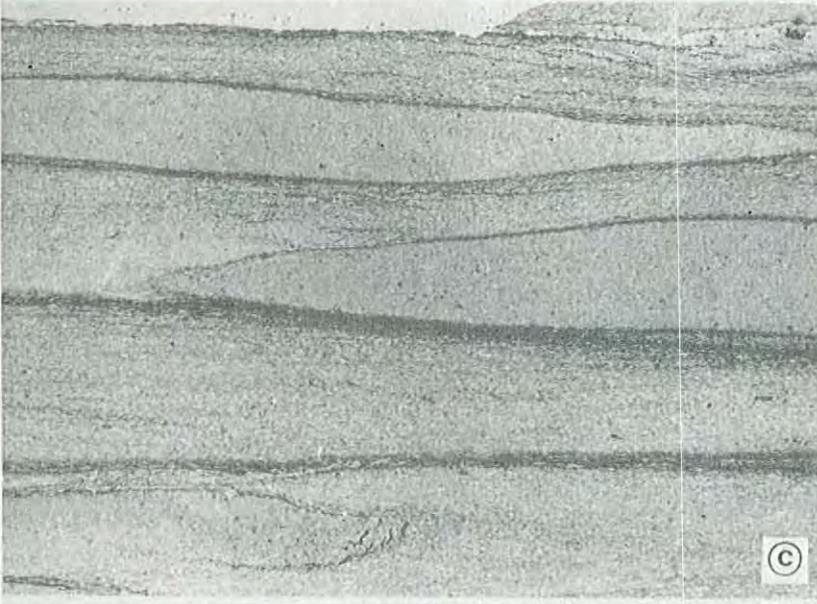
- a - Microconglomérat d'Evöl (x 4). Les quartz bleutés sont dispersés dans une matrice gréso-pélimitique abondante ; ils sont très peu déformés.
- b - Microconglomérat d'Evöl (x 3,2). Dans cette lame, la matrice est moins abondante, et la déformation plus poussée (il s'agit d'une mince passée décimétrique dans des schistes). En plus des quartz bleutés, des fragments lithiques sombres représentent des galets mous, des fragments phosphatés et peut-être, dans le cas du gros fragment cortiqué, un morceau de lave (?).
- c - Calcaire de Thuir d'Evöl (x 5,5). Alternances schisto-calcaires. Les minces passées calcaires sont débitées en amandes très allongées par les déformations synschisteuses. Dans ce niveau, la schistosité de flux est très bien développée.
- d et e - Schistes de Jujols typiques (x 3,5 et x 7,3). La schistosité de strain-slip, subperpendiculaire à la stratification, n'altère absolument pas les microstructures sédimentaires, qui sont généralement moins abondantes que dans ces deux échantillons.



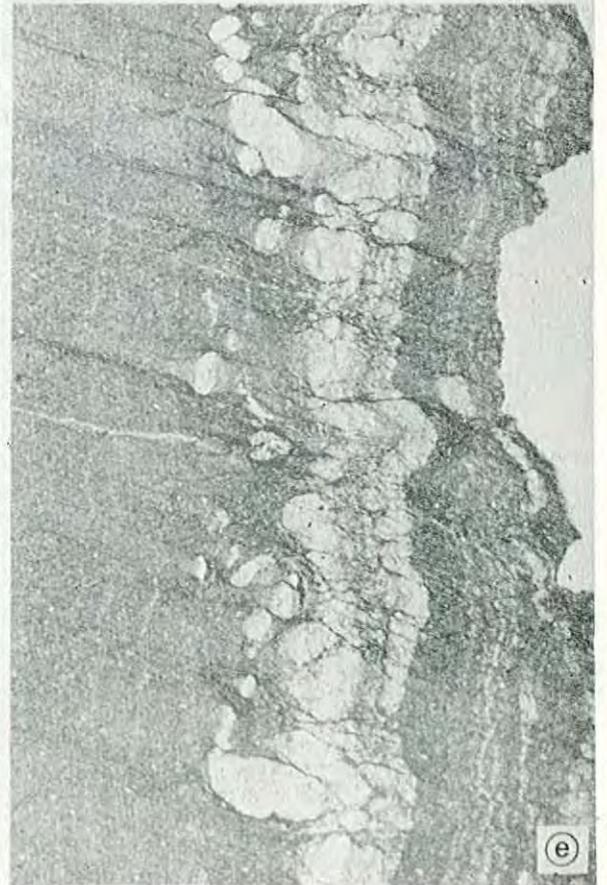
(a)



(b)



(c)



(e)



(d)

PLANCHE II.

