



HAL
open science

Analyse structurale de la terminaison sud-orientale du massif de l'Argentera-Mercantour dans la région de Viève et Tende (Alpes-Maritimes)

Denis Vaslet

► **To cite this version:**

Denis Vaslet. Analyse structurale de la terminaison sud-orientale du massif de l'Argentera-Mercantour dans la région de Viève et Tende (Alpes-Maritimes). Tectonique. Université de Caen, 1978. Français. NNT: . tel-00803535

HAL Id: tel-00803535

<https://theses.hal.science/tel-00803535v1>

Submitted on 22 Mar 2013

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

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

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE
et MÉDICALE de GRENOBLE
INSTITUT DOLOMIEU
Rue Maurice-Gignoux
38 - GRENOBLE

27 FEV. 1978

VASLET (D.)



THÈSE

présentée

A L'UNIVERSITÉ DE CAEN
U.E.R. DES SCIENCES DE LA TERRE
ET DE L'AMÉNAGEMENT RÉGIONAL

Laboratoire de Géologie Structurale

pour l'obtention du Grade de

DOCTEUR DE SPÉCIALITÉ (3^e cycle)

Mention : GÉOLOGIE

par

Denis VASLET

ANALYSE STRUCTURALE DE LA TERMINAISON SUD-ORIENTALE DU MASSIF DE L'ARGENTERA-MERCANTOUR dans la région de VIÈVE et TENDE (Alpes-Maritimes)

Soutenue le 13 janvier 1978 devant la Commission d'examen

Monsieur M. LANTEAUME,	Président
Mademoiselle A. FAURE-MURET,	Rapporteur
Monsieur C. LARSONNEUR,	Examineur
Monsieur R. CAMPREDON,	Examineur
Monsieur M. RIOULT,	Examineur

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

THÈSE

présentée

A L'UNIVERSITÉ DE CAEN
U.E.R. DES SCIENCES DE LA TERRE
ET DE L'AMÉNAGEMENT RÉGIONAL

Laboratoire de Géologie Structurale

pour l'obtention du Grade de

DOCTEUR DE SPÉCIALITÉ (3^e cycle)

Mention : GÉOLOGIE

par

Denis VASLET

**ANALYSE STRUCTURALE
DE LA TERMINAISON SUD-ORIENTALE
DU MASSIF DE L'ARGENTERA-MERCANTOUR
dans la région de VIÈVE et TENDE (Alpes-Maritimes)**

Soutenue le 13 janvier 1978 devant la Commission d'examen

Monsieur M. LANTEAUME,	Président
Mademoiselle A. FAURE-MURET,	Rapporteur
Monsieur C. LARSONNEUR,	Examineur
Monsieur R. CAMPREDON,	Examineur
Monsieur M. RIOULT,	Examineur

10152030

ADMINISTRATION DE L'UNIVERSITÉ

Président de l'université : M. Max ROBBA, Professeur
Vice-Président : M. Armand FREMONT, Professeur
Secrétaire Général :

U.E.R. DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'AMENAGEMENT REGIONAL

Directeur : M. Francis DORE, Maître de Conférences
Directeurs adjoints : M. Félix HINSCHBERGER, Professeur
M. Claude LARSONNEUR, Maître de Conférences

PERSONNEL ENSEIGNANT

M. Louis DANGEARD	Professeur Honoraire
M. André JOURNAUX	Professeur, Doyen Honoraire
M. Pierre BRUNET	Professeur
M. Claude PAREYN	Professeur
M. Marcel LANTEAUME	Professeur
M. Félix HINSCHBERGER	Professeur
M. Armand FREMONT	Professeur
M. Francis DORE	Maître de Conférences
Mme Anne-Marie BABONAUX	Maître de Conférences
M. Claude LARSONNEUR	Maître de Conférences
M. Paul CLERC	Chargé d'enseignement

MAÎTRES-ASSISTANTS

SECTION GÉOLOGIE

M. Pierre JUIGNET
M. Gérard ROYANT
M. Yves LEMOSQUET
M. Patrick GIGOT

MAÎTRES-ASSISTANTS

SECTION GÉOGRAPHIE

M. Michel DANDURAND
M. Daniel CLARY
M. Robert HERIN
M. Max-André BRIER
M. Michel CHESNAIS
M. Jean-Jacques MULLER
M. Armel COUDE
M. Gérard HOUZARD

SECTION PHYTOGÉOGRAPHIE

M. Michel PROVOST
M. Alain LECOINTE

ASSISTANTS

SECTION GÉOLOGIE

M. Jean-Paul AUFFRET
M. Guy FILY
M. Jean LE GALL
M. Lionel DUPRET

SECTION GÉOGRAPHIE

M. Jean-Louis BALLAIS
M. Jean-René BERTRAND
M. Jean-Pierre MICHEL
M. Jacques CHEVALIER

Monsieur le Professeur M. LANTEAUME est à l'origine de ce travail .
Auparavant j'avais pu , grâce à son enseignement , acquérir les techniques de l'analyse structurale basée sur une cartographie de terrain détaillée .
Le bénéfice de sa grande expérience et de sa compréhension des phénomènes sur le terrain a été , pour moi , fondamental . Nos discussions , lors de l'exploitation des données de terrain , sont à l'origine des principaux résultats .

Je lui exprime ma profonde reconnaissance . Je lui dois de m'avoir formé au métier de géologue .

Les travaux de Mademoiselle le Professeur A. FAURE - MURET sont à la base et ont servi de référence à cette recherche . J'ai pu profiter de sa connaissance approfondie de la géologie mercantourienne et enrichir cette étude par les remarques qu'elle me fit sur le terrain .

Je lui en suis très reconnaissant . Qu'il me soit permis de la remercier de bien vouloir accepter de juger ce travail .

Lorsque j'arrivais sur le terrain en 1973 , le chaleureux accueil de Monsieur R. CAMPREDON , Maître Assistant , est à l'image de notre collaboration dans ce travail . J'ai pu trouver en la personne de Monsieur CAMPREDON un appui scientifique et matériel de tout instant . Ses conseils tant sur le terrain qu'à son laboratoire à Nice me furent précieux .

Je le remercie très sincèrement .

Je tiens à remercier particulièrement Monsieur M. RIOULT , Chargé de recherches au C N R S . Il fit progresser cette étude dans de multiples directions de recherches . Que ce soit en stratigraphie , en sédimentologie , en micropaléontologie son travail et son dévouement furent considérables . En particulier , son apport dans l'étude des néogènes albitiques est primordial .

J'ai conscience de ce que je lui dois .

Les encouragements et l'important soutien matériel de Monsieur C. LARSONNEUR , Maître de Conférences , me furent d'un grand secours . Outre le fait qu'il m'initiait à la Géologie Marine et à l'Océanographie en me proposant en cours de thèse , la réalisation de la synthèse cartographique des sédiments de la Manche , son expérience , par ses critiques précises , m'a incité à inclure de nombreux résultats dans un cadre plus rigoureux .

Je l'assure de ma profonde gratitude .

Cette these n'est pas le fruit du seul travail de celui qui le signe .

Elle doit beaucoup à l'aide des enseignants et des chercheurs du laboratoire de géologie de l'université de CAEN .

Parmi mes camarades , certains doivent être considérés comme partie prenante dans les résultats .

La réalisation finale aurait été impossible sans le dévouement et l'amitié de Rolande AGUINET . Son apport technique , son expérience et ses conseils m'ont été d'un précieux secours .

Je la remercie plus particulièrement .

Je remercie aussi les chercheurs du laboratoire de géologie structurale : P. GIGOT , G. ROYANT et M. CONARD et tout spécialement les amis de ma promotion : R. CAPRON, M. VILLEY , J.P. LECANU , M.F. VIGNE et J. NTUMBA .

Les connaissances en géomorphologie et l'aide de D. ALDUC me furent aussi très précieuses . J. LE GALL a bien voulu examiner les faciès de roches cristallines . V. LEMOSQUET a diminué le nombre des imperfections . J.P. AUFFRET et G. FILY m'ont soutenu de leur aide amicale . A. BESLIER a contribué à l'iconographie .

Je ne veux pas me faire comptable des services rendus par tous ces amis , la note serait trop lourde .

L'Office National des Forêts et la municipalité de Tende m'ont apporté aide matérielle et gîte sur le terrain .

Je les en remercie .

Ce présent travail est également dû à Mesdames L. AUBOURG et A. AUFFRET et à Messieurs G. BOISARD , S. CONTESSE , E. HUET et M. LEMEUNIER .

Je les remercie de leur apport dans la réalisation matérielle .

Je n'oublierai pas tous mes amis de " Vievola " et particulièrement la famille ENRICI en qui j'ai trouvé un second foyer .

Enfin je remercie ceux qui m'ont accompagné sur le terrain : mon ami G. COTTEREAU et mon frère J.P. VASLET .

à mes parents ,

S O M M A I R E

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr Pages

PREMIERE PARTIE : INTRODUCTION

CHAPITRE I	: CADRE GÉOGRAPHIQUE ET MORPHOLOGIQUE	1
	I : DESCRIPTION GENERALE	1
	II : La MORPHOLOGIE	5
CHAPITRE II	: HISTORIQUE DES RECHERCHES ANTÉRIEURES	13
CHAPITRE III	: CADRE STRUCTURAL LOCALISATION GÉOGRAPHIQUE DES UNITÉS	31
	I : CADRE STRUCTURAL	33
	II : LOCALISATION	33

DEUXIEME PARTIE : STRATIGRAPHIE

CHAPITRE I	: TERRAINS CRISTALLINS ET CRISTALLOPHYLLIENS	43
	I : LOCALISATION des AFFLEUREMENTS CRISTALLINS dans le DOMAINE ETUDIE	44
	II : RAPPEL des PRINCIPAUX CARACTERES PETROGRAPHIQUES	44

25 AOUT 2003

III : Les PHENOMENES de RETROMORPHOSE AFFECTANT les TERRAINS CRISTALLOPHYLLIENS du DOMAINE ETUDIE	45
 CHAPITRE II : LES TERRAINS SÉDIMENTAIRES PRIMAIRES	47
I : ZONE SUD	51
II : ZONE NORD	52
 CHAPITRE III : LES TERRAINS SECONDAIRES	53
I : Les FORMATIONS SILICEUSES du TRIAS INFERIEUR	57
II : Les FORMATIONS CARBONATEES du TRIAS et du JURASSIQUE	62
III : Le CRETACE	90
 CHAPITRE IV : LES TERRAINS TERTIAIRES	99
 CHAPITRE V : CONCLUSIONS À L'ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE DE LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE DE LA RÉGION SUD-ORIENTALE DE L'ARGENTERA - MERCANTOUR ¹⁰³	103
 <u>TROISIEME PARTIE : ETUDE STRUCTURALE</u>	109
 CHAPITRE I : L'UNITÉ DE VIÈVE-VALMASQUE	111
I : Le SOCLE de l'UNITE de VIEVE - VALMASQUE	115
II : La COUVERTURE SEDIMENTAIRE de l'UNITE de VIEVE - VALMASQUE	145

CHAPITRE II	: L'UNITÉ DE SOCLE DE LA ROCCA DELL'ABISSO	187
	I : NATURE et LOCALISATION	191
	II : ETUDE des STRUCTURES de l'UNITE de la ROCCA dell'ABISSO	194
	III : POSITION STRUCTURALE de l'UNITE de SOCLE de la ROCCA dell'ABISSO	208
	IV : CONCLUSIONS	223
CHAPITRE III	: L'UNITÉ DE COUVERTURE DE MARGUERIE - CAYRON	225
	I : NATURE et LOCALISATION	229
	II : ETUDE STRUCTURALE de l'UNITE de COUVERTURE de MARGUERIE - CAYRON au NIVEAU du FORT de la MARGUERIE	231
	III : ETUDE STRUCTURALE de l'UNITE de COUVERTURE de MARGUERIE - CAYRON au NIVEAU des MASSIFS du ROCHER du CAYRON et du MONT COURT	238
	IV : ETUDE STRUCTURALE de l'UNITE de COUVERTURE de MARGUERIE - CAYRON au NIVEAU du MONT DEVEILLE "La Klippe du mont Deveille"	243
	V : CONCLUSIONS	248
CHAPITRE IV	: L'UNITÉ DE COUVERTURE DE TAVAN - BUSSAÏA	251
	I : NATURE et LOCALISATION	253
	II : ANALYSE des DEFORMATIONS	255
	III : POSITION STRUCTURALE	258
	IV : EXTENSION de l'UNITE de TAVAN - BUSSAÏA	261
	V : CONCLUSIONS	263

CHAPITRE V	: LE FLYSCH PALÉOGÈNE	265
<u>QUATRIÈME PARTIE</u>	<u>: LE MÉTAMORPHISME ALPIN :</u> <u>LES NEOGENÈSES ALBITIQUES ET</u> <u>L'ÉDIFICE STRUCTURAL</u>	269
I	: HISTORIQUE des RECHERCHES sur le MÉTAMORPHISME ALPIN dans le DOMAINE AUTOCHTONE du MASSIF de l'ARGENTERA - MERCANTOUR	273
II	: NEOGENÈSES ALBITIQUES dans la COUVERTURE SEDIMENTAIRE du SECTEUR ETUDIÉ à la TERMINAISON S E du MASSIF de l'ARGENTERA - MERCANTOUR	275
<u>CINQUIÈME PARTIE</u>	<u>: CONCLUSIONS</u>	285

<u>BIBLIOGRAPHIE</u>	293
----------------------	-----

—°—°—°—°—°—

PREMIERE PARTIE :

INTRODUCTION

- CHAPITRE I : CADRE GÉOGRAPHIQUE ET MORPHOLOGIQUE
- CHAPITRE II : HISTORIQUE DES RECHERCHES ANTÉRIEURES
- CHAPITRE III : CADRE STRUCTURAL -
LOCALISATION GÉOGRAPHIQUE DES UNITÉS

-°-°-°-°-

CHAPITRE I : CADRE GÉOGRAPHIQUE ET
MORPHOLOGIQUE

I - DESCRIPTION GENERALE

A - Le relief

B - La végétation

C - Le climat

II - La MORPHOLOGIE

A - Le domaine septentrional

B - Le domaine méridional

- o - o - o - o -

CHAPITRE I CADRE GÉOGRAPHIQUE ET MORPHOLOGIQUE

I - DESCRIPTION GENERALE

A - Le relief :

La région faisant l'objet de cette étude (fig. 1) se trouve à la bordure sud-orientale du massif alpin méridional de l'Argentera-Mercantour, et au revers S de la crête frontière franco-italienne.

L'ossature en est assurée par l'avancée orientale extrême des sommets mercantouriens en direction de la Ligurie : massif de l'Agnel (2852 m), massif du Sabion (2610 m), massif de la rocca dell'Abisso (2755 m). Ces hauts massifs cristallins constituant la partie nord-occidentale du terrain d'étude présentent à moins de 40 km de la mer un relief à cachet glaciaire.

La ligne de partage des eaux des bassins hydrographiques padan et méditerranéen subit dans cette région, entre le massif de la rocca dell'Abisso et le massif ligure du Marguareis (2755 m), un vaste ensellement correspondant au col de Tende (1871 m). Celui-ci est la plus importante voie de communication entre le Piémont au N, et les provinces méditerranéennes franco-italiennes au S.

Le reste du domaine étudié s'étend au S du col de Tende sur toute la haute vallée de la Roya, en amont de Tende (821 m). Il s'étend au S W sur les massifs du mont Chajol (2293 m) et du mont Agnelet (2201 m), bien individualisés par les vallées de la Roya et de Castérine, d'axes N - S.

Les vicissitudes historiques ont marqué cette région frontalière. Ancienne province piémontaise, elle se rattacha par plébiscite à la France après la seconde guerre mondiale. La toponymie (fig. 2) conserve les racines piémontaises malgré une francisation outrancière des vocables locaux. Contrairement à l'usage de la population locale, les noms français

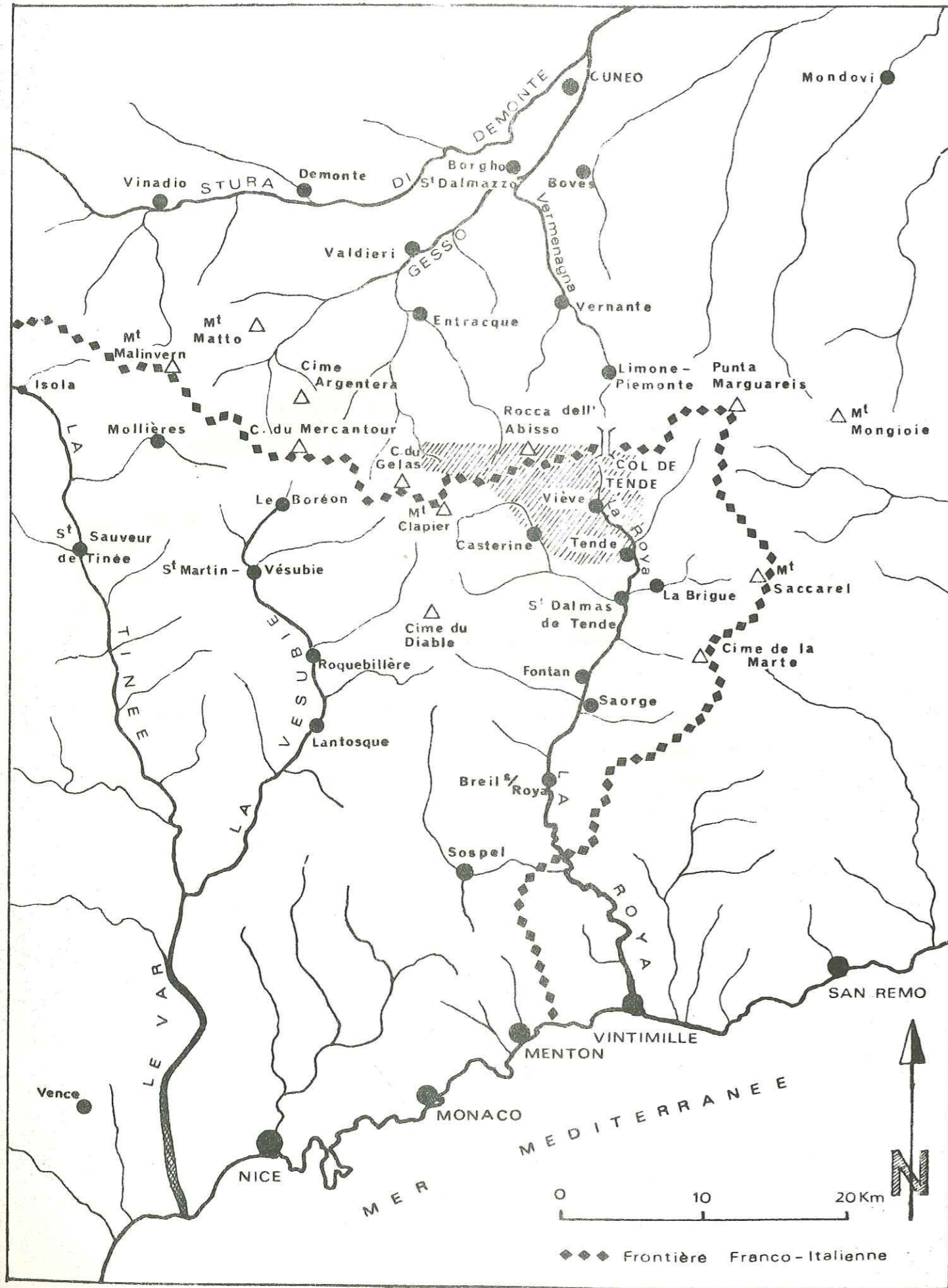


Fig. 1. : Localisation géographique au domaine étudié
(en hachures : secteur d'étude)

seront le plus souvent employés, en référence aux cartes de l'Institut Géographique National (Viève pour Vievola, Sabion pour Sabbionne, Peyrefique pour Peirafica, Castérine pour Castérino etc...). Cependant le mot piémontais sera conservé pour le sommet frontalier de la rocca dell'Abisso (en français roche de l'Abisse) ayant servi de terme générique à la plupart des auteurs. Les autres mots italiens qui apparaîtront dans le texte correspondent à l'extension des études en territoire italien, au-delà du col du Sabion.

B - La végétation :

La végétation est pittoresque. A basse altitude elle bénéficie de la superposition des influences méditerranéennes sur les caractères alpestres, responsables de son étagement.

Dans le secteur méridional du domaine étudié la végétation est représentée par une zone boisée assez dense, bien étendue jusqu'à 1850-1900 m. Les associations floristiques rencontrées jusqu'à 1600 m d'altitude sont caractéristiques de l'étage montagnard. Ce sont des forêts mixtes où domine nettement le pin sylvestre. Le taux de boisement est de l'ordre d'un tiers. Les surfaces non forestières sont presque partout occupées par une garrigue de composition assez constante, où domine toujours le genêt cendré. Au-dessus, l'étage sub-alpin est plus varié. Les forêts de mélèzes et les peuplements locaux de pins à crochets (Marguerie) qui le caractérisent, sont clairsemés au-delà de 1700 m.

La partie septentrionale est caractérisée par l'étage alpin. C'est le véritable domaine des orophytes. Les groupements végétaux qui le peuplent sont riches en endémiques mercantouriennes tel, le groupement rupicole siliceux représenté par l'association du rarissime *Saxifraga florulenta* et de *Galium baldense* var. *tendae* qualifiée de "joyau floristique des Alpes Maritimes" par les botanistes (P. Ozenda, 1950; J. Braun-Blanquet, 1954).

C - Le climat :

Les incidences climatiques sont primordiales sur la vie végétale alpine.

Au regard des températures, les conditions climatiques sembleraient davantage montagnardes. D'après Cl. Orongo (1969), il faut compter en moyenne 130 jours de gel par an; les mois de novembre à février étant

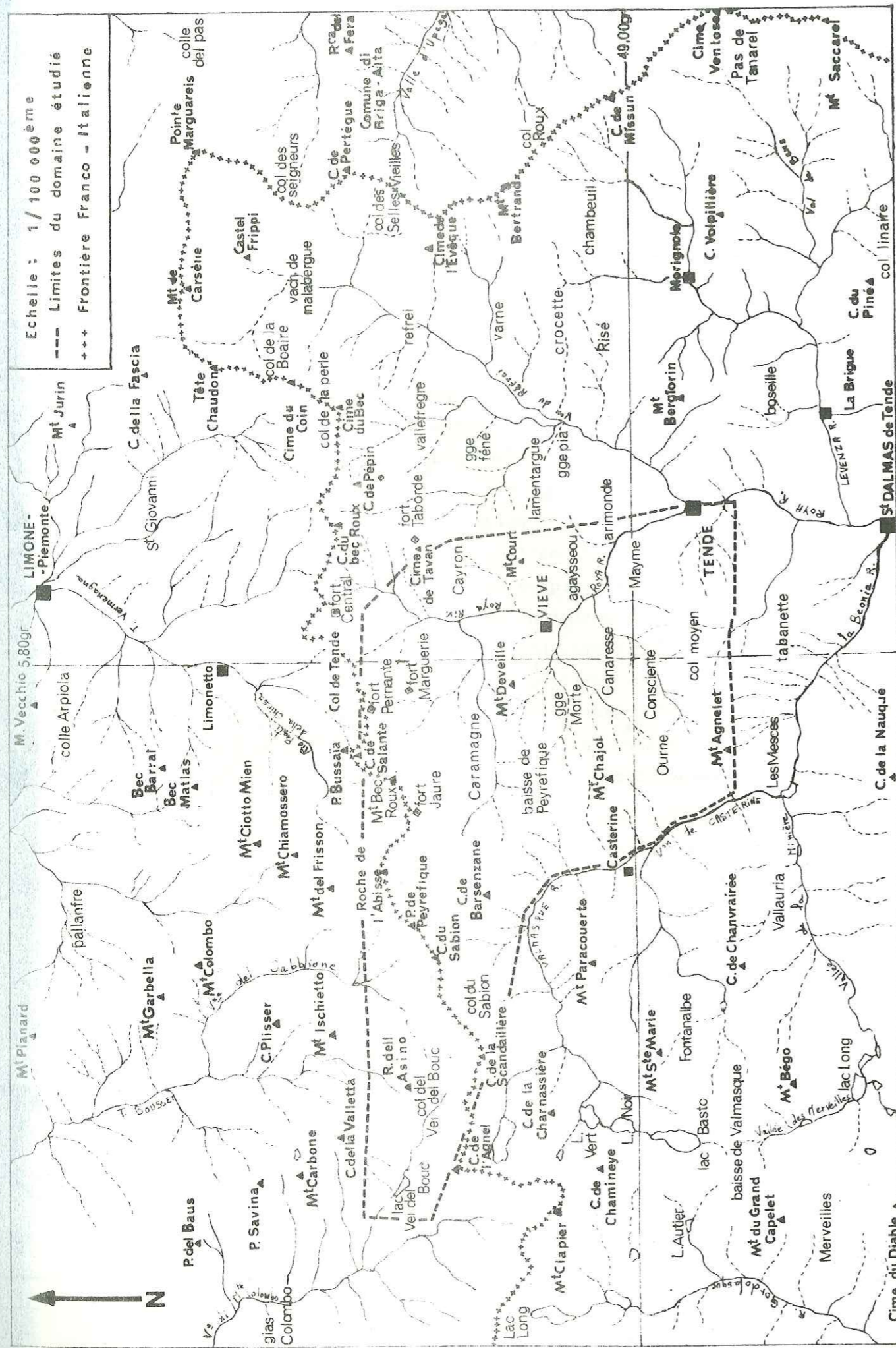


Fig. 2 : Situation géographique et toponymique

les plus froids. Par contre les précipitations sont nettement régies par les influences méditerranéennes. Dans la moyenne des précipitations annuelles (1350 m à 1400 m d'altitude), la part des précipitations neigeuses atteint seulement 18,4 %; le reste étant dû essentiellement aux orages estivaux. Cependant la durée d'enneigement est longue (4 mois à 1500 m, 8 mois à 2000 m) avec un maximum de chutes de neige de janvier à mars.

Les conditions climatiques de la plaine du Pô, sont influentes près de la crête frontière.

II - La MORPHOLOGIE

Affluent de la Roya, le vallon de Caramagne, d'axe E-W sépare approximativement deux domaines morphologiques contrastés :

- au N, le pays sud-alpin du massif cristallophyllien de l'Argentera-Mercantour, au relief accidenté et aéré.
- au S, le bas pays aux assises sédimentaires (calcaires...) s'étendant entre 800 et 2000 m.

A - Le domaine septentrional

Ce domaine est fortement marqué par l'oeuvre érosive des glaciers quaternaires dont l'amplitude maximum aurait été atteinte, selon C. Rousset (1976) au stade glaciaire Würm II (- 40 000 ?). Le paysage est certes alpin mais se différencie des Alpes du nord par un relief glaciaire moins typique : une seule vallée en auge (valle dell'Sabbione). Les placages de moraine sont assez rares, mais la présence de rock-glaciers lui confère son originalité. L'exploitation par l'érosion glaciaire des faiblesses structurales a été particulièrement intense. Les grandes lignes de relief suivent ces zones facilement attaquées.

- 1 - Les zones fracturées sont propices à la formation des cirques glaciaires. C'est le cas des petits cirques glaciaires situés au N des cimes du lac Agnel qui sont entaillés dans des gneiss cataclasés, donc fragiles. Le cirque oriental du massif de la rocca dell'Abisso s'est établi dans une zone faillée.

2 - A une plus grande échelle la structure synclinoriale du colle del Vei del Bouc a donné naissance à deux vastes cirques glaciaires coalescents, l'un dirigé vers la valle del Vei del Bouc, l'autre vers la valle dell'Sabbione. Cette disposition structurale, conjuguée à l'opposition des massifs cristallins de la rocce dell'Asino et du mont Sabion est responsable de la direction méridienne de la vallée glaciaire dell'Sabbione. Cette direction s'incline vers l'W, empruntant la zone de contact entre le cristallin et les formations sédimentaires au revers N E du massif.

3 - De même les vallées glaciaires de Caralaita et de Caramagne à l'E et au S du massif de la rocca dell'Abisso se sont établies sur ce même contact.

4 - L'action différentielle de l'érosion glaciaire a également modelé le relief de façon détaillée. Le lago del Vei del Bouc et le lago della Vacca occupent des ombilics de surcreusement entaillés dans des affleurements de Werfénien gréseux tectonisés. Ils sont limités en aval, au droit de zones de contact, par des verrous cristallins plus durs. Des noyaux gneissiques plus résistants sont également à l'origine des verrous et lacs glaciaires de Peyrefique.

5 - L'érosion glaciaire se traduit aussi par des phénomènes de polissage et de raclage (roches moutonnées sur des gneiss plus résistants de la région du Vei del Bouc). Sur les faciès cristallins fragiles, c'est à dire mylonitisés et schistosés, le glacier a évidé la roche selon ses plans de "cataclasion" entraînant l'apparition de surfaces à fissures nettoyées (vallée de la Valmasque, cime de la Scandaillère, cime de la Garde).

Les accumulations glaciaires sont représentées par des moraines latérales situées sur la rive gauche de la vallée de la Valmasque et de Castérine (massifs du Sabion, de Barsenzane, du Chajol et de l'Agnelet).

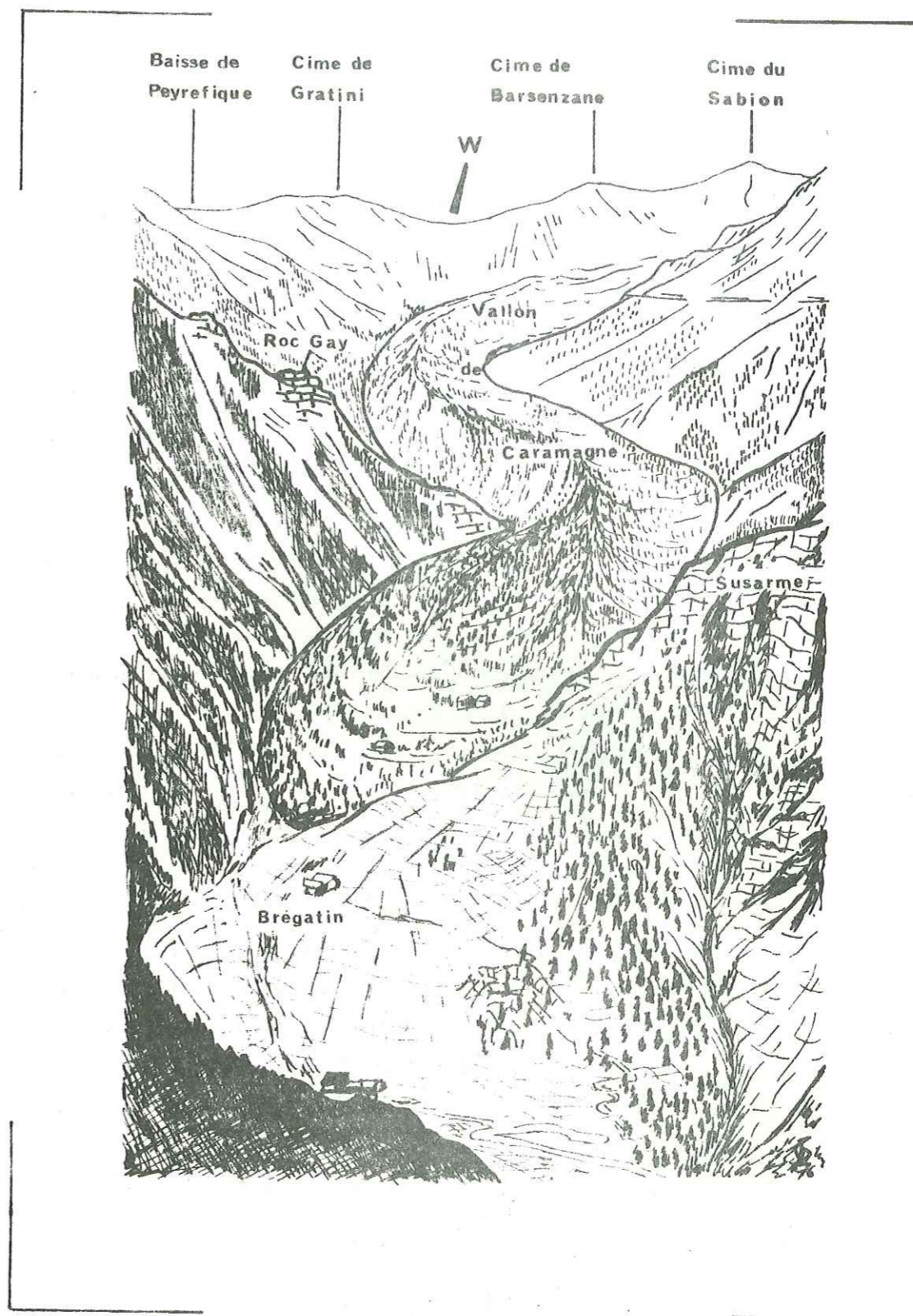


Fig. 3. : Le Rock-glacier du vallon de Caramagne

Leur altitude (2200 - 2000 m) est constante par rapport au fond de la vallée 1800 - 1600 m). Elles sont actuellement remaniées par gélifluxion (apparition de bourrelets en forme de croissants sous les blocs) et par des coulées de solifluxion en loupes sur les versants.

Le modelé morphologique tardiglaciaire est original et caractéristique. Selon C. Rousset (1976), il est postérieur au stade tardiglaciaire du Würm III (Alleröd) et débute vers - 9000 BP.

6 - Les glaciers rocheux "rock - glaciers" sont les formes tardiglaciaires les plus importantes de ce domaine (fig. 3). Ces "pseudo-moraines" (A. Faure-Muret, 1949) sont des coulées de blocs gneissiques et gréseux qui dessinent des langues à rebords abrupts. De directions quelconques, leurs situations ne sont pas fortuites. Ils occupent soit les fonds de cirques (cimes de l'Agnel, cime de la Valetta, rocca dell'Abisso) où ils affectent une forme lobée munie de bourrelets transversaux, soit les vallées glaciaires (vallon de Caralaitte, cirque de Peyrefique, vallon de Caramagne) où ils sont aussi pourvus de bourrelets longitudinaux. Ils sont généralement situés au-dessus de 1900 m, mais le "rock-stream" serpenti-forme qui occupe le vallon de Caramagne, dépassant 4 km de longueur, descend actuellement jusqu'à 1300 m d'altitude !

Tous les auteurs ont constaté l'abondance des glaciers rocheux au pied des parois gneissiques et gréseuses qui subissent une intense gélifraction (A. Faure-Muret, 1949; Cl. Oren-go, 1969-1973; J. Gabert-Delay et al., 1969.).

L'interprétation la plus courante de ces "coulées plastiques" est tardiglaciaire. Elle fait intervenir l'enfouissement de glaces mortes sous les éboulis gélifractés.

Cependant J. Gabert-Delay et al. (1969) ne rejettent pas totalement la possibilité de formation de glace intersticielle entre les blocs éboulés, reléguant l'origine de certains "rock-glaciers" au stade post-glaciaire. Quoiqu'il en soit "les rock-glaciers ne sont pas assimilables à des avancées glaciaires liées à des pulsations climatiques" (J. Gabert-Delay et al. 1969).

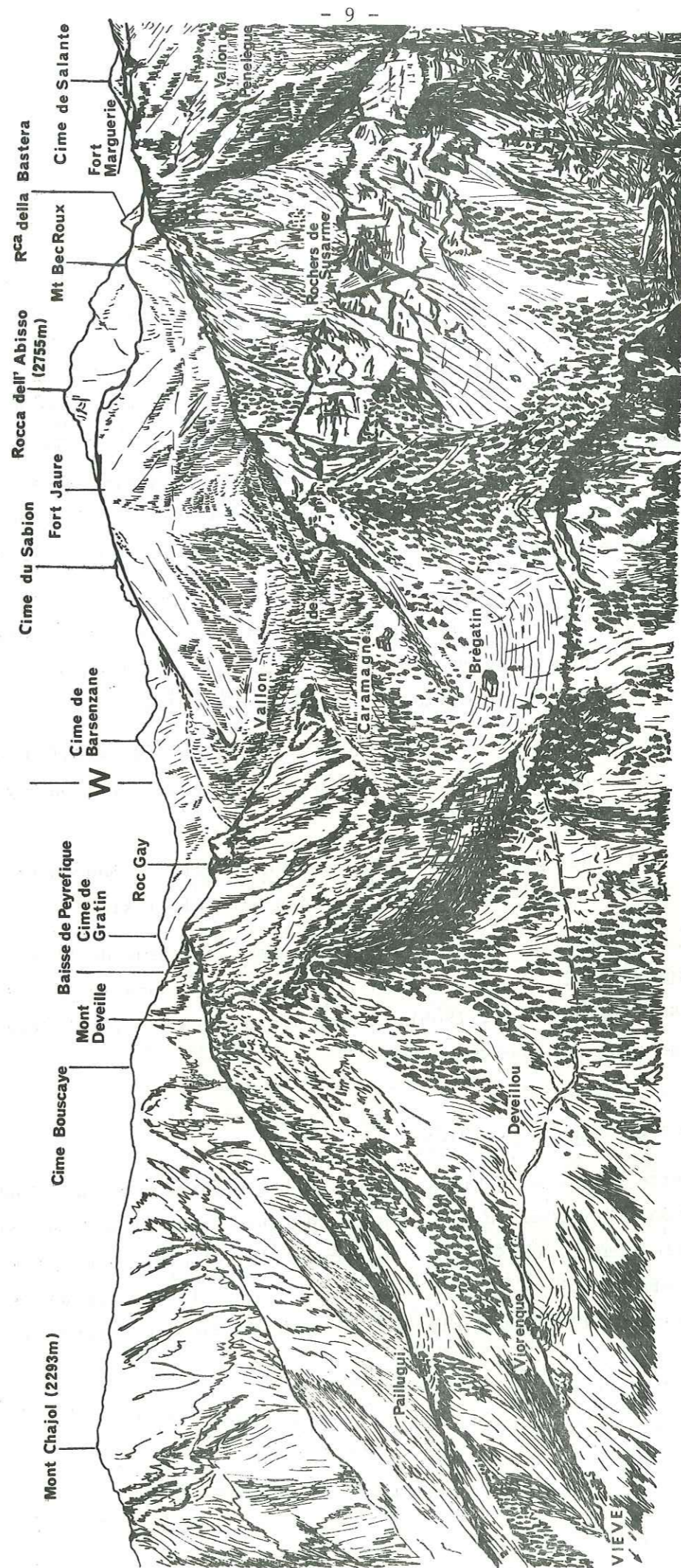


Fig. 4. : Aspect morphologique actuel du secteur d'étude

- 7 - Les autres formes tardiglaciaires apparaissent au pied des parois de cirques et sur les versants raides du haut-massif. Les névés actuels (glaciers relictuels) ont provoqué la formation de moraines de névés (cirques de Peyrefique et du Vei del Bouc). Certains couloirs avalancheux fonctionnent encore actuellement; ils s'accompagnent localement de cônes d'avalanches. Enfin les accumulations d'éboulis et les cônes torrentiels ne manquent pas.

La morphologie actuelle (fig. 4) caractérise un climat périglaciaire peu actif. Elle se traduit par la persistance de quelques névés et par le démantèlement des formes et accumulations précédentes (rock-glaciers). L'érosion est encore active en altitude où les conditions climatiques restent rudes :

- 8 - La cryoclastie est de loin la plus importante. Elle provoque le débitage des roches par gélifraction et conduit à la genèse d'importants cônes d'éboulis.
- 9 - Les eaux de ruissellement jouent un rôle actif dans les zones où le couvert végétal est inexistant (lavages d'accumulations etc...).
- 10 - Les pluies automnales peuvent mettre en mouvement la couverture meuble des versants par solifluxion.

La morphologie nivale est réduite même au-dessus de 2200 m. La limite actuelle des neiges persistantes avoisine 2950 m dans les Alpes Maritimes (J. Gabert-Delay et al. 1969). Seules les avalanches (couloirs, cônes d'avalanches) ont quelques effets.

B - Le domaine méridional :

Cette partie du secteur d'étude diffère totalement de la précédente par sa position plus au S, son altitude plus basse et surtout la nature calcaire de son soubassement. Les empreintes glaciaires et périglaciaires y sont effacées. Les formes sont plus lourdes, leur monotonie est accentuée (en raison de l'altitude plus faible) par un couvert végétal bien développé.

La plupart des massifs ont la forme de croupes. C'est le cas des sommets arrondis du "flysch" (cime de Pernante, cime de Tavan) et des massifs calcschisteux du Crétacé supérieur (mont Deveille, cime de Bouscaye, mont Rabine, mont Court).

Cependant les formations calcaréo-dolomitiques triasiques et jurassiques déterminent des versants abrupts rocheux ("paroi du Parpaille" dans le massif du mont Chajol, barmes de l'Agnelet et du Sabion), des entablements correspondant à des surfaces structurales (versant N du mont Chajol, Ganavé) et des parois ruiniformes avec chicots rocheux (vallée de la Roya, vallon d'Ourtigue, vallon de Saint Pancrace).

Les niveaux cargneulisés de ces formations carbonatées sont le plus souvent karstifiés (perte de la Valmasque au niveau des granges Scionin liée aux résurgences de la "Masquette" à Viève, grottes des rochers Saint Sauveur à Tende...).

Ce relief est entrecoupé de gorges particulièrement profondes en pays dolomitique (gorges de la Morte, de la Moutte, de la Roya en amont de Viève). La profonde vallée de la Roya qui entaille les formations cristallines situées entre Viève et Tende semble surimposée.

L'érosion a exploité les zones de faiblesse dues à la structure de ce pays sédimentaire :

- 1 - Le rocher du Cayron correspond à un abrupt de faille.
- 2 - Ce sont des failles qui sont à l'origine du développement des parois ruiniformes du Jurassique supérieur du vallon de Saint Pancrace.
- 3 - Les escarpements des rochers de Susarme et de Marguerie sont en relation avec la position structurale du Crétacé supérieur qui les compose. Il en est de même pour les corniches calcaires d'Arimonde, de Mayme et des rochers Saint Sauveur de Tende.

Enfin l'exploitation par le tardiglaciaire des contacts anormaux, zones lithologiquement faibles "brèches sédimentaires" se marque par l'apparition d'ensellements (baisse d'Ourne, Mayme, mont Branègue).

Les versants plus réguliers que dans le haut-massif sont profondément affectés par les phénomènes de ruissellement (spécialement en pays de Crétacé et de flysch). Au pied des parois calcaires le développement des éboulis est devenu considérable. Les brèches de pentes, pouvant atteindre plusieurs mètres d'épaisseur, sont particulièrement courantes. (versants du massif du mont Chajol et du mont Agnelet).

CHAPITRE II : HISTORIQUE DES RECHERCHES
ANTÉRIEURES

Le premier chapitre de ce mémoire est consacré à l'étude de l'histoire de la géologie en Tunisie. Il s'agit d'une étude bibliographique qui vise à recenser les travaux réalisés dans ce domaine depuis les premières explorations jusqu'à nos jours. Cette étude est divisée en deux parties principales : la première partie concerne les travaux réalisés avant la Seconde Guerre mondiale, et la seconde partie concerne les travaux réalisés après cette date. La première partie est elle-même divisée en deux sous-parties : la première sous-partie concerne les travaux réalisés avant la Première Guerre mondiale, et la seconde sous-partie concerne les travaux réalisés entre la Première et la Seconde Guerre mondiale. La seconde partie est elle-même divisée en deux sous-parties : la première sous-partie concerne les travaux réalisés entre la Seconde Guerre mondiale et 1960, et la seconde sous-partie concerne les travaux réalisés après 1960. Cette étude bibliographique a permis de constater que la géologie en Tunisie a connu une véritable révolution à partir des années 1960, grâce à l'apport de nouvelles méthodes et de nouvelles données. Cette révolution a permis de passer d'une géologie descriptive à une géologie interprétative, et d'ouvrir de nouvelles perspectives de recherche.

CHAPITRE II

HISTORIQUE DES RECHERCHES ANTÉRIEURES

Les premiers mémoires ou notes géologiques se rapportant aux Alpes Maritimes, apparaissent au début du XIX^{ème} siècle. Ces premières recherches stratigraphiques sont exposées dans les analyses bibliographiques détaillées de L. Bertrand (1898), F. Sacco (1911), A. Faure-Muret (1955) et M. Lanteaume (1962, 1968). Le nombre des publications intéressant le massif de l'Argentera - Mercantour et les formations sédimentaires des Alpes Maritimes franco-italiennes est devenu considérable. Ce bref historique n'en retrace pas l'analyse exhaustive. Seuls les résultats directement relatifs à la zone étudiée seront mentionnés.

La "Carta geologica della Liguria Marittima" qui paraît en 1846 à la suite des travaux de L. Pareto, en accord avec ceux de A. Sismonda, esquisse les auréoles sédimentaires de la terminaison orientale du massif de l'Argentera-Mercantour. L'extension des granites et des gneiss du massif ancien et des "masses de roches arénacées et schisteuses qui s'appuient dessus", est reconnue. A l'image de la "Carte Géologique de France, à 1/50.000^o" publiée à cette époque par Dufrenoy et Elie de Beaumont, toutes les formations calcaires ou dolomitiques mésozoïques et une partie des calcaires nummulitiques sont groupés dans un ensemble autochtone baptisé "Jurassique". De 1845 à 1890, les auteurs s'attachent à préciser la stratigraphie des formations sédimentaires en direction de Nice. Seul D. Zaccagna en 1887 signale un synclinal qui pénétrerait en Italie par le col de Tende, en direction du Gesso, au revers nord-oriental du massif.

Les grandes lignes de la géologie du N des Alpes Maritimes ne seront en réalité définies qu'à la fin du XIX^{ème} siècle avec les travaux de L. Bertrand en France et S. Franchi en Italie. Les résultats de L. Bertrand sont publiés dans l'édition de 1898 de la carte de Saint Martin-Vésubie.

Ils s'intègrent dans un cadre paléogéographique fondé sur l'émergence pérenne du massif de l'Argentera depuis le Permien. L'auteur reconnaît au S E du massif :

- Les caractères gréseux et sédimentaires du Permien et du Trias inférieur.
- La transgression de la série triasique supérieure, gypseuse et calcaréo-dolomitique, sur le Permien et la présence de cargneules au niveau des "débordements".
- Le caractère paléogéographique provençal du Jurassique supérieur directement transgressif sur le Trias.
- L'allure réduite de la série crétacée.
- La transgression sur le Crétacé supérieur de la série nummulitique, couronnée en série continue par une formation arénacée.

En 1902, dans une mise au point structurale, L. Bertrand, considère que les faisceaux de plis de la Roya appartiennent à l'aire anticlinale plus vaste du Mercantour. Pour lui, ces accidents allongés à déversements symétriques auraient pris naissance à la fin du Crétacé, évoluant en chevauchements lors d'une phase post-éocène.

Les conclusions stratigraphiques de S. Franchi sur le revers S du col de Tende, rejoignent celles de L. Bertrand. Entre 1891 et 1894, l'auteur italien, décrivant les types lithologiques du massif gneissique, note l'importance spatiale des affleurements mylonitiques. Il signale en outre la présence d'un synclinal au colle del Sabbione, sans en donner l'importance que lui attribuera plus tard F. Sacco.

Un lever géologique régional détaillé (fig. 5) permet à L. Baldacci et S. Franchi en 1900, de reconsidérer les profils relevés par A. Portis (1898) au cours du percement du tunnel routier et de la galerie ferroviaire du col de Tende.

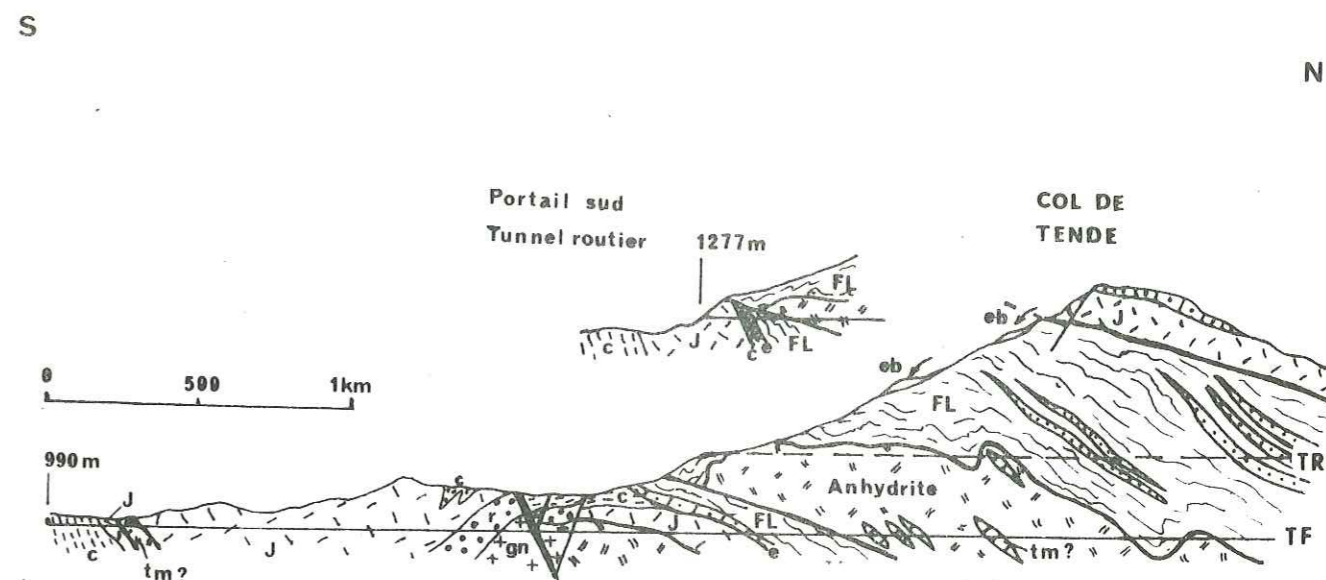


Fig. 5.: Profil géologique du revers sud du col de Tende d'après L. Baldacci et S. Franchi (1900)
FL.: Flysch, e.: Eocène, c.: Crétacé, J.: Jurassique, tm.: Trias moyen, r.: Permien, gn.: gneiss.
TR.: tunnel routier, TF.: tunnel ferroviaire.

L. Baldacci et S. Franchi en soulignent les structures anormales :

- L'existence d'une lame de socle (gneiss, Permien) au sein des formations mésozoïques de la vallée de la Roya.
- La présence d'une masse hectométrique d'anhydrite et de gypse au coeur des grès éocènes, soulignant un contact anormal important.
- Le chevauchement manifeste des formations jurassiques et nummulitiques au revers S du col de Tende, sur le flysch gréseux éocène. Fidèles à leur conception autochtoniste ils ne voient dans cet accident chevauchant qu'un pli anticlinal écaillé à flanc inverse laminé. Il faudra attendre les travaux de J. Boussac (1910) sur le Nummulitique de la marge S du massif pour qu'il soit envisagé des chevauchements de grande ampleur.

F. Sacco (1906, 1911) observant au niveau du colle del Vei del Bouc, du fort Jaure et du mont Bec Roux, l'existence locale d'une concordance entre les roches cristallines et le "porfido rosso" du groupe de l'Abisso (L. Paretto, 1833) et leurs mylonitisations communes, attribue un âge permo-carbonifère aux formations gneissiques. Pour cet auteur les affleurements de gneiss situés entre Vievola et Tende, ainsi qu'au niveau des sources de la Roya, ne sont pas typiques. Il nomme "gneiss appennitique" ces formations verdâtres, à foliation nette, passant insensiblement à une "arkose ou anagenite minuta" (Permien) fortement métamorphosée ou gneissifiée. Cette affirmation, jugée "non fondée et erronée", est combattue par S. Franchi (1907) qui propose un âge "archaïque" et non paléozoïque pour les gneiss montrant qu'il s'agit d'écrasements mécaniques dénués de métamorphisme.

A. Roccati (1911) attribue un âge triasique aux formations calcaireo-dolomitiques constituant la crête qui sépare la vallée de la Roya du vallon de Castérine. Effectuant le relevé de la galerie ferroviaire du mont Branègue, le minéralogiste italien, note le contact direct de ces formations sur les "anagenites". Les conclusions de son étude pétrographique portant sur la partie méridionale du massif l'amèneront, en 1925, à définir une vaste zone granitique dite d' "Entracque - Tende".

Les connaissances acquises à cette époque resteront dès lors stationnaires. L'édition, en 1933, de la feuille géologique de Boves à 1/100.000° par S. Franchi et D. Zaccagna montre clairement sans le caractériser le chevauchement de l'ensemble structural du col de Tende. En 1939, G. Rovereto, dans son ouvrage "Liguria Geologica", interprète la grande amande gneissique de l'Argentera-Mercantour, comme autochtone vrai. Ces deux dernières publications ne font qu'entériner les résultats obtenus au début du siècle, en ce qui concerne le secteur étudié.

L'état des connaissances en était à ce point quand P. Fallot et A. Faure-Muret abordent vers 1950 l'étude de la terminaison sud-orientale du massif de l'Argentera-Mercantour. L'analyse de la zone cristalline permet à A. Faure-Muret de ranger les formations gneissiques de ce domaine dans un complexe migmatitique alcalin, rétro-morphosé, nommé "Chastillon-Valmasque" (1955), et de caractériser dans celui-ci un stade anatexique à enclaves basiques, représenté par le "granite de la Valmasque". Les investigations de P. Fallot et A. Faure-Muret dans les formations de couverture (1954, 1955) précisent remarquablement la stratigraphie et les variations de faciès de la série autochtone au droit de l'envoyage sud-oriental du massif cristallin :

- Absence de la série permienne dans la zone du Vei del Bouc, et seule présence de la formation gréseuse du "Bégo" au N de la Béonia.
- Caractère discordant de la série grésos-conglomératique werfénienne sur le Permien, et sa solidarité au socle permo-cristallophyllien.
- Décollement généralisé de la couverture au niveau des cargneules inférieures du Trias moyen.

A la suite de L. Bertrand, ces auteurs proposent pour les formations secondaires une paléogéographie de "type provençal", caractérisée par :

- 1 - L'absence de Lias (sauf peut-être les calcaires bleus de la cime de la Nauca), de Dogger et de Malm à polypiers; présence au mont Chajol, à la base du Jurassique supérieur dolomitique, d'un "conglomérat de base" à galets calcaires et dolomitiques triasiques.
- 2 - Les accidents de sédimentation (Hards-Grounds) et les séries réduites ou absentes (Cénomaniens) du Crétacé inférieur et moyen.
- 3 - L'existence d'un faciès pélagique du Crétacé supérieur.

Enfin, s'appuyant sur le contact direct, ou la présence locale de *Microcodium* entre le Crétacé supérieur et le Nummulitique, ils nient l'existence d'une phase orogénique fini-crétacée (R. Abrard et al. 1954).

Les structures alpines de la bordure sud-orientale du Mercantour retiennent, dès 1954, l'attention de A. Faure-Muret et P. Fallot qui décrivent :

- Les synclinaux du Vei del Bouc et du Sabbione soulignant l'ampleur des phénomènes d'écrasement qui les affectent. Ils précisent l'âge alpin de ces plis, et A. Faure-Muret (1955), relie le synclinal du Sabbione à la zone d'écrasement de Fremamorta, bien que celle-ci soit "dérangée" par les failles et les écrasements du faisceau des lacs Bessons.

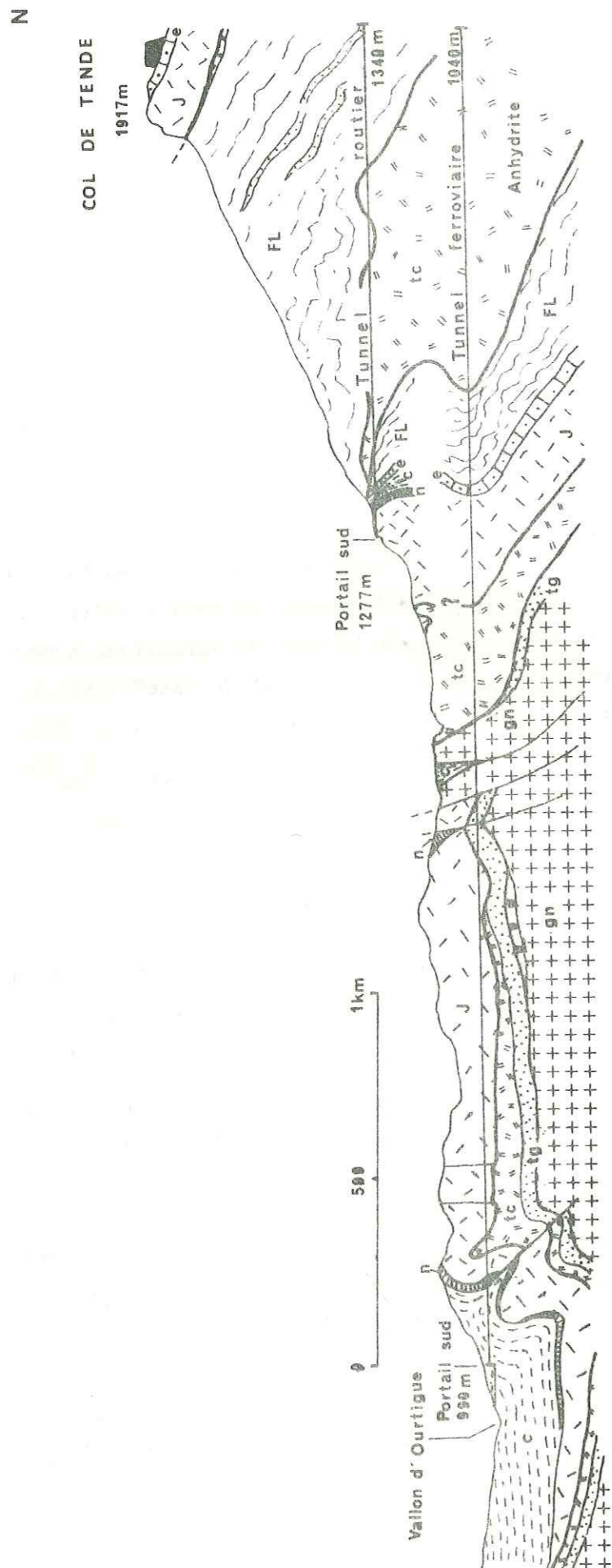


Fig. 6 : Profil géologique du versant sud du col de Tende d'après A. Faure-Muret et P. Fallot (1957)
 FL. : Flysch Paléogène, c. : Crétacé supérieur, n. : Néocomien, J. : Jurassique, tc. : Cargneules
 (anhydrite en profondeur), tg. : Wergénien, gn. : gneiss de la Valmasque.

- L'accident chevauchant de socle du massif de Sabbione Barsenzane sur les cargneules laminées et replissées de la barne du Sabion.
- Les contacts mécaniques du revers N de la cime de Salante.

En collaboration avec E. Bolleli (1956) ils relient le chevauchement du massif de l'Asino à celui du Sabbione. Se posant le problème du prolongement de cet accident au-delà des formations glaciaires du vallon de Caramagne, en direction du pointement de gneiss des lacets du col de Tende, A. Faure-Muret et P. Fallot entrevoient, en 1957, la possibilité d'un chevauchement de socle de l'Abisso sur le Jurassique de Bouscaye.

Parallèlement, P. Fallot et M. Lanteaume (1955, 1956), définissent le brachyanticlinal de Tende et précisent la stratigraphie de la fenêtre de socle de Vievola :

- Réduction et disparition du Permien et des quartzites et pélites werféniennes liées à l'existence de seuils.
- Amplifications et réductions de la série jurassique.

Les auteurs étudient d'autre part les dislocations de l'autochtone et du flysch au N et à l'E de Tende. Ils soulèvent en particulier le problème des relations entre les accidents des tunnels du col de Tende et ceux du vallon de Lamentargues. Ils mettent en évidence l'indépendance complète et le contact chevauchant du flysch autochtone, depuis le vallon de Lamentargue, au S E de la cime de Tavan, jusqu'à la cime de Pernante, au N W du col de Tende. Ils retrouvent ce contact au-delà de la punta Bussaïa, en direction du monte Chiamossero où les auteurs s'étonnent de l'absence de Crétacé supérieur.

Ces différentes observations sont à la base de l'interprétation du col de Tende donnée en 1957, par A. Faure-Muret et P. Fallot (fig.6), elles figureront plus tard dans l'édition de 1967 de la carte à 1/50.000 de Saint Martin-Vésubie - Le Boréon). Les accidents du col de Tende et du Sabion dépendent d'un système de dislocations unique et antérieur aux décollements superficiels affectant le flysch paléogène. Les plis de la punta Bussaïa, interprétés par P. Fallot et M. Lanteaume comme un synclinal à enveloppes jurassiques et cœur sénonien chevauchant par contact faillé un synclinal septentrional pincé et couché à coeur

nummulitique, sont associés au gros pli ennoyé de la rocca dell'Abisso. Ils attribuent ainsi un âge fini-éocène ou début-oligocène à ces accidents de socle qui correspondraient alors pour les auteurs au début de l'avancée du domaine pennique.

J. Vernet (1959) ne reconnaît pas de prolongements tectoniques étendus pour le "synclinal alpin" du Vei del Bouc. Il attribue également un âge alpin à la mylonite de Valetta-Mollières, réputée anté-stéphanienne depuis les travaux de A. Faure-Muret (1955).

M. Lanteaume (1962, 1968), parachevant les recherches entreprises par P. Fallot et A. Faure-Muret, définit dans le domaine externe des Alpes Maritimes franco-italiennes un ensemble autochtone s.l. et un ensemble paraautochtone (unité du col de Tende) charrié sur l'autochtone et représentant la bordure interne de celui-ci. L'auteur distingue dans l'ensemble autochtone s.l. :

- Le socle cristallin et cristallophyllien du massif de l'Argentiera-Mercantour et sa couverture de Permien et de Werfénien adhérente en un tégument.
- Le "faux-autochtone" représenté par la couverture sédimentaire décollée sur le socle et son tégument permowarfénien; la zone de décollement s'effectue au niveau des cargneules inférieures, considérées par l'auteur, comme l'évolution d'une mylonite caractérisée par l'abondance de débris de pélites werféniennes, de dolomies et de gypses du Werfénien supérieur et du Keuper.

M. Lanteaume reprend de façon détaillée l'analyse stratigraphique de la couverture sédimentaire :

- Le Dogger pourrait selon l'auteur être conservé dans des synclinaux disharmoniques, rabotés par le Jurassique supérieur. Il lui attribue les calcaires à bivalves rapportés à l'Argovien par P. Fallot dans le mont Chajol.
- Le Crétacé présenterait au N de Tende, un ensemble inférieur affecté d'accidents de sédimentation, composé par les calcaires néocomiens et des grès glauconieux (Aptien-Albien à faciès Gault), surmonté directement

sans Cénomaniens par un ensemble supérieur de calcaires en plaquettes et calcschistes planctoniques sénoniens. Ces caractères seraient ceux d'un domaine paléogéographique occupant la partie nord-orientale du massif. La présence, aux abords S du col de Tende, de séries plus réduites annoncerait une tendance aux faciès internes.

- Le Nummulitique est constitué au voisinage du mont Court par deux ensembles. D'une part à la base des calcaires gréseux auversiens et bartoniens couronnés par des marnocalcaires du Priabonien supérieur, d'autre part au sommet un flysch appartenant au "complexe des Grès d'Annot" qui pourrait représenter le Priabonien supérieur ou l'Oligocène inférieur; aux abords du col de Tende la série nummulitique calcaire serait réduite au seul terme bartonien.

Les conclusions structurales, relatives à la tectonique alpine, rapportées par M. Lanteaume (1962, 1968), sont fondamentales. Pour l'auteur les accidents alpins du Vei del Bouc, du col du Sabbione, du massif de Barsenzane et l'accident de socle du col de Tende, sont des accidents profonds affectant le socle du massif de l'Argentiera-Mercantour au cours de la tectogenèse alpine. "Ces accidents chevauchants n'apparaissent que comme des plis faillés nés de l'exagération de la tectogenèse". Ils sont situés à la marge S du grand dôme anticlinal de la rocca dell'Abisso, dont l'ennoyage correspond aux dislocations de socle observables entre le vallon d'Ourdigues et les sources de la Roya. Ainsi, au droit de l'ennoyage axial du massif, la couverture sédimentaire décollée vient se pincer dans les synclinaux du socle, alors que plus au S les dislocations sont moins spectaculaires (brachyclinal de Tende). Ce décollement est bien caractérisé, selon l'auteur, au niveau de Viève et Tende où la couverture triasique, jurassique ou crétacée repose par l'intermédiaire de cargneules, directement sur les gneiss ou les termes permien et werfénien du tégument. Pour M. Lanteaume cette tectonique de socle et le décollement de la couverture qui s'accompagne vers le S de "dislocations intercutanées", sont des phénomènes synchrones. Toutefois dans la région de Tende et Viève l'action de la "tectonique chevauchante" liée à la mise en place des nappes est très prononcée. Ce sont les dislocations superficielles chevauchantes de la

couverture sénonienne et nummulitique. L'auteur y rattache d'une part l'accident de la punta Bussaia, qui n'affecterait pas le socle, et d'autre part le décollement généralisé du flysch sur son substratum.

Au revers italien du massif, R. Malaroda (1957) décrit, près du Gesso, l'implication de la couverture autochtone et du flysch paléogène dans un système de plis verticaux, serrés, chevauchés localement par le socle et affectés par un métamorphisme épizonal. En collaboration avec G. Schiavinato (1957, 1958, 1960) il décrit les différents faciès pétrographiques et les phénomènes d'anatexie à l'intérieur du massif.

Au N W de l'Argentera - Mercantour, C. Sturani (1962, 1963) définit la stratigraphie de la série autochtone et voit l'origine de la faille de Bersezio (rejeu en décrochement dextre) dans un soulèvement final tardi-miocène du massif. Contrairement à A. Faure-Muret il relie cette dernière à la mylonite de Fremamorta. J. Vernet (1965), quant à lui, voit son prolongement dans les accidents de Sespoul - Salêses. Il associe de la même façon la faille voisine de l'Inciana, qu'il interprète en 1970 comme un décrochement relié aux synclinaux de Stau et Sespoul.

Au N E du massif, R. Malaroda (1963) découvre des faciès détritiques à galets de cristallin dans le Crétacé autochtone et conclut à l'émersion locale du massif au Turonien supérieur et au Santonien. C. Sturani (in Malaroda, 1967), pense que la source de ces apports détritiques serait constituée par une ride interne, située en arrière du massif (Cordillère de la Stura).

Dans un domaine plus proche de celui qui nous intéresse, A. Guillaume (1962, 1963) décrit des "écailles flottantes" de socle dans la couverture du monte Chiamossero, qu'il subdivise en quatre unités :

- Les deux unités inférieures "unités A et B" représentant les séries autochtones
- Une unité "intermédiaire" "unité C" qui les surmonte serait reliée par le S de la punta Bussaia aux affleurements du portail S du tunnel routier du col de Tende.
- Une unité supérieure "unité D" caractérisée par l'absence de Crétacé supérieur, correspondrait aux séries de la punta Bussaia dans laquelle il décrit des niveaux paléocènes. Elle serait l'équivalent latéral des unités dilacérées signalées par A. Portis (1898), à l'intérieur du flysch du tunnel du col de Tende.

Etudiant les déformations de la couverture entre Fontan et le col de Tende, A. Guillaume et J.F. Toussaint (1965) reconnaissent l'âge alpin de deux schistosités régionales affectant le Permien au S de Tende.

Pour J.F. Toussaint (1966), les déformations de la couverture entre Tende et le col de Tende sont liées à trois phénomènes :

- Une tectonique de couverture orientée E - W influencée par les accidents profonds du socle.
- Un glissement gravitationnel de la couverture qui serait dû au soulèvement du massif et se traduirait (vallon de la Morte, Paillugui) par des phénomènes de décollement avec écaillages brusques.
- Une tectonique résultant de l'influence des nappes alpines (orientée NW - SE); la poussée N - S correspondante aurait provoqué l'amplification des plis du socle, la reprise des écaillages jurassiques (gorges de la Roya au N de Viève, Viorenque) et le décollement du flysch accompagné de l'injection de gypse dans les contacts anormaux.

A Guillaume (1967, 1969) souligne l'influence des structures transverses de l'Argentera-Mercantour sur la paléogéographie et sur l'individualisation des domaines sédimentaires dès le Trias. Pour cet auteur, des mouvements précoces sont à l'origine du conglomérat jurassique du mont Chajol, ainsi que l'absence de Crétacé supérieur dans l'unité supérieure du monte Chiamossero.

Apportant des informations géophysiques complémentaires, A. Guillaume (1967, 1969) signale une zone de pesanteur maximale située immédiatement à l'E de Tende. L'auteur pose le problème de sa relation avec une structure profonde, sismiquement active, axée sur la moyenne vallée de la Stura qui jouerait le rôle d'un décrochement lors des mouvements alpins.

J. Vernet (1965) étudie la tectonique alpine de la "zone Pelvoux-Argentera". Dans les conclusions qu'il énonce en 1967, le massif de l'Argentera-Mercantour est constitué d'un système de grands plis se moulant sur le brachyanticlinal culminant de l'Argentera. Les synclinaux pincés, à Trias conservé (Vei del Bouc, Valetta-Mollières et autres bandes mylonitiques...), apparaissent comme des "sillons" subdivisant ce brachyanticlinal.

Pour J. Vernet la prolongation des synclinaux du faisceau de plis du Vei del Bouc s'effectue vers le N E par le col de Fenestrelle et le vallon de Louroussa en direction du mont Matto. La région sud-orientale du massif serait constituée de trois plis périphériques locaux d'origine glyptogénétique :

- Le brachyanticlinal de la Corne de Bouc
- Le brachyanticlinal de l'Agnellino
- Le brachyanticlinal de l'Abisso, prolongation du brachyanticlinal de l'Argentera au-delà de la valle del Sabbione.

Le massif de l'Abisso admet en position extérieure extrême le synclinal du mont Bec Roux et l'anticlinal de Salante. Cette masse anticlinale secondaire se rattache au S E aux "coins de socle écaillés" du tunnel ferroviaire du col de Tende et au N aux esquilles du monte Chiamossero.

Selon J. Vernet il y aurait interférence entre ces enveloppes concentriques et les plis préexistants, orientés NW - SE, de l'Argentera et du Vei del Bouc. Les chevauchements de socle sur la couverture, dont le plus important est celui de l'Abisso, seraient les effets directs de la tectonique alpine. Ils correspondraient à des accidents isolés se produisant toujours du côté interne du grand axe du massif, et seraient dûs à la poussée des nappes sur le socle déjà soulevé.

En 1968, P. Aicard et al., replacent le gisement plombo-zincifère de Valauria dans son cadre structural. Ils mettent ainsi en évidence son caractère syntectonique et synmétamorphique, prouvant son âge tertiaire. Cette étude locale montre également :

- L'origine alpine de la schistosité intrapermienne.
- L'existence d'un léger métamorphisme alpin à la base de la couverture (Permien) qui s'accompagne d'une rétro-morphose épizonale dans le socle cristallin.

Ces considérations sont confirmées par R. Mazeran et J. Feraud (1974, 1975) qui soulignent, à la suite de M. Boucarut (1967, 1969), l'âge hercynien et le type épizonal tarditectonique du granite central de l'Argentera ainsi que l'existence, dans le socle, d'une phase métallogénique alpine remobilisant des minéralisations hercyniennes.

La "Carta geologica del massiccio dell'Argentera", à 1/50.000° publiée par R. Malaroda et al. (1967, 1970), intègre toutes les données géologiques recueillies par les auteurs italiens au cours des vingt dernières années. Déjà en 1966, R. Malaroda interprète la ligne Fremamorta-colle del Sabbione et d'ailleurs toutes les mylonites du massif comme des lignes de dislocations calédoniennes postérieures à une métasomatose sodocalcique. Redressées lors du cycle hercynien, ces "paléomylonites" seraient localement métamorphosées et atteintes par les "actions métasomatiques granitisantes" de nature potassique, responsables selon l'auteur, de la mise en place du granite central de l'Argentera. L'âge hercynien de cette onde de granitisation (- 290 m.a.) serait attesté par les datations radiométriques de G. Ferrara et R. Malaroda (1969).

Reprenant ses travaux, R. Malaroda (1973, 1974) évoque des déformations de type plastique pour les synclinaux et les écaillés de terrains "permo-éotriasiques" du Vei del Bouc et du colle del Sabbione. Ces structures résulteraient d'un mécanisme de déformation rigide du socle, en "horsts et grabens", fonction des différents faciès paléomylonitiques verticaux. Ainsi le synclinal du Vei del Bouc ne serait pas dû à un phénomène de compression mais à un phénomène de "succion" dans le substrat cristallin. Cet épisode interviendrait au Trias moyen, époque à laquelle les dépôts permo-triasiques n'auraient pas encore subi de diagenèse complète. Pour l'auteur, cet âge correspondrait à un événement métamorphique triasique décelé en 1969 par les datations radiométriques (rajeunissement des biotites).

Par ailleurs l'auteur reconnaît dans l'accident de Sabion-Asino-Vei del Bouc, la limite méridionale d'un complexe migmatitique particulier : celui des anatexites biotitiques du monte Ischietto (C. de Pol, 1966).

Les mouvements alpins caractérisés par une tectonique tangentielle transformeraient ces replis, nés par succion, en écaillés. Ils s'accompagneraient d'importants phénomènes de gravité et seraient aussi responsables de la "cataclasion" des mylonites.

Au S de ce secteur, dans la région du lac des Mesces, A. Biancotti (1974) et R. Malaroda (1974) invoquent de la même façon une tectonique en horsts et grabens modelée sur les rejeux successifs de failles permienes à la fin du Werfénien et lors des mouvements alpins.

Ce style de déformations est également retenu pour l'orogénèse alpine par S. Bogdanoff et P. Prunac (1973, 1975 et 1976) qui décrivent des déformations superposées hercyniennes, respectivement, au N E et au S W du massif du Mercantour.

L'analyse récente des formations paléogènes des Alpes Maritimes franco-italiennes permet à R. Campredon (1972) d'en préciser la stratigraphie et d'en reconstituer l'évolution paléogéographique. La série Eocène autochtone est représentée, au voisinage du col de Tende, par des calcaires gréseux biodétritiques :

- Au S E de la cime de Tavan (mont Court) ils reposent sur le Crétacé supérieur; leurs associations de foraminifères sont caractéristiques de l'Eocène moyen (Biozone A).
- Au N W de la cime de Tavan (portail sud du tunnel routier du col de Tende, fort Marguerie, punta Bussaïa, monte Chiamossero) ils présentent les faciès de transition caractéristiques de la limite Eocène moyen et supérieur (Biozone B).

R. Campredon note également, au N W du col de Tende, l'abondance d'éléments roulés de Jurassique supérieur calcaire ou dolomitique et le contact discordant de ces séries paléogènes sur le Jurassique supérieur dolomitique ou le Crétacé inférieur, traduisant "l'importance de l'érosion et de la structuration qui ont affecté antérieurement ce domaine". L'auteur interprète le massif de la punta Bussaïa comme un synclinal à coeur Eocène supérieur renversé et écaillé (conséquence d'un rétroécaillage du socle) sur l'anticlinal à noyau néocomien qui lui fait suite au N.

Enfin selon R. Campredon (1972), les "Grès d'Annot" sont alimentés, dans la région du col de Tende, par la cordillère tendasque (M. Lanteaume, 1962), depuis l'Eocène moyen jusqu'à la fin de l'Eocène supérieur. Cette date marque le début de l'émersion du massif de l'Argentera-Mercantour qui sera le distributeur local jusqu'à l'Oligocène.

Les analyses de thermoluminescence effectuées sur la série des "Grès d'Annot" par J.P. Ivaldi (1973) confirment le démantèlement de la cordillère tendasque au cours de l'Eocène, mais n'apportent aucun argument en faveur d'une possible émersion de l'Argentera-Mercantour à l'Eocène supérieur. Le bassin du flysch paléogène serait alimenté à cette époque par le Flysch à Helminthoïdes au N, et le continent Corso - Sarde

au S. Selon J.P. Ivaldi la dénudation du massif de l'Argentera - Mercantour, liée au glissement de sa couverture serait plus tardive.

L'étude de certaines formations de cargneules, (réputées triasiques) des zones externes des Alpes du sud, ont conduit C. Grandjacquet et D. Haccard (1973, 1975), à considérer celles-ci comme des sédiments détritiques, d'âge mio-pliocène, discordants sur des séries mésozoïques et nummulitiques plissées, bien que leur concordance avec des évaporites soit localement contestée (J. Delteil et al., 1976).

Ces deux auteurs ont reconnu ces "cargneules polygéniques" dans les brèches sédimentaires, non métamorphiques, qui supportent l'écaille de socle et de permo-trias du Sabion. Ces dépôts récents sont essentiellement "post-tectoniques". Ce sont des sédiments souvent "syncinématiques", illustrant clairement le concept de morphotectonique.

Plus récemment, H. Arnaud et al. (1976) confirment le caractère continental de ces "sédiments tectono-sédimentaires" qui s'étaleraient à la surface d'un substratum émergé et érodé, avant l'arrivée de la nappe de chevauchement dans la région de Digne ainsi que le caractère épiglyptique de ce chevauchement. Mais ils ne trouvent aucune preuve de l'existence dans cette région, et à cette époque de bassins évaporitiques même localisés.

Au S du massif, J.L. Perez (1975) distingue à la limite entre l'arc de Nice et l'arc de la Roya une zone de décrochements senestres, orientés NW - SE, paraissant liés à une fracture profonde qui aurait permis la surrection du socle de l'Argentera - Mercantour au début du Miocène. Ce soulèvement aurait individualisé des panneaux de couverture déjà plissés (phase aquitaniennne, C. Grandjacquet et D. Haccard (1972)), dont l'évolution par glissement épiglyptique différentiel à la fin du Miocène (Pontien) est responsable de l'apparition des décrochements. Pour l'auteur, de même que pour P.F. Bulard et al. (1975), ces mouvements tardifs à composante verticale et le raccourcissement antérieur générateur de schistosité dans le socle de l'Argentera - Mercantour sont des facteurs primordiaux dans l'évolution de la couverture au S du massif et en particulier de l'arc de Nice.

Enfin, les récentes études paléomagnétiques de M. Westphal (1973) et de J.J. Schott (1976), en particulier sur les séries permo-triasiques de la bordure S E du massif de l'Argentera - Mercantour et du dôme de Barrot, permettent de rattacher le massif cristallin et son satellite au domaine de "l'Europe stable" par opposition aux rotations enregistrées dans le massif du Pelvoux et le domaine Briançonnais.

CHAPITRE III

:

CADRE STRUCTURAL
LOCALISATION GÉOGRAPHIQUE
DES UNITÉS

I - CADRE STRUCTURAL

II - LOCALISATION

- A - L'unité de Viève - Valmasque
- B - L'unité de la rocca dell'Abisso
- C - L'unité de Marguerie - Cayron
- D - L'unité de Tavan - Bussaïa
- E - Le flysch paléogène

— o o o o o —

CHAPITRE III

CADRE STRUCTURAL

LOCALISATION GEOGRAPHIQUE des UNITES STRUCTURALES

I - CADRE STRUCTURAL

A la bordure sud-orientale du massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour, M. Lanteaume (1962, 1968), distingue :

- un ensemble "autochtone", appartenant au domaine alpin externe, composé par le socle cristallophyllien du massif de l'Argentera-Mercantour auquel adhèrent en un "tégument" les formations gréseuses permo-werfénienne et une couverture sédimentaire décollée sur le socle et son tégument, allant du Trias au Flysch paléogène.
- un ensemble "parautochtone, l'unité du col de Tende" chevauchant le domaine "autochtone" et représentant la marge interne de celui-ci.
- le domaine alpin interne représenté par les unités chevauchantes "sub-briançonnaises", briançonnaises et piémontaises. Elles surmontent "l'unité parautochtone" au N E du col de Tende.

Le secteur étudié est entièrement situé dans le "domaine autochtone" représentant la zone d'envoyage sud-orientale du massif de l'Argentera - Mercantour (fig. 7).

II - LOCALISATION GEOGRAPHIQUE des UNITES STRUCTURALES

L'analyse tectonique de la zone d'envoyage sud-orientale du massif de l'Argentera - Mercantour fait apparaître un ensemble d'unités structurales se superposant du S W vers le N E séparées par des surfaces de contact anormal.

25 AOÛT 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf.grenoble.fr

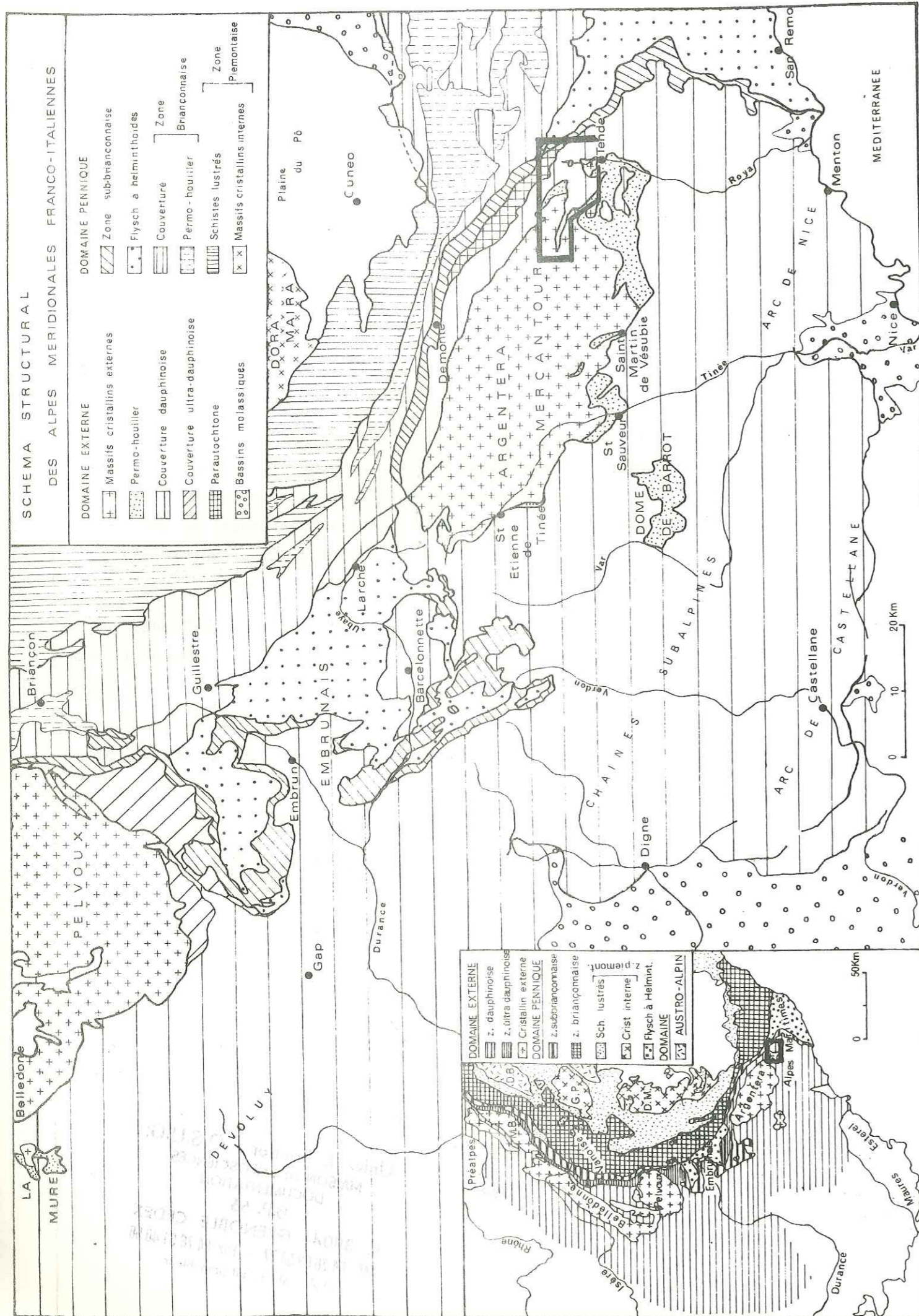


Fig. 7.: Schéma structural des Alpes Méridionales Franco-Italiennes (encadré : le secteur d'étude) .

L'examen détaillé des caractères structuraux de chaque unité, et l'étude de la disposition et des relations spatiales des accidents les séparant, seront entrepris dans le but de reconstituer l'histoire tectonique de cette région.

Auparavant il convient de préciser la situation géographique de ces unités et de leurs éléments structuraux (fig. 8).

Entre le socle mercantourien de la "Valmasque" au S W, et les formations de l'unité parautochtone couvrant le col de Tende au N E, on peut distinguer successivement :

- l'unité de Viève - Valmasque
- l'unité de la rocca dell'Abisso
- l'unité de Marguerie - Cayron
- l'unité de Tavan - Bussaïa.

Le flysch paléogène superposé à cet ensemble structural, supporte l'unité allochtone du col de Tende ("unité parautochtone").

A - L'unité de Viève - Valmasque

L'unité de Viève - Valmasque occupe à la partie méridionale du domaine étudié une position subordonnée.

Elle est constituée par un socle cristallin ("gneiss de la Valmasque") et gréseux ("tégument permo-werfénien"), et supporte une couverture sédimentaire essentiellement carbonatée, en indépendance structurale avec le socle et son tégument.

L'unité de Viève - Valmasque est limitée au N par l'accident de Sabion-Abisso, dont la trace contourne, au S, les massifs cristallins de l'Asino, du Sabion et de Barsenzane. Cette unité ne dépasse pas, au N E le vallon de Caramagne.

Le socle de l'unité de Viève - Valmasque correspond aux affleurements du massif de l'Argentera - Mercantour en Valmasque. Dans le secteur d'étude, il constitue principalement les hauts massifs de l'Agnel et de la Scandailère, ainsi que la cime de la Garde et le haut vallon de Castérine. Au S W, il constitue le soubassement du massif du mont Agnelet. Le socle de "Valmasque" réapparaît en fenêtre sous la couverture sédimentaire décollée entre Viève et Tende, dans la vallée de la Roya.

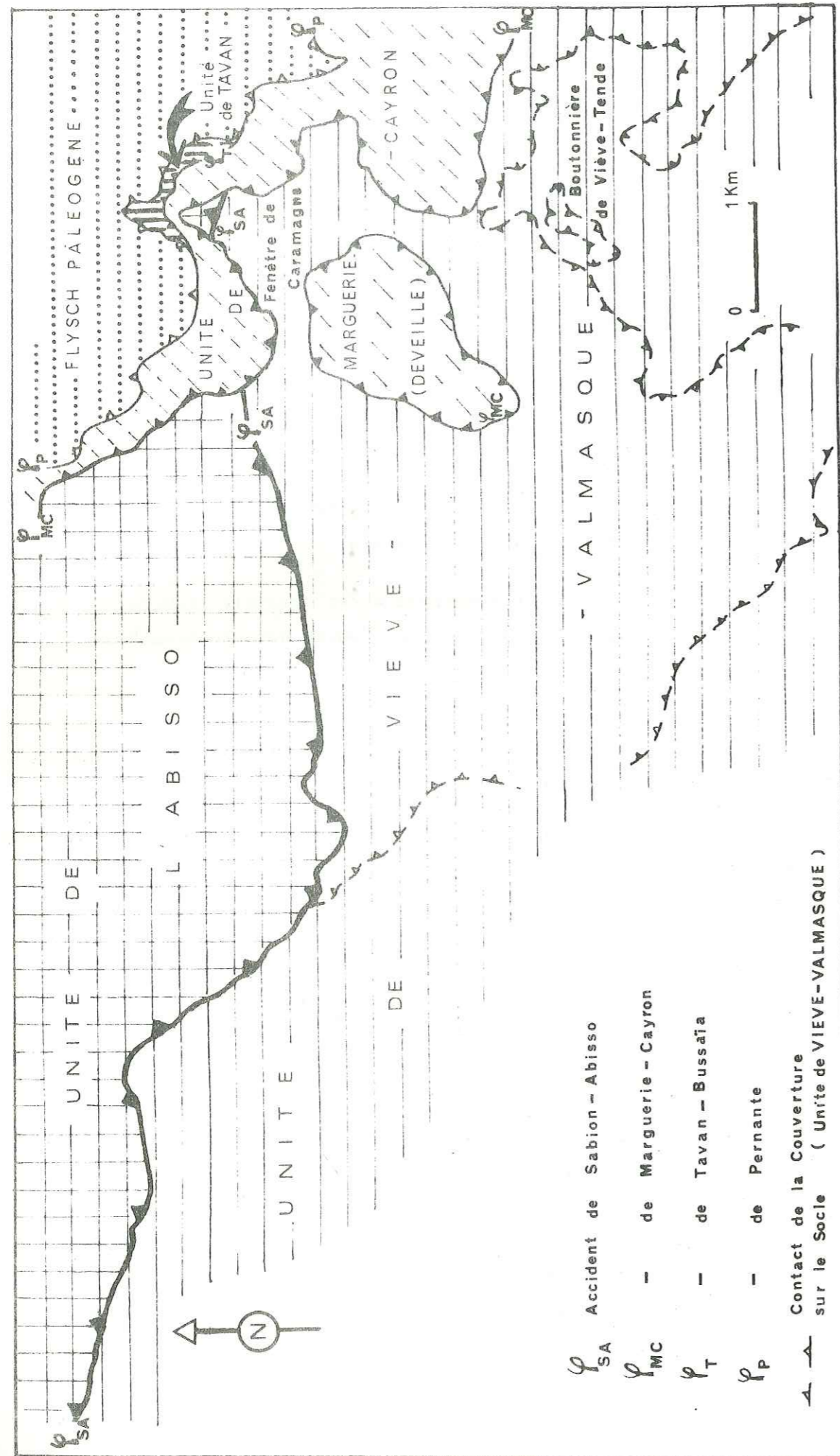


Fig. 8. : Localisation des unités structurales

L'extension occidentale des formations sédimentaires sur le massif cristallin constitue, dans le périmètre considéré, les sommets du mont Agnelet, du mont Chajol et de la cime de Bouscaye. Ces massifs calcaires occupent une position centrale entre les vallées méridiennes de la Roya, à l'E, et de Castérine, à l'W. Ils sont reliés aux affleurements de la cime de Gratin et par l'intermédiaire du versant de Pautamon à ceux de la barne du Sabion.

L'unité de Viève-Valmasque est en partie masquée par les recouvrements de l'unité de Marguerie-Cayron au niveau du mont Deveille et du mont Court. Ses formations de couverture réapparaissent en demi-fenêtre au N du vallon d'Ourtigue à l'aplomb de la confluence du vallon de Caramagne avec la vallée de la Roya, en amont de Viève (fenêtre de Caramagne).

B - L'unité de la Rocca dell'Abisso

Cette "unité de socle", constituée par des affleurements cristallophylliens et permo-werféniens, surmonte, vers le S W, l'ensemble de l'unité de Viève-Valmasque, par l'intermédiaire de l'accident majeur de Sabion-Abisso.

L'accident de Sabion-Abisso bien visible dans la région du Vei del Bouc, et au S des massifs de Sabion - Barsenzane, disparaît au-delà de la baisse de Peyrefique, masqué par les formations glaciaires du vallon de Caramagne. Il réapparaît au sein de l'unité de Marguerie-Cayron, dans la vallée de la Roya, où affleure le témoin cristallophyllien le plus oriental par rapport au massif de l'Argentera-Mercantour.

L'unité de la rocca dell'Abisso occupe la partie nord-occidentale du secteur d'étude, où elle est représentée :

- au N E par le vaste massif de la rocca dell'Abisso et ses deux massifs adjacents du mont Bec Roux et de Salante.
- au S et à l'W, par les massifs de Barsenzane et du Sabion et au-delà de la valle dell'Sabbionne, en Italie, par le massif de la rocce dell'Asino, branche méridionale du monte Carbone.

C - L'unité de Marguerie - Cayron

L'unité de Marguerie - Cayron est caractérisée par une série sédimentaire différente de celle de la couverture de l'unité de Viève - Valmasque. Cette "unité de couverture" se superpose, au N E, à l'unité de socle de l'Abisso qu'elle masque au-delà de la cime de Salante et du vallon de Caralaite. Elle en représente, peut-être, l'ancienne couverture sédimentaire entièrement décollée devenue structurellement indépendante.

En direction du S, l'unité de Marguerie - Cayron recouvre la couverture de l'unité de Viève - Valmasque au niveau du mont Deveille, du rocher du Cayron et du mont Court, ménageant, dans la haute vallée de la Roya, la demi-fenêtre de Caramagne.

D - L'unité de Tavan - Bussaïa

L'unité de Tavan - Bussaïa surmonte l'unité de Marguerie - Cayron par l'intermédiaire de l'accident du vallon de Tavan. Les formations sédimentaires qui la composent sont limitées aux affleurements qui encadrent, en amont des sources de la Roya, le portail S du tunnel routier du col de Tende.

Ailleurs elle est masquée par le débordement du flysch paléogène sur l'unité de Marguerie - Cayron.

E - Le flysch paléogène

Le flysch paléogène occupe l'angle N E du périmètre étudié, où il constitue les massifs de la cime de Tavan et de la cime de Pernante, ainsi que tout le versant S du col de Tende.

Le flysch est décollé et recouvre en contact anormal l'unité de Tavan et l'unité de Marguerie - Cayron, par l'intermédiaire de l'accident de Pernante.

Le flysch paléogène est surmonté au niveau du col de Tende par les formations de l'unité "parautochtone", d'obédience plus interne.

DEUXIEME PARTIE :

STRATIGRAPHIE

- CHAPITRE I : TERRAINS CRISTALLINS ET CRISTALLOPHYLLIENS
- CHAPITRE II : LES TERRAINS SÉDIMENTAIRES PRIMAIRES
- CHAPITRE III : LES TERRAINS SECONDAIRES
- CHAPITRE IV : LES TERRAINS TERTIAIRES
- CHAPITRE V : CONCLUSIONS À L'ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE DE LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE DE LA RÉGION SUD-ORIENTALE DE L'ARGENTERA - MERCANTOUR

—°—°—°—°—°—

CHAPITRE I : TERRAINS CRISTALLINS ET
CRISTALLOPHYLLIENS

I - LOCALISATION des AFFLEUREMENTS CRISTALLINS dans le DOMAINE ETUDIE

II - RAPPEL des PRINCIPAUX CARACTERES PETROGRAPHIQUES

III - Les PHENOMENES de RETROMORPHOSE AFFECTANT les TERRAINS
CRISTALLOPHYLLIENS du DOMAINE ETUDIE

A - Le quartz

B - Les feldspaths

C - La muscovite

D - La sillimanite

E - La Biotite

-°-°-°-°-

CHAPITRE I

LES TERRAINS CRISTALLINS ET CRISTALLOPHYLLIENS

L'étude pétrographique et l'analyse de l'édifice métamorphique constituant le massif cristallin et cristallophyllien de l'Argentera - Mercantour ne sera pas envisagée. Seul un résumé des connaissances acquises à la suite des travaux de A. Faure-Muret (1955), de R. Malaroda et G. Schiavinato (1957, 1958, 1960) et de R. Malaroda et al. (1967, 1970) va permettre d'intégrer les affleurements cristallophylliens du domaine étudié à l'ensemble du massif de l'Argentera - Mercantour.

Le massif cristallin de l'Argentera - Mercantour est représenté à sa terminaison sud-orientale, dans les régions du Boréon et de la Valmasque, par des gneiss plagioclasiques à biotite dont les faciès migmatitiques correspondent à des anatexites micacées. Cette formation parcourue de nombreuses enclaves biotitiques ou amphiboliques correspond aux "Anatexites de Fenestre" définies par A. Faure-Muret (1955). Ces roches appartiennent au complexe plus vaste de "Chastillon - Valmasque" qui regroupe l'ensemble des ectinites rétro-morphosées situées au N E de la ligne mylonitique de "Valetta - Mollières".

Au niveau des lacs glaciaires occupant la haute vallée de la Valmasque (lac Noir, lac Long, lac Basto), dans la région située entre le cirque glaciaire du lac Agnel et le col du Pas de la Fous, ces faciès migmatitiques sont parsemés de nombreuses plages granitiques à enclaves basiques constituant le "granite d'anatexie de la Valmasque" (A. Faure-Muret, 1955). Le matériel granitique a la composition constante d'un granite calco-alcalin à biotite et hornblende. Selon M. Boucarut (1967, 1969, 1975) ces poches grano-dioritiques correspondent d'ailleurs à des zones de fusion totale et d'homogénéisation complète des anatexites, amphibolites et cipolins encasants.

R. Malaroda et al. (1967, 1970) et R. Malaroda (1970) distinguent une première phase de migmatitisation à caractère sodique génératrice de gneiss biotitiques - plagioclasiques à laquelle fait suite une métasomatose potassique liée au cycle orogénique hercynien.

I - LOCALISATION des AFFLEUREMENTS CRISTALLINS dans le DOMAINE ETUDIE

. Les affleurements cristallins du domaine étudié sont tous représentés par des gneiss migmatitiques.

Ils occupent toute la vallée de la Valmasque, depuis la région du lac des Mesces et Castérine, jusqu'au col du Sabion et la région du Vei del Bouc au N du lac Agnel.