- a - Exemple de développement très localisé d'une schistosité tardive associée à des plis, dans la série de Jujols (secteur 48 ; x 4,7). Dans le niveau assez pélitique, la schistosité précoce est proche de la stratification (10 à 15° environ) sur les flancs longs des plis tardifs ; sur les flancs courts, elle est transposée par la schistosité tardive.
- b et c - Phénomène de double stratification (x 4,9 et x 5,5). L'origine de cette microstructure antéschisteuse est discutée au paragraphe 6.6.
- d - (x 100). Passage de la schistosité de strain-slip à la schistosité de flux par formation de bandes où les phyllites sont complètement réorientées. Dans les microlithons qui persistent, la structure sigmoïde est parfaitement visible. Une schistosité tardive extrêmement faible n'est perceptible que dans les bandes réorientées. Cf. paragraphe 622.2.
- e - Métamorphisme de contact (porphyroblaste de cordierite) associé au filon de quartz situé au NW du pic Lloumet (x 5,3). Cf. paragraphe 5.6. S₀ et S₁ sont subparallèles ; une schistosité tardive frustrée est bien visible.

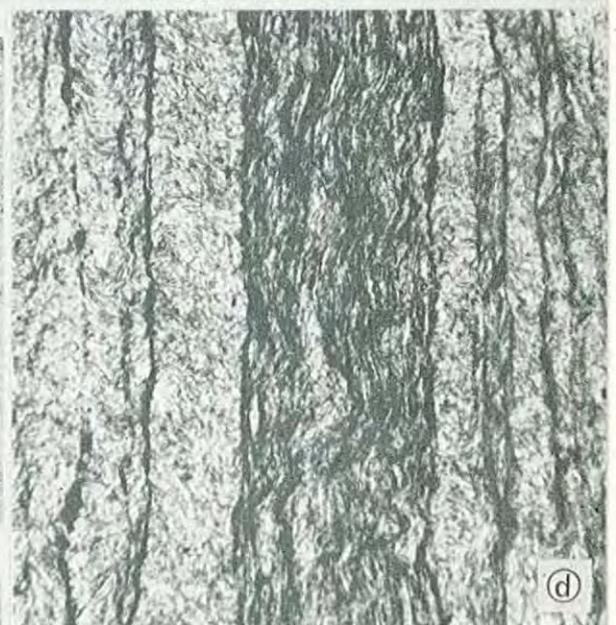
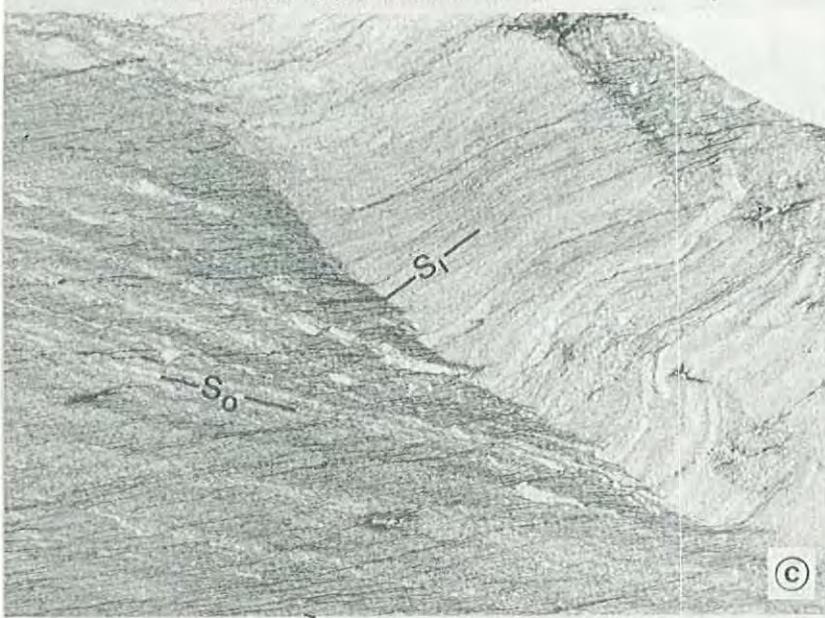
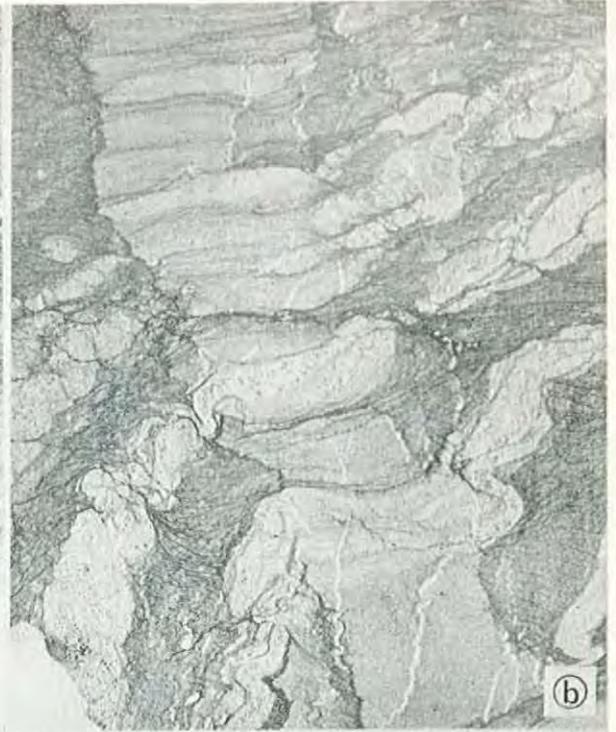