. Ils constituent également tout le massif de la cime du Sabion et de la cime de Barsenzane, ainsi que le soubassement du massif de la rocca dell'Abisso. Les formations de ce dernier domaine et celles du monte Ischietto et de la rocce dell'Asino, au-delà de la valle del Sabbione, correspondraient en réalité, selon R. Malaroda (1973), à un complexe migmatitique plus particulier : celui des anatexites litées du monte Ischietto (de Pol, 1966 ; R. Malaroda et al., 1970). Selon l'auteur, ce complexe serait séparé des affleurements méridionaux de Valmasque et du Vei del Bouc par l'accident de Sabion - Asino - Vei del Bouc.

Les formations cristallophylliennes affleurent aussi au S E du domaine étudié, entre Viève et Tende, à la faveur d'une vaste boutonnière affectant les terrains sédimentaires.

Signalons enfin un affleurement très localisé, repéré depuis le début du siècle et situé non loin des sources de la Roya, au pied des lacets du col de Tende. Ce dernier pointement est représenté par des faciès très écrasés.

II.- RAPPEL des PRINCIPAUX CARACTERES PETROGRAPHIQUES :

Sans reprendre les études minéralogiques et pétrographiques détaillées entreprises par A. Faure-Muret (1955), et R. Malaroda et ses collaborateurs (1957 à 1970) rappelons simplement qu'à la fin du cycle hercynien la paragenèse de ces gneiss migmatiques est composée de biotite, sillimanite, muscovite, feldspaths (plagioclases essentiellement) et quartz. A ces minéraux principaux sont associés, accessoirement : le grenat, la tourmaline et l'apatite.

Les plans de foliation observables actuellement sont affectés de plissements contemporains, selon P. Aicard et al. (1968), de l'évènement métamorphique qui a donné naissance à cette paragenèse.

Les faciès amphibolitiques représentés au niveau du col du Sabion sont redressés à la verticale et orientés NW - SE. Ce sont des roches nettement litées présentant une alternance de lits blancs centimétriques à quartz et feldspaths et verts amphiboliques à hornblende. Selon R. Malaroda et al., (1970), les feldspaths sont essentiellement plagioclasiques (andésine - oligoclase 30 à 40 % An) et sont pourvus d'ourlets accréionnaires albitiques. L'auteur signale ces faciès sporadiquement à proximité du lac Agnel et au coeur du massif où ils présentent une tendance au faciès agmatitique, évoluant vers une migmatite amphibolique dont le stade ultime serait une diorite d'anatexie.

III.- Les PHENOMENES de RETROMORPHOSE AFFECTANT les TERRAINS CRISTALLOPHYLLIENS du DOMAINE ETUDIE :

Les gneiss migmatitiques du secteur étudié sont affectés de schistosités de type cataclastique, variables en intensité et pouvant atteindre le degré mylonitique. (Pl. A, photos 1 et 2).

Les paragenèses cristallophylliennes sont constamment rétro-morphosées comme l'avait signalé A. Faure-Muret (1955).

A - Le quartz

Le quartz est toujours cataclaté. Des niveaux écrasés de quartz microgranulaire relient des individus plus gros, recristallisés, à extinction roulante ("structure en mortier"). Au niveau des plans majeurs de la schistosité, la mylonitisation se traduit par l'apparition d'un fond microgranulaire où le quartz, associé à la séricite, entoure les minéraux ou agrégats de minéraux. Dans les faciès très schistosés, les quartz recristallisés sont étirés et allongés en amandes. Ces recristallisations sont particulièrement nettes quand elles interrompent brusquement le reliquat des phyllites de l'ancienne paragenèse.

B - Les feldspaths

Les feldspaths, surtout représentés par des plagioclases, sont toujours très altérés quand ils persistent (saussurite, séricite, calcite..). Le plus souvent ils sont écrasés et accompagnent le quartz microgranulaire.

Les néogenèses albitiques soit isolées soit accréionnaires sur d'anciens feldspaths (R. Malaroda, 1970) sont les plus courantes.

C - La muscovite

La muscovite n'apparaît plus que dans les faciès relativement peu schistosés. Elle apparaît alors en "mèches". Dans la plupart des cas, elle participe, avec les autres minéraux ferromagnésiens, à la constitution de "flames étirées" de séricite. On la retrouve dans la trame phylliteuse des faciès mylonitiques.

D - La sillimanite

La sillimanite persiste rarement. Elle approvisionne la néogenèse séricitique.

E - La biotite

La biotite est toujours altérée.

1/ Dans les faciès les moins cataclasés elle est simplement chloritisée et se présente sous forme de flammes étirées. L'apparition d'aiguilles de rutile et de granules de fer au niveau de ses plans de clivage est le premier indice de déferritisation. Tous les stades intermédiaires existent entre la biotite chloritisée et le rutile.

2/ Dans les zones plus schistosées les biotites sont entièrement remplacées par les chlorites, qui sont alignées dans les plans de schistosité. Les faciès riches en ferro-magnésiens donnent alors naissance à des roches riches en chlorite, vertes à l'affleurement.

3/Au niveau des zones mylonitiques la biotite et la chlorite broyées et séricitisées participent à la constitution du fond microgranulaire. Seule la présence du fer résiduel témoigne de l'existence d'anciennes biotites. Ces granules de fer oxydé peuvent donner une teinte rouille aux gneiss.

Ils apparaissent le plus souvent alignés selon les plans de schistosité et accompagnés de queues de recristallisations quartzitiques.

Les gneiss migmatitiques de la terminaison S E du massif de l'Argentera - Mercantour sont de nature plagioclasique et biotitique plus rarement amphibolique. Ils sont affectés de rétro-morphisme. La paragenèse de rétro-morphose composée de quartz, séricite, chlorite, albite et calcite correspond à une intensité de métamorphisme voisine du début de l'épizone (A. Faure-Muret, 1955, P. Aicard et al., 1968). Les minéraux de rétro-morphose sont associés à une schistosité de type cataclastique affectant l'ensemble des terrains cristallophylliens du domaine étudié et s'orientent suivant les plans de cette schistosité.

CHAPITRE II : LES TERRAINS SÉDIMENTAIRES
PRIMAIRES

I - ZONE SUD

II - ZONE NORD

-°-°-°-°-°-

CHAPITRE II

LES TERRAINS SÉDIMENTAIRES PRIMAIRES

Seuls des sédiments rapportés au Permien sont représentés dans le domaine étudié.

A l'extrémité sud-orientale du massif de l'Argentera - Mercantour, A. Faure-Muret (1955) a décrit plusieurs unités lithostratigraphiques à fortes variations latérales d'épaisseur, séparées par des discordances au moins visibles cartographiquement. On distingue :

- ↑ - La série de Carpeiroto constituée de schistes et pélites rouges
- La série du Bego formée d'arkoses grossières blanches et rouges
- La série des Meraviglie schisteuse d'extension plus réduite.
- La série de l'Inferno de nature gréso-conglomératique.

Dans le secteur d'étude seule la série du Bego est représentée. Elle repose directement sur le socle cristallophyllien. Cependant le sous-bassement du massif de l'Agnelet présente sous la série gréso-conglomératique du Bego, des faciès schisteux verts, appartenant à la série des Meraviglie.

Cette série du Bego est constituée par des grès arkosiques et des conglomérats de teinte rouge ou blanche admettant des éléments peu usés de gneiss, de mylonite, de quartzites, et des éléments plus arrondis riches en matière charbonneuse. Des biotites altérées et des muscovites tordues accompagnent le quartz et les feldspaths ainsi que des minéraux opaques. (Pl. A, photo. 3).

Le ciment de nature quartzitique et séricitique se présente sous forme d'un feutrage microgranulaire.

Les passées conglomératiques sont mal triées et mal classées.

Localement, ces niveaux gréso-conglomératiques sont très affectés par la schistosité. Le quartz qui présente le plus souvent une extinction roulante est alors craquelé, étiré en fuseau et réorienté. Il peut être fragmenté et présenter une "structure en échiquier". Les plagioclases

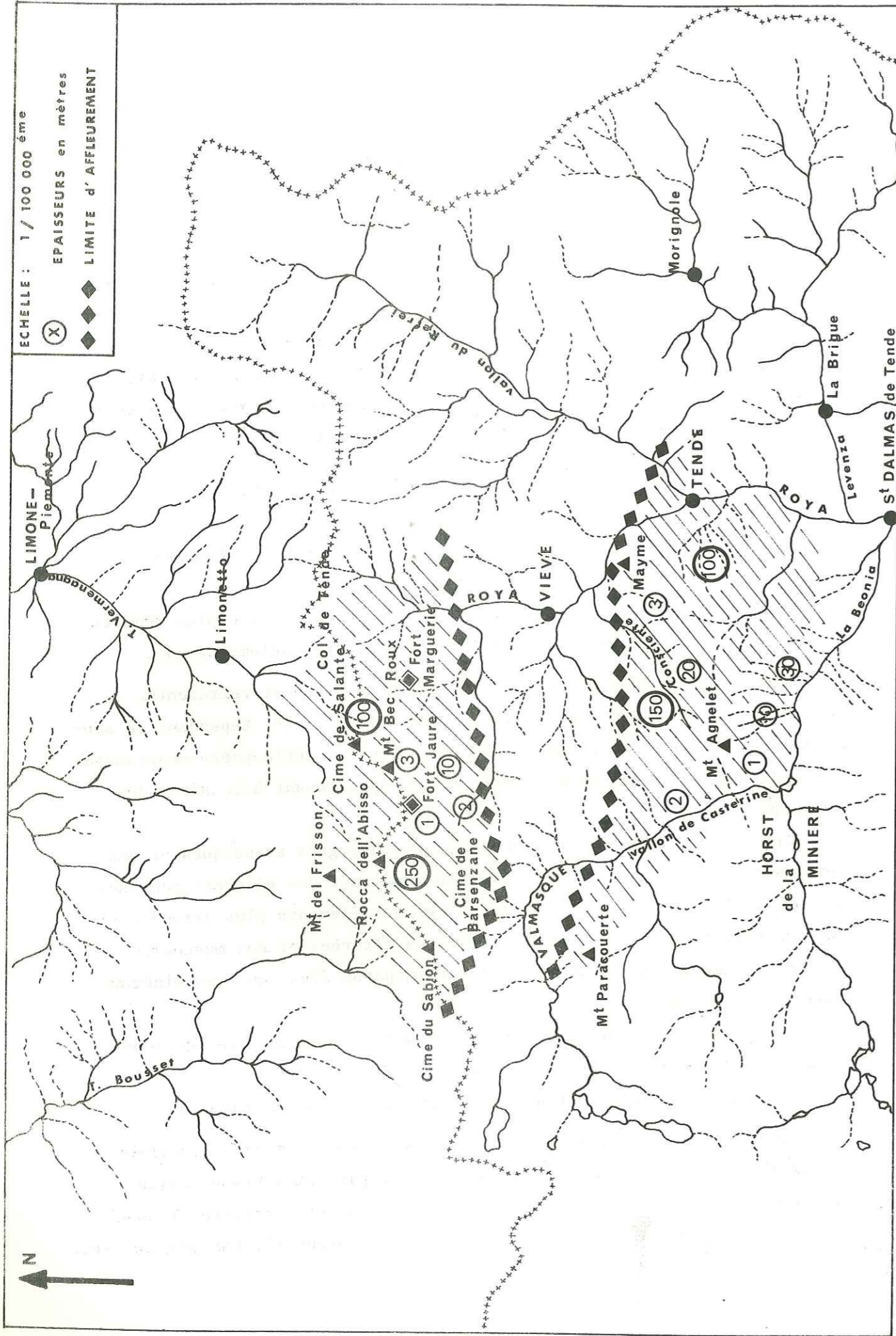


Fig. 9. : Répartition géographique du Permien (série du Bego) dans le secteur d'étude . En hachures : zones d'affleurement .

sont très altérés et sont juxtaposés à des néoformations albitiques orientées dans les plans de schistosité. Les paragenèses micacées de néoformation (séricite) présentent également une orientation et les anciennes biotites sont chloritisées.

L'épaisseur de cette formation est très variable et sa répartition géographique est bien délimitée. Les affleurements gréseux de la série du Bego sont en effet répartis en deux zones bien distinctes (fig. 9).

I.- ZONE SUD

Dans la zone S du secteur d'étude, la série du Bego est représentée dans la région de Tende, au S du massif de Mayme, dans la haute vallée de Consciente et au revers S du massif de l'Agnelet.

Bien que dans le vallon de Consciente et à la barne d'Ourne ces niveaux soient masqués par les formations sédimentaires décollées de la couverture, il semble que les grès permien ne dépassent pas au N une ligne Mayme - baisse d'Ourne - Castérine.

Leur épaisseur, de l'ordre de 100 m dans la région de Tende, est réduite à quelques mètres au voisinage du rocher de Mayme et du col Majeur. Elle varie de 20 à 150 mètres dans le vallon de Consciente. Ces niveaux s'effument en direction du vallon de Castérine et disparaissent, ainsi que les schistes de la série sous-jacente des Meraviglie, au niveau du horst de la Minière (A. Faure-Muret, 1955, P. Aicard et al., 1968 , A. Biancotti, 1974, R. Malaroda, 1973).

II.- ZONE NORD

Au N du domaine d'étude dans le massif de la rocca dell'Abisso et les massifs adjacents de la cime de Barsenzane, du fort de Jaure, du mont Bec Roux, de la cime de Salante et des contreforts S W du massif du fort de la Marguerie, la série permienne du Bego est représentée dans cette région par des faciès gréseux et conglomératiques identiques à ceux du secteur S. Ils ne dépassent pas vers le S le versant méridional des cimes de Barsenzane et du Sabion.

Il convient également de signaler en position orientale extrême quelques mètres de grès rouges et blancs accompagnant le pointement de gneiss de la vallée de la Roya, au pied du col de Tende. Ces niveaux gréseux sont affectés par des phénomènes d'écrasement conduisant à la genèse d'une mylonite.

Les formations permienes, encore bien représentées au niveau du monte del Frisson, disparaissent rapidement au revers N E du massif de l'Argentera - Mercantour. L'épaisseur de la série atteint 250 m au niveau de la rocca dell'Abisso et du massif du fort de Jaure. Elle se réduit à une centaine de mètres dans la cime de Salante, et n'atteint que 2 ou 3 mètres au S du mont Bec Roux. Les accidents tectoniques multiples affectant ce secteur ont vraisemblablement un rôle quant à ces fluctuations rapides d'épaisseur. Il en va de même pour les niveaux permien de la cime de Barsenzane, apparaissant très déformés et le plus souvent redressés à la verticale, ainsi que pour l'affleurement, complètement écrasé, mylonitisé et recristallisé, situé au S de la cime du Sabion, géométriquement sous les gneiss de ce massif.

A l'intérieur de chacun de ces deux secteurs la répartition de ces formations réputées saxoniennes (A. Faure-Muret, 1955) semble répondre au comblement d'un relief hercynien (horst de la Minière...).

Mais les relations entre le secteur N et le secteur S n'apparaissent pas relever d'un simple trait de la paléogéographie post-hercynienne.

CHAPITRE III : LES TERRAINS SECONDAIRES

I - Les FORMATIONS SILICEUSES du TRIAS INFÉRIEUR

A - Le Werfénien inférieur

B - Le Werfénien supérieur

1/ Au niveau du fort de la Marguerie

2/ Au niveau du col du Sabion

II - Les FORMATIONS CARBONATÉES du TRIAS et du JURASSIQUE

A - Les faits historiques : La conception classique

1/ Le Trias moyen

a) une formation inférieure

b) une formation supérieure

2/ Les niveaux attribués au Trias supérieur

3/ Absence de Lias

4/ Un Dogger mal caractérisé

5/ Une série calcaréo-dolomitique bien datée, représente le Malm

6/ Conclusion sur les travaux anciens

B - Description des séries carbonatées triasiques et jurassiques

1/ Les massifs du mont Agnelet et du mont Chajol

a) le versant oriental du mont Agnelet

b) le versant méridional du mont Agnelet

c) conclusions sur la série de couverture du massif du mont Agnelet

d) le versant occidental du mont Chajol et la cîme de Gratin

e) versant oriental du mont Chajol

2/ La vallée de la Roya

a) bassin de Viève - Tende

b) vallée de la Roya, vallons de Caramagne et d'Ourtigue

c) amont des sources de la Roya

3/ Les massifs du mont de veille et du fort Marguerie

a) série calcaréo-dolomitique

b) ensemble de calcaires recristallisés

C - Conclusions

III - Le CRETACE

A - Recherches antérieures

B - Le Crétacé inférieur

C - Le Crétacé supérieur

-o-o-o-o-

CHAPITRE III

LES TERRAINS SECONDAIRES

Les terrains secondaires sont représentés par :

- des formations siliceuses rapportées au TRIAS basal
- des formations carbonatées du TRIAS, du JURASSIQUE, du CRETACE.

I.- Les FORMATIONS SILICEUSES du TRIAS INFÉRIEUR

L'étude stratigraphique du Trias est rendue difficile dans la région étudiée pour deux raisons :

- La carence d'informations paléontologiques qui rend hasardeuse toute datation.
- L'intensité des déformations tectoniques qui affectent ces niveaux.

D'après les travaux antérieurs, le Trias du domaine étudié comprend essentiellement deux formations : (Pl.H, photo 1) .

- Une formation basale gréso-pélique rappelant les faciès du Trias alpin; elle correspond au Trias inférieur et est dénommée "Werfénien" par les auteurs (A. Faure-Muret 1955, J. Vernet 1961, M. Lanteaume 1962 - 1968).

- Une formation moyenne et supérieure de nature calcaire et dolomitique, avec de possibles accumulations salifères à sa partie supérieure. La partie moyenne a été attribuée par similitude au Trias à faciès germanique (Muschelkalk). La partie supérieure représente le Keuper (A. Faure-Muret, 1955; J. Vernet, 1961; M. Lanteaume 1962, 1968).

Le Trias inférieur (Werfénien) repose indifféremment sur le socle cristallin ou sur le Permien qu'il ravine.

Il est composé par deux ensembles lithologiques :

- un ensemble inférieur gréseux et conglomératique
- un ensemble supérieur schisteux et pélique.

A - Le Werfénien inférieur

Cette formation est caractérisée par des grès blancs de nature essentiellement quarzitique. Elle débute par des passées conglomératiques à galets de quartz rose plus ou moins roulés et de quartzites. Bien que ces niveaux plus grossiers soient récurrents, la série est caractérisée en général par un gradient d'affinement vers le haut.

Les ravinements banc sur banc sont fréquents à l'intérieur de la formation et les stratifications entrecroisées sont largement représentées.

Localement, les grains de quartz composant ces grès sont soudés par un ciment siliceux recristallisé secondairement, transformant la roche en grès-quartzite.

Des déformations synschisteuses affectent également ces niveaux. Les quartz sont alors étirés, allongés dans les plans de schistosité où ils sont nourris secondairement et se disposent en amandes. Dans les faciès très écrasés les galets de quartz rose subissent une déformation identique et apparaissent effilés, orientés selon les plans de schistosité.

Les recristallisations secondaires indurent ces niveaux du Werfénien inférieur qui donnent souvent une falaise dans la topographie. L'altération ankéritique peut être abondante et provoquer une érosion rapide.

B - Le Werfénien supérieur

A la bordure sud-orientale du massif de l'Argentera - Mercantour le passage entre les grès du Werfénien inférieur et les niveaux plus fins, schisteux et pélitiques du Werfénien supérieur a été décrit comme progressif et s'effectuant par des alternances de niveaux grossiers et de niveaux pélitiques (A. Faure-Muret, 1955; J. Vernet, 1961; M. Lanteaume, 1962, 1968; J.F. Toussaint, 1965).

Ces termes de passages sont également bien représentés dans le domaine étudié. Ils sont favorables au développement des structures disharmoniques (cf. col du Vei del Bouc, fig. 27).

1/ Au niveau du fort de la Marguerie :

La coupe levée au rive gauche du vallon de Caralaite, sur les contreforts SW du massif du fort de la Marguerie montre de bas en haut : (fig.10).

SW

NE

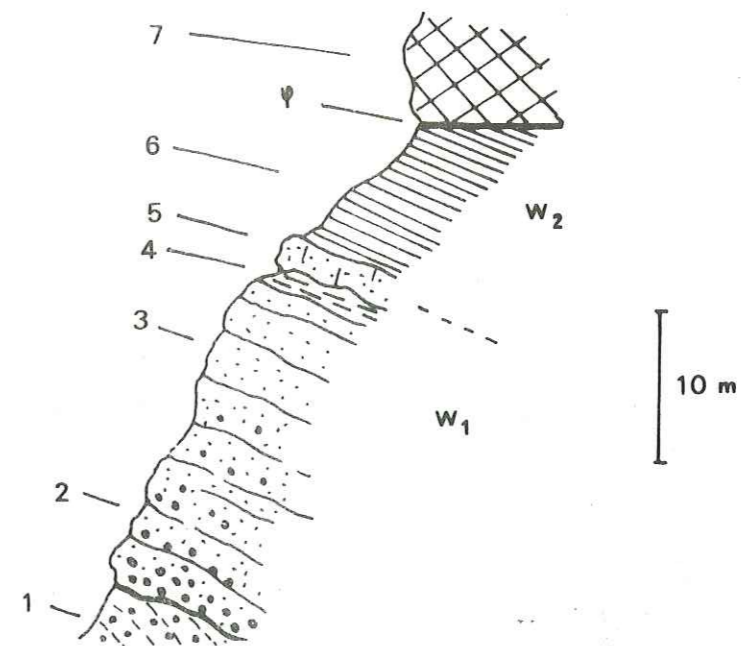


Fig. 10 : Coupe dans le Werfénien au niveau du fort de la Marguerie .

Légende dans le texte .

- les grès permians (1) ravinés par des conglomérats à galets roses
 - une série de grès grossiers s'affinant vers le sommet (2,3), affectée localement de recristallisations secondaires et mouchetée d'ankérite (3) (épaisseur 20 à 30 m)
 - Des schistes gréseux bleus, peu épais (30 cm), à délitage très fin présentant des ravinements à l'échelle centimétrique et millimétrique, des microravinements (les lits de quartz ravinant les lits argileux) (4) .
 - Des grès à ciment calcaire et argileux (2 m) (5). Ce niveau est rubéfié à sa partie supérieure et le ciment argileux est bien représenté. Il est chargé en oxydes de fer. Des traces de terriers peuvent être mises en évidence à ce niveau.
 - 5 à 10 m de schistes rouges, satinés représentant réellement le Werfénien supérieur. (6) .
- Le reste de la série est tronqué par les dolomies de la couverture du massif du fort de la Marguerie. (7).

2/ Au niveau du col du Sabion (fig. 11)

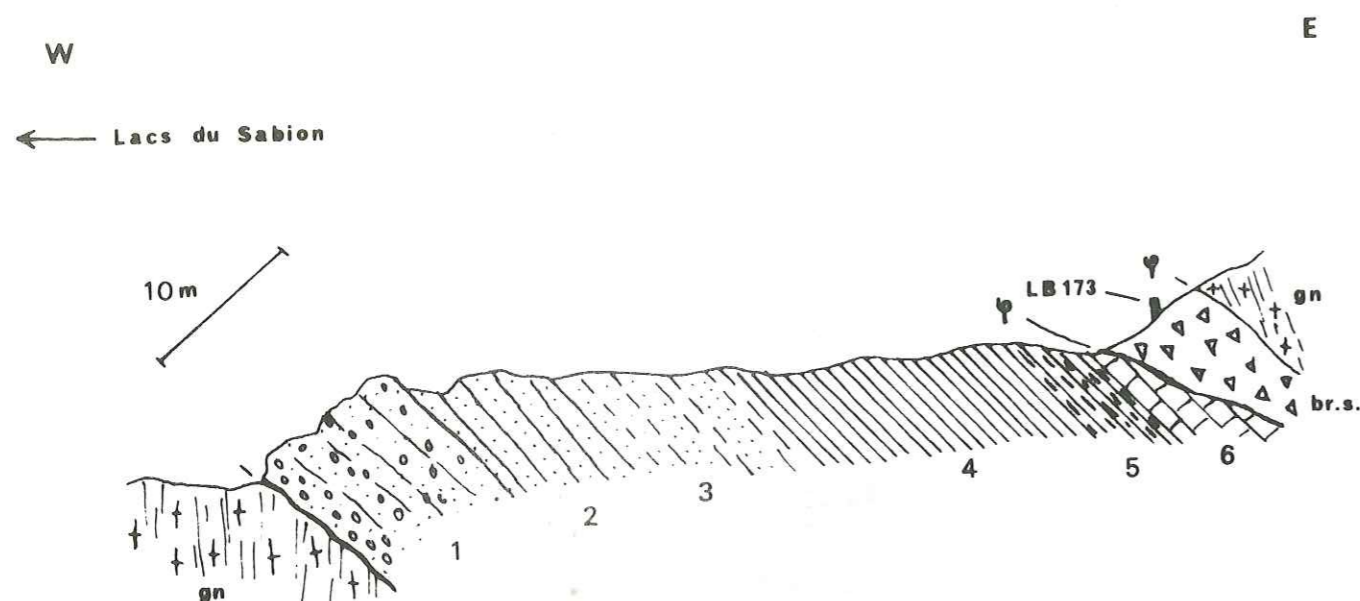


Fig. 11 : Coupe dans le Werfénien au niveau du col du Sabion . Légende dans le texte.
gn: gneiss , br. s. : brèches sédimentaires .

Sur les gneiss cataclasés des lacs du Sabion on distingue :

- 1 - 10 m. de grès conglomératiques à dragées roses, réparties en plusieurs niveaux, avec un granoclassement vers le haut, passant ainsi progressivement à des grès grossiers.
- 2 - Ceux-ci s'affinent pour correspondre à des grès quartzites très fins, verdâtres, homogènes avec des mouchetures ankéritiques ocres.
Les surfaces de stratification sont affectées de ripple-marks; épaisseur 5 m.
- 3 - 8 à 10 m. de grès blancs fins alternant régulièrement avec des passées décimétriques schisto-gréseuses vertes.
- 4 - 10 m. de schistes noirs ou jaunes
- 5 - 5 m. de schistes bleus en plaquettes
- 6 - 3 m. de dolomies légèrement gréseuses jaunâtres.

La série werfénienne supérieure se termine généralement par quelques mètres de dolomies jaunes, bien litées, se débitant en plaquettes. Elles sont souvent disharmoniques mais encore liées au schiste sous-jacent.

M. Lanteaume (1962, 1968) suppose la présence de gypse ou formations salifères au toit du Werfénien supérieur pour expliquer le décollement et l'indépendance par rapport aux gneiss, au Permien et au Werfénien, de l'ensemble de la série carbonatée de couverture.

La mylonitisation de ces niveaux gypseux correspondrait aux cargneules inférieures des auteurs.

Bien que les termes dolomitiques du Werfénien supérieur, et même localement les niveaux schisteux et gréseux (gare de Viève, rocce dell'Asino) soient écrasés et apparaissent cargneulisés, il n'a jamais été trouvé de gypse à ce niveau dans tout le domaine étudié.

- L'épaisseur de la série werfénienne est également variable, elle va de quelques mètres à 50 m maximum pour l'ensemble du Werfénien inférieur et supérieur; la partie basale détritique étant en général un peu plus développée que la partie schisteuse sommitale.

La série werfénienne peut s'amincir brusquement et disparaître totalement en commençant par le terme supérieur. Ce phénomène s'observe en particulier au S de Viève (Agaysseou - mont Branègue, vallon de Loubé). La couverture sédimentaire calcaréo-dolomitique repose alors directement sur les gneiss de la vallée de la Roya. Pour J. Vernet (1961) il s'agit d'une lacune de sédimentation. Mais il n'est pas impossible qu'il s'agisse en réalité d'une surface d'érosion.

- La répartition spatiale du Werfénien dépasse celle du Permien. Le Werfénien inférieur repose directement sur les gneiss, les ravinant (coupe unité de Viève - Valmasque) dans la vallée de la Roya et surtout au N de Castérine dans toute la région du Vei del Bouc et du col du Sabion. Dans le massif de la rocca dell'Abisso il fait toujours suite au Permien.

II.- Les FORMATIONS CARBONATEES du TRIAS et du JURASSIQUE

Les formations carbonatées du Trias et du Jurassique sont difficiles à définir stratigraphiquement. En effet elles sont, d'une part dépourvues de faunes caractéristiques sur le plan biostratigraphique et d'autre part très affectées par les événements tectoniques (phénomènes de recristallisation, néogènes, écaillages, troncatures, redoublements tectoniques, superpositions anormales, etc...).

Dans un souci d'objectivité, l'étude des séries calcaires et dolomitiques triasiques et jurassiques sera menée conjointement pour l'ensemble des deux systèmes. L'approche sédimentologique et stratigraphique de la couverture carbonatée anté-crétacée, à la terminaison sud-orientale du massif de l'Argentera - Mercantour, sera ainsi basée sur les seuls arguments déductibles de l'observation.

A - Les faits historiques : la conception classique :

Les auteurs qui ont étudié la stratigraphie des terrains secondaires de la bordure sud-orientale du massif de l'Argentera - Mercantour s'accordent pour reconnaître à la suite des niveaux dolomitiques du Werfénien supérieur une série triasique et jurassique à tendance provençale par opposition aux séries d'affinités plutôt dauphinoises décrites à l'extrémité septentrionale du massif. Ainsi les travaux de L. Bertrand, P. Fallot, A. Faure-Muret, M. Lanteaume, J. Vernet, A. Guillaume et R. Malaroda, conduisent au schéma stratigraphique suivant :

1°/ Le Trias moyen

A la base une série représentant le TRIAS MOYEN : composée par deux formations :

- a) Une formation inférieure : constituée de dolomies vacuolaires et de brèches cargneulisées, équivalente des "Cargneules inférieures"⁽¹⁾

A. Faure-Muret et P. Fallot rapportent également à cette formation des niveaux lités marno-calcaires jaunes et des calcaires roses marmoréens dans les régions du Vei del Bouc, du col du Sabion et du mont Paracouerte. Selon R. Malaroda (1974) et J. Vernet (1961). Ces niveaux représenteraient l'Anisien.

(1) Les observations relatives à cette formation sont résumées lors de l'étude structurale, conjointement à celle des brèches sédimentaires liées aux chevauchements avec lesquelles les cargneules inférieures ont souvent été confondues.

M. Lanteaume (1962, 1968) souligne que l'ensemble des "cargneules inférieures" ne peut être considéré comme un niveau stratigraphique défini, mais qu'il s'agit d'une zone d'écrasement alpine, cargneulisée, empruntant ses termes au toit du Werfénien supérieur et à la base de l'ensemble dolomitique de la couverture. Elle pourrait admettre du gypse par comparaison avec la série des Alpes du nord.

Selon A. Guillaume (1967, 1969), cette mylonitisation est également d'âge alpin, mais l'auteur y reconnaît avec J.F. Toussaint (1965) des accidents d'origine purement sédimentaire dans la région de Fontan.

- b) Une formation supérieure : "Les CALCAIRES et DOLOMIES du TRIAS MOYEN".

Cette série décrite dans le versant de Pautamon en rive gauche du vallon de Castérine et dans le mont Paracouerte par A. Faure-Muret et P. Fallot (1954) puis par J. Vernet (1961) est constituée de calcaires et dolomies lités, de couleur bleutée, alternant avec des marno-calcaires jaunes ou noirs et des passées plus schisteuses. Les auteurs y décrivent des lits de lumachelles et d'entroques, disséminés dans la série. Les seules faunes représentées sont de caractère alpin (traces recristallisées pouvant correspondre à des sections de diplopores (?) au mont Paracouerte et de polypiers indéterminables).

M. Lanteaume (1962, 1968) attribue ces dolomies gris sombre et calcaires dolomitiques lités au Muschelkalk, par comparaison aux faciès analogues connus dans le dôme de Barrot et qui ont livré *Coenothyris vulgaris* (A. Faure-Muret, P. Fallot, 1957).

A. Guillaume (1967, 1969) signale dans les niveaux dolomitiques sombres qui couronnent la série près de Fontan, des sections de gastéropodes et de débris d'algues indéterminables.

Selon cet auteur, les niveaux analogues de la cime de Salante contiendraient : *Diplopora uniserialis* et *Diplopora annulata* var. *debilis* caractérisant le Ladinien.

2°/ Des niveaux attribués au TRIAS SUPERIEUR

Bien qu'aucune coupe stratigraphique ne soit exploitable, A. Faure-Muret (1955) et A. Faure-Muret et P. Fallot (1954, 1956, 1957) distinguent au-dessus des dolomies du Trias moyen, un ensemble de "Cargneules supérieures"⁽¹⁾, composé de façon confuse, par des calcaires et dolomies vacuolaires et surtout par des amas de volumes considérables d'anhydrite et de gypse. Ces derniers seraient surmontés par des bancs de grès et des niveaux charbonneux (lignites de la vallée de la Roya) contenant *Equisetum mytharum* (M. Lanteaume 1954, A. Faure-Muret 1955, M. Lanteaume 1962, 1968) permettant de dater ces niveaux du Keuper moyen.

Dans la région étudiée, ces formations salifères n'ont jamais été décrites à l'affleurement ! Seule la masse de gypse et d'anhydrite traversée dans les tunnels du col de Tende est rapportée à ces cargneules supérieures par comparaison aux diapirs de la région de Sospel et Breil.

3°/ L'absence de LIAS :

A. Faure-Muret (1955), M. Lanteaume (1962, 1968), A. Guillaume (1967, 1969) soulignent l'absence caractérisée de formations lithostratigraphiques se rapportant au Lias à l'E de la Vésubie et au N de la Béonia, soit dans le domaine considéré.

L'attribution à titre d'hypothèse, par A. Faure-Muret et P. Fallot (1957) des calcaires bleus du plateau de la Nauca (région de Fontan) à l'Infra-Lias (Rhétien - Hettangien) reste sans arguments paléontologiques. Par ailleurs, J.F. Toussaint (1965) ne reconnaît pas de Lias dans les calcaires similaires du mont Agnelet qu'il attribue au Trias moyen. Enfin selon M. Lanteaume (1962, 1968) l'Infra-Lias pourrait être représenté dans cette région par des calcaires dolomitiques crèmes à patine rose, superposés aux "cargneules supérieures".

4°/ Un DOGGER mal caractérisé

Selon A. Faure-Muret et P. Fallot (1954), la série jurassique débute dans le massif du mont Chajol par un conglomérat à galets calcaires dolomitiques peu roulés et à ciment sombre qui pourrait représenter le Bathonien (?) ou le Callovien (?), puisqu'il supporte une série calcaréo-dolomitique

(1) Les niveaux réputés appartenir aux "cargneules supérieures" dans le périmètre d'étude, sont en fait des brèches sédimentaires dont l'étude est effectuée dans le chapitre : analyse structurale.

datée du Jurassique supérieur.

A. Guillaume (1967, 1969) souligne qu'aucun fossile caractéristique ne vient étayer cette hypothèse.

M. Lanteaume (1962, 1968) conclut de la même manière, en attribuant au Dogger des calcaires oolithiques graveleux dolomitisés, écrasés dans les dislocations tectoniques par comparaison avec le Dogger daté de la région de Sospel. Il rapporte également au Jurassique moyen les passées calcaires lumachelliques à bivalves du mont Chajol.

5°/ Une série calcaréo-dolomitique datée, représente le MALM

La coupe publiée par A. Faure-Muret et P. Fallot (1954) à partir d'affleurements dispersés dans le massif du mont Chajol fait apparaître un ensemble de calcaires dolomitiques sombres à lumachelles de bivalves, que les auteurs rapportent à l'Argovien et un ensemble plus massif de dolomies gris sombres et calcaires bleus à silex, datés du Kimmeridgien, surmontées de dolomies litées gris-clair.

M. Lanteaume (1962, 1968) et A. Guillaume (1967, 1969) décrivent dans toute la haute vallée de la Roya, une série du Jurassique terminal composée par des faciès calcaréo-dolomitiques contenant des Saccocomidae, *Globochaete alpina*, débris d'échinodermes et polypiers.

Enfin, J.F. Toussaint (1965, 1966) propose une révision stratigraphique de la série jurassique et crétacée des abords de Morgue, aux environs de Tende. Si cette étude a le mérite de corriger l'âge crétacé supérieur de niveaux conglomératiques attribués à tort au Néocomien, elle a par contre le défaut d'être située dans une zone d'intense déformation où les répétitions tectoniques par écaillage interdisent toute stratigraphie fine.

6°/ Conclusion sur les travaux anciens :

Les travaux antérieurs ont ainsi conduit au schéma classique suivant : (fig. 12).

		Principaux faciés ou formations	Preuves paléontologiques
JURASSIQUE	MALM	Série calcareo-dolomitique épaisse Lumachelles à bivalves ?	saccocomidae globochaete
	DOGGER	Lumachelles à bivalves ? Calcaires oolithiques graveleux ? Conglomérat à galets dolomitique ?	Aucunes
	LIAS	~~~~~ Lacune ? ~~~~~	
TRIAS	TRIAS SUPÉRIEUR KEUPER	" Cargneules supérieures "	niveaux charbonneux à <i>Equisetum mytharum</i> . (Keuper moyen).
	TRIAS MOYEN LADINIEN	Calcaires et dolomies gris-bleus (équivalent du Muschelkalk germanique) .	Rares diploporés localisés.
	ANISIEN ?	" Cargneules inférieures "	Aucunes
SOCLE CRISTALLIN ET TEGUMENT PERMO-WERFENIEN			

Fig. 12 : Les formations carbonatées du Trias et du Jurassique d'après les travaux antérieurs .

B - Description des séries carbonatées triasiques et jurassiques

C'est dans les massifs du mont Agnelet et du mont Chajol que les séries carbonatées triasiques et jurassiques sont les mieux représentées. Elles affleurent également dans la vallée de la Roya (Agaysseou, Ourtigue, Caramagne, Tavan) ainsi que sur le flanc E du mont Deveille et aux abords du fort de la Marguerie (fig. 13).

1/ Les massifs du mont Agnelet et du mont Chajol

Ce grand massif calcaréo-dolomitique occupe la partie centrale du domaine de cette étude. Il est constitué par le massif du mont Chajol, (2293 m) et des massifs adjacents : le massif du mont Agnelet (2201 m) au S, les massifs du Bouscaye et de Roc Gay au N, et la cime de Gratin à l'W. Il se prolonge vers l'E en direction du massif du mont Branègue dans la vallée de la Roya.

Le pendage de la série, assez régulier (monoclinal) 30° vers le NNE, montre des redressements locaux dûs aux diverses structures plissées et la série apparaît localement rétrodéversée vers le NNE.

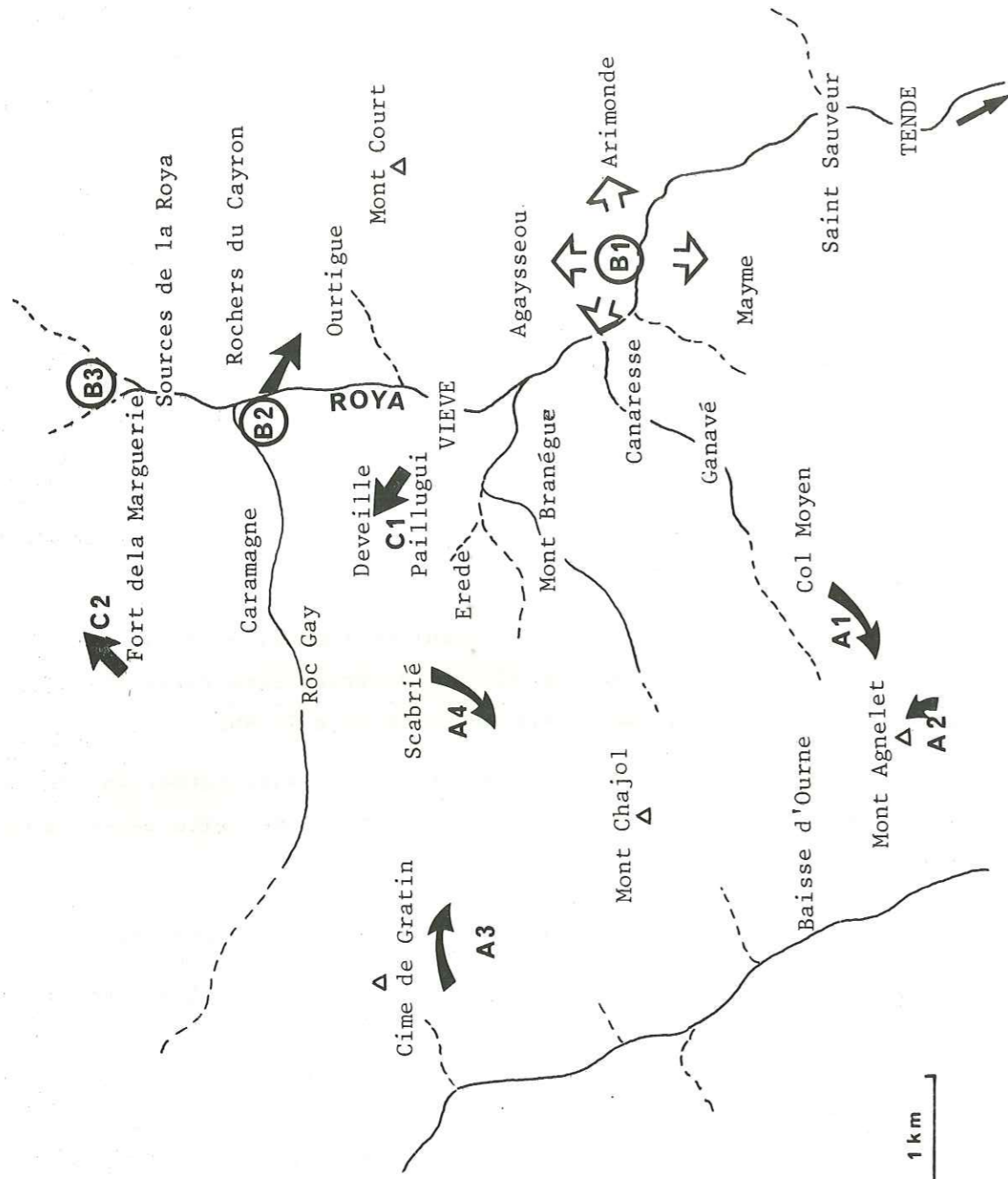
Plusieurs coupes dispersées dans tout le massif permettent de préciser l'aspect sédimentologique et stratigraphique de cette série calcaréo-dolomitique :

a) Le versant oriental du mont Agnelet : (fig. 14)

Cette coupe peut s'observer le long de la route reliant le col moyen à la baisse d'Ourne. La série carbonatée, constituant la couverture, repose en contact anormal sur les schistes et dolomies du Werfénien supérieur, par l'intermédiaire d'un niveau métrique de brèches sédimentaires à éléments polygéniques. Après quelques mètres d'éboulis récents masquant le contact lui-même, on peut observer la succession suivante, divisée en trois formations :

FORMATION A

1 - La série débute par des dolomites gris sombre (dolosparites) admettant des niveaux à oolithes spastolithisées (oosparites) et renfermant de rares fantômes de bioclastes, indéterminables. Ces niveaux dolosparitiques et oolithiques sont représentés sur une épaisseur d'environ 40 m, et contiennent en alternance des lits plus fins recristallisés. (Pl. B, photo. 1) .



- A₁ : Versant E du mont Agnelet
- A₂ : Versant S du mont Agnelet
- A₃ : Versant E du mont Chajol et de la cime de Gratin
- A₄ : Versant W du mont Chajol
- B₁ : Bassin de Viève-Tende
- B₂ : Vallées de la Roya, de Caramagne et d'Ourtigue
- B₃ : Amont des sources de la Roya
- C₁ : Massif de Deveille
- C₂ : Massif du fort de la Marguerie

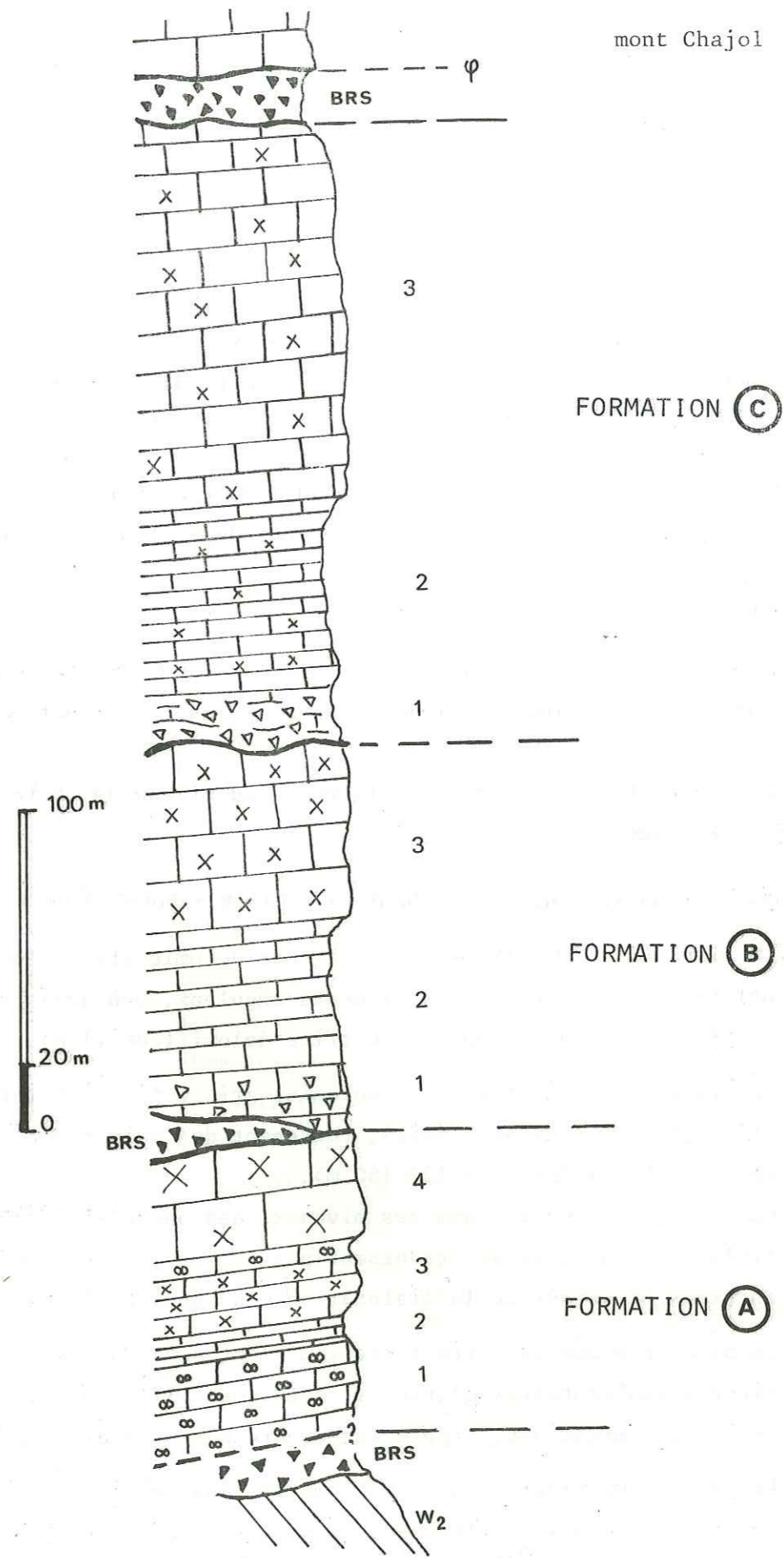


Fig. 14 : Coupe dans le versant oriental du mont Agnelet (entre col Moyen et baisse d'Ourne). br S : brèches sédimentaires
W₂ : Werfénien supérieur .

Fig. 13 : Localisation des coupes stratigraphiques dans les séries carbonatées triasiques et jurassiques

- 2 - Des dolosparites noires, recristallisées à mouchetures blanches (10 m ?). (Pl. B, photo. 2) .
- 3 - Au-dessus, des niveaux micritiques en lits plus fins, d'aspect homogène, sont caractérisés par la présence de valves d'ostracodes accompagnant des vestiges d'oolithes. (5 m ?).
- 4 - Cette série s'achève par des dolosparites recristallisées, blanches contenant des niveaux conglomératiques à éléments anguleux de dolomies grises dans un ciment de nature calcaire entièrement recristallisé et de couleur blanche. (30 m ?) .

A l'affleurement cette série est tronquée et recouverte par des brèches sédimentaires récentes à nombreux éléments de Werfénien pélimitique.

FORMATION B

Elle se superpose à la formation A, soit par l'intermédiaire des brèches sédimentaires, soit directement quand celles-ci ne sont pas représentées.

La base de cette formation B est tronquée au niveau du contact avec ces brèches récentes.

On peut reconnaître de bas en haut : (Pl. B, photo. 3 et 4) .

- 1 - Un niveau bréchiique à éléments de dolomie grise et de pélite caractérisé par des éléments anguleux, peu déplacés, simplement basculés dans une matrice dolomitique (1 m).
- 2 - Des laminites micritiques et dolomies grises finement litées et localement recristallisées, contenant des valves d'ostracodes et des pelletoides (e = 120-150 m).
 - . On remarque en outre dans ces niveaux, des passées nettement litées, bréchifiées se traduisant par le basculement d'éléments anguleux provenant de la dislocation d'un ancien litage.
 - . La mise en place de cette formation s'est accompagnée de figures sédimentaires d'origine mécanique telles que : granoclasements, laminations, ripple-marks, brèches synsédimentaires...
 - . La partie supérieure de cette formation apparaît largement recristallisée, mais l'alternance des laminites est toujours reconnaissable et ces niveaux contiennent encore des pelletoides et des ostracodes.

FORMATION C

Cette dernière formation très peu différente de la précédente en est séparée par des figures de ravinement et des brèches de laminites apparaissant plus tectonisées.

- 1 - brèche de laminites, sur laquelle on trouve
- 2 - 50 à 80 m de calcaires dolomitiques recristallisés, bien lités.
- 3 - environ 100 m de dolomie bleu noir, très recristallisée, correspondant à une ancienne laminite micritique en voie de dolomitisation. (Pl. B, photo. 5) .
Ces niveaux contiennent des valves de lamellibranches dessinant des figures géopètes et alignées selon les plans de stratification. De plus des restes de bioclastes estompés suggèrent la présence d'ostracodes et gastéropodes (?).

La succession stratigraphique observée dans la coupe du versant oriental du mont Agnelet peut donc se résumer à trois formations :

- 1 - La formation A basale, reposant en contact anormal sur le tégument werfénien par l'intermédiaire de brèches sédimentaires et composée par des calcaires oolithiques dolomitisés, et des dolomies primaires.
- 2 - La formation B, superposée à la précédente dont elle est séparée par un niveau métrique de brèches sédimentaires polygéniques à éléments tégumentaires dominants. Cette formation, constituée de laminites à ostracodes et pelletoides, est affectée de figures sédimentaires d'origine mécanique. Elle débute par un niveau métrique de brèche à éléments dolomitiques assez anguleux qui pourrait représenter le conglomérat décrit par P. Fallot et A. Faure-Muret (1954).
- 3 - La formation C, très peu différente de la formation précédente qu'elle semble raviner, avec des niveaux bréchifiés et tectonisés, présentant localement des figures de courant.
Cette formation est dolomitisée.

Ces trois formations très dolomitisées n'ont livré aucun fossile déterminable pouvant servir à la datation de la série.

b) Le versant méridional du mont Agnelet : (localisation fig. 13).

Le contact des formations carbonatées s'effectue ici sur les grès de la série permienne du "Bégo", soit directement, soit par l'intermédiaire de brèches sédimentaires polygéniques à ciment calcaire, pouvant dépasser 50 m d'épaisseur.

De bas en haut on peut distinguer la succession lithologique suivante : (fig. 15). (Pl.B , photo. 6).

- 1 - La base de la série est représentée par une alternance de laminites micritiques sombres ou claires sur 20 à 25 m. Ces niveaux renferment des valves d'ostracodes, des restes de bivalves et des pellesoïdes.
- 2 - Cette succession laminitique est interrompue par un niveau décimétrique de brèche silicifiée à éléments anguleux d'une roche calcaire litée à grain fin ou de roche litée à passées détritiques. Cet horizon silicifié n'a pas été retrouvé ailleurs, dans le domaine étudié.
- 3 - Le faciès basal laminitique semble à nouveau représenté au-dessus de cette brèche silicifiée. Ce sont des alternances, plus ou moins bréchifiées de pelmicrites contenant des voiles algaires, des structures ocellées, des pellesoïdes et des ostracodes. (20 m)

Cette série est tronquée par un niveau décamétrique de brèches sédimentaires polygéniques. De plus elle ne semble pas avoir une extension latérale considérable. En effet, elle ne figure pas sur une coupe située quelques centaines de mètres à l'E, où seules affleurent les brèches sédimentaires sur une épaisseur dépassant 100 m.

Ces brèches sédimentaires sont surmontées par une seconde formation calcaréo-dolomitique présentant les faciès suivants :

- 4 - Un niveau basal, constitué de dolosparites et oosparites à fantômes de bioclastes indéterminables. (10-20 m ?).
- 5 - 20 à 30 m de calcaires micritiques très déformés constituant une falaise abrupte. Une intercalation de brèches sédimentaires découpe une nouvelle fois la succession lithologique;

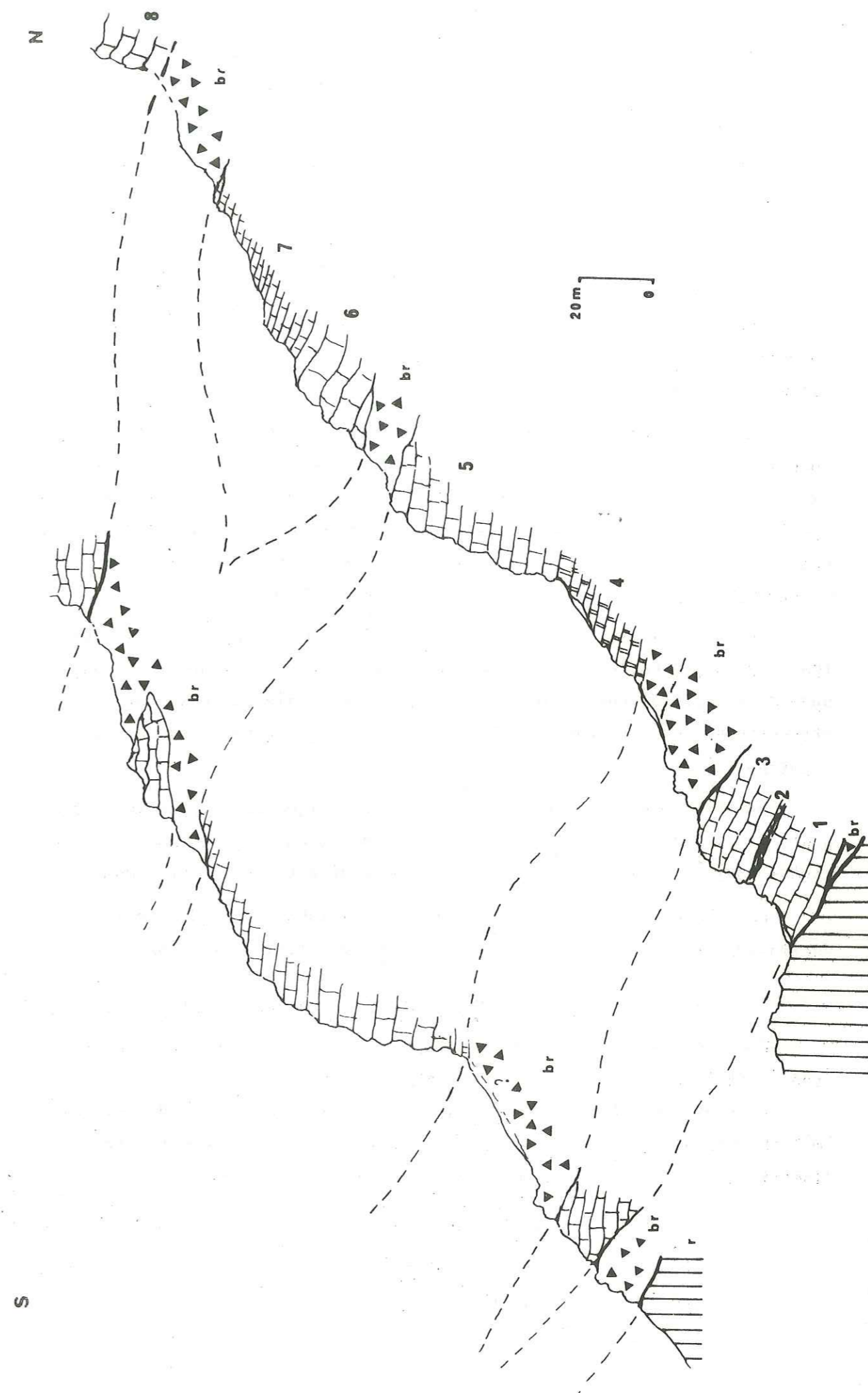


Fig. 15 : Coupes dans le versant méridional du mont Agnelet . n. Permien , br. brèches sédimentaires récentes .
Légende dans le texte .

cette formation récente est également subordonnée à une autre série carbonatée, très variable en épaisseur, disparaissant latéralement et représentée de bas en haut par :

- 6 - des calcaires micritiques avec taches concentriques dolomitisées et fantômes d'oolithes spastolithisées, (0-20 m) .
- 7 - Des laminites granoclassées pouvant dépasser 80 m d'épaisseur et caractérisées par l'existence de lits à pellesoïdes. (Pl. C, photo. 1) .

Une troisième interruption de la série par des brèches sédimentaires permet de séparer de ces formations inférieures, la série qui couronne le mont Agnelet et que l'on peut suivre jusqu'à la baisse d'Ourne. (8) .

Ainsi le sommet de ce massif est constitué par des dolosparites et oosparites dans lesquelles on peut reconnaître, outre un litage affecté localement de déformations synsédimentaires, des fantômes d'oolithes, des pellesoïdes et des traces de bioturbation. Ces niveaux dolomitisés montrent en outre quelques sections très recristallisées d'une algue (Dasycladacée probable). Cette dernière formation a environ 100 m d'épaisseur .

Au premier abord, le versant méridional du mont Agnelet paraît aussi formé de quatre unités lithostratigraphiques séparées les unes des autres par des intercalations de brèches sédimentaires. Mais les observations stratigraphiques effectuées latéralement contredisent cette succession apparente.

En effet, non seulement la série dolosparitique et oosparitique (4-7) qui correspond à la partie supérieure du massif, mais également les formations basales (1-3) semblent se réduire pour disparaître latéralement.

Cette disposition correspond plus vraisemblablement à des écaillés de la couverture carbonatée, disposées sous le sommet du mont Agnelet.

c) Conclusions sur la série de couverture du massif du mont Agnelet

D'un versant à l'autre de ce massif, les séries carbonatées apparaissent identiques au point de vue lithologique.

Elles sont essentiellement constituées par la succession de séquences oolithiques dolomitisées, quelquefois bréchiques, passant à des alternances laminitiques micritiques à nombreux ostracodes et pellesoïdes.

L'absence caractérisée d'horizons repères, datés par une flore ou une faune caractéristiques, ne permet aucune datation relative de ces séries carbonatées. Privé d'arguments paléontologiques il ne m'est pas possible de conclure, de façon définitive, sur l'âge triasique ou jurassique de ces séries.

Cependant des corrélations semblent possibles sur les plans lithologiques et sédimentologiques d'un versant à l'autre. Les formations A, B, C du versant oriental pourraient correspondre aux deuxième, troisième et quatrième niveaux carbonatés décrits dans le versant méridional. Ainsi l'assise laminitique de base et son horizon silicifié décrits dans le versant méridional ne seraient pas représentés à l'W du mont Agnelet. Ce fait semble bien corroboré par les importantes réductions en épaisseur constatées latéralement.

Enfin, dans la bordure S W du mont Agnelet, la série carbonatée supérieure est séparée du socle permien par 150 à 200 m de brèches sédimentaires et les niveaux calcaires ou dolomitiques inférieurs ne peuvent être suivis de façon continue.

Il faut rappeler que les quatre séries sédimentaires observées au S du mont Agnelet sont tronquées tant à leur base qu'à leur sommet, au contact des intercalations de brèches sédimentaires récentes, ce qui rend malaisé toute corrélation précise, car il est difficile de savoir si la série est observée dans son entier développement ou si l'affleurement présente la série amputée de sa partie basale, sommitale ou des deux à la fois.

d) Le versant occidental du mont Chajol et la cime de Gratin
(localisation fig. 13) .

Les séries carbonatées représentées respectivement en rive gauche de la Valmasque et de la Béonia, sur le flanc occidental de la cime de Barsenzane, de la cime de Gratin et des monts Chajol et Agnelet sont divisées en deux formations majeures séparées par un niveau plurimétrique de brèche sédimentaire, repéré depuis la cime de Barsenzane jusqu'à la baisse d'Ourne.

La formation inférieure est composée par des faciès rappelant ceux du mont Agnelet précédemment décrit. Ils sont le plus souvent disposés en blocs décamétriques, voire même hectométriques au sein de matériaux bréchiques peu déformés, contenant aussi une matrice d'éléments plus fins.

Elle est constituée par : (Pl. F , photo 3) .

- des dolosparites et des dolomicrosparites à plages sparitiques de dédolomitisation. Ces roches renferment des vestiges de bioclastes très estompés (gastéropodes ?), ou des fantômes d'oolithes donnant un aspect moucheté à la roche. Il faut également y signaler la présence de nombreux minéraux de néoformation.

Ces faciès furent proposés comme appartenant au Jurassique par A. Faure-Muret (1967).

- des dolomicrites roses, avec nombreux minéraux de néoformation dans les passées micritiques. Quoique très schistosées, elles montrent encore des fantômes de pelletoides.

Cette formation inférieure représente l'équivalent latéral des séries carbonatées du mont Agnelet, d'après ses affinités pétrographiques mais ayant subi ici un démantèlement et des contraintes mécaniques beaucoup plus accusés. Son épaisseur est d'ordre hectométrique .

. La formation supérieure repose sur la formation inférieure par l'intermédiaire de brèches sédimentaires.

Dans le massif de la cime de Gratin, on peut observer la succession suivante :

1 - Une dolomicrosparite à fantômes d'oolithes et gros pelletoides, à rares bioclastes déformés (crinoïdes). (Pl. C ,photo. 2 et 3) .

2 - Une biopelmicrite, affectée de figures sédimentaires d'origine mécanique (ripple-marks, granoclassement) contenant des sections de *Saccocoma* sp. ainsi que de nombreux bioclastes fins dont : *Calpionella alpina* (Lorenz), *Globochoete alpina* (Lombard), des petites radioles d'oursins, des spicules d'éponges et de rares sections de foraminifères (*Spirillina*), les pelletoides représentent une vase micritique resédimentée. (Pl. C , photo.4 et 5) . Des traces de bioturbation indiquent la présence d'une faune benthique. Ce dépôt pélagique fossilifère permet d'attribuer les couches du sommet de la cime de Gratin à la limite Jurassique supérieur - Crétacé inférieur.

Il est subordonné géométriquement à la série crétacée de la cime de Bouscaye. Cette formation supérieure représente, au moins par son sommet, le Malm et sa puissance varie de 200 à 250 m au maximum.

e) Versant oriental du mont Chajol

Les faciès représentés dans le versant oriental sont de même type que ceux qui ont été observés dans le versant occidental. On peut citer en particulier :

- dans le massif de roc Gay, au revers NE du massif du mont Chajol

. une dolobiomicrite litée, assez homogène, et schistosée.

Cette roche contient des bioclastes, *Saccocoma*, calpionelles, spicules, caractéristiques de la limite Jurassique supérieur - Crétacé inférieur. Cette dolobiomicrite présente localement des silicifications (chert). (pl. D photo.1), avec calcédonite et quartz, accompagnant de grands rhomboèdres de dolomie résiduelle isolés.

. Ces couches se terminent par une dolosparite à fantômes d'oolithes hétérométriques et des pelbiomicrites litées, à débris de crinoïdes et de pelletoides.

Elles sont subordonnées aux calcaires néocomiens du flanc N-E du mont Deveille.

- dans le vallon de Scabrie, les roches carbonatées correspondant à la formation supérieure du massif du mont Chajol s'achèvent avant la série crétacée de Bouscaye par des dolosparites, localement micritisées, contenant des oolithes plus ou moins comprimées, étirées et montrant une texture spastolithique. Elles contiennent des bioclastes : gastéropodes, fragments d'échinodermes et polypiérites recristallisés de stylinidés. (Pl. D, photo. 2) Elles présentent des affinités pétrographiques avec les faciès de roc Gay, rapportés au Jurassique supérieur.

2/ La vallée de la Roya

Les affleurements de roches carbonatées triasiques ou jurassiques de la vallée de la Roya sont répartis en trois zones distinctes, séparées par des formations variées mais le plus souvent par les calcschistes du Crétacé supérieur. (fig. 13) .

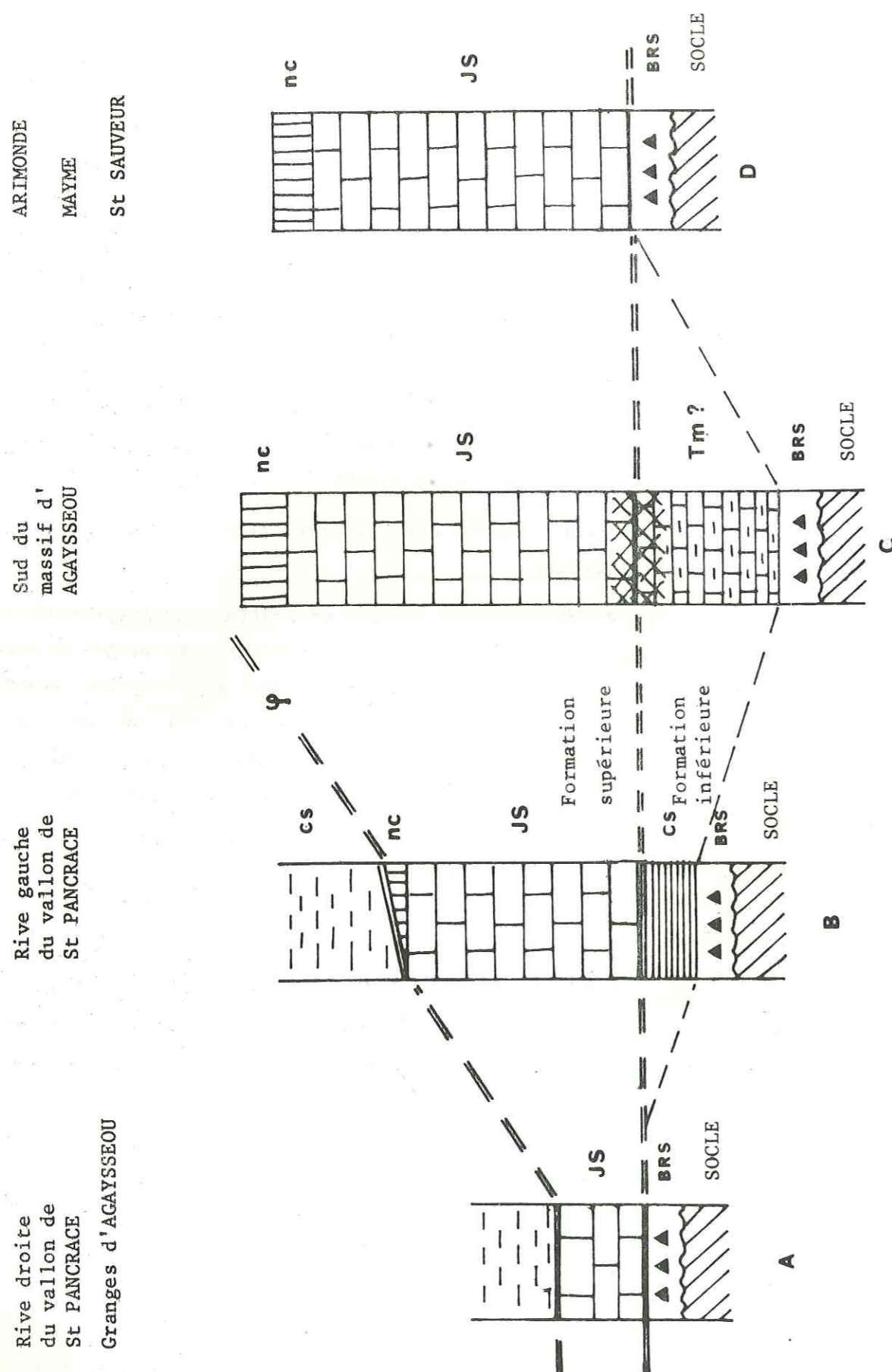


Fig. 16 : Disposition des ensembles carbonatés du Trias et du Jurassique dans le massif d'Agaysseou .

Js: Jurassique supérieur, Nc: Néocomien, Cs: Crétacé supérieur, br.S: brèches sédimentaires récentes .

a) Bassin de Viève - Tende

Un premier groupe d'affleurements correspond aux versants du bassin de Viève - Tende. Sa distribution géographique couvre en partie les massifs des rochers Saint-Sauveur et de Mayme et les rochers d'Arimonde au voisinage de Tende; elle s'étend aussi aux massifs d'Agaysseou, de Branègue, de Canarresse et de Loubé aux abords de Viève.

Ces derniers affleurements correspondent d'ailleurs aux prolongements orientaux des versants du mont Chajol et du mont Agnelet.

Au revers S du massif d'Agaysseou et dans le vallon d'Arimonde (rive droite) on peut mettre en évidence la succession lithologique suivante, reposant sur un niveau métrique de brèches sédimentaires polygéniques à éléments tectonisés de socle et de couverture : (fig. 16)

1 - Une formation inférieure dolosparitique épaisse d'une trentaine de mètres au maximum.

Elle correspond à une oobiosparite, tardivement dolomitisée, car la dolomitisation cicatrise une première génération de diaclases. On peut reconnaître dans cette formation des fantômes d'oolithes, accompagnés de débris estompés de bioclastes (bivalves, ostracodes). (Pl.D , photo. 3) .

La partie supérieure de cette formation basale est caractérisée par une intercalation métrique de roches écrasées bréchifiées. Dans les éléments dolosparitiques écrasés montrant des cristaux de dolomie encapuchonnés, de dolosparite claire ou de dolomicrite, on peut encore reconnaître des fantômes d'oolithes et de crinoïdes. Cette brèche d'origine manifestement tectonique souligne la présence d'un contact anormal, d'ailleurs bien visible sur le terrain, et séparant cette formation inférieure d'une formation également dolomitique, directement superposée à la précédente, en rive droite du vallon d'Arimonde. (Pl. D, photo. 4) .

2 - Une formation supérieure, épaisse de 100 à 150 m correspond à une biopelmicrite largement recristallisée, et renfermant des *Saccocoma* sp. souvent perforés, cariés, resédimentés et accompagnés de *Globochaete alpina* ainsi que de minces tests de bivalves . Les pelleteïdes roulés et le remplissage de bioclastes par un matériau micritique plus sombre que la matrice permet d'évoquer un transport sur le fond et une resédimentation. (Pl. E, photo. 1) .

Ces niveaux correspondent à la limite du Jurassique supérieur et du Crétacé basal.

Observations latérales de part et d'autre de cette coupe : (Fig. 16)

- vers le S dans les rochers de Saint Sauveur et de Mayme près de Tende, ainsi qu'en rive gauche de la vallée de la Roya dans les rochers d'Arimonde et de Morgue, la formation inférieure n'est pas représentée. Son extension ne dépasse pas vers le S E la transversale du vallon d'Arimonde. On constate ici le contact de la formation supérieure (Jurassique terminal) sur le socle ou sur le tégument par l'intermédiaire ou non de brèches sédimentaires. (Fig. 16 coupe d) .

- vers le N W dans le vallon de Saint Pancrace, la disparition brutale de la formation inférieure s'observe en rive droite ou le Crétacé supérieur, représenté par des calcschistes planctoniques écrasés, apparaît au niveau du contact des deux formations précédemment décrites et repose sur les gneiss par le seul intermédiaire de brèches sédimentaires.

Cette formation inférieure semble réapparaître au fond du vallon de Saint Pancrace, sous le Crétacé supérieur, sous forme d'une dolomicrite à fantômes de bioclastes et pseudomorphoses calcitiques de cristaux de gypses.

La formation supérieure calcaréo-dolomitique, identique à celle du revers S du massif, se retrouve au-dessus des calcschistes du Crétacé supérieur. (Fig. 16 coupe b) .

- En rive droite du vallon de Saint Pancrace et au niveau des granges d'Agaysseou, la formation inférieure dolomitique et les calcschistes planctoniques du Crétacé supérieur disparaissent tandis que la formation supérieure se réduit (moins de 10 m aux granges d'Agaysseou). Cette formation supérieure vient reposer sur le socle gneissique ou sur le Werfénien toujours par l'intermédiaire de brèches sédimentaires.

Elle est constituée par une biopelmicrite à éléments hétérométriques, contenant des fragments de gastéropodes, des spicules d'éponge, des calpionelles à remplissage phosphaté caractérisant une resédimentation avec pellesitoïdes arrondis. Cette formation représente un dépôt pélagique datant du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur. (fig.16 coupe a) .

(Pl. E, photo 2) .

- En rive droite de la Roya, dans la région de Canaressse et dans le massif du mont Branègue deux formations apparaissent séparées par des brèches sédimentaires. La formation basale est très recristallisée et montre des faciès cargneulés (cf. Fig. 48) Elle prolonge la formation A du col Moyen.

La formation supérieure, présente un faciès de dolomies bréchiques à éléments de dolosparites et fantômes d'oolithes. Elle est également très recristallisée.

Au sommet de la série du mont Branègue ces dolomies secondaires sont très recristallisées et montrent la genèse de grands cristaux de dolomie à cheval sur plusieurs oolithes d'oosparite originelle.

Latéralement, au N du mont Branègue, aux abords des sources de la Masquette ces faciès montrent des bancs de brèches à éléments dolomicritiques dans une matrice sparitique blanche et des pelbiomicrites à gastéropodes à spires allongées avec nombreux pellesitoïdes plus ou moins alignés, des ostracodes et des fantômes de foraminifères.

On peut aussi y reconnaître un granoclasement et des pellesitoïdes hétérométriques (des coprolithes probables bien calibrés). Des voiles algaires représentés par des lits micritiques abritent des plages sparitiques.

L'appartenance au Jurassique supérieur de cette dernière formation semble probable par affinités pétrographiques des faciès voisins et par la présence de gastéropodes à spires allongées.

Enfin ces faciès comportent latéralement vers le S W, en rive gauche du vallon de Consciente (Ganavé), des microlumachelles à tests de bivalves et débris squelettiques d'échinodermes. Ces roches sont recristallisées, fortement diaclasées et paraissent situées à proximité d'un contact anormal. Elles sont riches en albite de néoformation. (Pl. E , photo . 3 - 4 - 5 - 6) .

Conclusion :

Les formations carbonatées de la vallée de la Roya présentent entre Viève et Tende deux ensembles lithostratigraphiques séparés par une surface de contact anormal.

Ces deux ensembles affleurent de façon discontinue et leurs puissances respectives varient beaucoup d'un endroit à l'autre.

Par comparaison au massif du mont Chajol, la formation inférieure semble représenter l'équivalent des formations A, B et C du massif du mont Agnelet au moins en ce qui concerne les affleurements d'Agaysseou, d'Arimonde, de Mayme et de Saint Sauveur. Quant aux affleurements du vallon de Consciente, à ceux de Canaresse et du massif de Branègue, l'appartenance de l'ensemble supérieure au Jurassique n'est pas démontrée et les deux formations rencontrées pourraient être triasiques et mises en parallèle avec les formations A, B et C du versant oriental du mont Agnelet. Dans ces conditions, le Crétacé supérieur du bassin de Viève serait alors en contact direct sur l'ensemble carbonaté qui constitue le mont Agnelet (?).

b) Vallée de la Roya, vallons de Caramagne et d'Ourtigue (Fig. 13)

Un second groupe d'affleurements occupe le confluent de la vallée de la Roya avec les vallons de Caramagne et d'Ourtigue.

Les roches qui le constituent sont en tout point comparables à celles qui sont décrites dans le versant oriental du mont Chajol (roc Gay, Scabrié). Ce sont des calcaires micritiques à grands rhomboèdres de dolomie, renfermant de rares bioclastes. De nombreux faciès dolosparitiques d'origine structurale masquent les relations entre ces couches et des niveaux supérieurs, à silicifications noduleuses identiques à ceux de roc Gay et constituées par des pelbiomicrites, localement dolomitisées, à entroques, tests de bivalves et nombreux foraminifères. Ces affleurements sont tous attribuables au Jurassique supérieur et directement comparables à ceux du massif du mont Chajol.

c) Amont des sources de la Roya (Fig. 13) .

Enfin en amont des sources de la Roya, près de l'entrée S du tunnel routier du col de Tende et dans le vallon de Tavan, affleure une série calcaréo-dolomitique très écrasée, épaisse de 80 à 100 m au maximum. Essentiellement composée par des calcaires micritiques gris bleuté, par des microsparites et des dolomicrites schistosées, elle présente une schistosité marquée par l'alignement de débris argileux et limonitiques.

La mise en évidence de relations précises entre ces différents faciès et la reconnaissance d'éléments bioclastiques est impossible tant la déformation de ces roches est importante. Aussi aucune corrélation n'est possible avec les autres séries.

3/ Les massifs du mont Deveille et du fort de la Marguerie

Sur le versant S E du mont Deveille, en rive gauche de la vallée de la Roya, les faciès calcaréo-dolomitiques aux abords des granges de Viorenque, Paillugui, Erede et Moutte constituent une série épaisse au maximum de 80 à 90 m, tectoniquement intercalée entre deux puissantes masses de calcschistes du Crétacé supérieur. (Fig. 13)

La succession lithostratigraphique fait apparaître dans cette série deux ensembles principaux, en superposition géométrique.

- a/ un ensemble inférieur de calcaires dolomitiques lités
- b/ un ensemble supérieur de calcaires recristallisés plus massifs.

a/ ensemble calcaréo-dolomitique (fig. 17)

La série calcaréo-dolomitique constituant l'ensemble basal est représentée avec son maximum d'ampleur à hauteur des granges de Paillugui.

On y relève la coupe suivante : Fig. 17 (1) .

- un premier ensemble carbonaté à laminae centimétriques entrecroisées (bancs de 3 cm en moyenne), avec des passées bréchiques à éléments hétérométriques, anguleux, craquelés, paraissant brisés in situ et composés essentiellement de dolopelmicrites sombres, dolomicrites litées et dolomicrosparites, alors que la matrice de couleur claire est composée de microsparite disposée en mosaïque équi-granulaire.

Dans chaque laminae, les éléments figurés semblent le plus souvent granoclassés. Les bancs les plus fins sont disloqués, perturbés ou faiblement déplacés et même quelquefois basculés dans la matrice, de là un aspect de brèche.

Ce type de déformation s'accompagne à ce niveau de micro-slumpings et disharmonies.

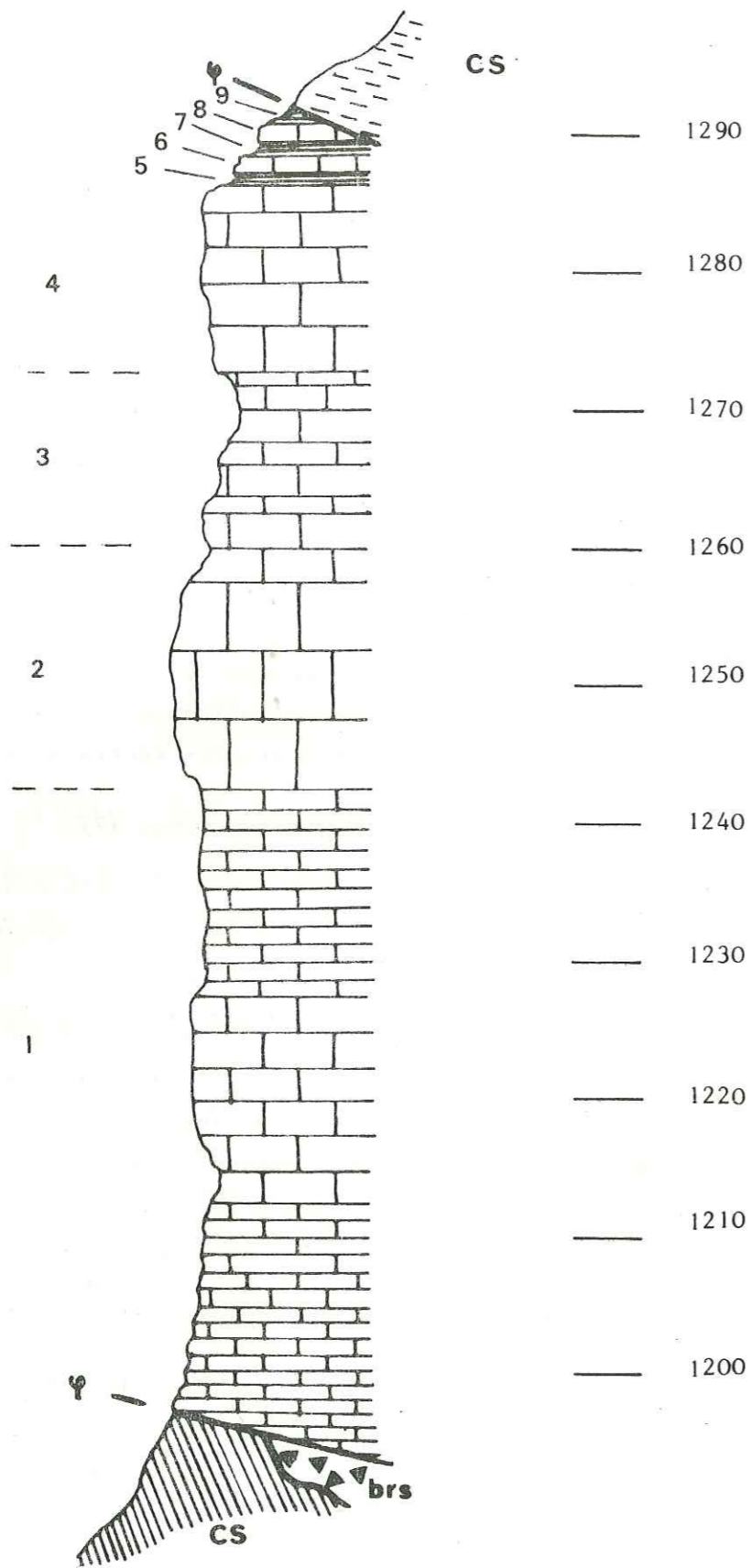
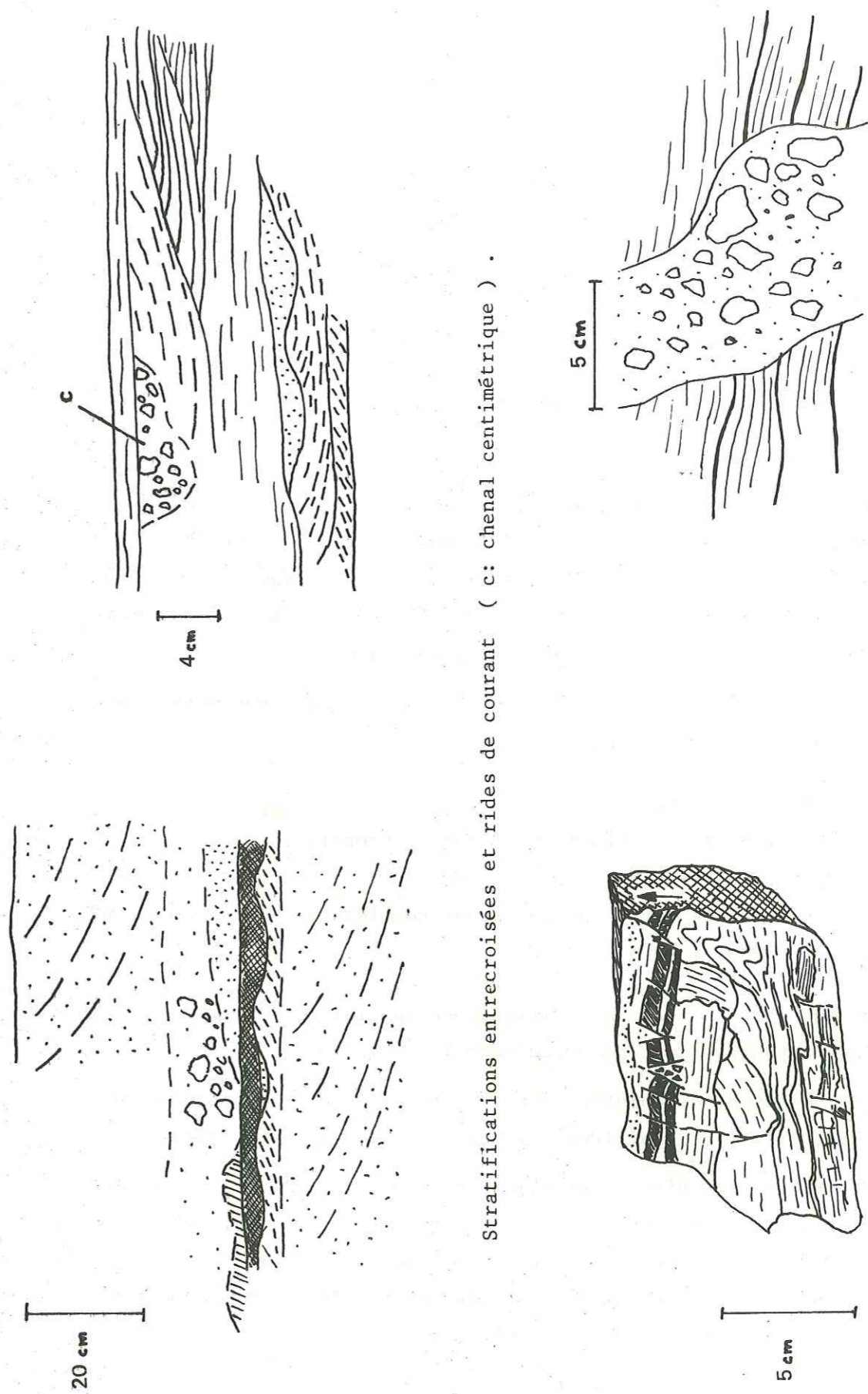


Fig. 17 : Coupe au niveau des granges de Paillugui (massif du mont Deveille)
 Cs.: Crétacé supérieur , brS.: brèches sédimentaires .
 Légende dans le texte .



Stratifications entrecroisées et rides de courant (c: chenal centimétrique) .

Bréchification d'un banc centimétrique
 et figures de glissement dans les laminites

Fente synsédimentaire à remplissage
 bréchique .

Fig. 18 : Figures sédimentaires dans les calcaires de Paillugui .

- Ces laminites sont surmontées par des bancs plus épais, d'ordre décimétrique, avec une importante bréchification de même style. Fig.17 (2) .
- Ces faciès à dominante calcaire apparaissent monotones. Des assises moins résistantes leur font suite, leur nature plus dolomitique leur confère une couleur plus sombre. Ce sont des pelmicrosparites, litées à l'origine, renfermant de rares bioclastes, des pelleteïdes micritisés et des traces de bioturbation. Fig. 17 (3)
- Des calcaires gris font suite à ces niveaux dolomitiques. Ils renferment des oolithes et des pelleteïdes et sont disposés en bancs centi - ou décimétriques. Fig.17 (4) .

Ces couches sont également fragmentées et on y enregistre l'apparition de fentes (diaclasses synsédimentaires ou syndiagénétiques) entre les différents blocs. Ces fentes sont comblées par une fine brèche d'origine locale. Ces microcassures s'amortissent très rapidement, et les bancs passent en continuité de part et d'autre de ces fentes (fig. 18). Elles ne correspondent pas à des joints d'origine tectonique.

Enfin ces calcaires présentent de nombreuses figures sédimentaires (fig.18) parmi lesquelles on remarque :

- des ripple marks
- des figures de ravinement (matériel grossier)
- des stratifications entrecroisées
- des microchenaux centimétriques comblés par des microbrèches
- des granoclassesments.

Quelle que soit la position verticale ou spatiale des figures observées elles indiquent toujours une polarité normale de la série.

Des phénomènes de dissolution sont enfin responsables de la genèse de joints stylolithiques d'ailleurs présents dans toute cette série.

Au microscope, ces niveaux apparaissent comme une oosparite, grossièrement litée avec des passées spastolithiques avec oolithes déformées ou brisées sur place. Des traces de bioturbation sont figurées par des passées microsparitiques (terriers). Des restes de bioclastes sont également micritisés (bivalves). (Pl. F , photo 2) .

- Le sommet de la coupe est représenté aux granges de Paillugui, par l'alternance de calcaires et de niveaux plus fins de nature argileuse.

- . Un premier niveau de shales pyriteux, brunâtre est formé d'une pâte litée, pigmentée de grains de pyrite plus ou moins oxydés. Ces argilites renferment des débris ligneux et des spores déterminées par J.J. Chateauneuf (B.R.G.M., Orléans) comme *Tasmanaceae* carbonisées. Fig. 17 (5) .
- . Leur fait suite, un banc calcaire de texture bréchique, à éléments de laminites sombres et claires, quelquefois lités (shales, micrites, microsparites). On y reconnaît des plages à coprolithes micritisés bien calibrés et homogènes. Fig. 17 (6) .
- . Un second niveau de shales contient des petites lentilles micritiques ou microsparitiques. Il est aphytique. Fig.17 (7)
- . Les calcaires laminitiques qui les recouvrent renferment des ostracodes, des spores ou grains de pollen aplatis entre les laminae. Fig. 17 (8)
- . Enfin sous la surface qui tronque la série et sous les calcschistes du Crétacé supérieur, la série se termine par des laminites, à litage très fin alternant avec des shales argileux. Ce dernier horizon situé près de la zone de contact est fortement déformé. Fig. 17 (9)

b) Ensemble de calcaires recristallisés

La suite de cette série peut cependant être observée au niveau des granges Erede et Moutte à la faveur de variations de pendage dues aux plissements de la partie distale de ces couches. Les enveloppes successives apparaissent alors de plus en plus récentes vers les granges Moutte et des replis synclinaux à coeur crétacé (Gault et Crétacé supérieur) sont observable.

Ainsi au-dessus de ces assises calcaréo-dolomitiques des granges de Viorenque et Paillugui on note :

Des calcaires dolomitiques massifs, recristallisés dont l'étude microscopique révèle la présence de brèches à éléments dolomicritiques dans une matrice sparitique ou à éléments dolosparitiques ayant subi des contraintes enregistrées par la courbure des clivages cristallins, ou encore de brèches à éléments biomicritiques avec des débris de test de mollusques, des fantômes de pelleteïdes ou d'oolithes micritisées, de rares *Saccocoma* et surtout des sections de Tintinnoïdiens caractérisant un âge Jurassique supérieur - Crétacé inférieur. (Pl. E , photo 7) .

. Une série calcaréo-dolomitique et des dolomies affleurent au revers S W du fort de la Marguerie et sur le flanc S W du massif de Pernante.

Dans le domaine étudié, on peut suivre cet affleurement jusqu'au revers N de la cime de Salante en direction du monte Chiamossero. Cette série est très comparable à celle du mont Deveille. Elle est composée :

- de micrites à lits d'éléments terrigènes, débris phosphatés (écailles de poisson ?), pelleteïdes, oolithes micritisées et mauvaises sections de foraminifères. (Pl.F photo 1) .
- ces niveaux sont entrecoupés de passées bréchiques de dolosparites à fantômes d'oolithes contigues, calibrées (oosparite), à structure radiée, compactées et entourées de liserés micritisés. Ils contiennent des plages à grands cristaux de dolomie, encapuchonnée, ferrugineuse, à clivages marqués et fort relief.

La série s'achève par quelques mètres de dolomies recristallisées pouvant représenter le Jurassique par comparaison aux faciès observés aux granges Erede et Moutte.

C - Conclusions

Les formations carbonatées triasiques et jurassiques ne fournissent que peu d'éléments de datation par leur microfaunes :

Jusqu'à présent seuls quelques niveaux dolomitiques semblent datés du jurassique supérieur et crétacé basal avec des Tintinnoïdiens, des Calpionelles et des Saccocomidés.

La répartition de ces faciès du Malm terminal semble assez homogène puisqu'ils sont présents aux trois angles du massif du mont Chajol (Scabrie, cime de Gratin, roc Gay). Ils existent encore dans la vallée de la Roya (Agaysseou, Arimonde, Mayme) et entre les vallons d'Ourtigue et de Caramagne. Enfin ils figurent dans les affleurements carbonatés peu développés du mont Deveille (granges de la Moutte).

Seul le Malm supérieur terminal est daté biostratigraphiquement. Les termes qui leur sont subordonnés ne peuvent être datés que par comparaison de proche en proche ou par leur position structurale.

Sous le Malm, l'ensemble inférieur le plus souvent repéré, ou les formations carbonatées qui subdivisent cet ensemble (A, B, C) pourraient théoriquement représenter soit le Trias moyen, soit le Lias, soit le Dogger.

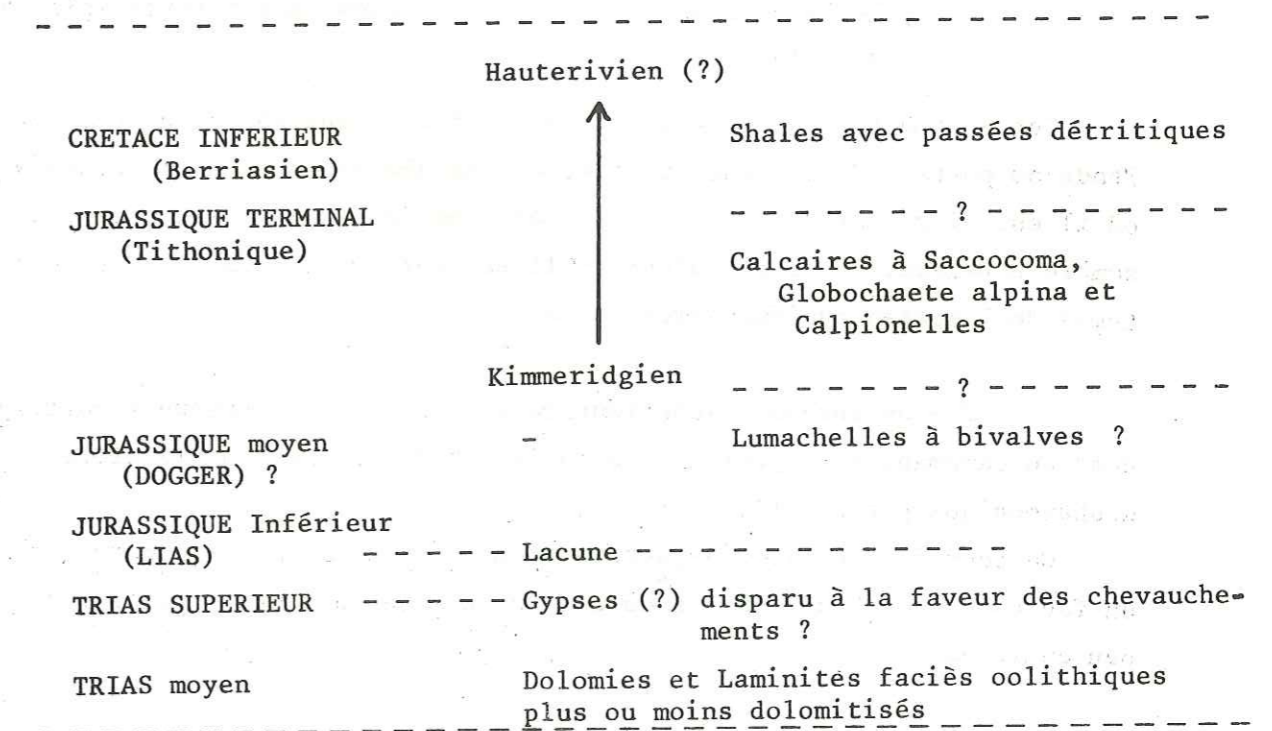
L'existence du Dogger n'est pas confirmée paléontologiquement dans cette région.

Le Lias est très certainement absent.

La présence du Trias moyen quant à elle reste possible. En effet, des fantômes de dasycladacées, ou des bioclastes ont été et sont décrits dans ces carbonates. De plus, ces faciès semblent répondre à un épisode dolomitique en rapport avec le Trias.

Mais, faute de fossiles caractéristiques, tout reste encore hypothétique dans le domaine étudié.

A titre d'interprétation provisoire, la succession stratigraphique suivante est proposée :



Enfin, les corrélations lithologiques dans les différentes coupes étudiées sont indiquées, avec les variations latérales d'épaisseur (fig. 20).