PLANCHE III

Microstructures synschisteuses dans les schistes de Jujols

- a - (x 4,7). Deux microplis couchés synsédimentaires sont bien visibles. des fractures antéschisteuses rappelant ce qu'on observe sur les figures b et c de la planche II sont également perceptibles.
- b - (x 6,9). Passée à dominante gréseuse.
- c - (x 4). Notez le plissement concentrique dans certains niveaux gréseux, et le plissement semblable des interlits pélitiques.
- d - (x 4,9). La déformation, plus intense dans cet échantillon, est de type semblable dans les lits gréseux comme dans les interlits pélitiques.
- e (x 14). Passage à la schistosité de flux dans un niveau très pélitique.

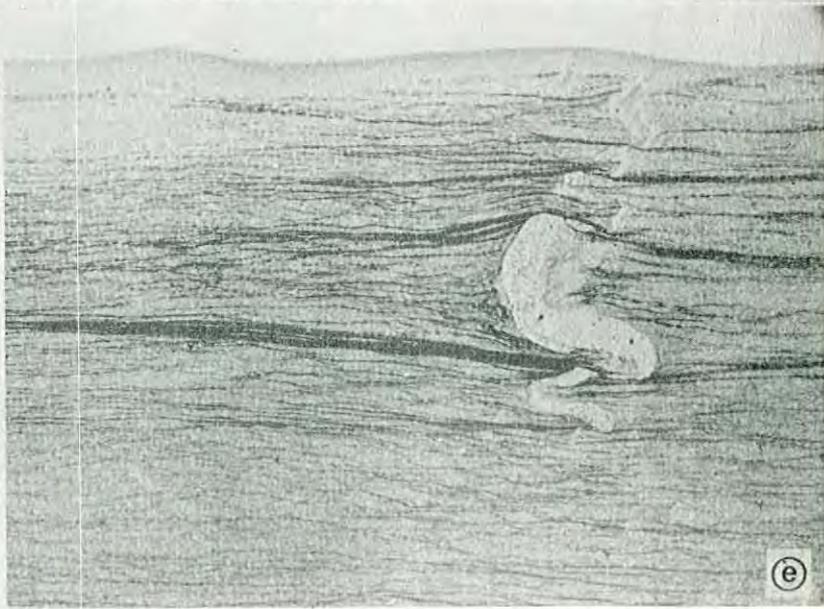


planche III