III.- Le CRETACE

A - Recherches antérieures :

Tenant compte de la totalité des observations faites par les auteurs anciens, tant italiens que français, A. Faure-Muret et P. Fallot (1955, 1956, 1957) ont précisé la stratigraphie de la série crétacée à la terminaison S E du massif de l'Argentera - Mercantour, en faisant remarquer que celle-ci est davantage réduite et lacunaire que la série représentée au NW du massif. Cette analyse, reprise et complétée par M. Lanteaume (1962, 1968), a permis de délimiter deux ensembles :

- 1 - un ensemble inférieur, calcaire et calcaréo-gréseux correspondant au "Néocomien" s.l. (Berriasien - Barrémien) et au "Gault" (Aptien - Albien). Il est tectoniquement lié au Jurassique.

La composition de cet ensemble est la suivante :

- Le "Gault" (Albien): schiste et calcaire glauconieux et gréseux
- Le Barrémien : béton fossilifère à Belemnites constituant un niveau repère.
- Le "Néocomien" : calcaires à silex et à rostrés aplatis de Belemnites (*Duvalia*).

Cet ensemble montre une variation de faciès aux abords du col de Tende au portail S du tunnel routier et aux abords de la punta Bussaïa, où il est alors caractérisé par une série condensée de calcaires brun sombre à Belemnites et de calcaires lités représentant un intervalle de temps de l'Aptien au Cénomaniens.

- 2 - Un ensemble supérieur marneux et calcaréo-marneux correspondant au Cénomaniens, Turonien et Sénonien. C'est un niveau plastique disharmonique par excellence.

Ce second ensemble d'aspect monotone, marno-calcaire, apparaît sous un faciès condensé aux abords du col de Tende en plaquettes calcaires, peu épaisses.

A. Guillaume (1967, 1969) décrit dans la vallée de la Roya :

- une série du Crétacé inférieur avec des calcaires bleus à silex, datés du Néocomien.
- une série du Crétacé moyen et supérieur : débutant par un conglomérat bréchoïde à débris d'ammonites, puis des couches calcaréo-marneuses avec ou sans les faciès glauconieux à la base.

Pour A. Guillaume et J.F. Toussaint (1965) ce conglomérat contient des Rosalines et daterait du Crétacé supérieur.

A. Guillaume date les calcschistes planctoniques du Campanien - Maëstrichtien et souligne l'imprécision avec laquelle le Cénomaniens est connu dans ce secteur.

Enfin R. Campredon (1972) parallélise les faciès crétacés des abords du col de Tende avec ceux de la punta Bussaïa où il reconnaît des calcaires gris bleu, à Belemnites déformées, pouvant appartenir au Crétacé inférieur et sur lequel reposent directement les calcaires nummulitiques.

A cet endroit et au-delà en direction N E (monte Chiamossero, Entracque) le Crétacé supérieur n'est pas bien défini. (A. Guillaume, 1967, 1969; R. Malaroda 1970).

B - Le Crétacé inférieur

Les dépôts du "Néocomien" et du "Gault" paraissent liés au Malm supérieur dans le cadre géographique étudié. Ils sont représentés :

- dans le massif du mont Chajol au niveau du synclinal de la cime de Bouscaye
- et sur le revers oriental du mont Chajol, aux abords du massif du mont Deveille.
- Ils affleurent bien dans la région de confluence entre le vallon de Caramagne et la vallée de la Roya, ainsi qu'en rive droite du vallon d'Ourtigue.
- Enfin, ils sont présents dans le massif d'Agaysseou.

Le complexe inférieur apparaît en effet constitué de calcaires gréseux bleutés, localement dolomitiques, à Belemnites (écrasées le plus souvent) et contenant parfois des nodules silicifiés comme dans la haute vallée de la Roya. (Pl. G, photo 1).

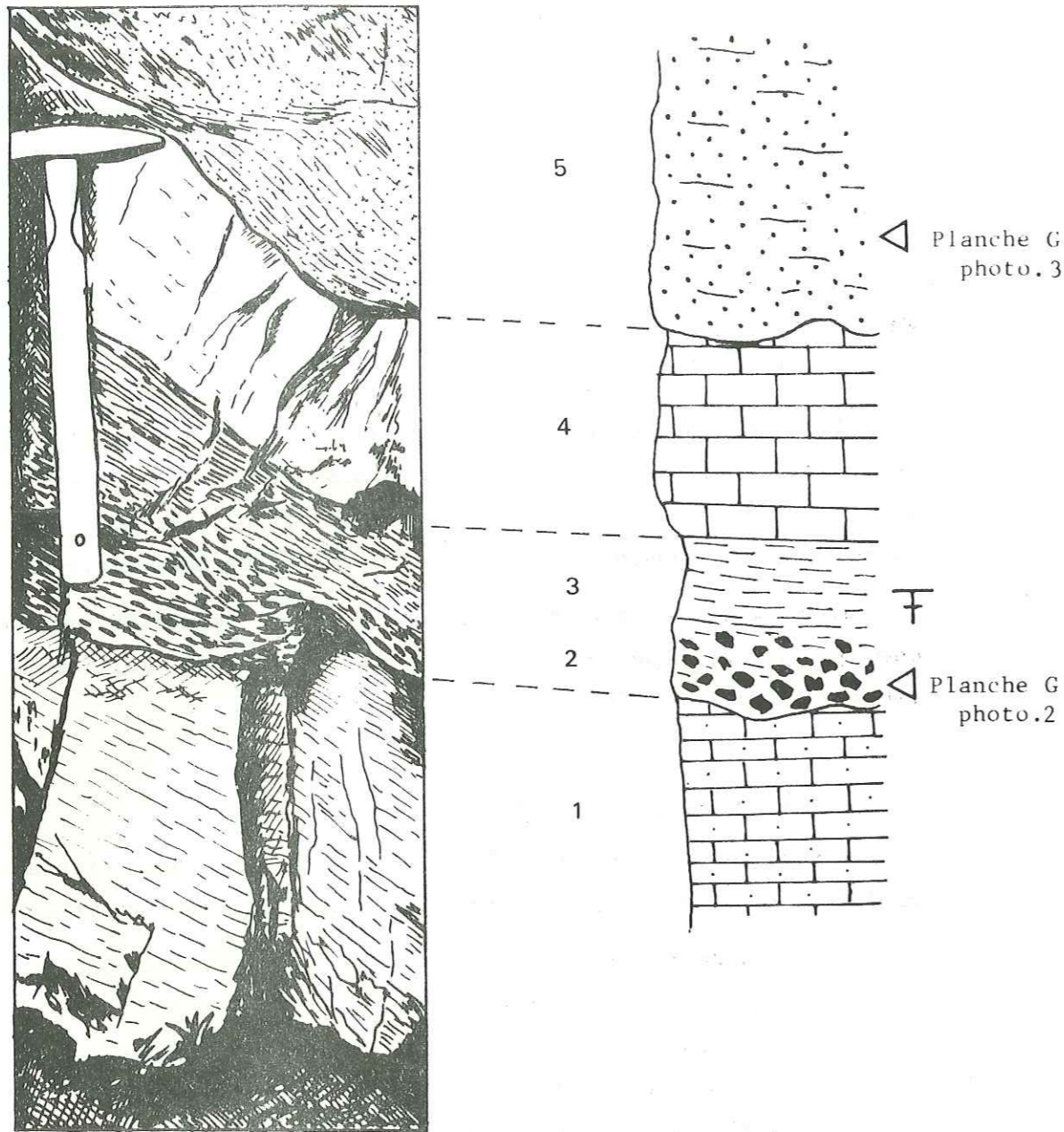


Fig. 19.: Coupe dans le Crétacé inférieur au niveau du vallon de Caramagne (ferme de Brégatin).

Cet ensemble basal de calcaires en plaquettes est surmonté de façon discontinue par des grès verts représentant le "Gault" (Aptien-Albien).

Une coupe située près des granges Brégatin, dans le vallon de Caramagne permet d'illustrer cette série du Crétacé inférieur : (Fig. 19).

De bas en haut :

- 1 - Calcaire bleu, épais de quelques mètres, finement gréseux, contient des fantômes de radiolaires et des spicules. Sa base est masquée.
- 2 - Puis un niveau bréchique (10 cm) à éléments sombres, renferme des foraminifères parmi lesquels on peut reconnaître : (*) (Pl. G , photo. 2) .

- des sections d'hedbergelles du groupe *trochoïda* et *globigerinellidea* sp.

Ces foraminifères caractéristiques de l'Aptien supérieur, base de l'Albien sont ici remaniés à l'intérieur d'éléments roulés dans ce niveau bréchique.

- 3 - Horizon de quelques centimètres d'épaisseur, plus gréseux, graveleux à nombreux rostrés de Belemnites et matrice à foraminifères écrasés (*Nodosaria*). Spicules et section de radiolaire dans une gravelle de calcaire bleu.
- 4 - Calcaire bleuté, recristallisé à gravelles remaniées du calcaire Néocomien à nombreux radiolaires.
- 5 - Plusieurs mètres de grès glauconieux débutant par des niveaux bréchiques à éléments calcaires ravinant les couches calcaires antérieures. (Pl. G , photo 3) .

. Cette coupe souligne les particularités du contact entre le calcaire néocomien et les grès du Gault. La présence de Barrémien fossilifère n'a pas été mise en évidence dans le domaine étudié.

. Enfin, ces faciès calcaréo-gréseux sont représentés très schistosés dans le vallon de Tavan, associés aux carbonates jurassiques de l'entrée du tunnel routier du col de Tende.

* Détermination . M. Moullade, Université de Nice

Les rostrés de Belemnites y sont tronçonnés par la schistosité. Des éléments phosphatés à spicules, à radiolaires et à foraminifères planispiralés (trois loges seulement sont conservées dans une lame mince).

C - Le Crétacé supérieur

- Le Cénomanién n'a pas été caractérisé de façon certaine. Seule la présence d'une section anguleuse de foraminifère du type *Rotalipora* dans des calcschistes pélagiques à radiolaires et inocérames du synclinal de Bouscaye, pourrait indiquer son existence. Mais il n'est pas exclu que ce faciès pélagique contienne en fait des formes monocarénées de certains foraminifères du Sénonien terminal. S'il existe, le Cénomanién est très peu développé et de nature calcschisteuse.

L'ensemble du Crétacé supérieur est représenté par une épaisse formation de calcaires marneux en plaquettes et calcschistes qui atteint, avec des redoublements tectoniques, des épaisseurs considérables :

700 m à 800 m au mont Court

300 m au rocher du Cayron

400 m au fort de la Marguerite

250 m au mont Deveille.

Ces niveaux sont très compétents et très disharmoniques par rapport aux formations carbonatées sous-jacentes. Mais, localement ils sont moins développés :

1 - 150 m au maximum sous les formations carbonatées du

mont Deveille dans le bassin de Viève.

2 - 200 m à 300 m dans le synclinal de la cime de Bouscaye.

3 - quelques mètres seulement de faciès écrasés sur les

calcaires jurassiques (?) du vallon de Tavan.

Seuls ces derniers faciès paraissent quelque peu différents des autres calcschistes du Crétacé. Ils sont caractérisés par un abondant matériel détritique de nature quartzéuse qui leur confère un aspect plus gréseux.

* Détermination M. Moulis, Université de Nice

Quelle que soit la position spatiale de chacun de ces faciès dans le cadre structural reconstitué, l'ensemble des faciès du Crétacé supérieur présente une grande homogénéité dans tout le domaine géographique étudié. Ce sont des calcaires biomicritiques et micritiques monotones, caractérisés par la présence d'une microfaune pélagique de radiolaires, pithonelles et calcispherulidées, de foraminifères planctoniques de la famille des Globotruncanidae, à test le plus souvent silicifié secondairement. Ces foraminifères représentent :

- des formes du Turonien,

. c'est le cas des faciès calcschisteux écrasés sous le Jurassique terminal du massif d'Agaysseou, en rive gauche du vallon de Saint Pancrace où l'on peut reconnaître, à côté de nombreuses *Pithonella* et de radiolaires, des formes trochospiralées à loges pointues rappelant les Protoglobotruncanidae* du Cénomanién - Turonien.

. De même à la base de la série crétacée du mont Deveille, quelques mètres au-dessus des granges de Paillugui ces faciès contiennent des foraminifères de type Globotruncanidae*, proches des formes *G. Helvetica* du Turonien.

- Dans la plupart des cas il s'agit de Sénonien caractérisé par de nombreux foraminifères de type Globotruncanidae dont les sections montrent des loges bicarénées.

(Pl. G , photo 4) .

* détermination M. Conard (Université de Caen) .

CHAPITRE IV : LES TERRAINS TERTIAIRES

- ° ° ° -

CHAPITRE IV

LES TERRAINS TERTIAIRES

La succession classiquement admise est résumée dans l'ouvrage de M. Lanteaume (1962, 1968). L'auteur distingue deux ensembles lithologiques indépendants :

1 - un complexe inférieur correspondant à une série calcaréo-gréseuse à nummulites du Lutétien supérieur - Bartonien (ce dernier étage est le seul terme représenté dans le secteur du col de Tende et du mont Court).

Ainsi il y a lacune du Paléocène et de l'Eocène inférieur et moyen. Les marnes du Priabonien ne sont pas représentées non plus.

2 - un complexe supérieur, caractérisé par une série flysch dite des "Grès d'Annot". Cet ensemble est totalement décollé P. Fallot (1954), M. Lanteaume (1955).

Son âge est encore mal précisé (Priabonien terminal - Oligocène basal ?).

Les travaux de A. Guillaume (1963 1967, 1969) sur la série paléogène de ce secteur n'amènent que peu de retouches à ce modèle.

L'auteur signale cependant la présence d'un conglomérat à galets de Jurassique et de Trias et à matrice gréseuse rougeâtre à la base des formations tertiaires de la pointe Bussaïa. Il lui attribue un âge Paléocène en considérant sa position basale, mais sans aucun argument paléontologique.

Les récents travaux de R. Campredon (1972) sur ces formations paléogènes regroupent et replacent dans un contexte plus large les simples faits observés dans le domaine étudié. En fait, les résultats obtenus ici sont en parfait accord avec ceux de cet auteur; aussi, puisque ces derniers sont plus complets nous nous bornerons à résumer les faits les plus saillants se rapportant à cette région :

. La discordance des séries paléogènes sur le Crétacé supérieur est d'ordre cartographique.

Ces séries reposent :

- soit sur le Sénonien, au S E du massif de l'Argentera - Mercantour.
- soit sur le Jurassique ou le Crétacé inférieur au N E du même massif.

R. Campredon décrit, au voisinage du mont Court, une variation locale de faciès, les couches fortement gréseuses au S E tendant à devenir nettement plus calcaires vers le N W.

Cette série de calcaires finement gréseux repose directement sur le Sénonien du mont Court. Elle est caractérisée par une association de nummulites et de discocyclines de la biozone A c'est à dire de l'Eocène moyen.

Au-delà de la crête de la cime de Tavan (PC 1702 près du rocher du Cayron) c'est l'association microfaunistique de la biozone B, c'est à dire limite Eocène moyen - Eocène supérieur, qui est représentée. Elle repose directement sur le Crétacé supérieur au niveau du vallon de Tavan et du fort Marguerie. A hauteur de la pointe Bussaïa elle repose soit sur le Jurassique supérieur soit sur le Crétacé inférieur.

A partir du mont Court, en direction du N W ces niveaux éocènes renferment à la base des galets de dolomies du Jurassique supérieur. Ce niveau se transforme en véritable conglomérat à galets Jurassique et Crétacé inférieur et ciment riche en goethite, dans le massif de la punta Bussaïa.

Selon R. Campredon, la sédimentation détritique de type flysch s'effectue, depuis l'Eocène moyen jusqu'à l'Oligocène inférieur avec déplacement du bassin de sédimentation vers l'W et persistance de la disposition "trilogique" des faciès (calcaires - marnes - grès).

Dans cette reconstitution, comme dans celle de M. Lanteaume (1962, 1968), l'auteur invoque une origine méridionale de l'alimentation, à partir d'un massif corso-sarde. Cette conception, diffère légèrement de celle de J.P. Ivaldi (1974) et conduit au vu des résultats d'analyse par thermoluminescence à rejeter cette hypothèse au profit d'une alimentation d'âge Eocène moyen - Eocène supérieur résultant du démantèlement des Cordillères internes du col de Tende et de la Stura.

Chacun des deux auteurs, conclut à un âge oligocène pour l'achèvement de l'émersion du domaine de sédimentation du flysch et sont d'accord pour rejeter un apport détritique important de l'Argentera - Mercantour dans leur sédimentation; la dénudation de ce massif n'intervenant que tardivement, au plus tôt au cours du Miocène.

CHAPITRE V : CONCLUSIONS À L'ÉTUDE
STRATIGRAPHIQUE DE LA COUVERTURE
SÉDIMENTAIRE DE LA RÉGION SUD-
ORIENTALE DE L'ARGENTERA-MERCANTOUR

-°-°-°-°-

CHAPITRE V

CONCLUSIONS À L'ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE DE LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE DE LA RÉGION SUD-ORIENTALE DE L'ARGENTERA-MERCANTOUR.

La couverture mésozoïque et cénozoïque de la région S E du massif de l'Argentera - Mercantour apparaît particulière à deux points de vue :

. La succession lithostratigraphique y présente de nombreuses lacunes stratigraphiques et se caractérise par trois principaux ensembles :

- 1/ une série inférieure calcaréo-dolomitique allant du Trias moyen au Crétacé inférieur
- 2/ une série moyenne, marneuse, au Crétacé supérieur, suivie après une émergence durant tout l'Eocène inférieur d'une série également marine à l'Eocène moyen.
- 3/ Enfin une série supérieure, gréseuse à l'Eocène supérieur et l'Oligocène inférieur.

Dans cette longue succession, il existe encore peu de niveaux repères réellement bien datés. En particulier, toute la partie de la première série située sous le Jurassique supérieur peut aussi bien se rapporter au Trias qu'au Dogger ou même aux deux termes à la fois.

De l'ensemble des observations pétrographiques, stratigraphiques et sédimentologiques il apparaît plus vraisemblable qu'il s'agit de Trias et que le Dogger n'est pas représenté ici.

Le contact du Malm sur le Trias est toujours anormal, peut être à cause de la présence de niveaux salifères du Trias supérieur favorables aux décollements. Mais là encore aucune preuve paléontologique ne vient étayer cette hypothèse.

Par contre, dans cette couverture plusieurs ensembles lithostratigraphiques semblent faire totalement défaut (s'agit-il de lacunes ?) ou ne sont jamais bien individualisés dans les coupes (études incomplètes ?).

- Le lias est absent sur toute l'étendue de la région étudiée. Aucun indice n'apparaît en faveur de l'existence du Jurassique inférieur.
- Le Crétacé moyen et surtout le Cénomaniens sont très mal définis.
- Le Paléocène n'est pas représenté comme l'a mis en évidence R. Campredon (1972).
- Aucune sédimentation marine n'intervient dans ce domaine après le début de l'Oligocène, qui marque la fin du dépôt pour le flysch (M. Lanteaume 1962, 1968; R. Campredon, 1972, J.P. Ivaldi, 1973).

Malgré ses lacunes et ses imprécisions, la succession lithostratigraphique (fig. 20) reconstituée d'après les relations géométriques des différentes formations étudiées permet de regrouper trois ensembles paléogéographiques caractérisés par des séries de même type :

- 1 - un premier ensemble avec carbonates du Trias (?), du Jurassique supérieur bien développés et avec dépôts du Crétacé supérieur (A, B, C) également bien représentés. Cet ensemble est rencontré dans tout le massif du mont Chajol et ses satellites (Agnelet, Gratin, Bouscaye, roc Gay, etc...). Cette série est très voisine des faciès réduits, par écaillages du bassin de Viève-Tende, et aussi, des faciès visibles dans les affleurements situés entre le vallon d'Ourtigue et le vallon de Caramagne
- 2 - un second ensemble à carbonates du Trias (?) assez bien développés et avec du Jurassique supérieur très réduit, mais surtout avec un Crétacé supérieur (D, E) largement développé. Cet ensemble occupe tous les massifs du fort de Marguerie, du rocher du Cayron, du mont Court et du mont Deveille.

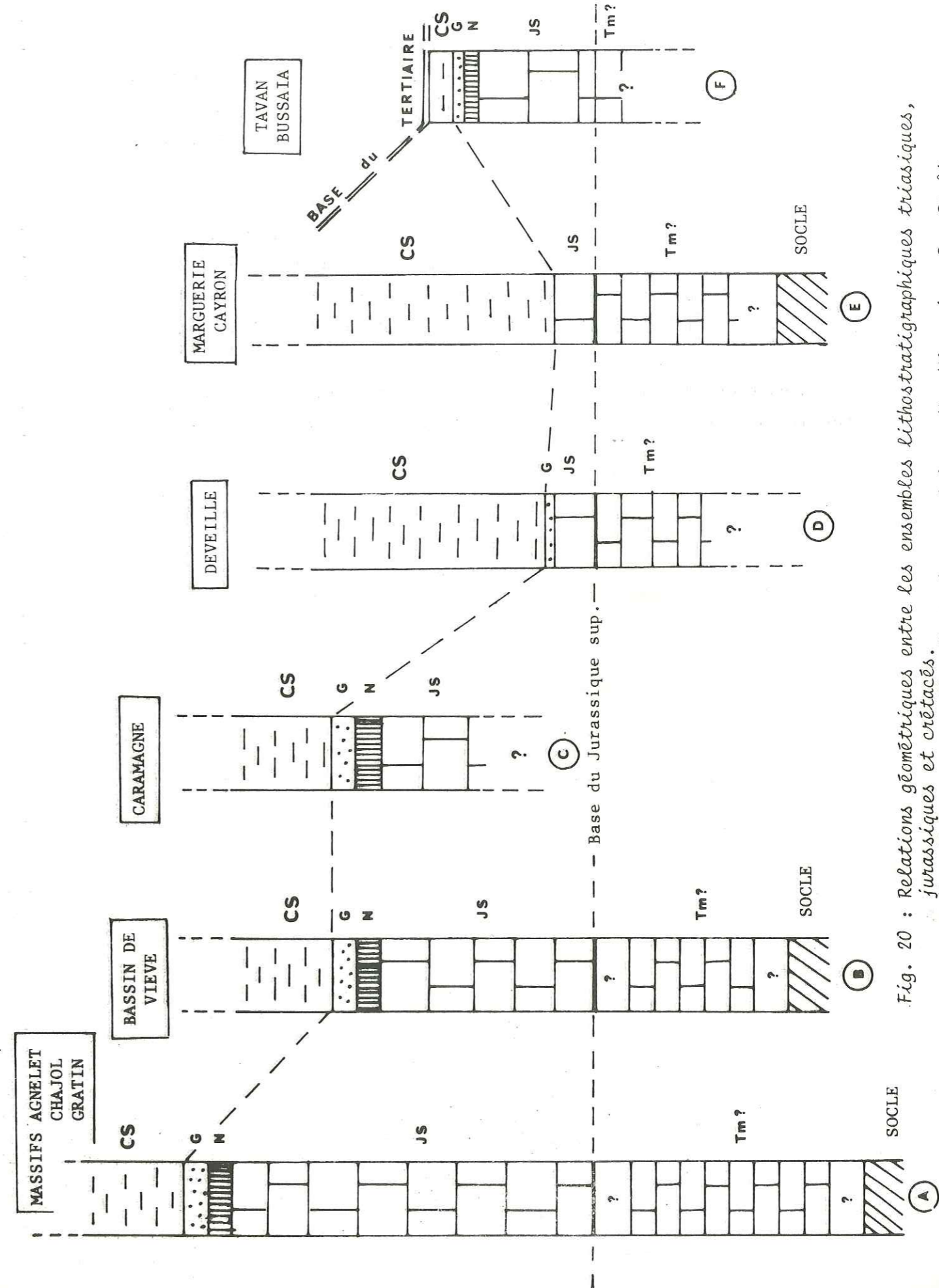


Fig. 20 : Relations géométriques entre les ensembles lithostratigraphiques triasiques, jurassiques et crétacés.
Tm : Trias moyen, JS : Jurassique supérieur, N : Néocomien, G : Gault, CS : Crétacé supérieur.

3 - un troisième ensemble à carbonates triasiques et jurassiques moyennement représentés mais caractérisé essentiellement par un Crétacé (F) très réduit et une série nummulitique à galets de dolomies du Jurassique supérieur et Crétacé inférieur.

Cet ensemble est représenté à l'entrée du portail S du tunnel routier du col de Tende (vallon de Tavan) dans le massif de la punta Bussaïa (R. Campredon, 1972) et au-delà, vers le monte Chiamossero et la région d'Entracque (A. Guillaumè, 1963, 1967, 1969; R. Malaroda, 1970).

Ces trois ensembles lithologiques et géographiques correspondent en fait à trois unités structurales parfaitement définies (Fig. 8).

TROISIEME PARTIE :

ETUDE STRUCTURALE

- CHAPITRE I : L'UNITÉ DE VIÈVE - VALMASQUE
- CHAPITRE II : L'UNITÉ DE SOCLE DE LA ROCCA DELL'ABISSO
- CHAPITRE III : L'UNITÉ DE COUVERTURE DE MARGUERIE - CAYRON
- CHAPITRE IV : L'UNITÉ DE COUVERTURE DE TAVAN - BUSSAÏA
- CHAPITRE V : LE FLYSCH PALÉOGÈNE

-°-°-°-°-

CHAPITRE I : L'UNITÉ DE VIÈVE - VALMASQUE

I - Le SOCLE de l'UNITÉ de VIEVE - VALMASQUE

A - Etude structurale du socle de l'unité de Viève - Valmasque en Valmasque

1/ Le socle de Valmasque dans la région du Vei del Bouc

a) Les macrostructures

- 1°/ Entre le colle del Vei del Bouc et le lago del Vei del Bouc
- 2°/ Sur la transversale du colle del Vei del Bouc
- 3°/ Au revers sud-oriental du colle del Vei del Bouc
- 4°/ Entre le colle del Vei del Bouc et la Culatta

b) Les microstructures

- 1°/ Les microplis
- 2°/ Les phénomènes de disharmonie
- 3°/ La schistosité

c) Relations entre microstructures et macrostructures

2/ Socle de Valmasque dans la région du col du Sabion

3/ Les structures du socle de la Valmasque dans la haute vallée de Castérine

4/ Le socle de Viève - Valmasque aux abords du mont Agnelet

B - Etude structurale du socle de l'unité de Viève - Valmasque dans la vallée de la Roya

C - Conclusions sur l'étude structurale du socle de l'unité de Viève - Valmasque

II - La COUVERTURE SEDIMENTAIRE de l'UNITE de VIEVE - VALMASQUE

A - Localisation et composition

B - Le contact socle - couverture de l'unité de Viève - Valmasque

1/ Dans la vallée de la Roya

- a) les niveaux d'écrasement de la zone de contact
- b) les niveaux cargneulés de la zone de contact
- c) les brèches sédimentaires jalonnant le contact socle-couverture

2/ Aux abords du mont Agnelet

3/ Entre Castérine et le col du Sabion

4/ Les déformations de la surface de contact socle-couverture

C - Structures de la couverture de l'unité de Viève - Valmasque

1/ Dans la vallée de la Roya

- a) les écailles d'Agaysseou et Arimonde
- b) les dislocations du massif de Branègue et de Canaressse et le bassin de Viève
- c) les accidents du vallon d'Ourtigue et de Viorenque
- d) la fenêtre de Caramagne

2/ Le massif du mont Chajol et les massifs annexes

D - Conclusions

CHAPITRE I L'UNITÉ DE VIÈVE - VALMASQUE

L'Unité de Viève - Valmasque appartient à l'ensemble "autochtone" du domaine alpin externe défini par M. Lanteaume (1962, 1968) dans les Alpes Maritimes franco-italiennes.

A l'image de cet ensemble "autochtone", l'unité de Viève - Valmasque est composée par :

- un socle cristallophyllien, le massif de l'Argentera-Mercantour, et sa couverture de Permien et de Werfénien adhérente en un "tégument".
- une couverture sédimentaire ou "faux-autochtone" décollée sur le socle et son tégument permo-werfénien.

I - Le SOCLE de l'UNITE de VIEVE - VALMASQUE

Comme nous l'avons vu précédemment :

- Le socle cristallin de l'unité de Viève-Valmasque est représenté, dans le domaine étudié, par des gneiss migmatitiques à biotite ou hornblende, rapportés au complexe des "Gneiss de la Valmasque" par A. Faure-Muret (1955).
- Le socle sédimentaire ou "tégument" de cette unité se compose :
 - de Permien, représenté dans ce secteur, par la formation gréseuse du "Bégo" (A. Faure-Muret, 1955).
 - et de Werfénien, constitué par les grès conglomératiques et quartzites du Werfénien inférieur, et les pélites et calcaires dolomitiques du Werfénien supérieur.

25 AOÛT 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

Le socle de l'unité de Viève - Valmasque occupe dans le domaine étudié, deux zones principales :

- En Valmasque il est constitué par les affleurements de la région du Vei del Bouc et du col du Sabion et leurs prolongements dans la vallée de la Valmasque, en amont de Castérine. Il correspond, en aval de cette localité, aux affleurements de la région des Mesces, au S W du mont Agnelet.
- Dans la vallée de la Roya il est représenté par les affleurements de socle qui apparaissent en boutonnière au sein de la couverture sédimentaire entre Viève et Tende.

A - Etude structurale du socle de l'unité de Viève - Valmasque en Valmasque

Les écrasements affectant la région du Vei del Bouc et du col du Sabion furent interprétés par F. Sacco (1906) comme un phénomène métamorphique post-triasique, se traduisant par un passage graduel des grès aux gneiss. Cette hypothèse fut démentie l'année suivante par S. Franchi (1907).

C'est à A. Faure-Muret et P. Fallot (1954) que revient le mérite d'avoir montré l'importance des dislocations du socle dans cette région où ils signalent également le contact direct entre le Werfénien et les gneiss sans l'intermédiaire de Permien. Ils soulignent l'ampleur des phénomènes d'écrasement accompagnant les plis de ce secteur, qu'ils datent de la période alpine en 1955. Enfin A. Faure-Muret et P. Fallot (1956-1957), reliant avec E. Bolleli, les dislocations du massif de la rocca dell'Asino à celles des massifs du Sabion et de Barsenzane, puis à celles du col de Tende, évaluent le retrécissement du socle de la région du Vei del Bouc de 5 à 6 kilomètres.

M. Lanteaume (1962,1968), situant cette région à la marge interne de l'anticlinal majeur de la rocca dell'Abisso, montre que ces accidents profonds affectent l'ensemble du socle du massif de l'Argentera-Mercantour.

Cependant J. Vernet (1967) ne voit dans le synclinal du Vei del Bouc qu'un sillon à coeur triasique conservé, affecté de phénomènes de gravité importants et subdivisant le brachyanticlinal plus vaste de l'Argentera.

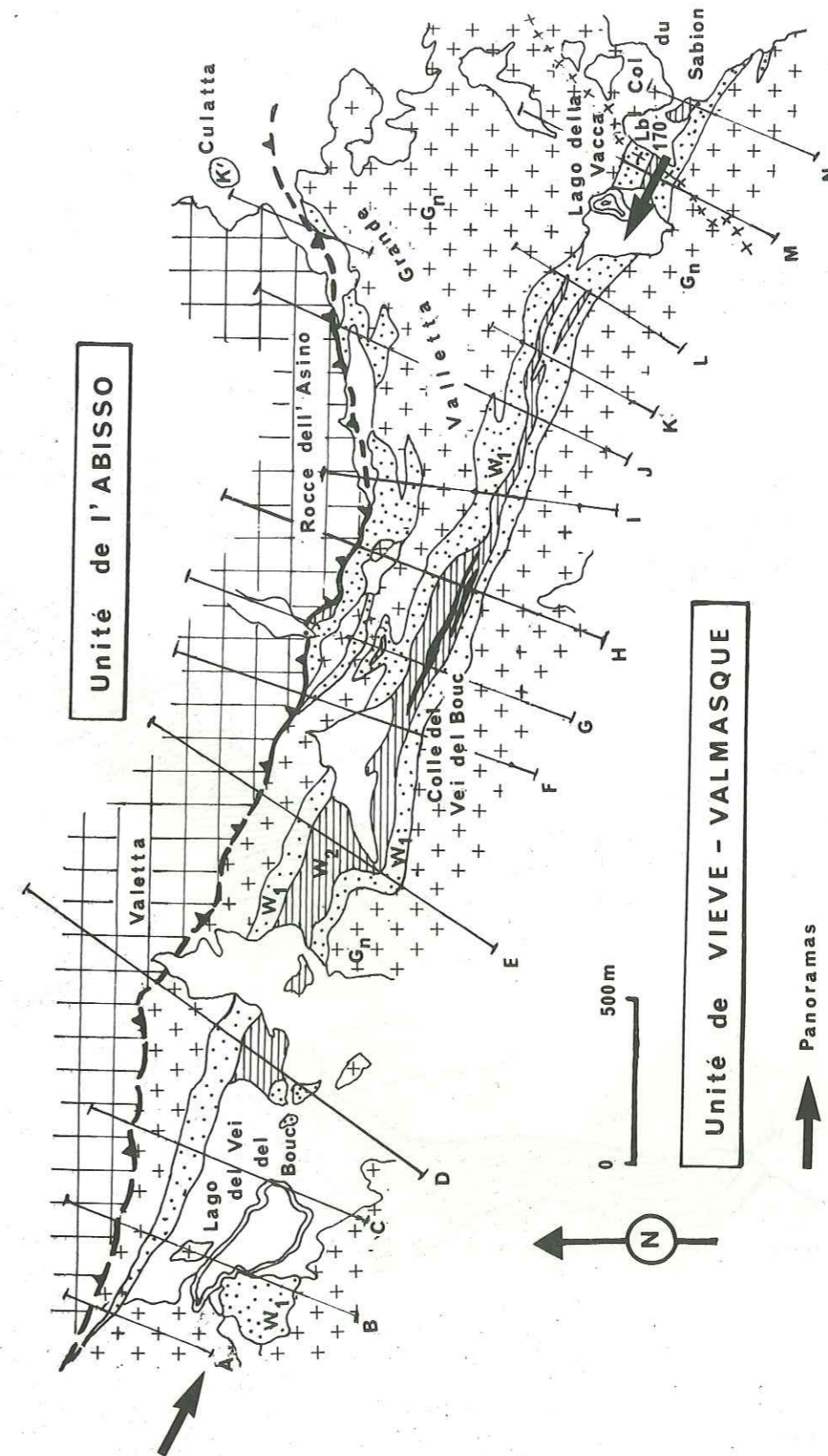


Fig. 21. : Localisation des coupes dans la région du Vei del Bouc
Unité VIEVE-VALMASQUE : Gn.: Gneiss, W₁.: Werfénien gréseux, W₂.: Werfénien pélitique
Unité de l'ABISSO : (Gneiss) : quadrillage.
en noir dolomies et cargneules

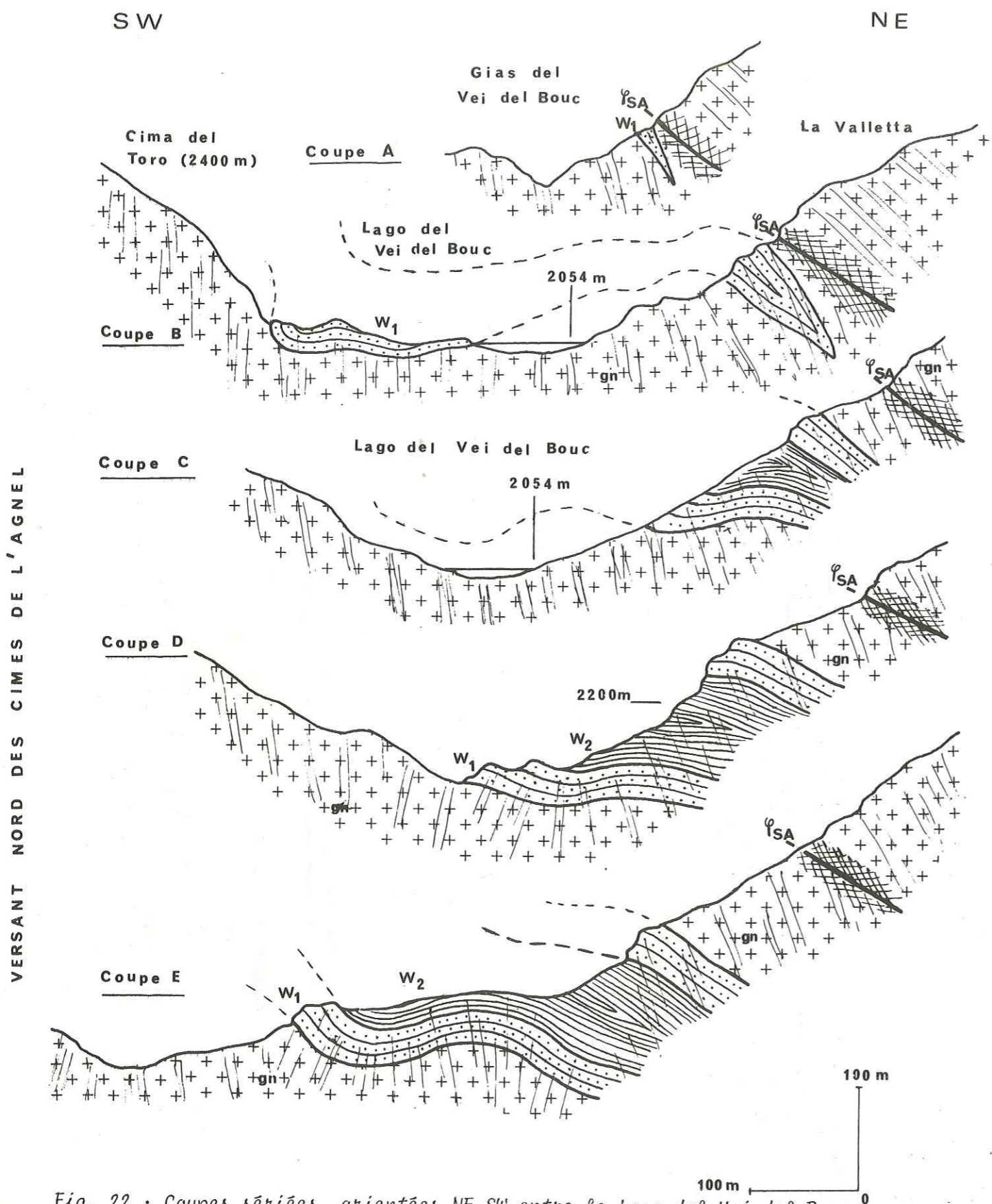


Fig. 22.: Coupes sèriees, orientees NE-SW entre le Lago del Vei del Bouc.
 Gn.: gneiss, W₁= Werfënen gréseux, W₂= Werfënen pélitique
 Traits fins : schistosité principale

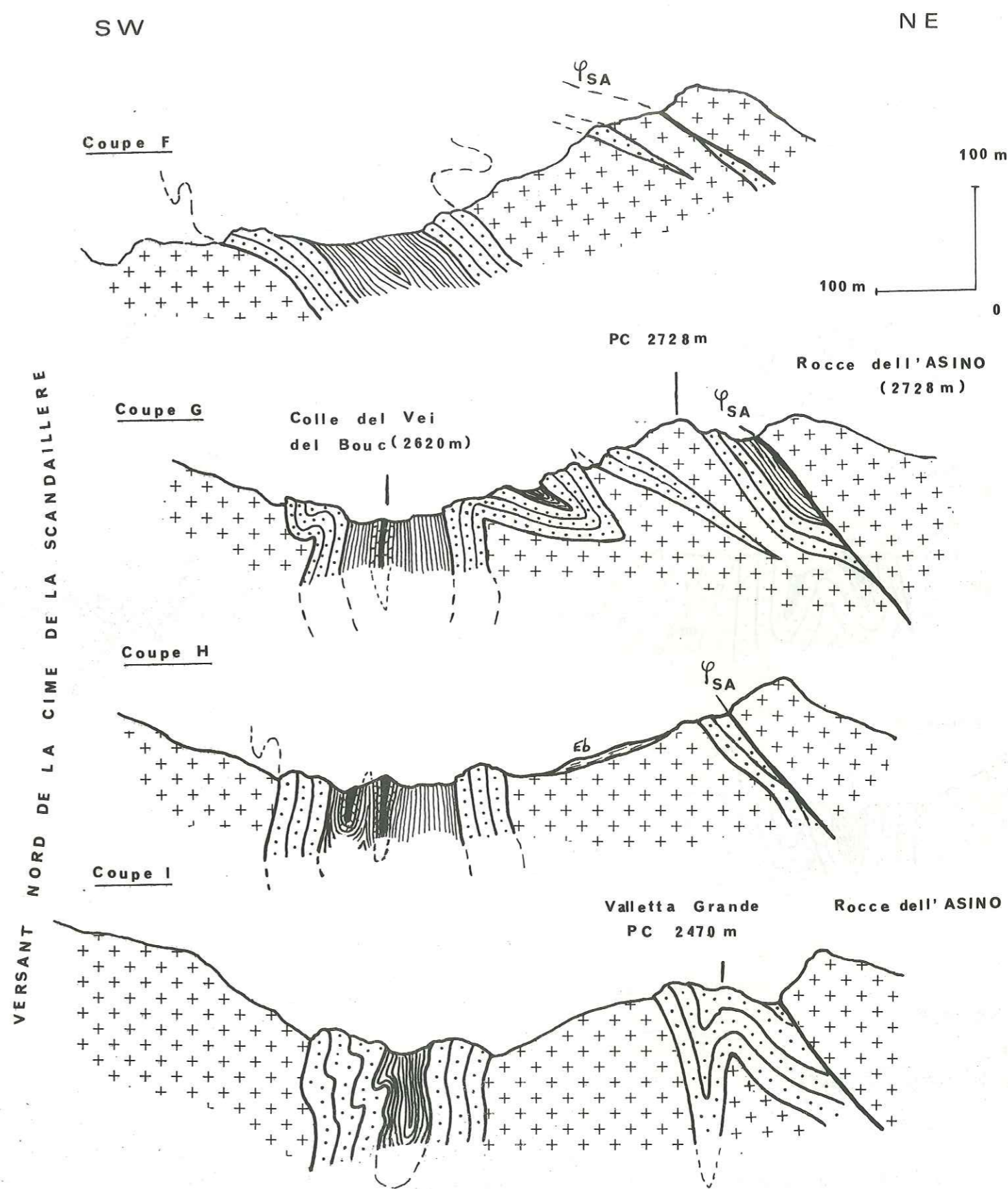


Fig. 23.: Coupes sèriees aux abords du colle du Vei del Bouc
 Gn.: gneiss, W₁.: grès werfënen infèrieur, W₂.: pèlites infèrieures
 et calcaires dolomitiques.
 en noir : cargneules et dolomies triasiques

VERSANT NORD DES CIMES DE L'AGNEL

VERSANT NORD DE LA CIME DE LA SCANDAILLIERE

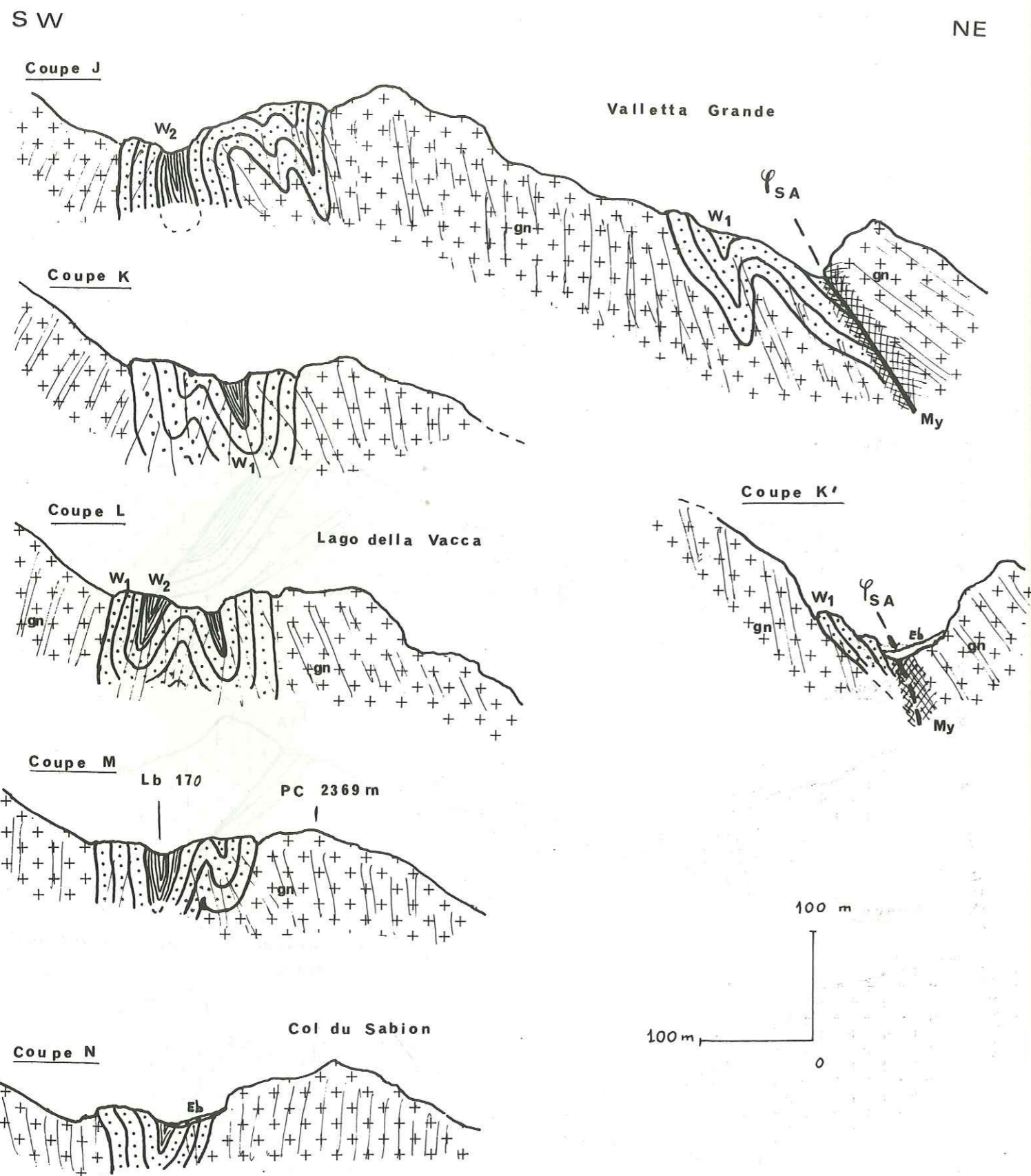


Fig. 24.: Coupes séries orientées NE-SW entre le colle del Vei del Bouc et le col du Sabion
 gn.: gneiss, W₁.: Werfénien inférieur, W₂.: Werfénien supérieur
 My.: mylonite

La récente interprétation de R. Malaroda (1973, 1974), fait intervenir des phénomènes de succion du matériel triasique non induré, dans un système horsts-grabens, fonction des anciennes zones mylonitiques verticales du socle.

1°/ Le socle de Valmasque dans la région du Vei del Bouc :

Dans la région du Vei del Bouc le socle de l'unité de Viève - Valmasque présente une STRUCTURE PLISSEE synschisteuse (fig. 21).

Cette disposition se traduit :

- dans les formations compétentes gréseuses et schisteuses du Werfénien par de nombreux replis serrés.
- dans les gneiss migmatitiques, plus rigides, par une schistosité cataclastique dont l'intensité peut atteindre le degré mylonitique (voir étude pétrographique des gneiss).

a) Les macrostructures :

Le colle del Vei del Bouc est situé au coeur d'une vaste bande synclinoriale affectant le socle et le tégument, montrant la superposition de plusieurs familles de structures.

1. Entre le colle del Vei del Bouc et le lago del Vei del Bouc (fig. 22 coupes A à E).

les termes gréso-pélitiques du Werfénien sont impliqués dans une structure initiale en plis couchés synschisteux, orientés approximativement NW - SE et déversés vers le S W. Il en subsiste actuellement un synclinal étroitement pincé dans les gneiss migmatitiques au revers nord-occidental du colle del Vei del Bouc. Le serrage s'accroît au niveau du lago del Vei del Bouc où le Werfénien est réduit à ses seuls termes gréseux. Au-delà de ce lac, en direction du vallon du monte Colombo, seules les formations cristallines encaissantes sont représentées.

Ce synclinal pincé est affecté de replis droits, localement rétro-déversés vers le NE, également synschisteux et orientés N 110-120. Cette seconde famille de structures entraîne l'apparition de plis hectométriques sur le versant nord-occidental du colle del Vei del Bouc, dans le flanc normal du synclinal pincé (fig. 23 et 25). Un dispositif identique s'observe au niveau du lago del Vei del Bouc où un témoin gréseux du flanc normal du synclinal pincé, correspond au fond d'un repli synclinal secondaire, bien développé à proximité du colle del Vei del Bouc (fig. 22 coupe E).

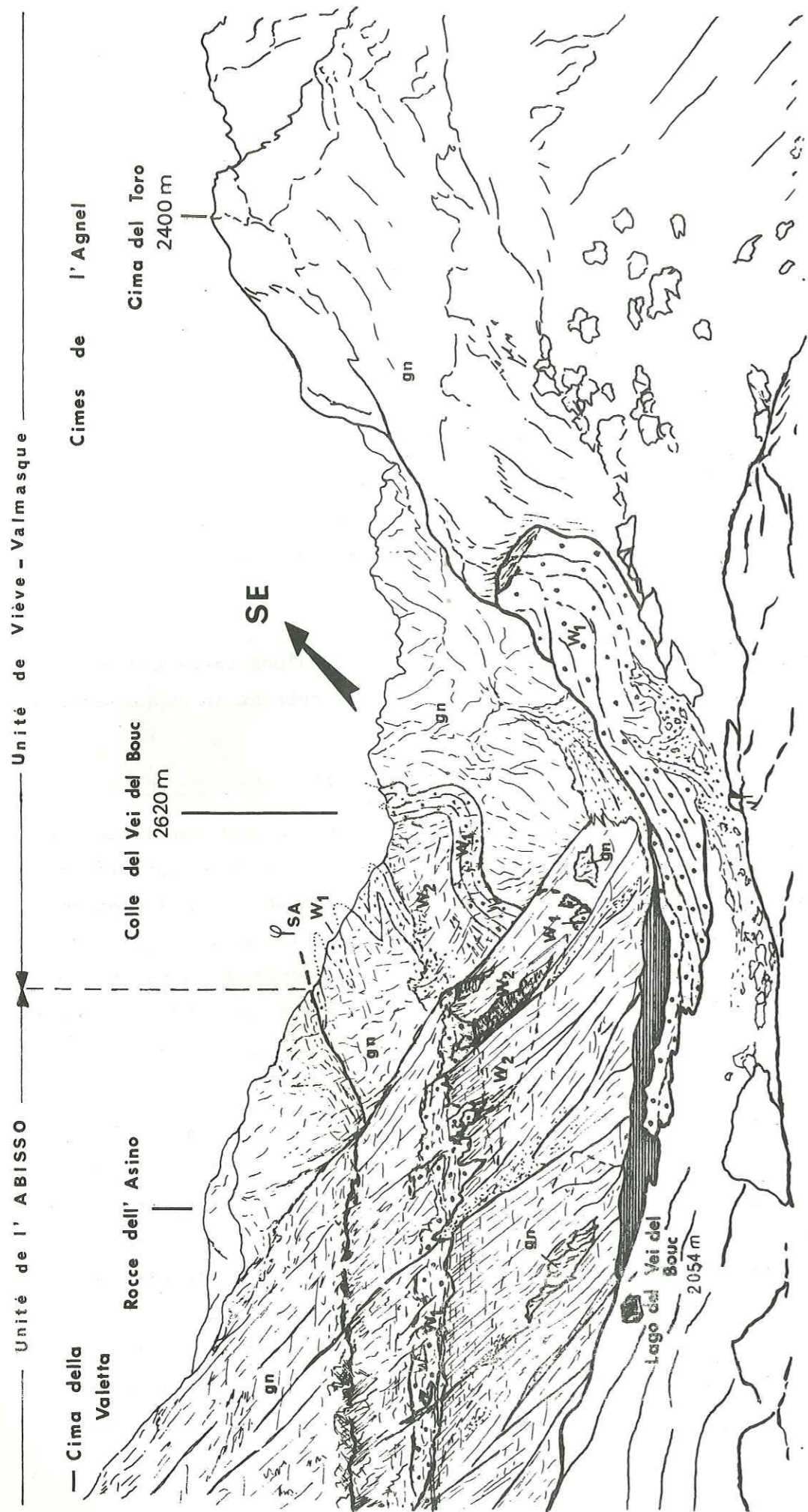


Fig. 25.: Panorama du colle del Vei del Bouc, depuis le Lago del Vei del Bouc (localisation de l'accident de Sabion-Abisso (SA) et structures du socle de l'unité de Viève-Valmasque)
 W₂.: pélites et dolomies du Werfénien supérieur, W₁.: grès et quartzites du Werfénien inférieur
 gn.: gneiss migmatitiques

2. Sur la transversale du colle del Vei del Bouc

(fig. 23 coupe G) l'interférence entre ces deux familles de structures provoque une disposition "en blague à tabac". Le col lui-même est situé sur les pélites et dolomies du Werfénien supérieur, localement cargneulisées et admettant des dolomies métamorphisées (Trias moyen ?). Ces différentes formations occupent le coeur d'une structure synclinoriale synschisteuse à enveloppes de Werfénien inférieur, orienté N 110, et dont le plan axial est voisin de la verticale.

A son flanc S, les enveloppes gréseuses werféniennes dessinent un repli décamétrique dont le plan axial plonge à 60° vers le S. Au N du colle del Vei del Bouc une succession de replis, également orientés N 120-125, mais à déversement S, affectent l'ensemble du socle. Ces replis synclinaux au nombre de trois, sont constitués par les termes gréseux du Werfénien. Ils conservent localement leur coeur pélitique. Les gneiss affleurent au droit des replis anticlinaux.

Le plissement d'axe N 110-120, à plan axial vertical, est responsable d'une schistosité qui peut, localement, être oblique sur ces structures. Les plans de schistosité correspondent au synclinal majeur du colle del Vei del Bouc, au niveau duquel ils sont disposés en éventail. Ces replis sont tronqués par l'accident de Sabion-Abisso, qui provoque le chevauchement des gneiss de la rocce dell'Asino, au-delà de la crête N du colle del Vei del Bouc.

3. Au revers sud-oriental du colle del Vei del Bouc

(fig. 23, coupes H et I, fig. 26) la structure synclinoriale reconnue au niveau du col s'étend en direction du lago della Vacca. Elle est constituée par de nombreux replis décamétriques affectant le Werfénien gréseux, pélitique et dolomitique. Ces replis sont orientés comme la macrostructure (N 110-120). Ils ont un plan axial proche de la verticale, conforme à l'éventail de la schistosité suivant la position qu'ils occupent à l'intérieur du synclinorium.

Sur la transversale du lago della Vacca, le synclinal majeur du colle del Vei del Bouc se dédouble en deux synclinaux secondaires d'importance similaire. Le synclinal septentrional s'estompe au niveau du col du Sabion.

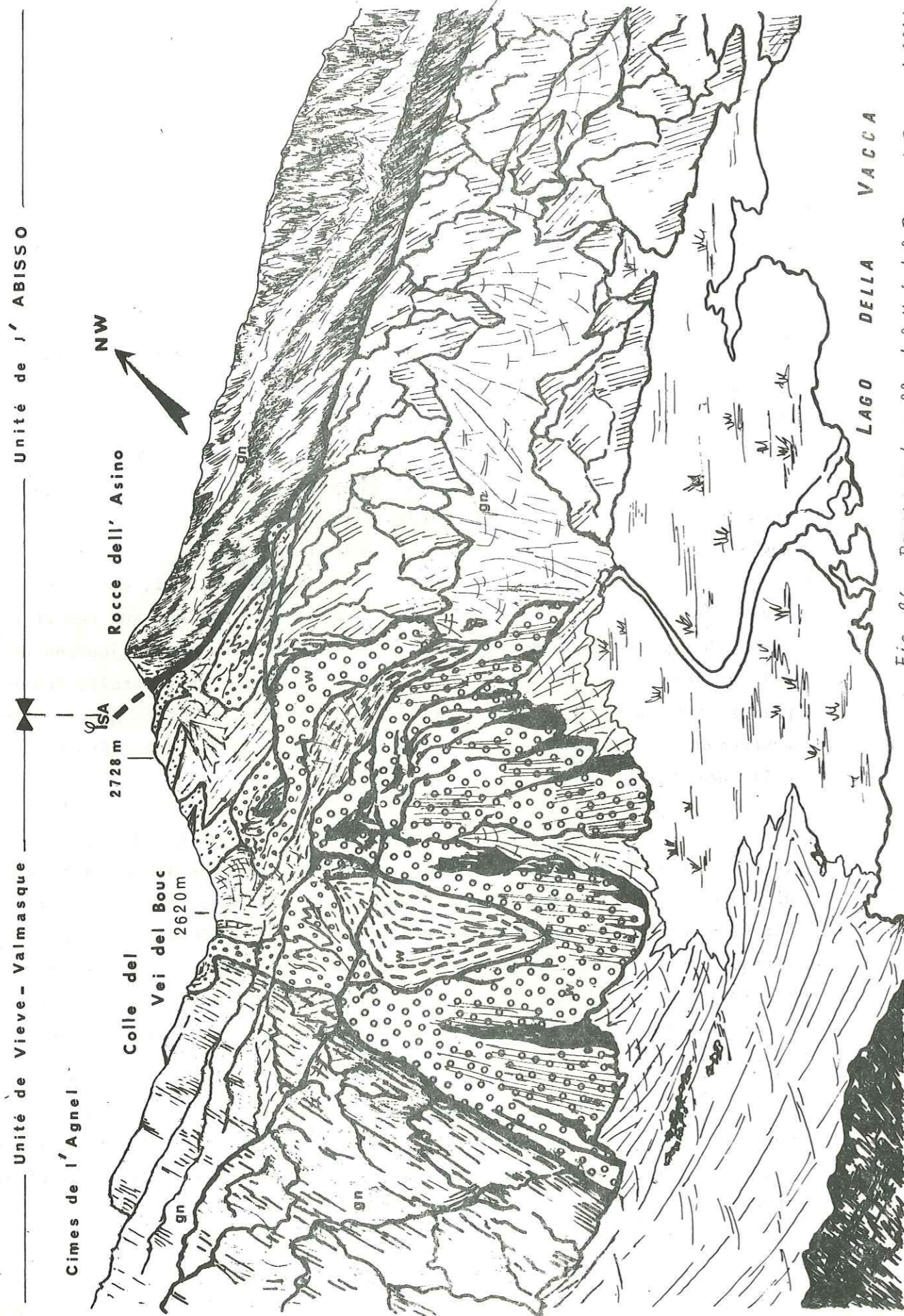


Fig. 26.: Panorama du colle del Vei del Bouc et Rocce dell'Asino (depuis Lb 170). Localisation de l'accident Sabion-Abisso et structures plissées du Vei del Bouc

gn.: gneiss, W1-W2.: Werfénien grésopélitique

4. Entre le colle del Vei del Bouc et la Culatta (Valle del Sabbione (fig. 24 coupes J à N) une seconde famille de replis est localisée au niveau du Valletta Grande, au pied de la rocce dell'Asino. Ces replis affectent le Werfénien gréseux et les gneiss. Ils sont reliés aux structures de la crête N du colle del Vei del Bouc. Malgré leur orientation (N 95-100) ils ne semblent pas devoir être dissociés de la structure majeure du colle del Vei del Bouc. Faiblement déversés vers le S W ils sont également tronqués par l'accident de Sabion-Abisso et surmontés en contact anormal par les gneiss du massif de la rocce dell'Asino.

b) Les microstructures :

La nature lithologique des formations engagées dans les structures du Vei del Bouc a une importance primordiale dans l'enregistrement des déformations à l'échelle centimétrique ou millimétrique.

- Les microstructures affectant les gneiss migmatitiques sont celles d'un matériel rigide, incompétent.
- Le Werfénien grésopélitique réagit, par contre, de façon compétente, plus souple.

1. Les microplis

Dans les gneiss il est rare d'observer des plis métriques. Une telle structure plissée d'axe N 130 avec une schistosité de plan axial inclinée à 60° vers le N E est cependant observable au revers S E du colle del Vei del Bouc, sur le flanc N du synclinorium.

Dans les grès quartzites du Werfénien les microstructures plissées sont très nombreuses. Les macrostructures orientées N 110-120, à plan axial voisin de la verticale, sont accompagnées de multiples replis métriques et centimétriques. Ils masquent les microstructures plissées correspondant aux plis déversés antérieurs. Les microplis sont principalement localisés au niveau des alternances grésopélitiques qui marquent le passage entre le Werfénien inférieur et supérieur. A l'échelle de la lame mince ces replis, orientés N 110-120, présentent une schistosité de flux, réfractée dans les niveaux gréseux et disposée en éventail. (Pl.A., photo. 6-7)

Ces replis s'observent également dans les synclinaux dolomitiques occupant le coeur de la structure au colle del Vei del Bouc.

2. Les phénomènes de disharmonie :

Les variations lithologiques existant entre les gneiss, et le Werfénien gréseux, pélitique ou dolomitique sont à l'origine de déformations disharmoniques. Celles-ci sont particulièrement développées au niveau du colle del Vei del Bouc (fig. 27), où elles affectent les termes gréseux et pélitiques du Werfénien. L'adhérence des formations sédimentaires tégumentaires sur le socle cristallin, dont elles épouseraient les déformations (A. Faure-Muret, 1955; M. Lanteaume, 1962, 1968), ne serait donc pas totale. Il semblerait, au contraire, que le tégument subisse une évolution structurale de détail localement indépendante de celle de son socle cristallin.

3. La schistosité :

Les structures plissées affectant le socle de l'unité de Viève - Valmasque sont synschisteuses.

Dans les gneiss la schistosité est souvent le seul caractère microstructural observable. Elle est de type cataclastique (P. Aicard et al., 1968) et s'accompagne d'un métamorphisme faible (début de l'épizone) rétroformosant les paragenèses du socle. Les minéraux de rétroformisme (séricite, chlorite, albite, quartz) s'orientent dans les plans de schistosité. Quand les minéraux de l'ancienne paragenèse persistent ils sont flexurés et réorientés dans ces mêmes plans. (Pl. A photo.1) .

Dans les plans majeurs de schistosité, le degré mylonitique est plus accentué. Les quartz sont écrasés, le fer sorti des anciennes biotites apparaît sous forme de cristaux de pyrite accompagnés de queues de recristallisation orientées selon la schistosité.

Les faciès mylonitiques se traduisent par une cataclasion intense des minéraux qui sont entièrement broyés. Les caractères de la roche cristalline originelle sont effacés. Ces mylonites présentent une structure microgranulaire dans laquelle quartz et feldspaths sont associés à une trame phylliteuse essentiellement séricitique.

Dans le Werfénien, les galets roses des faciès conglomératiques sont étirés et réorientés dans les plans de schistosité. Dans les faciès gréseux les quartz sont allongés en amandes, étirés ou écrasés. Les recristallisations sont nombreuses. Ils sont orientés dans les plans de schistosité correspondant aux structures (N 110-120), à plan axial vertical. Ces quartz présentent localement des flexures, traces de déformations synschisteuses antérieures (plis couchés ...). (Pl.A photo. 7) .

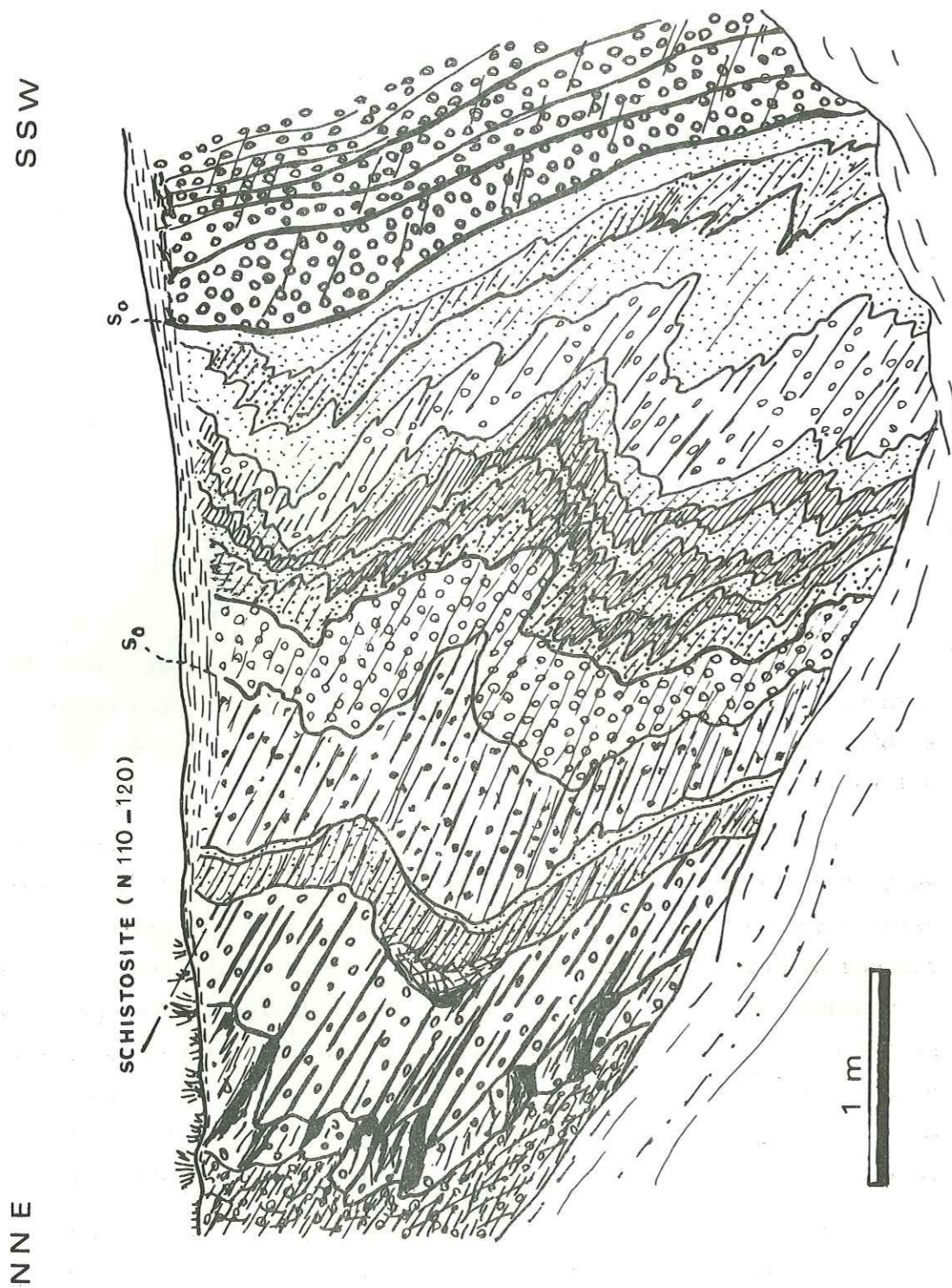


Fig. 27.: Phénomènes de disharmonie dans les grès conglomératiques du Werfénien inférieur (W₁) et pélites du Werfénien supérieur (W₂) au colle del Vei del Bouc.

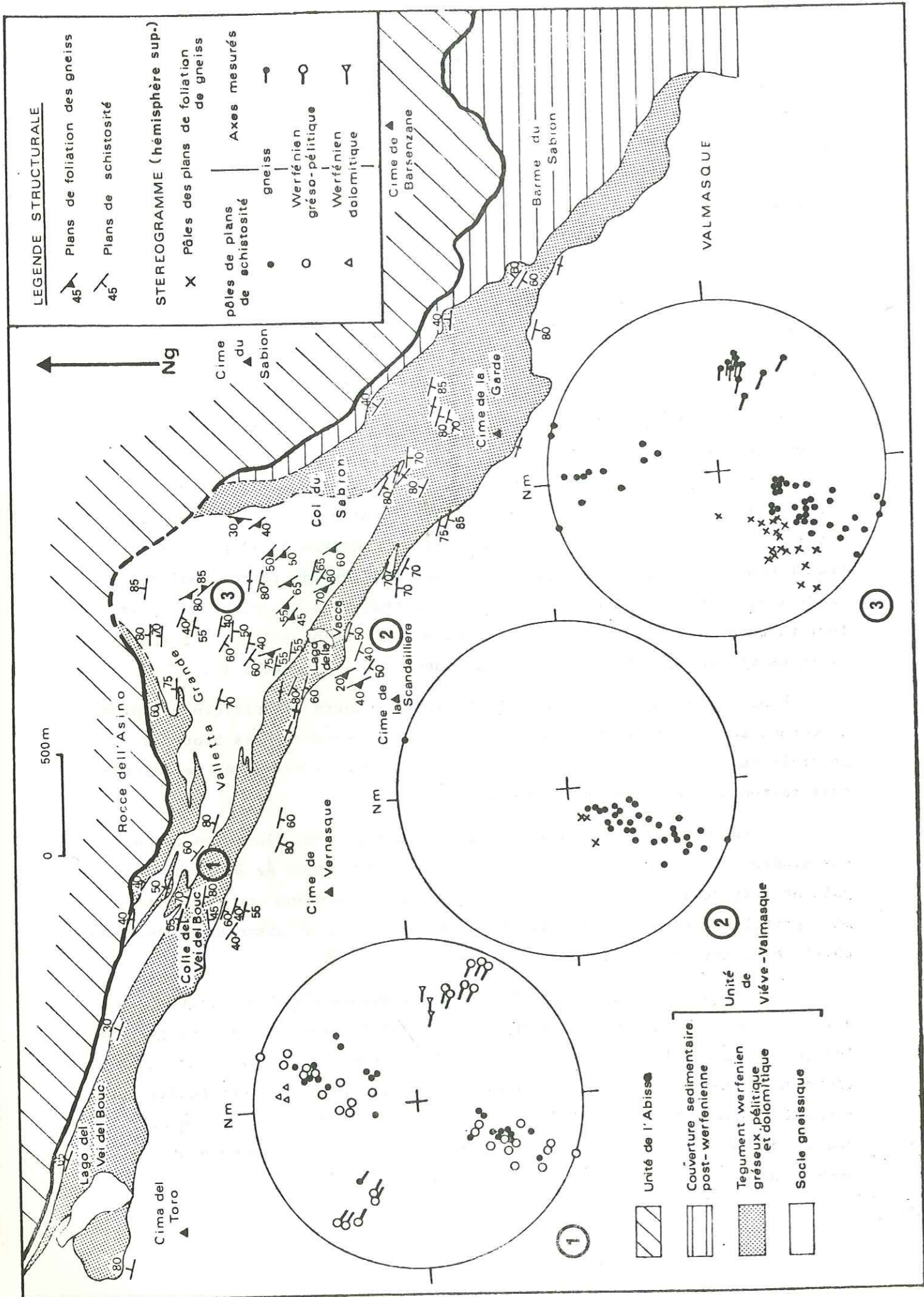


Fig. 28.: Schéma structural analytique du socle de l'unité de Viève-Valmasque dans la région du Vei del Bouc. Carte de répartition de la schistosité et diagrammes.

Dans les faciès pélimitiques du Werfénien supérieur la schistosité est très marquée. La réorientation des phyllites est nette et les néoformations séricitiques sont nombreuses. Elles peuvent même s'accompagner de néogénèses plagioclasiques (albite) parfaitement alignées suivant les plans de schistosité au sein de faciès plus carbonatés (cf. chapitre des néogénèses albitiques).

c) Relations entre microstructures et macrostructures :

Les données de l'analyse microstructurale sont importantes quant à l'interprétation des macrostructures.

La position spatiale des plans de schistosité observés soit dans les gneiss, soit dans les termes gréseux, pélimitiques ou dolomitiques du Werfénien, correspondent aux plis N 110-120, à plans axiaux verticaux (fig. 28).

Les plans de foliation, de même que la schistosité correspondant aux anciens plis couchés, sont réorientés ou effacés par cette dernière schistosité.

L'analyse microstructurale démontre également qu'il y a continuité entre les schistosités qui apparaissent dans les gneiss et celles du Werfénien. Elles sont de même type et ont pour origine la même phase de déformation.

2°/ Le socle de Valmasque dans la région du col du Sabion :

Le col du Sabion correspond à un vaste ensellement de la crête frontière entre la cime du Sabion au N E, et la cime de la Scandaillière au S W. Il fait communiquer à une altitude moyenne de 2.250 m, la vallée de la Valmasque avec la vallée del Sabbione et la région del Vei del Bouc (fig. 29).

Les structures plissées affectant le socle de Valmasque dans la région de Vei del Bouc sont divisées au niveau du col du Sabion en deux familles de replis synclinaux. Elles sont séparées par un anticlinal à coeur de gneiss migmatitiques localement amphiboliques, formant relief au centre du col (P.C. 2.369 m).

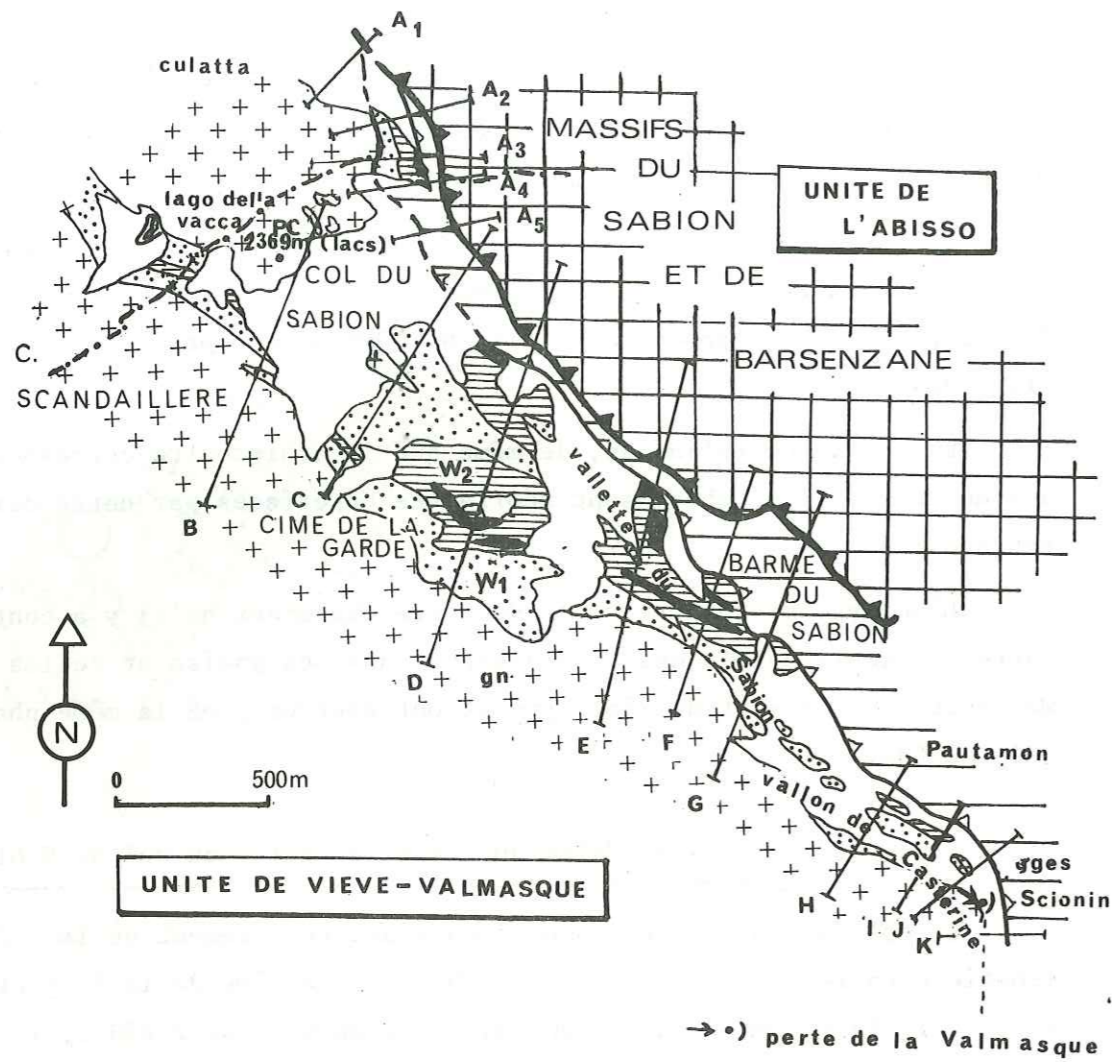


Fig. 29.: Localisation des Coupes entre le col du Sabion et le vallon de Castèrine
 Unité de Viève-Valmasque : gn.: gneiss, W₁.: grès werfénien inf., W₂.: pélites W_f.supér.
 en noir : cargneules et dolomies triasiques
 tirets horizontaux = couverture sédimentaire
 Unités Abisso : quadrillage

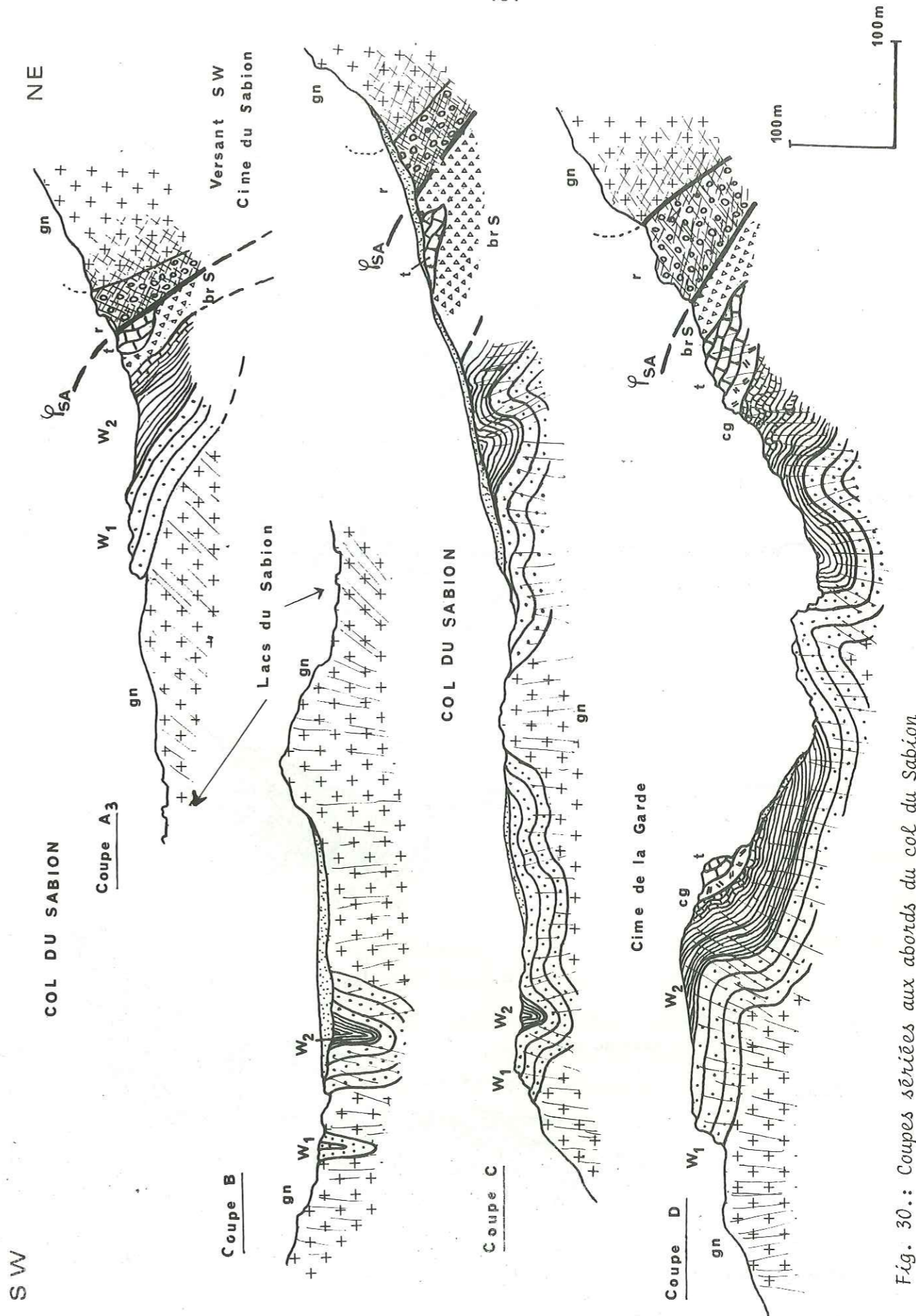


Fig. 30.: Coupes séries aux abords du col du Sabion
 Unité Viève-Valmasque : gn.: gneiss, W₁.: grès werfénien inf., W₂.: pélites et dol. Werf.
 cg.: cargneules triasiques, t.: dolomies triasiques
 Unité Abisso.: BRS : Brèches sédimentaires, r : Permien, gn.: gneiss

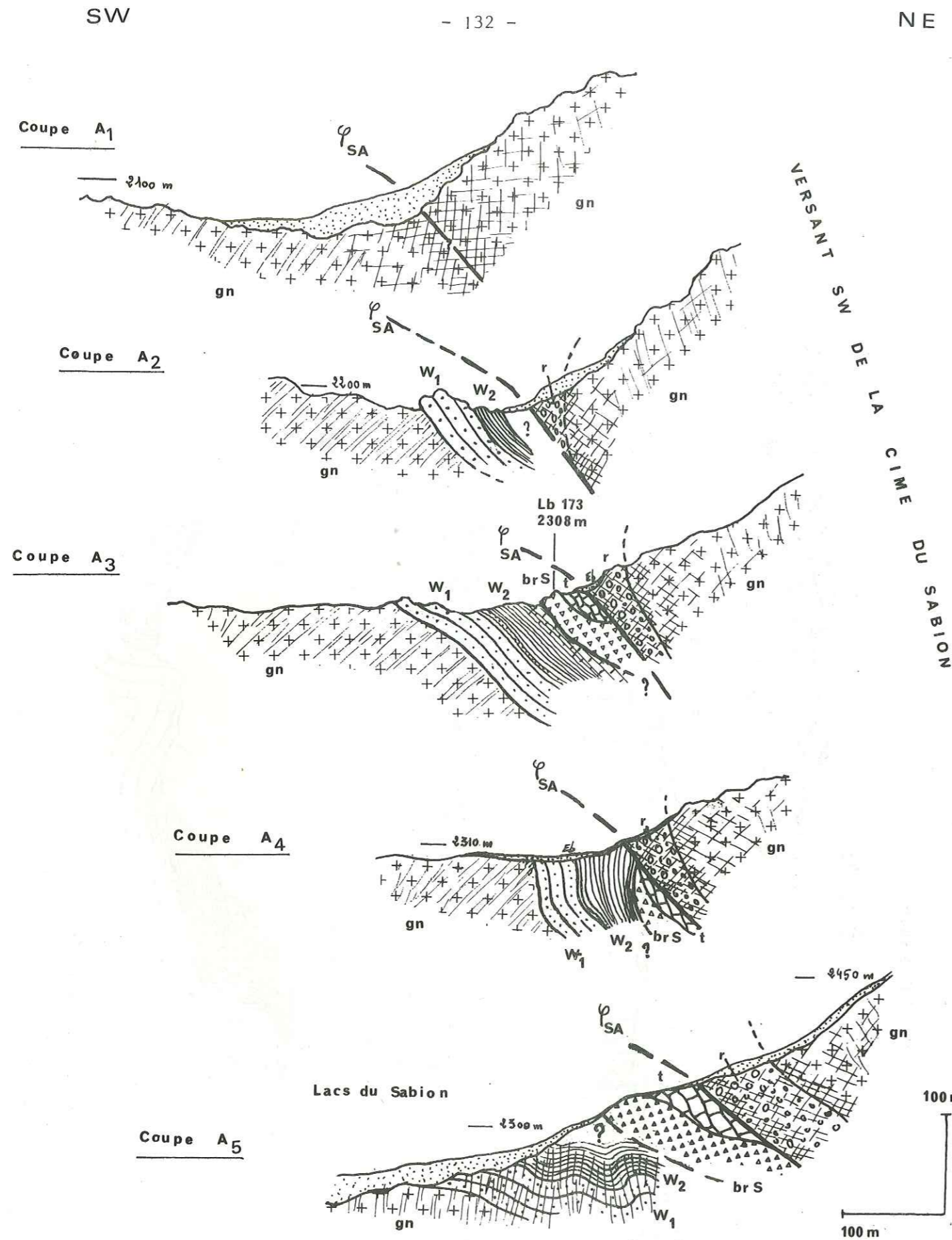


Fig. 31.: Coupes s eries au niveau de l'Elément triasique des Lacs du Sabion
L gende Fig. 30 page 131 .

- La zone méridionale du col du Sabion (fig. 30 coupes A   D) est occupée par un synclinal   enveloppes gréseuses werféniennes et coeur pélitique, correspondant à la prolongation sud-orientale du synclinal majeur du colle del Vei del Bouc (fig. 30, coupe B). Orienté N 110-120, ce synclinal admet de nombreux replis secondaires, en particulier à hauteur du vallon du Sabion, affluent de la Valmasque. Il est affecté d'une schistosité de plan axial.

La cime de la Garde (fig. 30, coupe D), puissant verrou barrant au S E la dépression du col du Sabion, est constituée par une structure anticlinale hectométrique développée sur le flanc S du synclinorium méridional du col du Sabion. Cette structure synclinale majeure admet au revers N de la cime de la Garde, un coeur de cargneules bréchifiées et de dolomies triasiques recristallisées cargneulisées. Les niveaux pélitiques et dolomitiques du Werfénien supérieur dessinent plusieurs replis synclinaux, orientés comme la macrostructure (N 110-120). Elles épousent les déformations des niveaux gréseux werf niens bien représentés à la cime de la Garde.

- La zone septentrionale du col est occupée par une seconde famille de replis dessinant une macrostructure synclinoriale représentée par son seul flanc S   l'affleurement (fig. 31, coupes A₄- A₅).

Le Werfénien gréseux, pélitique et dolomitique qui la compose est affecté de plis d'axe N 125, synschisteux, à plan axial incliné à 40  vers le N E. La série est complétée sur le flanc S W de la cime du Sabion, par des cargneules et dolomies triasiques semblables à celles de la cime de la Garde. La succession est interrompue au niveau de l'accident chevauchant de Sabion-Abisso, qui est accompagné à cet endroit de brèches sédimentaires non déformées. Le flanc N de cette structure est masqué au N W par les dépôts glaciaires du col du Sabion.

Les microstructures du socle de Valmasque dans la région du col du Sabion, sont comparables à celles de la région du Vei del Bouc.

- Dans les gneiss, les plans de schistosité cataclastique sont nombreux. Orientés N 110-120, ces plans sont proches de la verticale. Au pied de la cime de la Garde la cataclasation est plus intense et se traduit par l'apparition de zones mylonitiques verticales.

SSW

NNE

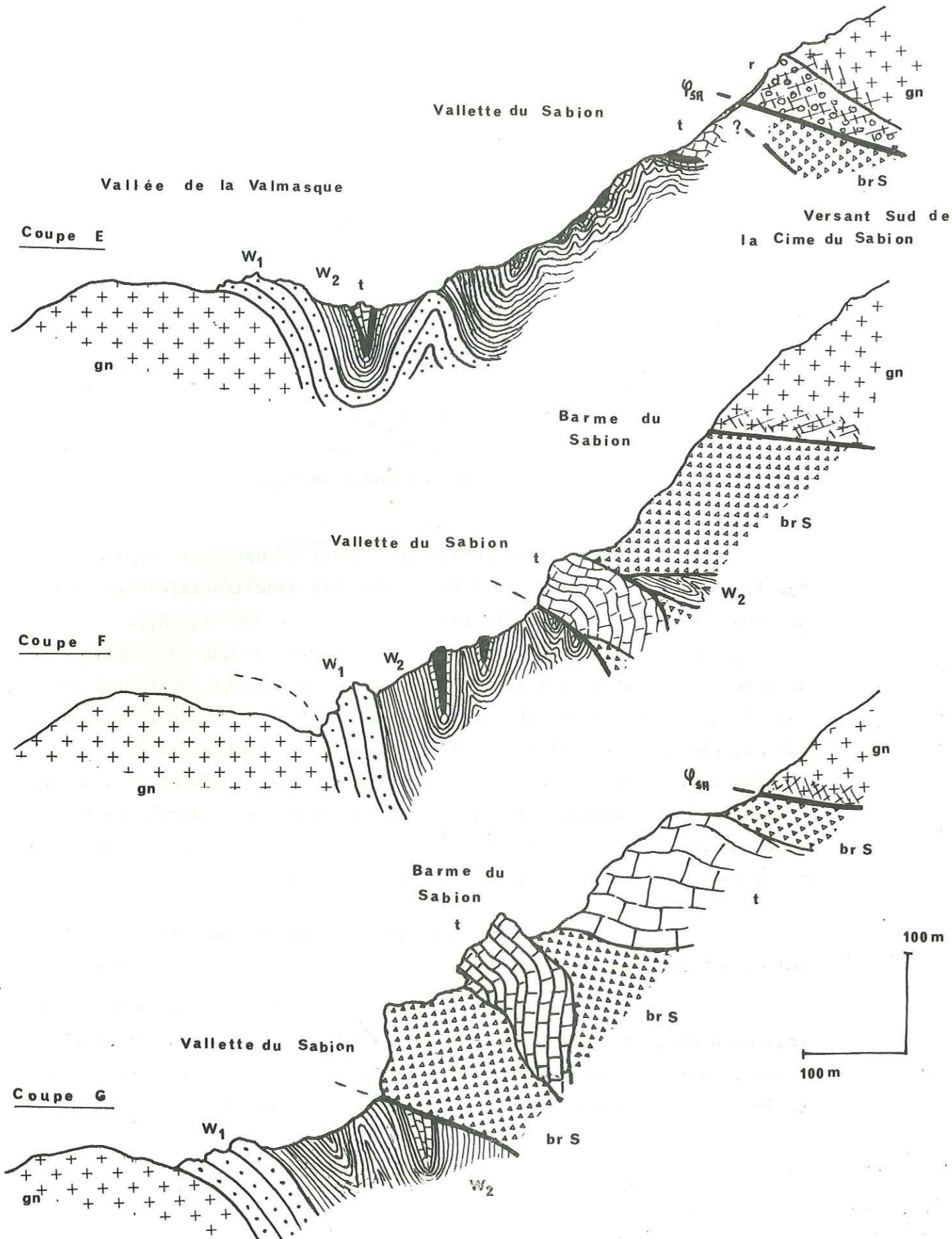


Fig. 32.: Coupes sèrièes dans la Vallette du Sabion . Lègende fig. 30 page 131 .

SW

NE

Coupe H

Coupe I

Coupe J

Coupe K

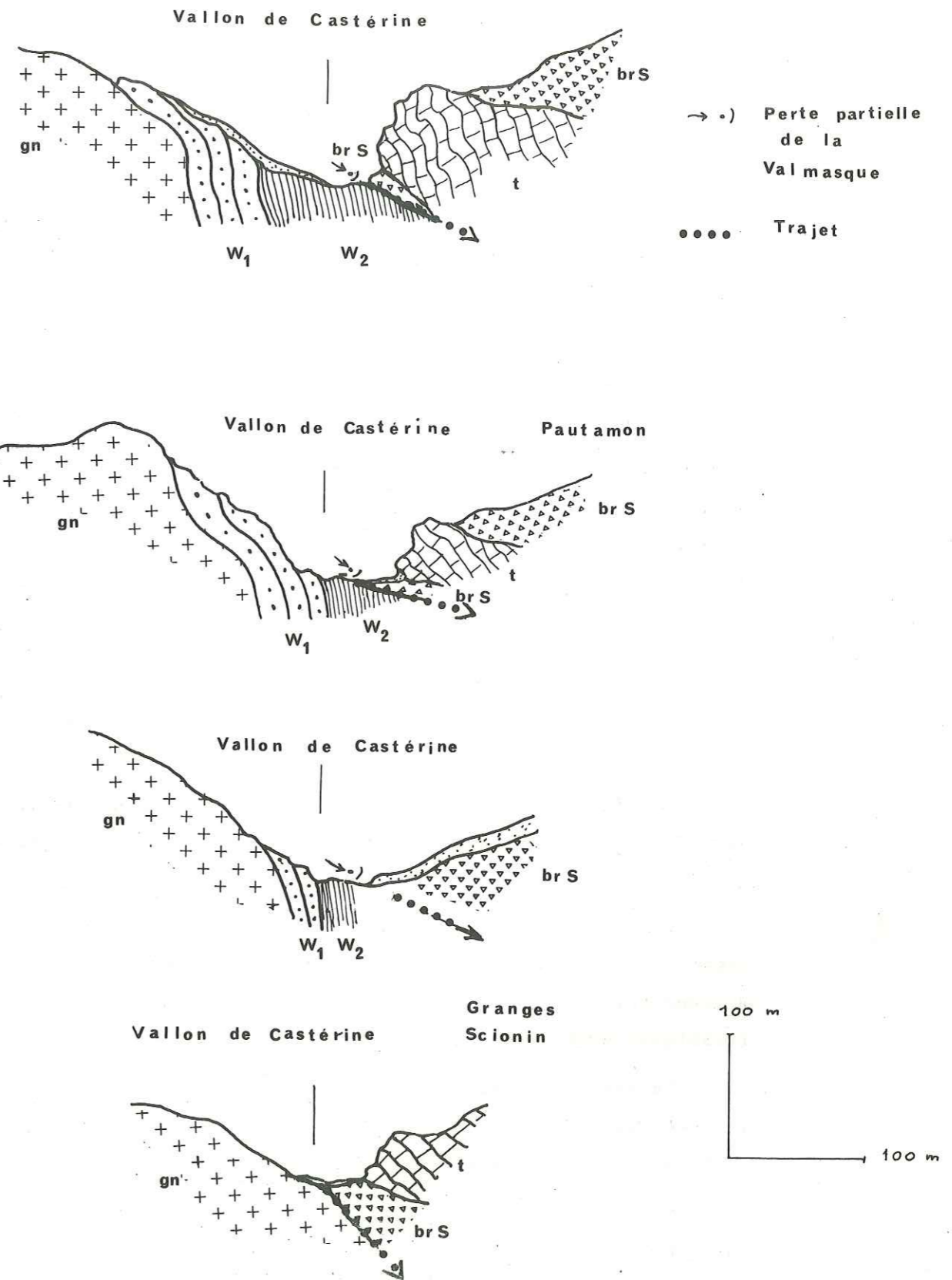


Fig. 33.: Coupes sèrièes orientèes NE-SW, dans le vallon de Castérine, en amont de Castérine . Lègende fig. 30 page 131 .

Les gneiss migmatitiques amphiboliques affleurant au centre du col du Sabion, se présentent sous un faciès lité, présentant des alternances centimétriques à quartz et feldspaths et des lits verts amphiboliques (hornblende verte). Leur orientation N 125-130 est proche de celle des schistosités enregistrées dans les faciès dépourvus d'amphiboles, et qui sont obliques sur la foliation.

- Dans les grès conglomératiques werféniens, les galets sont encore écrasés, les replis métriques et centimétriques sont nombreux (vallon du Sabion) et une schistosité de flux à paragénèse séricitique apparaît avec une orientation N 110-120.

- Au niveau des pélites du synclinal N de la cime de la Garde, les plans de schistosité dessinent un éventail caractéristique.

L'analyse des microstructures de la région du col du Sabion démontre, à nouveau, le caractère synschisteux des déformations plissées qui affectent le socle de l'unité de Viève-Valmasque ainsi que l'identité des schistosités observables aussi bien dans les gneiss que dans le Werfénién inférieur ou supérieur, et même dans les niveaux cargneuliques et dolomitiques triasiques.

3°/ Les structures du socle de Valmasque dans la haute vallée

de Castérino :

Les structures de la cime de la Garde et du col du Sabion se suivent vers le S E, au niveau du valette du Sabion et de la vallée de Castérine, qui prolonge la vallée de la Valmasque (fig. 32-33, coupes E à K).

Le synclinal N de la cime de la Garde est affecté au niveau du vallette du Sabion par plusieurs replis synclinaux pélitiques werféniens à coeur dolomitique. Localement des cargneules et dolomies recristallisées triasiques sont pincées dans les schistes werféniens.

La trace de l'anticlinal central du col du Sabion n'est plus marquée ici que par des faciès gréseux écrasés affleurant en position anticlinale au sein des pélites werféniennes du vallette du Sabion.

Les replis synclinoriaux septentrionaux ne sont plus représentés que par des plis métriques et centimétriques affectant les formations pélitiques et dolomitiques du haut vallette du Sabion. Ces déformations sont accompagnées de phénomènes disharmoniques à l'échelle centimétrique (lit) ou décimétrique (banc).

La succession est limitée au NE par les brèches sédimentaires très épaisses au niveau de la barme du Sabion et qui sont subordonnées à l'accident de Sabion - Abisso.

La schistosité accompagnant les structures du socle à hauteur de la vallette du Sabion, est conforme aux macrostructures du col du Sabion (N 100-120).

Au-delà de sa confluence avec la vallette du Sabion, la vallée de la Valmasque prend le nom de vallée de Castérino.

En direction du S E, seul le flanc S du synclinal méridional du col du Sabion apparaît à l'affleurement. Il est constitué par les gneiss de la Valmasque et les grès et pélites werféniens. Le contact entre le Werfénién gréseux et pélitique est pratiquement vertical, il est même localement déversé vers le N au fond du vallon de Castérine, à hauteur des granges Scionin (fig. 33, coupe J). A cet endroit le socle de Valmasque disparaît sous les brèches sédimentaires et dolomies du versant de Pautamon et des granges Scionin. Malgré la rareté des affleurements masqués sous les dépôts fluvio-glaciaires du vallon de Castérine, les structures semblent passer d'une direction N 120 à une direction N 140.

Quoiqu'il en soit, dans cette zone, le socle de l'unité de Viève - Valmasque s'ennoie sous la couverture sédimentaire qui occupe toute la rive gauche du vallon de Castérine. Cette zone de contact se marque par une perte importante de la Valmasque, devenue "torrent de Castérine" (perte des granges Scionin). Les colorations à la fluoresceïne ont démontré le passage de ces eaux sous le massif du mont Chajol et leur résurgence au "rocher de la Masquette" à Viève, encore au contact socle-couverture, soit 6 km à l'E.

4°/ Le socle de Viève - Valmasque aux abords du mont agnelet :

Masqué, d'une part, par les formations sédimentaires de couverture des versants occidentaux des massifs du mont Chajol et de la cime de Gratin, et d'autre part, par les dépôts glaciaires et alluviaux du vallon de Castérine, le socle de l'unité de Viève - Valmasque réapparaît en rive gauche de ce vallon en aval de Castérine. Il constitue alors dans la région du lac des Mesces, tout le soubassement du mont Agnelet.

Le socle cristallin est constitué à cet endroit par des gneiss migmatitiques riches en faciès chloritiques. Les paragénèses initiales et les phénomènes de rétro-morphisme qui les accompagnent (P. Aicard et al., 1968), sont identiques à ceux de la région de Vei del Bouc - Sabion.

Le socle sédimentaire est composé de Permien et de Werfénien. La série permienne est représentée par les pélites vertes appartenant à la formation des "Merveilles". Elles sont surmontées localement (S E du mont Agnelet) par la formation gréseuse discordante du "Bégo". Ces niveaux permien accusent dans cette zone des réductions d'épaisseur considérables (paléorelief des Mesces). Ainsi la série des "Merveilles" n'atteint que 2 à 3 mètres d'épaisseur au niveau de la barne de l'Agnelet.

Les grès werféniens n'affleurent qu'en de rares exceptions, immédiatement sous la couverture sédimentaire (barne d'Ourne, crête S W du mont Agnelet, versant S de la cime de Praï). Ils reposent en discordance sur les formations du Bégo ou des Merveilles. Ils se présentent sous un faciès très écrasé et fortement altéré (ankérite).

Le socle sédimentaire est affecté par des structures plissées orientées N 100-130, et déversées vers le S W. Ces déformations sont synschisteuses. Elles s'accompagnent dans le Permien, d'un métamorphisme épizonal, correspondant à la paragénèse rétro-morphique du cristallin. Ces néogénèses minérales sont orientées suivant les plans de la schistosité, dont la direction (N 100-120) est la même que la schistosité cataclastique affectant les gneiss. Au droit de ce paléorelief permien des Mesces, la géométrie de ces plis semble contrôlée par une déformation du socle en horst, liée au jeu de failles majeures orientées également N 100-130, et fortement inclinés vers l'E. P. Aicard et al., 1968 attribuent l'ensemble de ces déformations à l'orogénèse alpine et démontrent le caractère syntectonique et symmétamorphique des minéralisations hydrothermales qui les accompagnent.

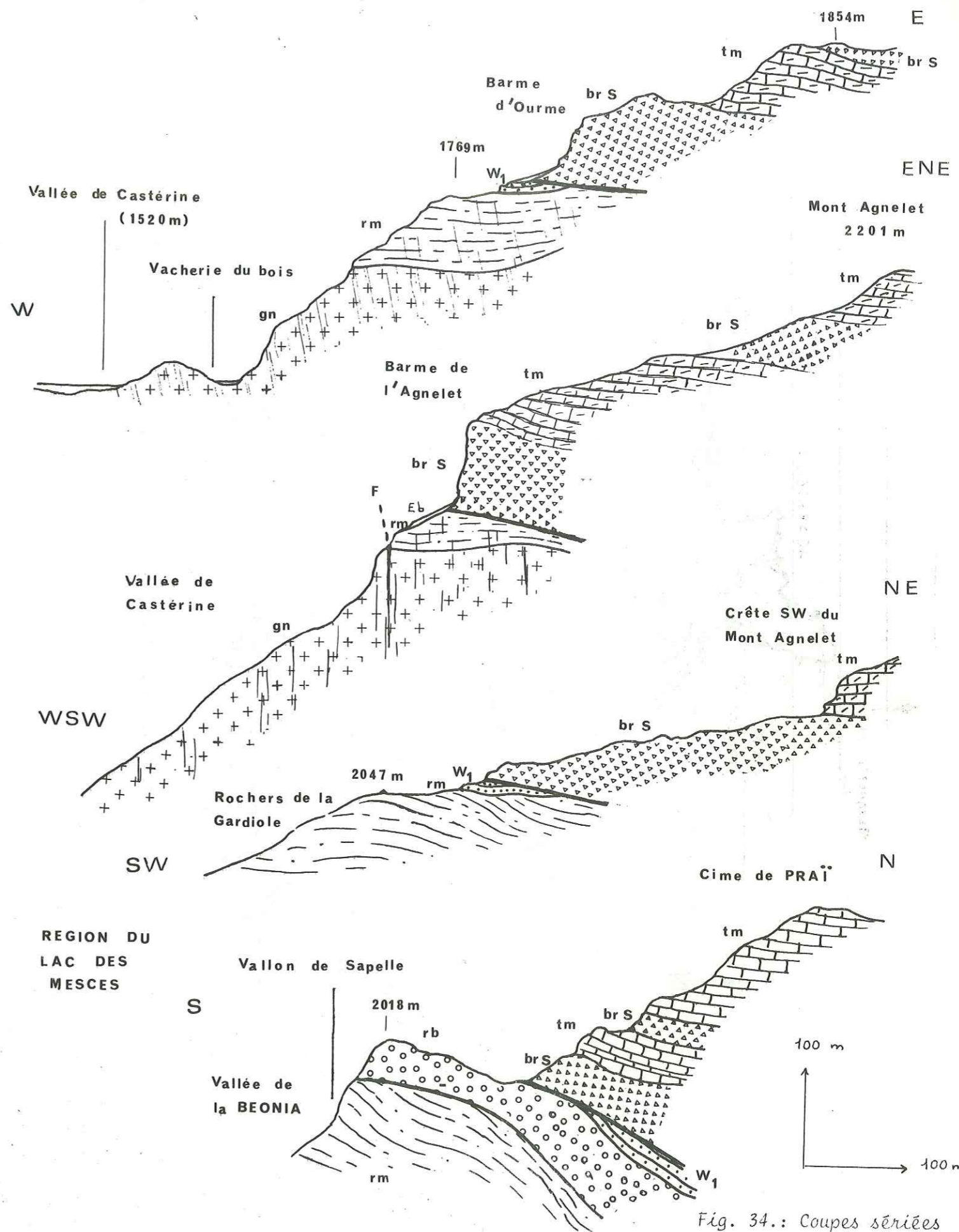


Fig. 34.: Coupes séries aux abords du Mt. Agnelet
 Légende fig. 30 page 131, rm : Permien série des Merveilles, rb : Permien série du Bégo.

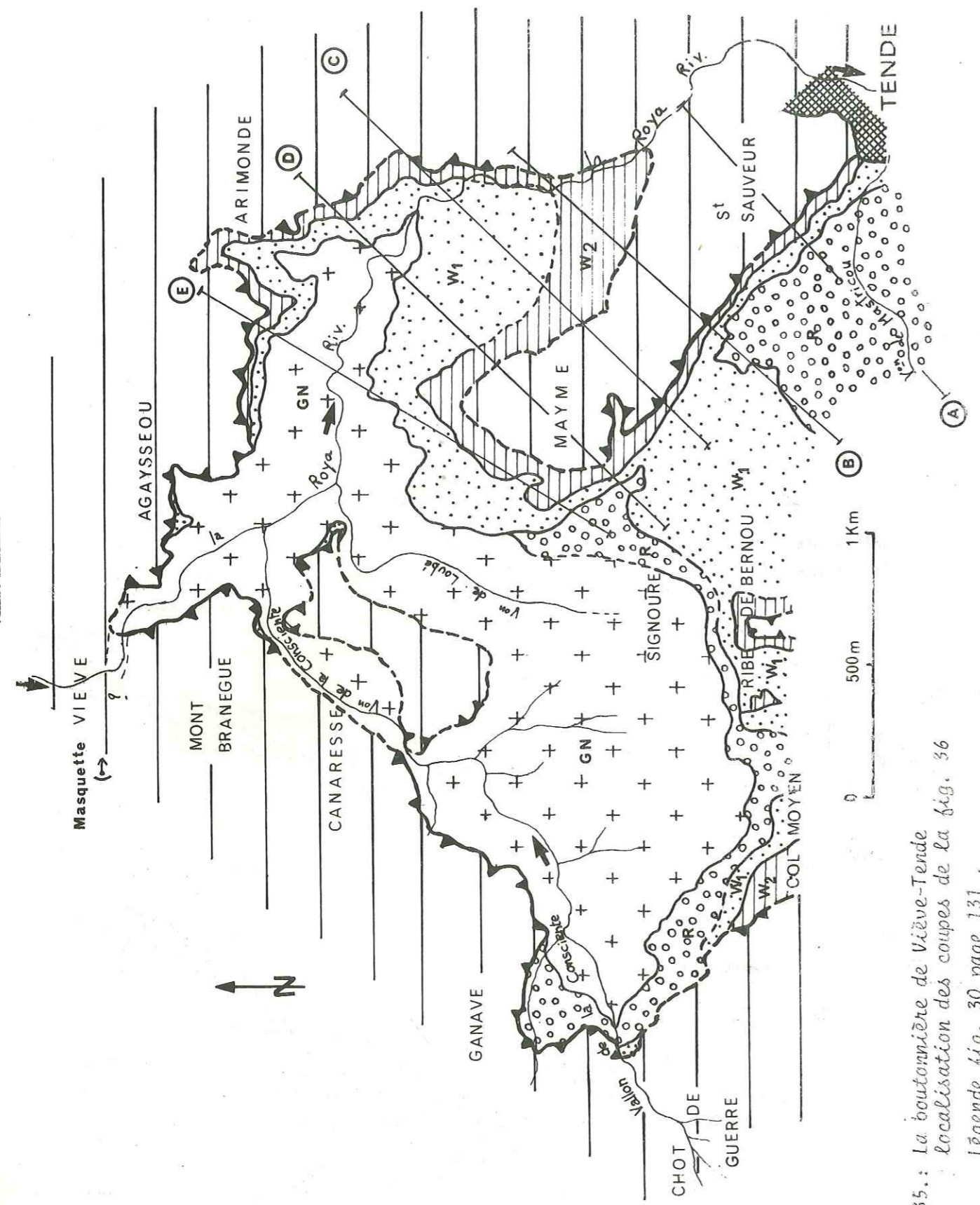


Fig. 35.: La boutonnière de Viève-Tende
 localisation des coupes de la fig. 36
 Légende fig. 30 page 131.

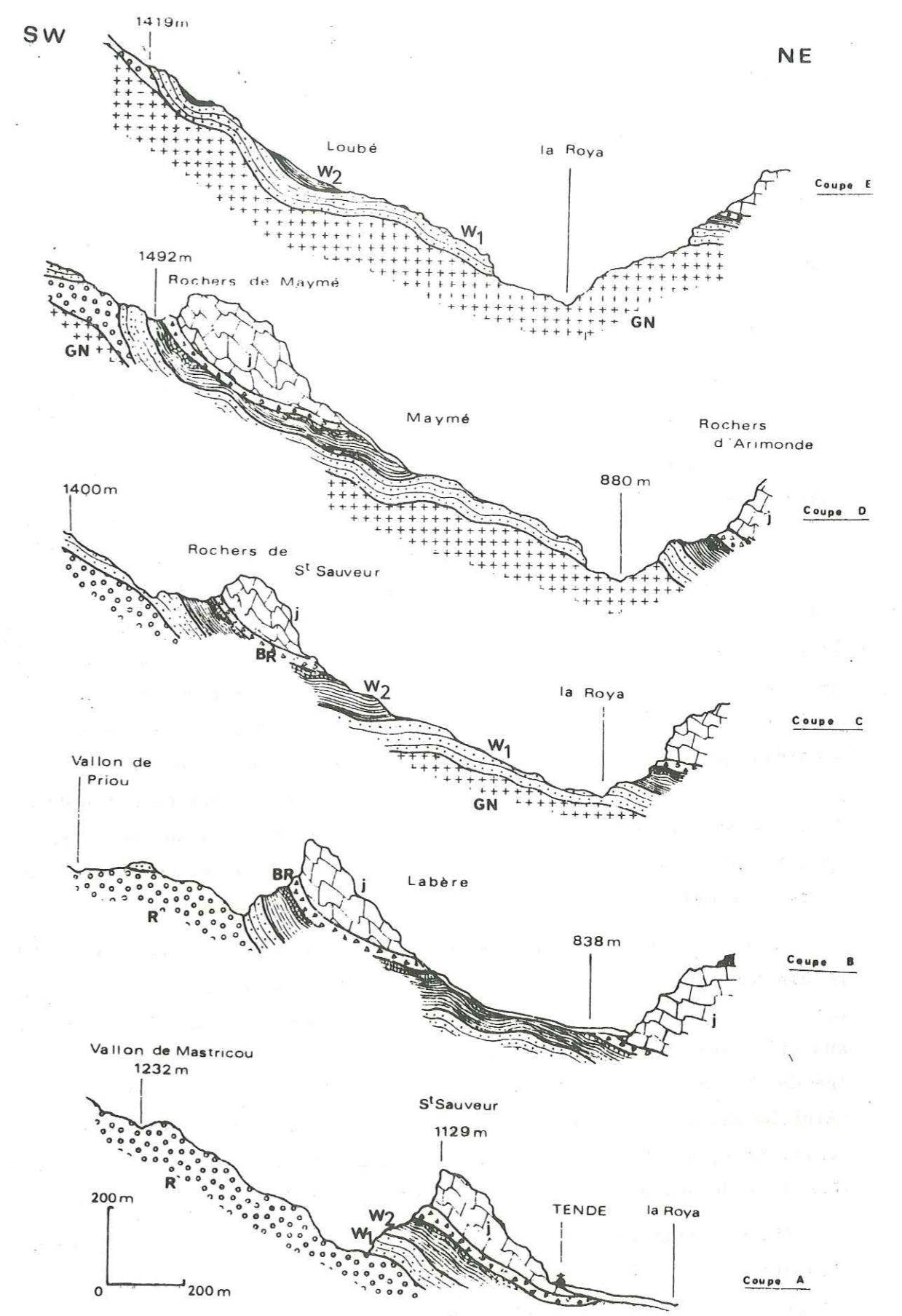


Fig. 36 : Coupes sèriées dans la boutonnière de Viève-Tende .
 Légende Fig. 30 page 131 .

B - Etude structurale du socle de l'unité de Viève - Valmasque
dans la vallée de la Roya

Le socle de l'unité de Viève - Valmasque réapparaît au sein de la couverture sédimentaire dans la vallée de la Roya entre Viève et Tende et ses affluents de Consciente et de Loubé. Ces affleurements constituent "la boutonnière de Viève - Tende".

Ce "brachyanticlinal" situé au N W de Tende fut décrit en 1955 - 1956 par P. Fallot et M. Lanteaume qui soulignèrent sa direction N - S, paradoxale, par rapport au grand axe (NW - SE) du massif de l'Argentera-Mercantour.

J.F. Toussaint (1966) interprète le "Brachyanticlinal de Tende" comme un pli tardif du socle, postérieur au soulèvement général du socle et accentuant le déplacement de la couverture sédimentaire déjà décollée.

Les affleurements cristallins de la boutonnière de Viève - Tende s'étendent sur les vallées de la Roya, de la Consciente et sur le vallon de Loubé (fig. 35 et 36). Ils sont constitués par des gneiss migmatitiques de faciès identiques à ceux de la Valmasque. La trace de l'ancienne foliation est attestée par des alternances de lits verts chloritiques et séricitiques, et de lits blancs quartzo-feldspathiques, où les néogénèses quartzitiques et albitiques sont fréquentes. Cette paragenèse traduisant une rétro-morphose épizonale, les minéraux sont orientés suivant les plans de schistosité qui affectent les gneiss. Le plus souvent ces faciès sont écrasés et mylonitisés et l'ancienne foliation est masquée.

Le Permien (grès et conglomérats appartenant à la formation du "Bégo"), ne dépasse pas, au N, le rocher de Mayme et le haut vallon de Consciente. Ces affleurements sont reliés au-delà du col Moyen et du Ribe de Bernou, aux affleurements tégumentaires qui occupent tout le versant N de la vallée de la Béonia et le versant W de la vallée de la Roya, au N E de Saint Dalmas de Tende. Les grès du "Bégo" sont affectés par une intense schistosité, accompagnée de recristallisations quartzitiques et albitiques. Les plans de schistosité sont soulignés par un feutrage sériciteux.

Le Werfénien grésopélitique repose indifféremment sur le Permien (col Moyen, Ribe de Bernou, Mayme, Saint Sauveur), ou directement sur les gneiss (vallée de la Roya, vallon de Loubé).

- Axes de plis mesurés dans les quartzites werféniennes
- Axe de pli construit dans les quartzites werféniennes

Schistosités :

- x dans les gneiss
- ▲ dans le Permien
- △ dans le Werfénien (Grès et pélites)

• Stratifications dans le Werfénien gréseux, correspondant au pli construit

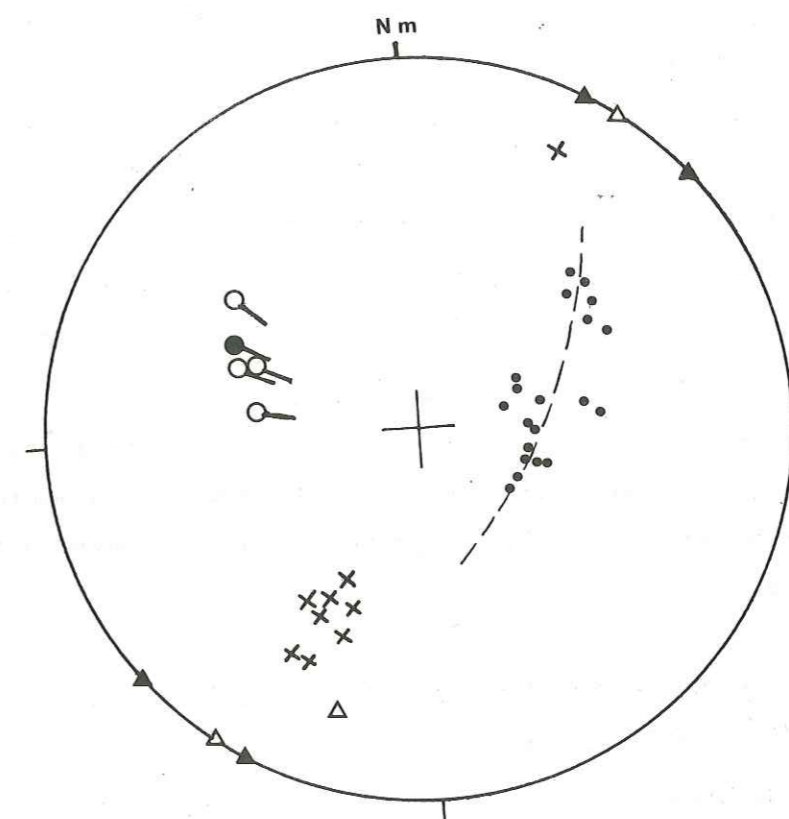


Fig. 37. : Diagramme des microstructures du socle de l'unité de Viève-Valmasque, au niveau de la fenêtre Tende-Viève

Au N E du vallon de Loubé il est masqué par la couverture sédimentaire. Seul le Werfénien gréseux affleure localement (Canarisse dans le vallon de Consciente, Rive gauche du vallon de Loubé, Agaysseou). Il apparaît alors coincé sous la couverture sédimentaire et présente un faciès très écrasé (état pulvérulent) et toujours fortement altéré (ankérite).

Le socle de l'unité de Viève - Valmasque montre dans la vallée de la Roya des structures plissées synschisteuses identiques aux structures de Valmasque.

Les plis sont orientés N 110-120. Leurs plans axiaux sont proches de la verticale (fig. 37).

Les schistosités enregistrées dans les gneiss, le Permien et le Werfénien grésopélitiques ont toutes la même orientation (N 110-120) et sont sub-verticales. Elles ont une origine commune.

Les structures plissées décamétriques ou métriques sont très nettes dans le Werfénien gréseux et pélitique au niveau des gorges que la Roya a creusé en amont de Tende.

Situés à l'extrémité de la zone d'ennoyage sud-orientale du massif de l'Argentera - Mercantour, ces plis, de même que la macrostructure synclinale de Mayme - Saint Sauveur, accusent un plongement d'axe accentué (30°-40°) vers le S E.

C - Conclusions sur l'Etude structurale du socle de l'unité de Viève - Valmasque :

L'étude structurale du socle de l'unité de Viève - Valmasque montre que les gneiss et le tégument Permo-Werfénien du domaine de la Valmasque et de la région de Viève - Tende sont impliqués dans une tectonique alpine génératrice de structures plissées.

On observe :

- 1/ Des plis couchés orientés N 120 à 140 déversés vers le SW et accompagnés d'une schistosité de flux tant dans les gneiss que dans les niveaux gréseux du tégument.

Cette phase de plissement synschisteuse est métamorphique et des paragénèses correspondant au début de l'épizone y sont observées soit sous forme de rétro-morphoses

orientées dans les plans de schistosité cataclastique des gneiss, soit sous forme de néogénèses alignées dans les plans de schistosité du Permien et du Werfénien.

- 2/ Des plis droits également accompagnés d'une schistosité de plan axial orientés N 110-120 à plongement axial vers le S E.

Ces plis sont localement rétro-déversés vers le N E, (ex. col du Vei del Bouc).

Ils déforment les structures précédentes.

II - La COUVERTURE SEDIMENTAIRE de l'UNITE de VIEVE - VALMASQUE

A - Localisation et composition :

La couverture sédimentaire de l'unité de Viève - Valmasque constitue :

- Dans la région centrale du domaine étudié, les massifs calcaires et calcaréo-dolomitiques triasiques et jurassiques du mont Agnelet (2.201 m), du mont Chajol (2.293 m) et de la cime de Gratin (2.139 m).

La partie supérieure de la série est représentée à la cime de Bouscaye (2.032 m) par des calcaires gréseux et des calcschistes crétacés. Au N ces formations sédimentaires ne dépassent pas le vallon de Caramagne au-delà duquel se trouvent les affleurements cristallins et tégumentaires des massifs de l'Abisso et de Barsenzane.

- Dans la vallée de la Roya les affleurements mésozoïques sont situés à la périphérie de la boutonnière de Viève - Tende. De part et d'autre de la vallée de la Roya la couverture constitue les massifs des rochers Saint Sauveur, Mayme, Canarisse et du mont Branègue en rive droite, et ceux d'Arimonde et Agaysseou en rive gauche.

Ces formations sont plus ou moins masquées au niveau de la localité de Viève par les séries sédimentaires du mont Deveille et du mont Court. Elles réapparaissent au N dans le vallon d'Ourtigue et au-delà dans la région de confluence des vallées de la Roya et de Caramagne (fenêtre de Caramagne).

B - Le contact socle - couverture de l'unité de Viève - Valmasque

1°/ Dans la vallée de la Roya :

Le contact entre la couverture et le socle de l'unité de Viève - Valmasque délimite la fenêtre de socle de Viève - Tende.

La couverture repose indifféremment par ses termes triasiques, jurassiques ou crétacés sur les différents constituants du socle cristallin (gneiss) ou sédimentaire (Permien et Werfénien).

Le contact peut se faire directement, avec ou sans niveaux d'écrasement, ou par l'intermédiaire de brèches sédimentaires non déformées. Ces faits sont illustrés dans le tableau suivant et dans la figure 38 :

Observations localisation	Nature de la base du contact	Nature du socle	Présence de brèches sédimentaires *
ROCHERS ST. SAUVEUR	Jurassique	Werfénien sup.	*
MAYME	Jurassique	Werfénien sup.	*
ARIMONDE	Jur./Crétacé	Werfénien sup.	* (localement)
AGAYSSEOU	Jurassique	Werfénien sup. (écrasé)	* (localement)
	Jurassique	Werfénien inf. (écrasé)	
	Jurassique Néocomien Crétacé sup.	gneiss	*
CANARESSE LOUBÉ	Trias moyen	gneiss	* (localement)
	Trias moyen	Werfénien inf. (écrasé)	
MONT BRANÈGUE	Trias moyen Jurassique Jurassique	gneiss gneiss Werf.inf.et sup. (écrasé)	
VIÈVE	Crétacé Jurassique	gneiss Werf.sup. (écrasé)	* * * (localement)
	Crétacé	Werf.sup. (écrasé)	
VALLON DE CONSCIENTE	Trias moyen Trias moyen Trias moyen Trias moyen	gneiss Permien Werf. inf. Werf. sup.	* (localement) * (localement) *

a) Les niveaux d'écrasement de la zone de contact :

Il s'agit de la transformation locale de roches appartenant au socle (dolomies jaunes et pélites du Werfénien supérieur), ou à la couverture sédimentaire (dolomies du Trias moyen ou du Jurassique).

Au lieu-dit "Agaysseou", situé entre le vallon de Saint Pancrace et la Madone de Viève, en rive gauche de la Roya, des lambeaux métriques de Werfénien supérieur grésopélitique et dolomitique apparaissent complètement écrasés à la surface des gneiss. En rive droite du vallon de Saint Pancrace un reliquat décimétrique de Werfénien inférieur gréseux, tectonisé et ankéritisé, subsiste à l'état pulvérulent sur le socle cristallin lui-même mylonitisé. Ces restes werfénien éclatés et schistosés sont accompagnés de recristallisations calcitiques ou dolomitiques.

Dans les niveaux dolomitiques de la base de la couverture ces phénomènes d'écrasement ont été à l'origine de l'apparition de brèches monogéniques.

A Viève les formations alluviales et fluvio-glaciaires qui occupent la vallée de la Roya interdisent toute observation de la zone de contact de la couverture sur le socle. Le seul témoin est localisé au niveau de l'ancienne station de chemin de fer de "Vievola". A cet endroit le Crétacé supérieur repose en contact anormal sur un ensemble plissé, schistosé et écrasé de Werfénien supérieur, grésopélitique, admettant des intercalations dolomitiques. Ce broyat métamorphisé est affecté de recristallisations secondaires calcitiques et de légères dissolutions. (Pl.H photo.1)

Aux abords du mont Branègue, en rive droite du vallon de Consciente, ainsi qu'en rive droite du vallon de Loubé, deux autres témoins de Werfénien gréseux sont également conservés, écrasés à la surface des gneiss sous les formations de couverture.

Enfin un dernier lambeau de Werfénien gréseux apparaît dans la même position structurale mais sur le Permien, dans le haut vallon de la Consciente.

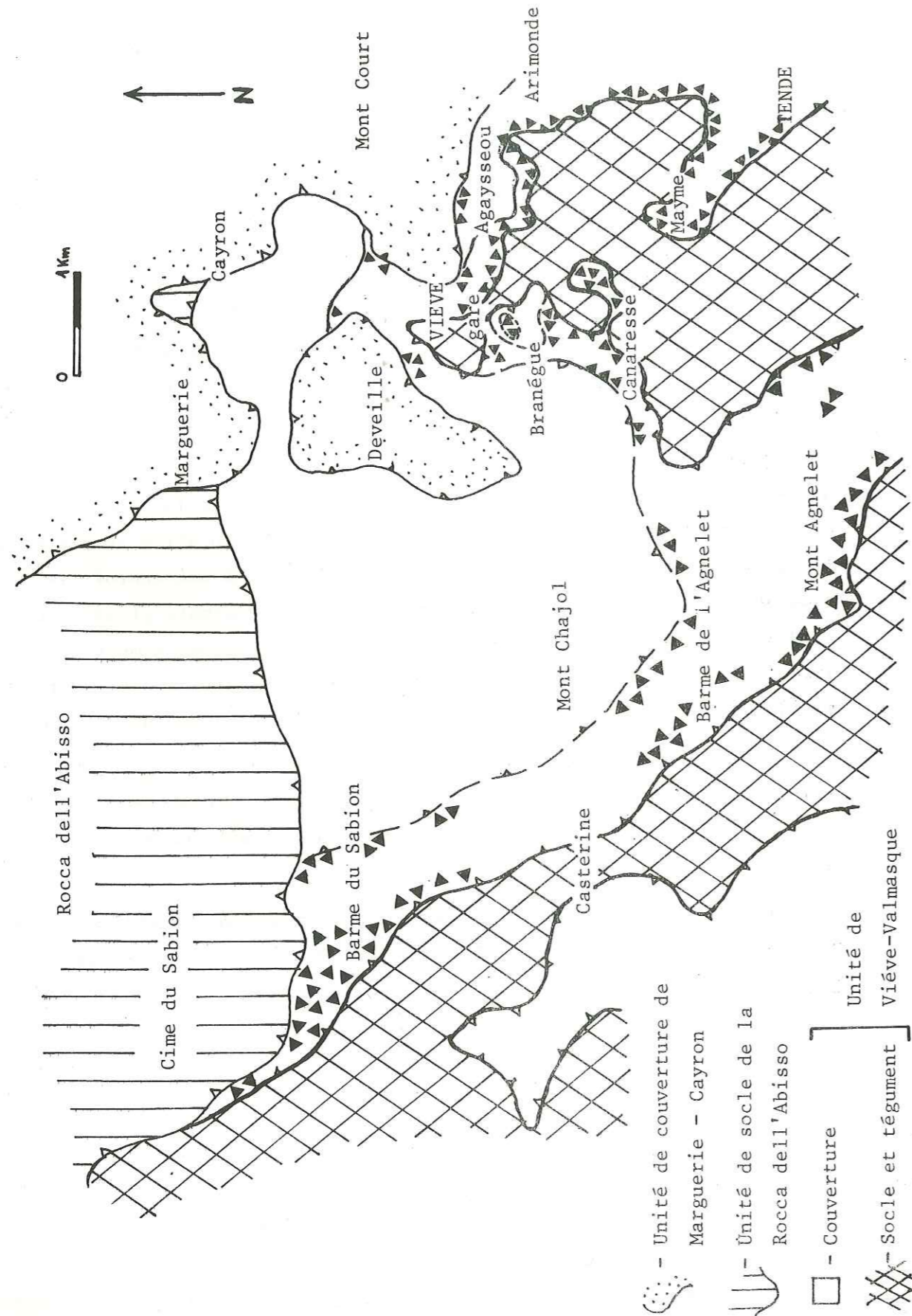


Fig. 38 : Localisation des brèches sédimentaires (---▲---) dans l'unité de Viève - Valmasque .

b) Les niveaux "cargneulisés" de la zone de contact : (1)

En 1911, dans le relevé des formations rencontrées lors du percement de la galerie ferroviaire du mont Branègue, A. Roccati note la présence de calcaires dolomitiques, toujours recristallisés et localement caverneux et chargés de limonite ("cargneules"), qu'il rapporte au Trias. Selon l'auteur, ils reposent sur des faciès gneissiques et quartzitiques ("Anagénite minuta") mylonitisés ou pulvérulents.

De même dans les observations effectuées par J. Vernet en 1961 au S de Viève, la série calcaréo-dolomitique du Trias moyen repose sur le cristallin par l'intermédiaire d'une "brèche brun-chocolat" de 1 à 3 mètres de puissance (cargneule monogénique ?).

Au niveau du contact socle-couverture, les phénomènes de bréchification, de dissolution, de recristallisation, en un mot : de "CARGNEULISATION" sont très fréquents dans les formations dolomitiques qui jalonnent la base de la couverture. Ils ne semblent pas liés à la présence ou l'absence de brèches sédimentaires.

Ces formations ne semblent pas relever d'exigences stratigraphiques strictes, puisqu'elles sont observables aussi bien dans le Trias (mont Branègue, Canarresse, Consciente) que dans le Jurassique (mont Branègue, Rochers Saint Sauveur).

Aux abords du mont Branègue, par exemple, les dolomies du Jurassique reposent le plus souvent sur le socle gneissique. Les phénomènes conduisant à la genèse de Cargneules y sont représentés par :

- des broyages et écrasements locaux dans les dolomies de la couverture, au niveau du contact avec les gneiss
- des recristallisations dolomitiques ou calcitiques secondaires
- des dissolutions pouvant être gigantesques (grottes décamétriques)
- des liserés locaux de brèches monogéniques, jalonnant le contact.

A Canarresse et en rive gauche du vallon de Consciente, c'est toute l'épaisseur de la corniche dolomitique (Trias, Jurassique) qui semble être atteinte par les phénomènes de cargneulisation.

(1) Le vocable "CARGNEULE" sera employé pour définir des formations dont la structure bréchique dérive d'un seul type de roche; et dans lesquelles les phénomènes d'écrasement, de dissolution et de recristallisation sont primordiaux. Elles correspondent aux "Cargneules monogéniques" de L. Leine, (1968) et C. Grandjacquet & D. Haccard, 1973, 1975).

Le terme "brèche sédimentaire" sera réservé aux "cargneules polygéniques" dans l'acception de sédiments récents non déformés que leur ont donné C. Grandjacquet & D. Haccard (1975).

Cette définition est également en parfait accord avec les éléments retenus par H.Arnaud et al., (1976), quant à ces "sédiments tectono-sédimentaires".

c) Les Brèches sédimentaires jalonnant le contact socle-couverture :

Au contact entre la couverture et le socle de l'unité de Viève-Valmasque existe localement des brèches sédimentaires polygéniques (ou "cargneules polygéniques", voir à ce sujet C. Grandjacquet & D. Haccard, 1975), dénuées de toute déformation. (Pl. H photo. 2)

- La couverture constituant le massif des rochers Saint Sauveur de Tende et de Mayme est composée de Jurassique supérieur intensément plissé et schistosé. Elle est indépendante des structures tégumentaires sur lesquelles elle repose en contact anormal par l'intermédiaire d'un niveau, localement plurimétrique, de brèches sédimentaires non tectonisées. Cette dernière formation correspond à un conglomérat polygénique à ciment calcaire micritique, faiblement limonitique, contenant des éléments schistosés principalement pélitiques empruntés au Werfénien supérieur. Elles contiennent en outre, des éléments dolomitiques à pelletoides et des quartz remaniés.

Elle ravine le Werfénien supérieur.

- Au niveau des rochers d'Arimonde (fig. 39), en rive gauche de la Roya et dans le vallon d'Arimonde, ces brèches sédimentaires sont bien représentées à la base de la couverture Jurassique. Elles sont discordantes, tronquant les structures plissées disharmoniques du Werfénien supérieur, qu'elles ravinent également.

- Dans le massif d'Agaysseou, entre le vallon d'Arimonde et le vallon de Saint Pancrace et près des granges d'Agaysseou, ces niveaux brêchiques reposent successivement d'E en W sur :

- les dolomies jaunes et les pélites du Werfénien supérieur
- les quartzites du werfénien inférieur
- les gneiss.

Elles sont subordonnées aux termes jurassiques, néocomiens et crétacé supérieur de la couverture sédimentaire, impliquées dans des structures totalement indépendantes de celles du socle.

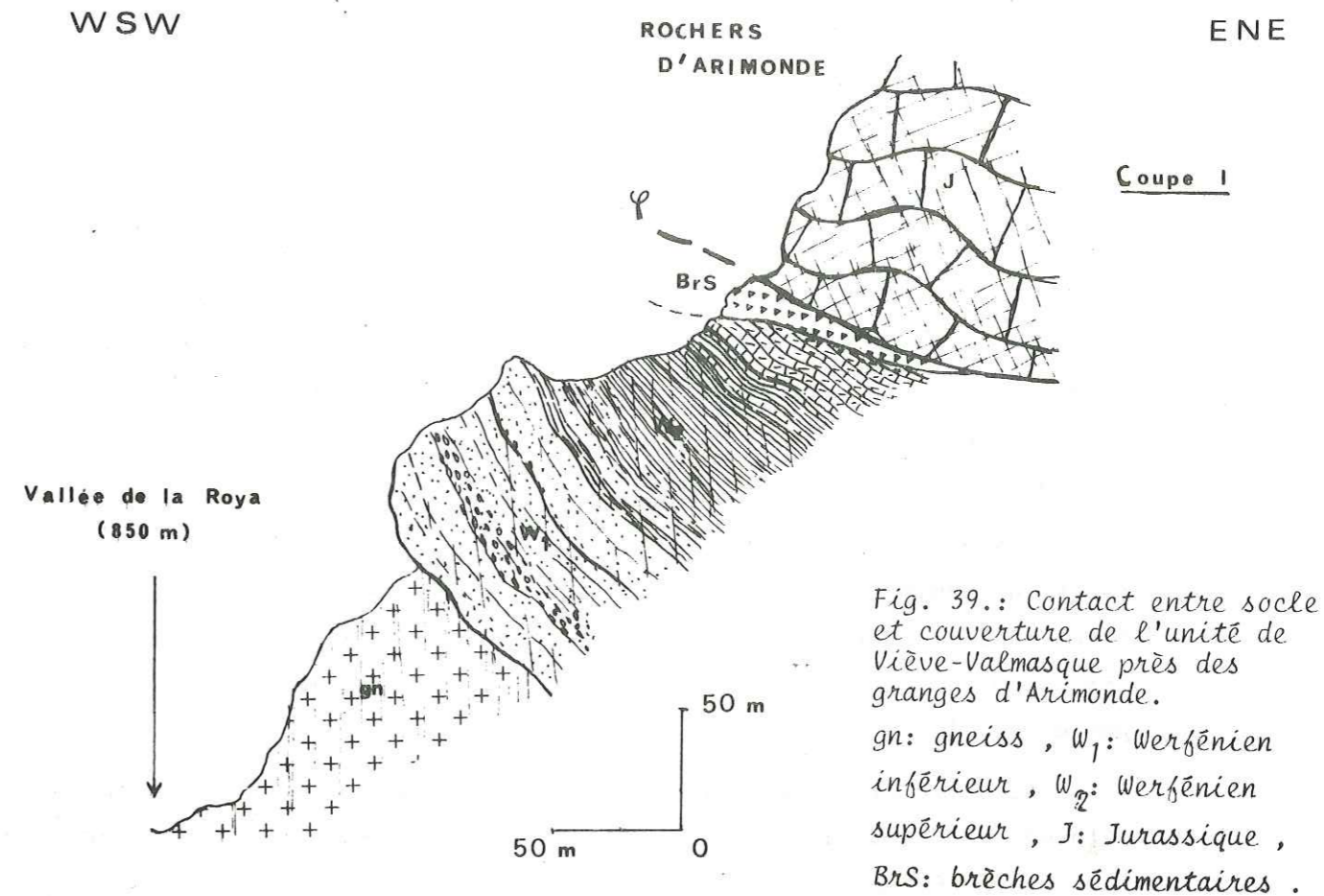


Fig. 39.: Contact entre socle et couverture de l'unité de Viève-Valmasque près des granges d'Arimonde.
gn: gneiss, W₁: Werfénien inférieur, W₂: Werfénien supérieur, J: Jurassique, BrS: brèches sédimentaires.

A cet endroit les brèches contiennent dans une matrice fine de nature calcitique, des éléments millimétriques et centimétriques de calcaires finement recristallisés, dans lesquels les événements tectoniques sont soulignés par des traces limonitiques et des phyllites. Les autres fragments sont de nature quartzitique et pélitique. Ils sont remaniés ainsi que des blocs métriques de Werfénien supérieur tectonisé (Agaysseou).

- En rive droite de la Roya ces brèches polygéniques de nature sédimentaire, sont peu représentées entre la couverture et le socle. Toutefois elles jalonnent localement le contact en rive droite de la vallée de la Consciente, du vallon de Loubé et à proximité du col Moyen. Le plus souvent dans ce secteur, les dolomies triasiques et jurassiques sont directement en contact avec le socle.

2°/ Aux abords du mont Agnelet :

Au S du massif de l'Agnelet et de la cime de Praï, la couverture sédimentaire de l'unité de Viève - Valmasque repose en contact anormal sur la série permienne du Bégo, et sur la série permienne sous-jacente "des Merveilles" au S W et à l'E du massif. Localement le contact se fait sur les grès du Werfénien inférieur, persistants sur les schistes de la série des Merveilles (crête S W du mont Agnelet (cote 2050), et barne d'Ourne en rive gauche du vallon de Castérine).

Les dolomies triasiques et jurassiques qui constituent la partie supérieure du mont Agnelet, sont séparées du socle par un ensemble de brèches sédimentaires individualisant et remaniant plusieurs niveaux de ces dolomies tectonisées et recristallisées (corniches des barmes de l'Agnelet et d'Ourne).

De véritables olistolithes décamétriques de calcaires triasiques déformés et métamorphisés sont ainsi inclus dans une matrice fine dépourvue de déformation, affectée au maximum par des recristallisations de nature dolomitique. Cette brèche polygénique renferme également des éléments quartzitiques, des quartz et des fragments pélitiques du Werfénien supérieur. Ces derniers ont une taille généralement centimétrique, mais elle est d'ordre métrique au S W du mont Agnelet. (Pl. H , photo. 3) .

Compte-tenu des niveaux dolomitiques (Trias moyen ?) qu'elle englobe, l'épaisseur de cette formation est de l'ordre de 80 à 100 m en moyenne. Elle atteint à son maximum 150 m.

3°/ Entre Castérine et le col du Sabion :

Les formations sédimentaires constituant la couverture, tronquent là encore, les structures du socle de Valmasque : (fig. 40).

- Dans le vallon de Castérine, en amont des granges Scionin, la surface de contact découpe successivement les gneiss, les quartzites puis les pélites werféniennes redressées à la verticale. Dans la Haute vallette du Sabion elle est sécante sur les structures plissées à enveloppes de Werfénien supérieur pélitique et dolomitique et coeur de "cargneules monogéniques" et dolomies roses et bleues recristallisées (Trias moyen ?).

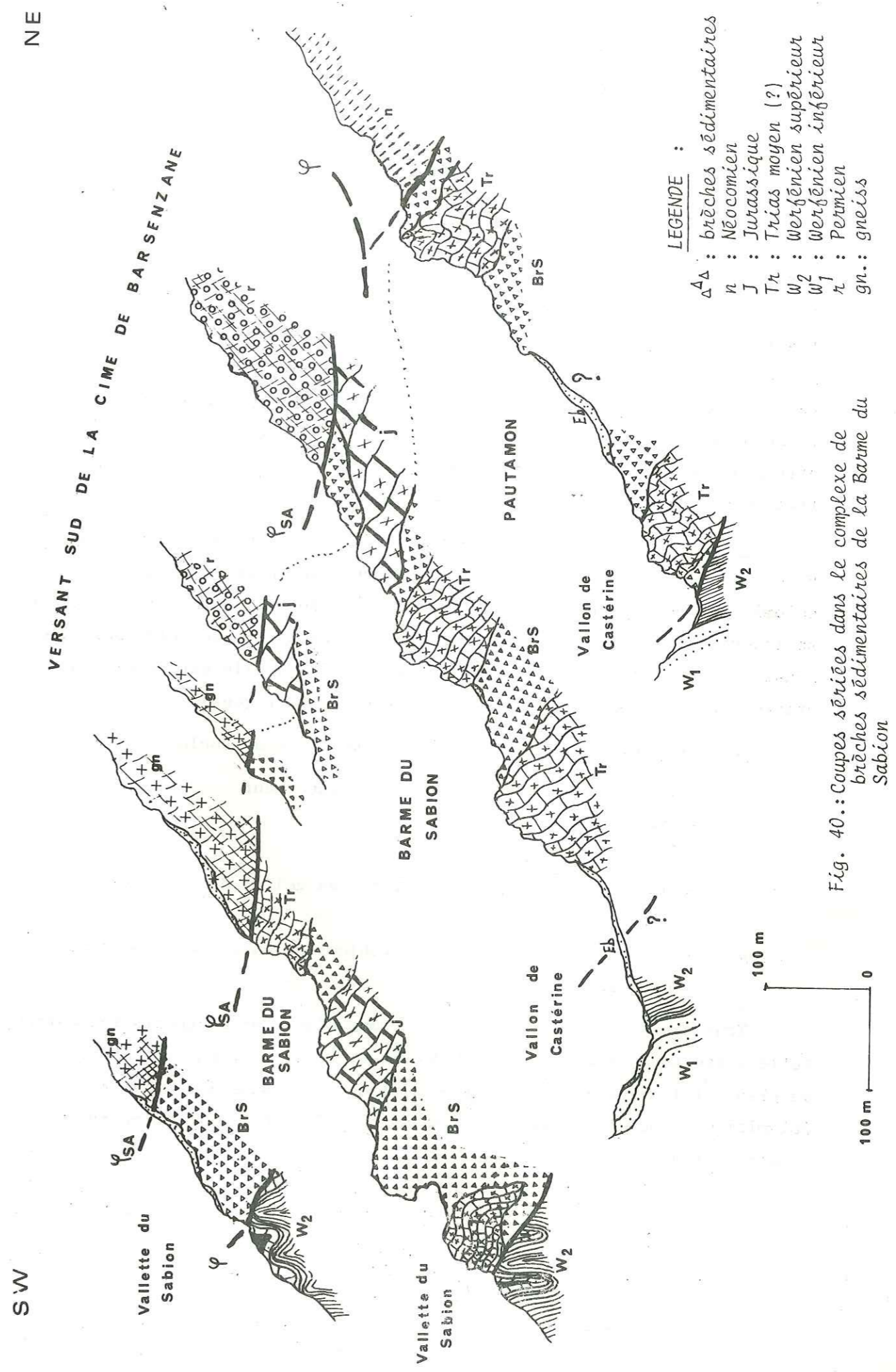


Fig. 40.: Coupes séries dans le complexe de brèches sédimentaires de la Barne du Sabion

- Dans cette région, en rive droite des vallées de Valmasque et Castérine, une imposante masse de brèches sédimentaires affleure à la base de la couverture, déterminant les corniches de la barne du Sabion et les barres du versant de Pautamon.

Cet ensemble apparaît composé d'une succession de barres dolomitiques, très tectonisées et largement recristallisées, attribuables au Trias moyen (Dolomies métamorphiques, bleues ou roses) et au Jurassique (faciès grumeleux, ou oolithiques, localement fossilifères). Ces niveaux pluridécamétriques se retrouvent fragmentés, démantelés et déplacés, rendant impossible toute relation structurale. Ils apparaissent alors comme de grands olistolithes inclus dans un sédiment fin. Certains blocs atteignant plusieurs dizaines de mètres (barne du Sabion) "flottent", littéralement "emballés", dans une brèche polygénique plus fine.

La matrice de ces brèches est généralement de nature calcitique. Elle est souvent finement recristallisée en calcite et localement en dolomie (rhomboèdres). Les seules traces de déformation qu'elle enregistre se traduisent par ces recristallisations et des néogénèses plagioclasiques, ainsi que des dissolutions de nature stylolitique. Elle est assez peu chargée en oxydes de fer (limonite et granules ferriques).

Les éléments sont variés. Ils sont empruntés au socle :

- Shales et pélites du Werfénien supérieur
- Quartzites et mylonites roulés
- Gneiss
- Quartz détritiques présentant des golfes de corrosion souvent nombreux

ou à la couverture : fragments et blocs dolomitiques d'origines diverses.

Tous ces éléments se présentent comme d'anciens fragments tectonisés, telle cette tête de micropli millimétrique, présentant une schistosité de plan axial, remaniée en compagnie d'éléments cristallins écrasés et dolomitiques recristallisés dans une matrice fine calcaire, dépourvue de déformation (Pl. H photo. 4) .

La taille des éléments est de l'ordre du millimètre ou du centimètre pour les fragments, elle atteint le décimètre, voire plus, pour les grands blocs. En effet ne faudrait-il pas interpréter les barres hectométriques dolomitiques de la barne du Sabion et du versant de Pautamon, comme de gigantesques klippes sédimentaires, prises dans un vaste complexe sédimentaire récent, car non déformé ?

Entre le fond du vallon de Castérine et le sommet de la barne du Sabion l'épaisseur de l'ensemble de cette formation est d'environ 150 à 200 mètres.

Au niveau du col du Sabion ces brèches sédimentaires sont représentées, encore sans déformation notable, accompagnant des dolomies triasiques plus ou moins cargneulisées. Leur position structurale entre le socle de Valmasque et le massif cristallin écrasé de Sabion - Abisso, et l'absence de déformation qui les caractérise, fait intervenir des conclusions de tout premier ordre, sur lesquelles nous reviendrons;

En Valmasque des lambeaux de couverture persistent sur le socle de Valmasque, au coeur de structures synclinales :

- Cargneules, brèches écrasées et dolomies bleues recristallisées de la cime de la Garde
- Dolomies métamorphiques et cargneules du colle del Vei del Bouc.

4° / Les déformations de la surface de contact socle -

couverture :

Les seules déformations enregistrées par cette surface se traduisent par des déformations à grand rayon de courbure d'orientation subméridienne. Elle présente des pendages faibles (30° environ à Mayme, 20° vers l'E aux rochers Saint Sauveur et à Arimonde). Le contact est pratiquement horizontal à Agaysseou et Branègue. Il est faiblement incliné vers le N et l'W à Canarresse et en rive gauche du vallon de Consciente. Dans la vallée de Castérine l'inclinaison orientale du contact ne dépasse pas 30°.

Ces ondulations de la surface de contact mettent en évidence :

- un grand ensemblage de socle, occupé par le massif calcaréo-dolomitique du mont Chajol, entre les vallées de Castérine et de la Roya.

Cette structure est soulignée par la perte partielle de la Valmasque au niveau des granges Scionin, dans le vallon de Castérine; empruntant les niveaux cargneulisés et karstifiés de la base de la couverture et des brèches sédimentaires qui la jalonnent. La résurgence du rocher de la Masquette, et les autres résurgences de la localité de Viève (captages) sont les témoins de la remontée du socle sous les formations fluvioglaciales de la localité de Viève.

- un bombement : le "Brachyanticlinal de Tende" ou boutonnière de Viève - Tende défini par P. Fallot et M. Lanteaume (1955, 1956), orienté N - S, axé sur la vallée de la Roya entre Viève et Tende.

Conclusions :

L'analyse de la surface de contact socle-couverture de l'unité de Viève - Valmasque permet d'énoncer plusieurs conclusions :

- 1/ La couverture sédimentaire est décollée du socle sur lequel elle repose en indépendance structurale complète.
- 2/ Bien que légèrement déformée (bombements N - S) la surface de contact ne suit pas les déformations du socle. En particulier elle n'est pas affectée par les plis serrés synschisteux N 120 à plans axiaux verticaux imprimés si vigoureusement dans le socle.
- 3/ La présence localisée de brèches sédimentaires non déformées entre socle et couverture permet d'évoquer une mise en place tardive de la couverture sur le socle.
- 4/ L'existence d'éléments de socle et d'éléments de couverture dans ces brèches sédimentaires traduit l'érosion d'un socle localement dénudé et par suite une mise en place tardive de la couverture sédimentaire sur une surface d'érosion du socle avec la sédimentation simultanée de brèches qu'elle contribue à alimenter.

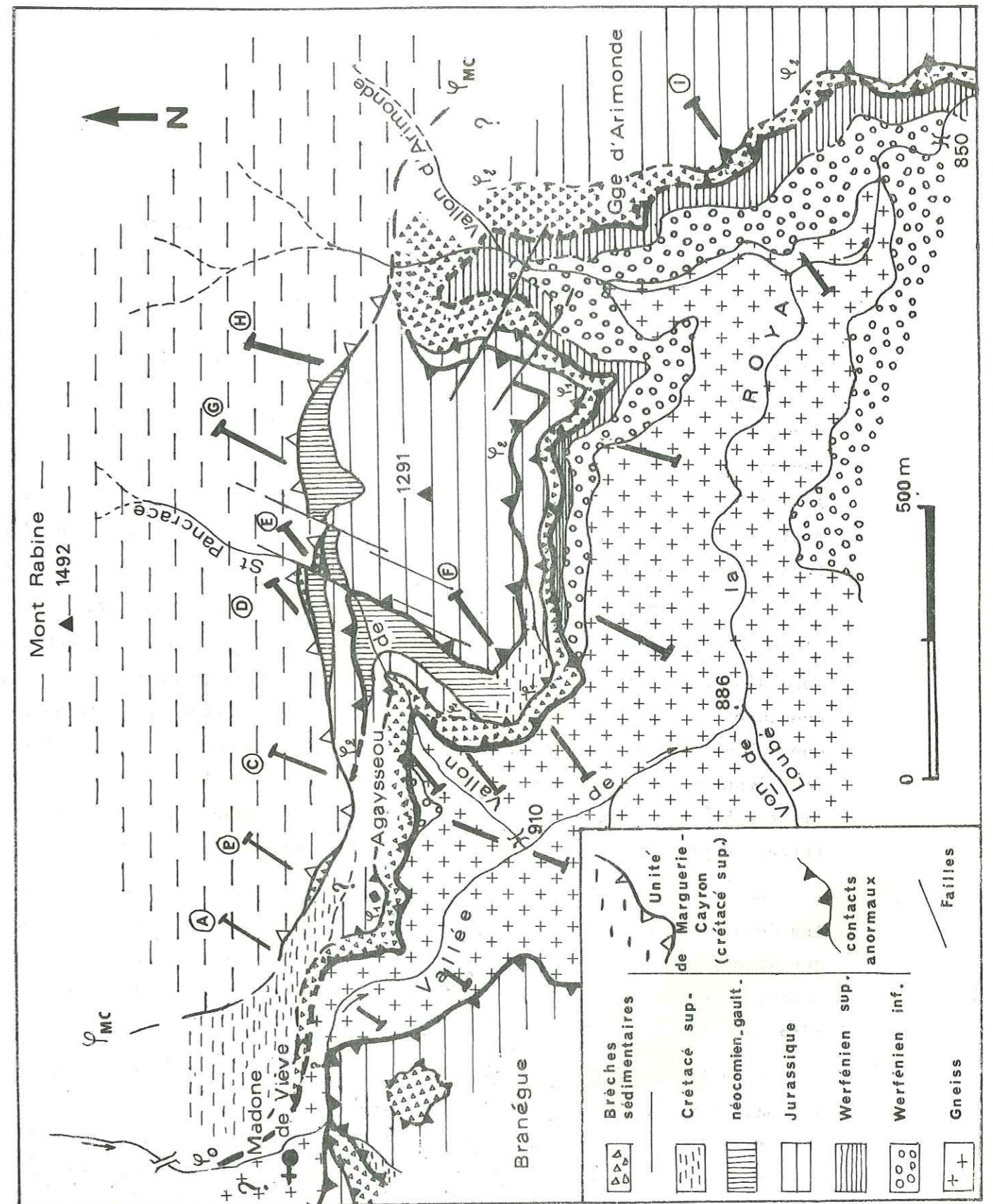


Fig. 41.: Localisation des coupes dans les massifs d'Agayseou et Arimonde

C - Structures de la couverture de l'unité de Viève - Valmasque

1°/ Dans la vallée de la Roya :

a) Les écailles d'Agaysseou et d'Arimonde :

Les dislocations affectant les massifs d'Agaysseou et Arimonde situés sur la rive gauche de la Roya entre Viève et Tende, furent décrites dès 1955 par P. Fallot et M. Lanteaume qui soulignèrent les brusques variations d'épaisseur de leurs niveaux mésozoïques. Selon M. Lanteaume (1962, 1968) dans la région du torrent d'Arimonde, c'est à dire au N E du "Brachyan-ticlinal de Tende", le Trias moyen et le Jurassique sont laminés ensemble à la base de la couverture. Dans la région septentrionale de cette méga-structure (bassin de Viève) le Crétacé supérieur repose directement sur le tégument par suite d'une "diverticulation interne locale" entre le Trias, le Jurassique et le Sénonien; montrant dans cette région la superposition de la tectonique chevauchante liée à la mise en place des nappes, sur la tectonique de décollement de couverture.

Pour J.F. Toussaint, (1966), le développement tardif du brachyanti-clinal de Tende accentuerait le décollement de la couverture déjà mobilisée lors d'un soulèvement précoce du massif. Cet ultime bombement aurait pour conséquence un déplacement relatif vers l'E plus important pour le Jurassi-que que pour le Trias moyen, expliquant l'absence de ce dernier à l'E du mont Branègue. Enfin le dépassement du Jurassique par le Crétacé supérieur (mont Rabine) serait dû à l'influence tardive des nappes alpines, généra-trices de plis en genoux axés N 110, et déversés vers le S W.

Au niveau du vallon de Saint Pancrace, entre Agaysseou et Arimonde les déformations qui affectent la couverture de l'unité de Viève - Valmas-que atteignent leur amplitude maximale. Elles se traduisent par la super-position en écailles, d'éléments de couverture, intensément tectonisés (fig. 41, 42, 43, localisation + coupes A à H) :

- Un élément inférieur, situé à la base de l'ensemble, repose sur le socle par l'intermédiaire de brèches sédimentaires précédemment décrites. Il est composé de calcaires dolomitiques jurassiques recris-tallisés (granges d'Agaysseou, cours inférieur du vallon de Saint Pancrace, soubassement méridional du massif coté 1.291 m).

SSW

NNE

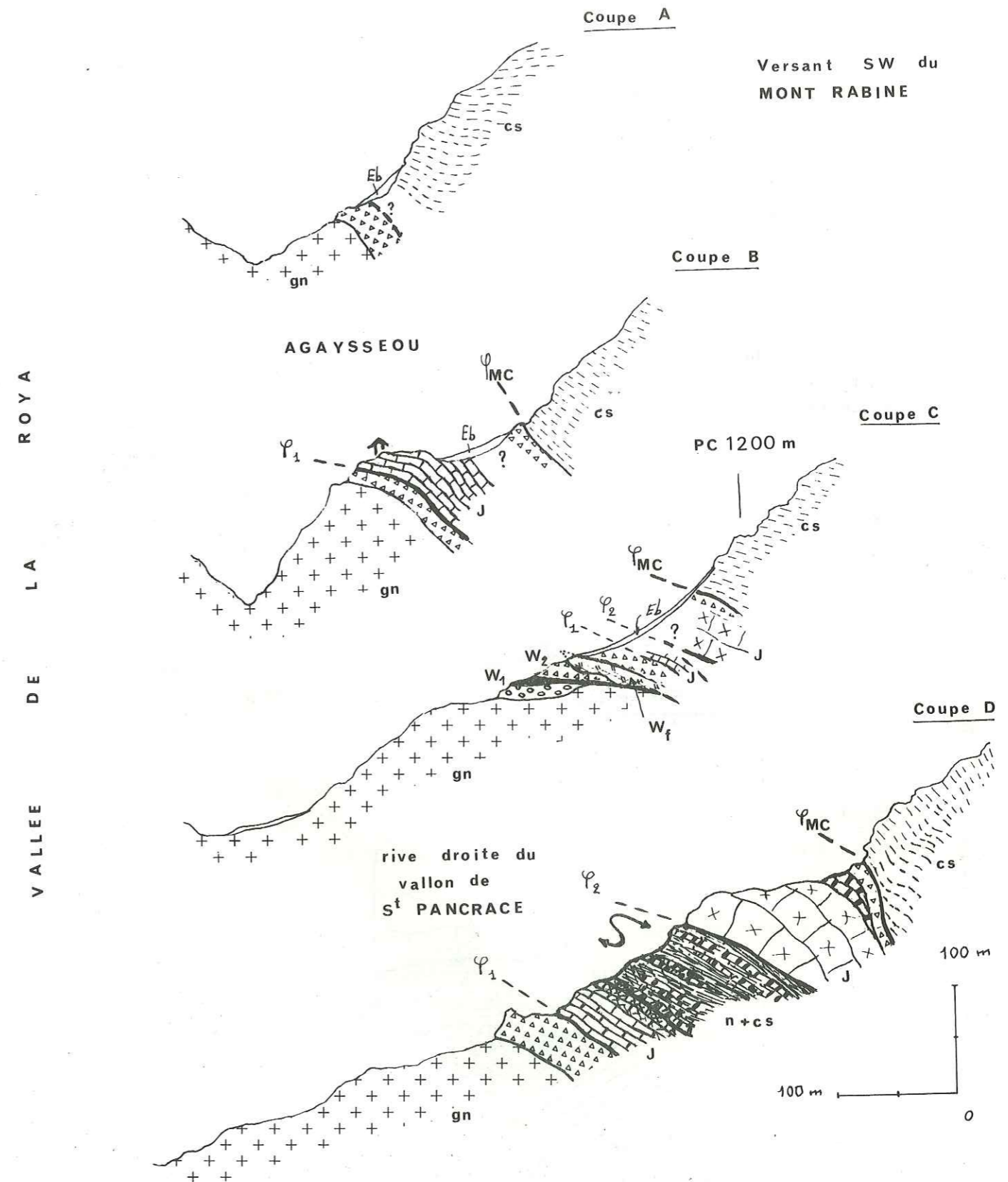


Fig. 42.: Coupes sèriées au niveau d'Agaysseou (rive gauche de la Roya) Légende voir fig. 43

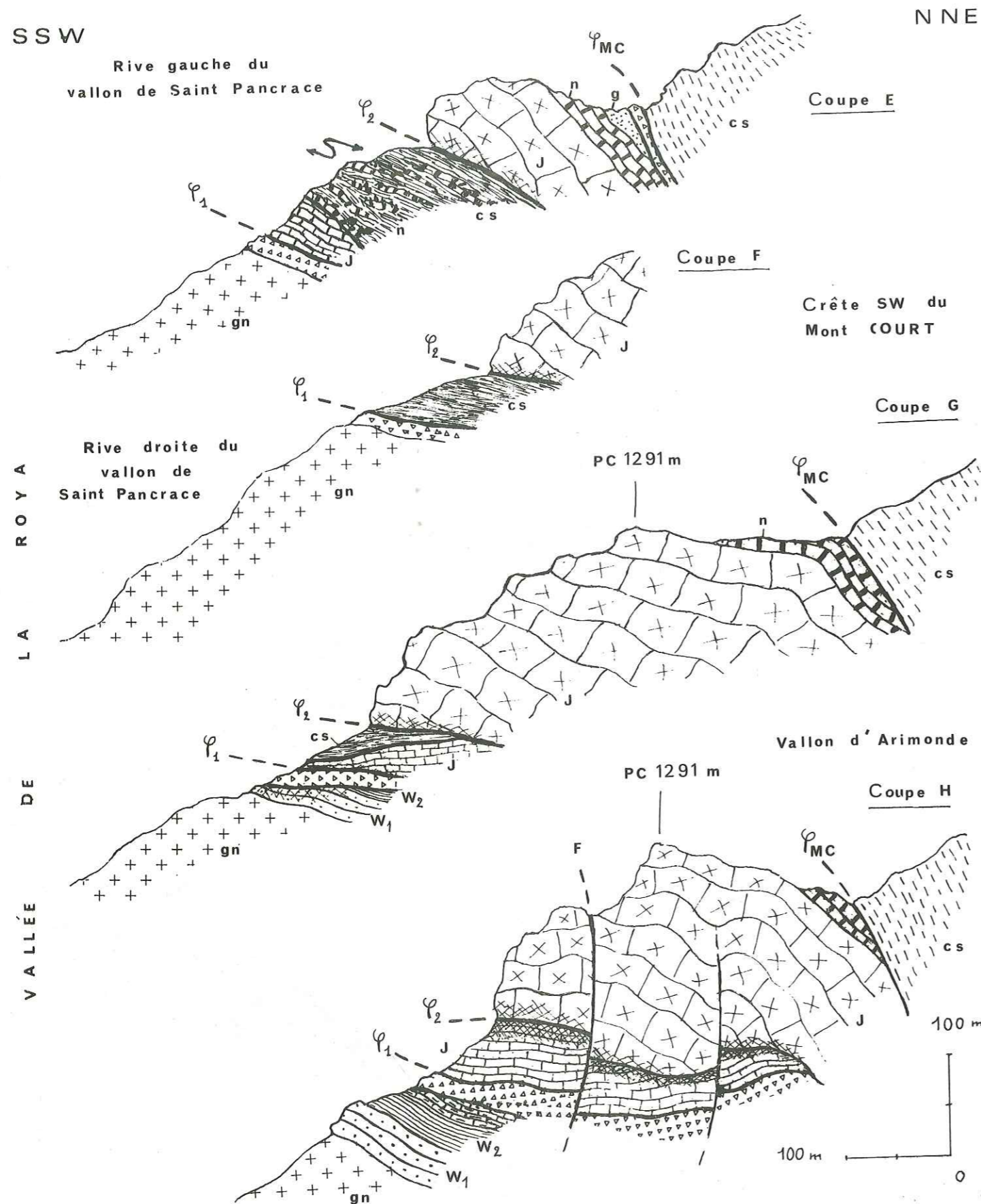


Fig. 43.: Coupes séries dans le massif d'Agaysseou
 Légende : gn.: gneiss, W₁-W₂: Werfénien, J.: Jurassique, n.: Néocomien
 g.: Gault, CS : Crétacé supérieur, $\Delta \Delta \Delta$ brèches sédimentaires

Ces dolomies font défaut en rive gauche du vallon de Saint Pancrace où le Néocomien (calcaires gréseux en plaquettes) et le Crétacé supérieur (calcschistes à globigérinidées) apparaissent étroitement replissés et laminés, directement en contact avec les gneiss, par l'intermédiaire d'un liseré métrique de brèches sédimentaires.

L'intense tectonisation qui affecte ces niveaux écrasés ne permet pas d'en dissocier toutes les structures. Quoiqu'il en soit, il est possible de mettre en évidence une ancienne schistosité orientée N 150 - 170 et des structures plissées axées N 50, toutes deux reprises par une phase de déformation engendrant des structures plissées synschisteuses à déversement S

Cet élément disparaît vers le S E au-delà du vallon d'Arimonde "coincé" entre le socle et le reste de la couverture qui en tronque les structures.

- Un élément supérieur : dont les termes jurassiques (dolomies recristallisées) et néocomiens (calcaires gréseux fossilifères en plaquettes) sont en position normale.

Il constitue entre Agaysseou et Arimonde, le massif dolomitique coté 1.291 m, prolongeant la crête méridionale du mont Rabine.

Cet élément chevauche l'élément inférieur sur lequel il repose en contact anormal, localement par des niveaux bréchifiés. Il dépasse cet élément inférieur vers le S E au-delà du vallon d'Arimonde (rochers d'Arimonde) et vers le S au-delà de la vallée de la Roya (rochers de Mayme et de Saint Sauveur de Tende). L'élément supérieur repose alors directement sur les dolomies où les pélites plissées du Werfénien supérieur dont il tronque les structures, admettant localement une semelle de brèches sédimentaires non déformées. (Fig. 36) .

Les structures observables dans cet élément de couverture sont essentiellement des structures plissées synschisteuses orientées N 110 à déversement S. Ainsi le Jurassique et le Néocomien du massif d'Agaysseou (cote 1.291 m) présentent le flanc normal et la partie postérieure d'un tel dispositif (fig. 43, coupe H).

Ce phénomène est plus accusé à Morgue, sur la rive gauche de la Roya au N de Tende, où une mégastucture hectométrique, orientée N 110, et fortement déversée vers le S, affecte également le Jurassique et son enveloppe néocomienne et crétacée. Bien que le contact avec le socle probablement tégumentaire, soit masqué à cet endroit par les formations alluviales

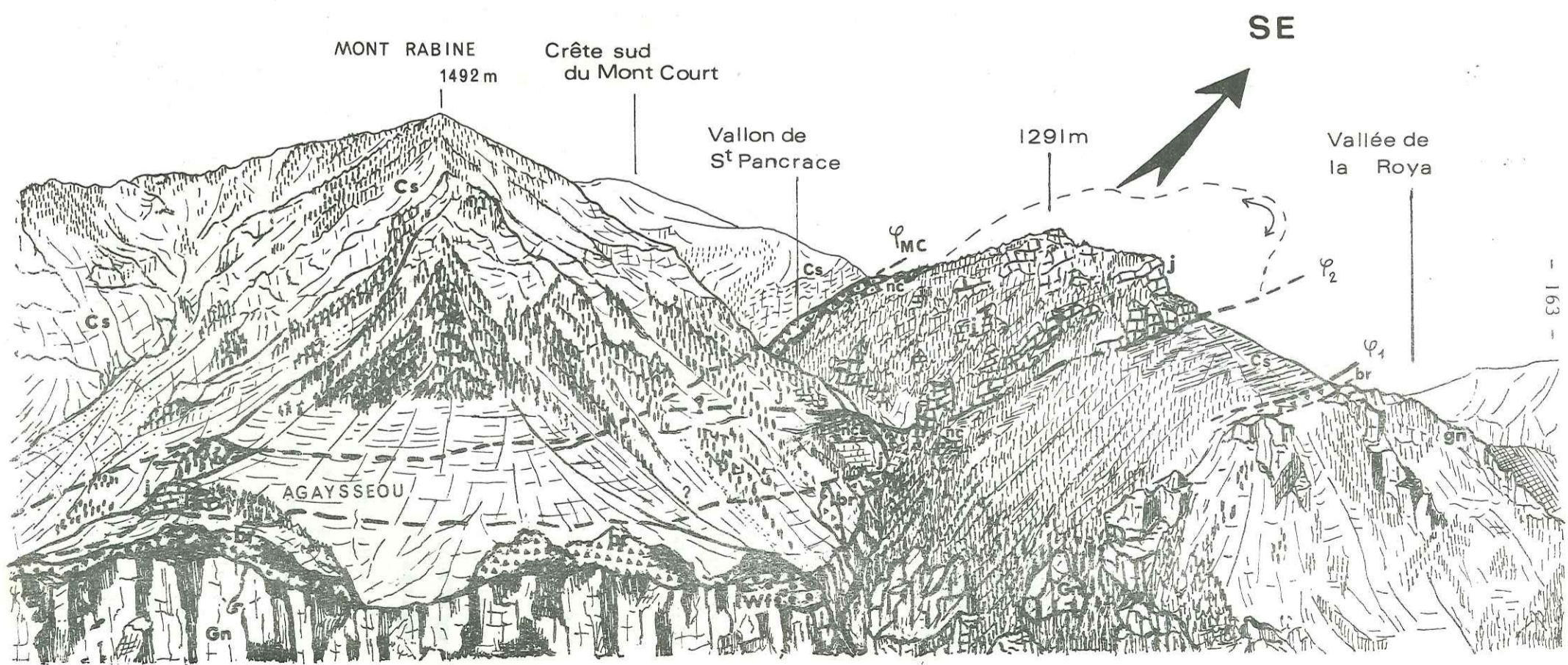


Fig. 45.: Panorama du massif d'Agaysseou . gn: gneiss , Wf: Werfénien , J. :Jurassique , nc : Néocomien , Cs : Crétacé supérieur
br : brèches sédimentaires .

de la Roya, cette mégastucture apparaît cartographiquement tronquée à sa base, reposant ainsi "préstructurée" sur la surface d'arasion, peu déformée du socle plissé (fig. 44).

Ces structures plissées synschisteuses sont également représentées dans le Jurassique supérieur des rochers de Mayme et de Saint Sauveur de Tende.

Enfin il faut signaler, dans le massif d'Agaysseou, le rejeu de ces structures le long de failles sensiblement méridiennes. Celles-ci semblent liées à la genèse du brachyanticlinal de Tende et seraient donc tardives.

Quelque soit les structures enregistrables dans ces éléments de couverture, la surface d'écaillage qui les sépare traduit un déplacement vers le S (fig. 45). A l'image de la surface socle-couverture, cette surface interne de la couverture de l'unité de Viève - Valmasque est peu déformée et donc récente.

b) Les dislocations du massif de Branègue et de Canaressse et le bassin de Viève :

Aucune donnée historique supplémentaire, relative à la disposition structurale de la couverture de cette région, ne vient étayer les travaux déjà signalés de A. Roccati (1911) et J. Vernet (1961) sur le contact direct des dolomies triasiques sur les gneiss; et l'analyse structurale de P. Fallot et M. Lanteaume (1955) puis (1962, 1968), sur la bordure N du brachyanticlinal de Tende.

En rive droite de la Roya, la couverture sédimentaire de l'unité de Viève - Valmasque présente des dislocations complexes (fig. 46, 47; 48). Au niveau du mont Branègue on peut cependant mettre en évidence deux entités :

- Un complexe inférieur représenté par une formation écrasée et laminée composée par les niveaux supérieurs du tégument werfénien remobilisés, et des calcaires dolomitiques attribuables au Trias moyen.

A Canaressse, en rive droite du vallon de Consciente, ces dolomies recristallisées reposent directement sur les gneiss, présentant un faciès bréchifié et cargneulisé. Elles constituent également le témoin de couverture isolé entre le vallon de Consciente et le vallon de Loubé, où localement accompagnées de brèches récentes, elles reposent tantôt sur les gneiss, tantôt sur le Werfénien inférieur gréseux, écrasé (Loubé).

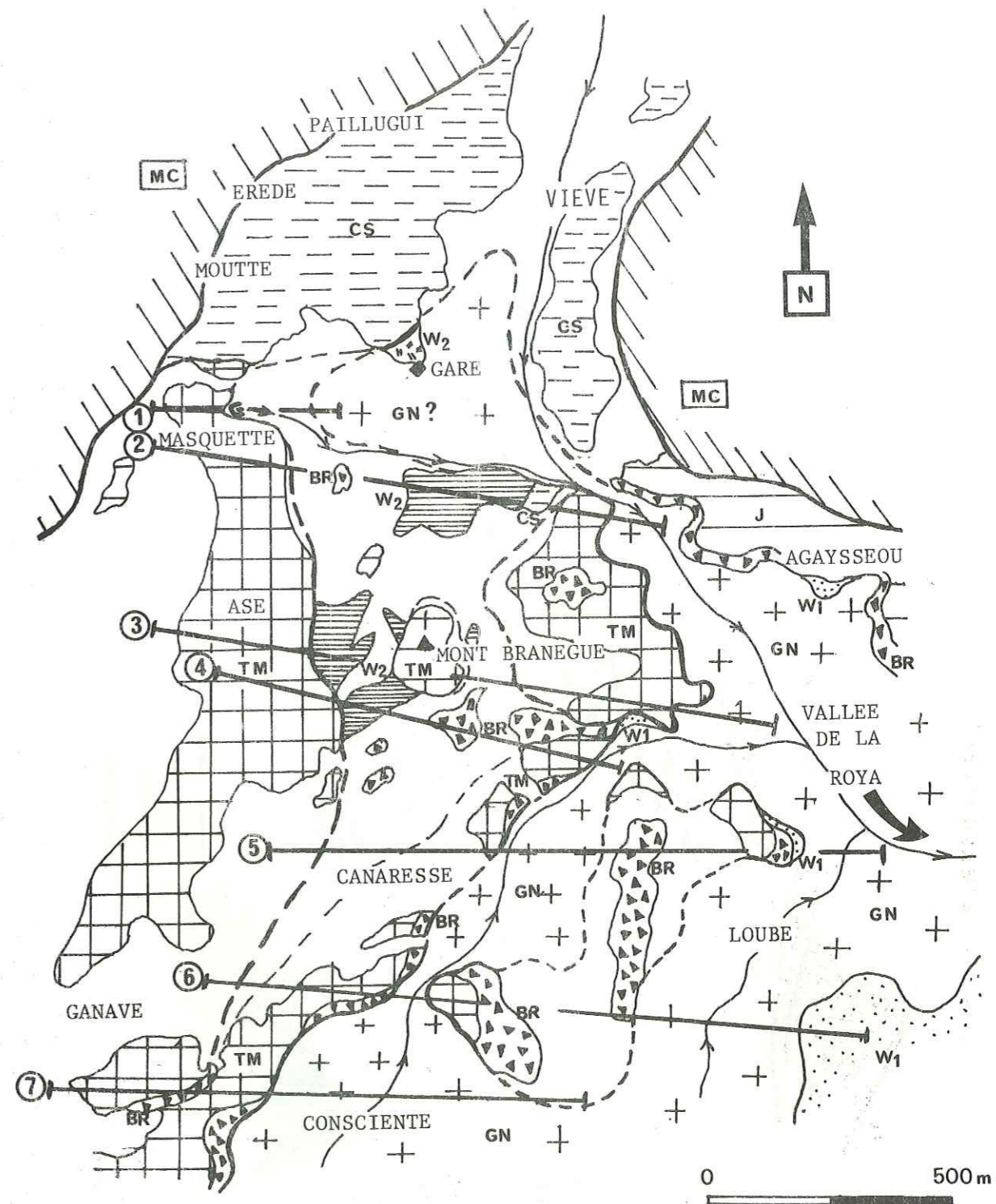


Fig. 46 : Localisation des coupes au niveau du massif du mont Branègue, de Canaressse, et de Viève.
Légende: Gn : Gneiss, W1 : Werfénien inférieur
W2 : Werfénien supérieur, Tm : Trias moyen
J : Jurassique, CS : Crétacé supérieur
BR : Brèches sédimentaires
MC : Unité de couverture de Marguerie - Cayron

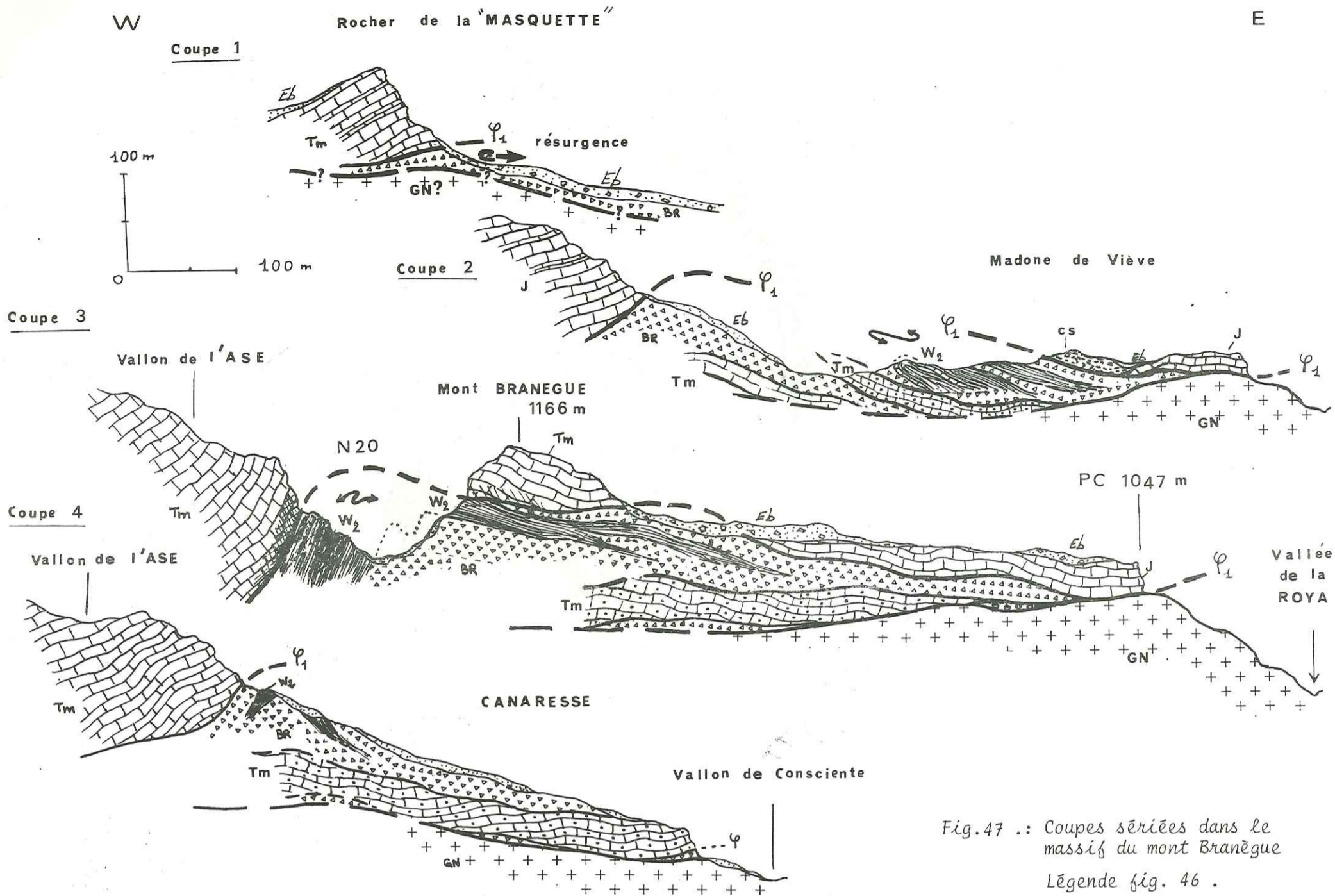


Fig. 47 .: Coupes sèriées dans le massif du mont Branègue
Lègende fig. 46 .

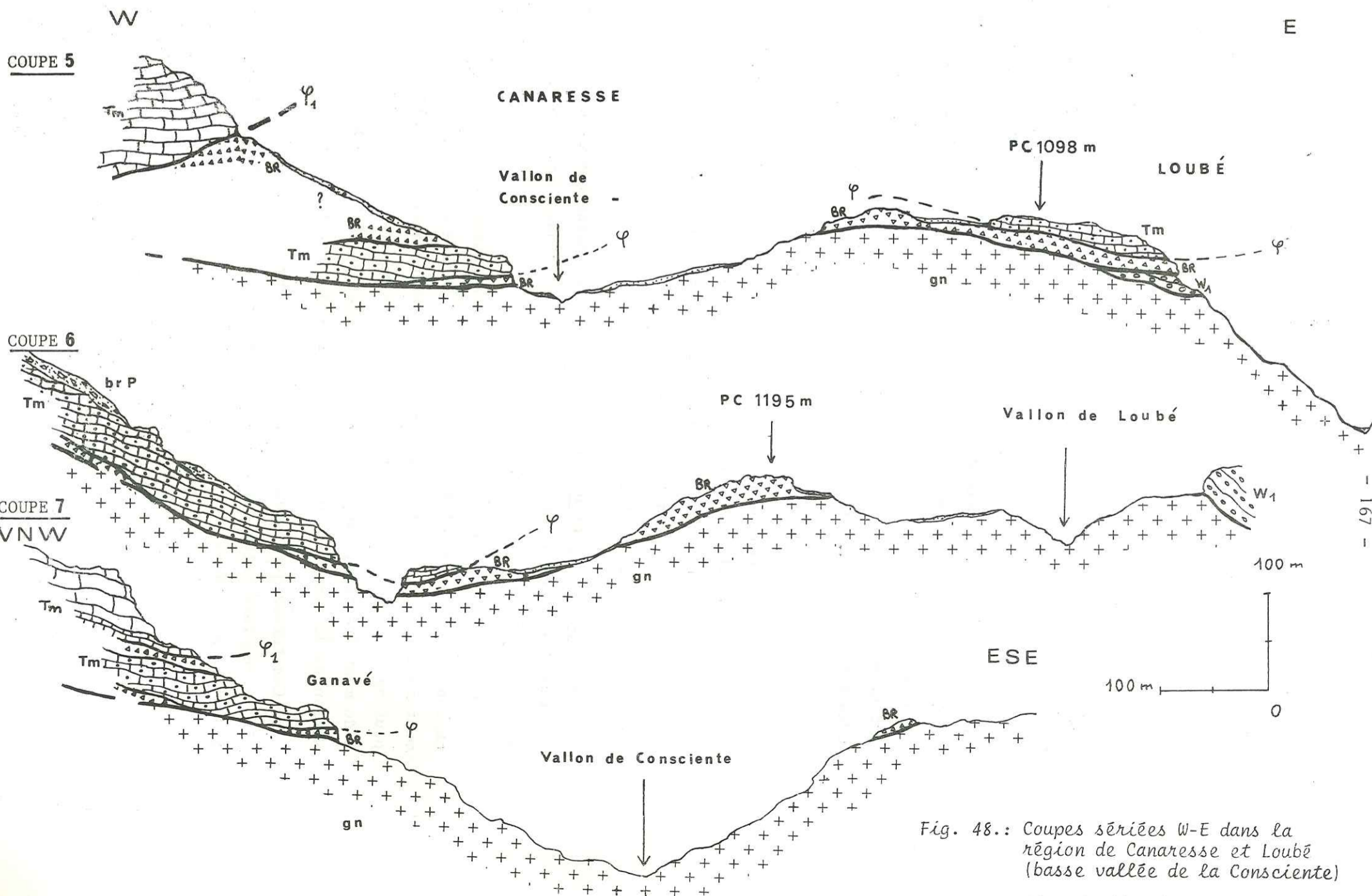


Fig. 48.: Coupes sèriées W-E dans la région de Canarèsse et Loubé (basse vallèe de la Consciente)
Lègende fig. 46 .

Masquées par les termes supérieurs du mont Branègue, ces dolomies triasiques réapparaissent au N du massif, à proximité de la Madone de Viève. Elles sont écaillées avec le Werfénien supérieur. Ce dernier montre en effet, à la faveur des terrassements de la nouvelle route de Canarasse, une structure en plis isoclinaux, couchés vers le S (N 150), localement redressés à la verticale (crête S W du mont Branègue). L'interprétation de ces structures plissées synschisteuses est rendue difficile en raison des phénomènes d'écrasement, de bréchification et de cargneulisation (dolomies cariées) qui les affectent.

Enfin ces niveaux laminés sont écaillés avec les termes dolomitiques triasiques qu'ils chevauchent localement (versants N et W du mont Branègue). Les nombreuses surfaces d'écaillages visibles sur le flanc N du massif traduisent un déplacement vers le S W. Dans la plupart des cas elles admettent des brèches non déformées, identiques à celles qui jalonnent la surface socle-couverture et dont la nature sédimentaire est attestée par :

- des stratifications obliques, entrecroisées, décimétriques
- l'alternance de niveaux grossiers et de niveaux fins dans lesquels on peut reconnaître des lits centimétriques dont les éléments (fragments dolomitiques, débris de pélites vertes, granules de quartzites, quartz détritiques...) sont granoclassés.

Le complexe supérieur du massif du mont Branègue est constitué essentiellement par des dolomies et calcaires dolomitiques jurassiques largement recristallisés.

Cette partie supérieure du massif est en contact anormal avec la formation sous-jacente qu'elle chevauche. Elle semble correspondre à l'élément inférieur du massif d'Agaysseou. Le contact avec le complexe inférieur peut se faire par l'intermédiaire de brèches sédimentaires (versants N et S du mont Branègue, Canarasse) ou directement sur les termes écrasés du Werfénien du complexe inférieur (versant W du mont Branègue).

Ces termes jurassiques constituant l'élément supérieur dépassent vers l'W le complexe inférieur et reposent alors directement sur les gneiss de la vallée de la Roya.

SE

NW

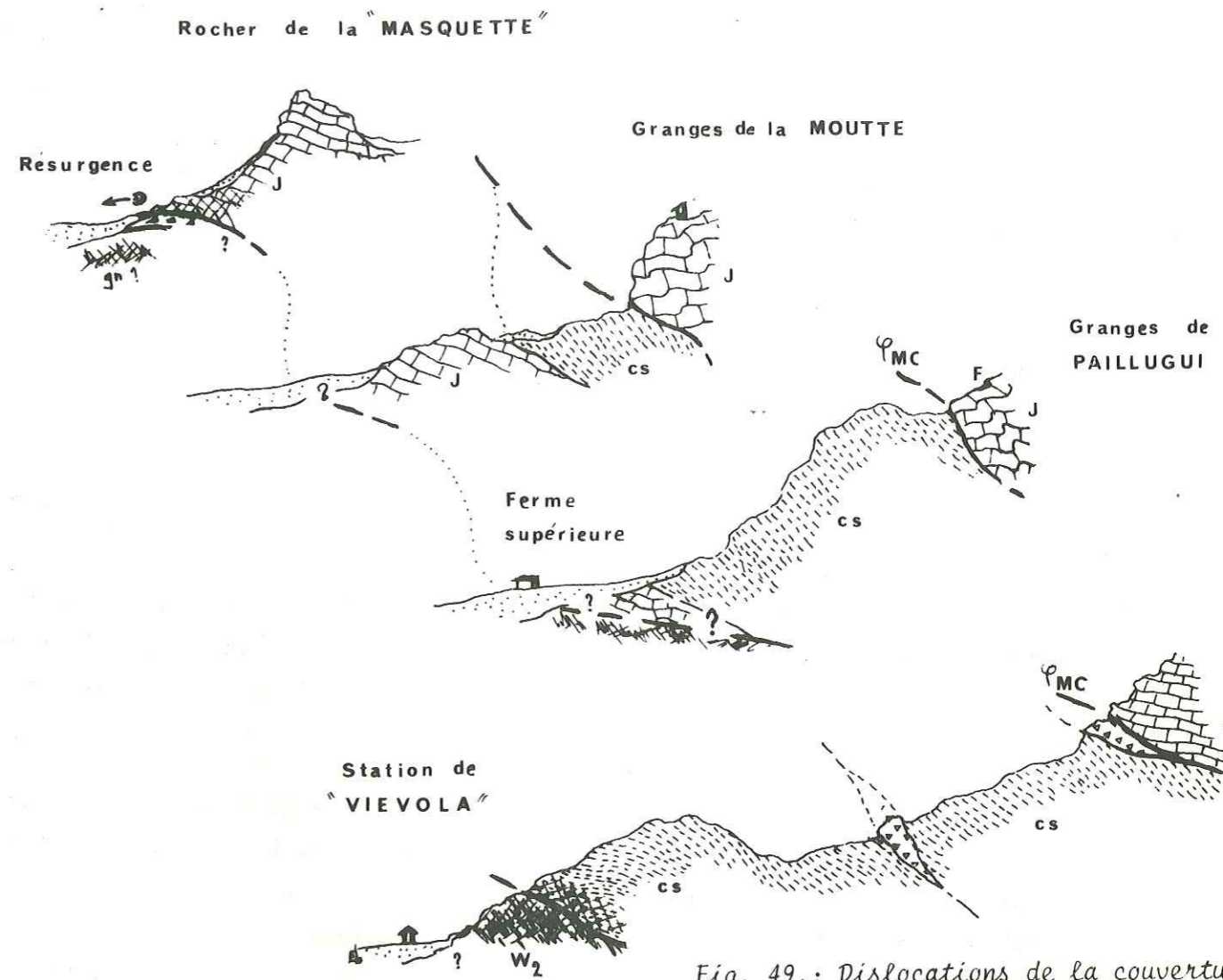


Fig. 49.: Dislocations de la couverture sédimentaire de l'unité de Viève-Valmasque dans la région de Viève.

LEGENDE :

gn.: gneiss, W₁-W₂ : Werfénien
 J. : Jurassique, n.: Néocomien
 g. : Gault, CS : Crétacé supérieur,
 Br S: brèches sédimentaires

Au N du massif (Madone de Viève) ils sont accompagnés de calcschistes du Crétacé supérieur, replissés isoclinalement et intensément schistosés et laminés. (fantômes écrasés et recristallisés de foraminifères).

Ces calcschistes constituent l'enveloppe d'une structure plissée tronquée à sa base et reposant par l'intermédiaire de brèches sédimentaires sur le Werfénien supérieur inclus dans le complexe sous-jacent (fig.49).

La surface de contact entre cet élément et le reste de la couverture n'est pas plane. Elle est inclinée entre 60° et 80° vers l'W dans la partie occidentale du massif, et de 25° vers l'E au niveau du mont Branègue et à l'W du massif. Ces pendages traduisent un bombement N - S, situé immédiatement à l'W du mont Branègue.

Cette structure est probablement en relation avec les ondulations décimétriques (N 20) enregistrées dans les niveaux dolomitiques triasiques du complexe inférieur, au N du massif. Ce phénomène est, par contre, peu marqué au niveau de la surface socle-couverture.

Ce type de déformation paraît à rapprocher de celles qui sont à l'origine de la genèse du brachyanticlinal de Tende.

Ainsi l'ensemble de la couverture sédimentaire constituant le mont Branègue est décollée, et indépendante du socle. Elle est, de plus affectée d'écaillages internes, disharmoniques, se traduisant localement par le contact direct du Jurassique supérieur sur le socle cristallin.

Au N du massif du mont Branègue, le Jurassique supérieur constituant le complexe supérieur affleure dans les barres du rocher de la Masquette (près de la ferme supérieure de Viève) avant de s'envoyer sous les calcschistes du Crétacé supérieur, qui occupent le fond du bassin de Viève. Il disparaît d'ailleurs complètement, et le Crétacé repose directement sur le Werfénien écrasé au niveau de la station de Viève.

Ce Crétacé apparaît écrasé et schistifié, accompagné de nombreuses exudations calcitiques disposées en filons boudinés.

Il est recouvert en contact anormal par les formations mésozoïques du massif de Deveille en rive droite de la Roya, et comme celles du massif d'Agaysseou, par la série sénonienne du mont Rabine en rive gauche.

- Axes de plis mesurés
 - Axe de pli construit
 - Pôles des plans de schistosité
-
- Axes de plis à N 40-60, repris par les structures à N 120 (enregistrés dans le Crétacé supérieur)
- } Structures plissées N 120 à déversement SW, souligné par les plans de schistosité

Remarque : les structures récentes, N 20 ne figurent pas sur ce diagramme

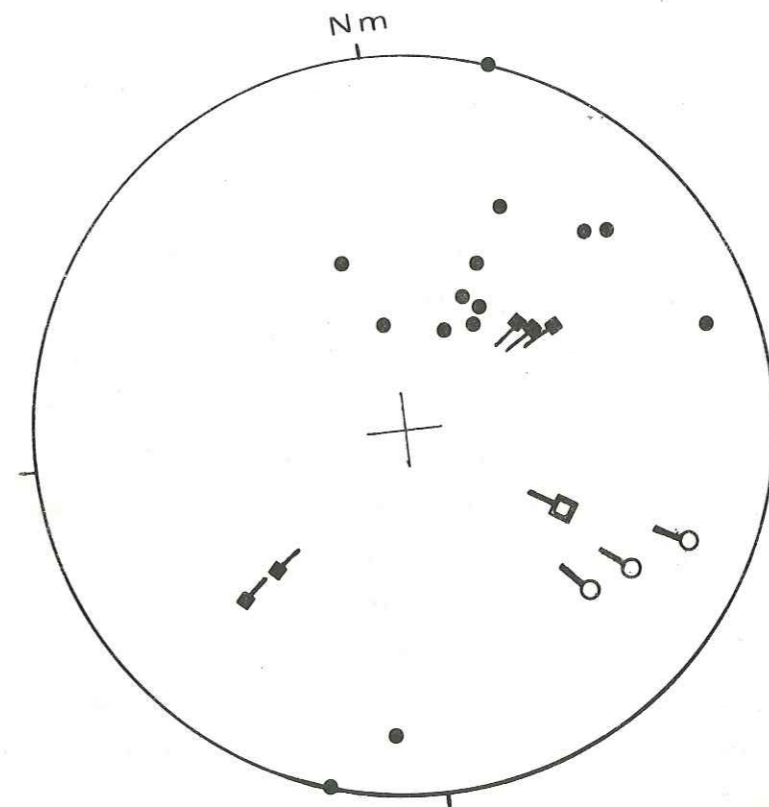


Fig. 50. : Diagramme des structures de la couverture jurassique et crétacée de l'unité de Viève-Valmasque à la périphérie de la fenêtre de socle de Viève-Tende. (région de Tende-Viève-Ourtigue) hémisphère supérieur

En fonction des intenses phénomènes d'écrasement qui l'affectent, la couverture crétacée affleurant dans le bassin de Viève n'offre que peu de macrostructures. Cependant elle n'est pas exempte de phénomènes d'écaillages. L'une de ces surfaces est révélée sous forme de brèches récentes lenticulaires, tronquant les structures schistosées du Crétacé, près de Viève en rive droite de la Roya. Elle disparaît dans les calcshistes sans qu'il soit possible de déterminer son origine. (Fig. 49) .

Les microstructures (plans de schistosité, têtes de plis, "rouleaux"..) sont mieux représentées (fig. 50). Elles correspondent aux macrostructures enregistrées dans les massifs de Branègue et d'Agaysseou.

c) Les accidents du vallon d'Ourtigue et de Viorenque :

- Dans un souci d'interprétation des relevés originaux effectués dans le tunnel ferroviaire du col de Tende, A. Faure-Muret et P. Fallot (1957) mentionnent au droit du vallon d'Ourtigue des structures plissées, déversées vers le S, évoluant en faille-pli, affectant la couverture sédimentaire décollée du socle au niveau de "cargneules triasiques".

- De la même façon J.F. Toussaint (1966) reconnaît dans les gorges de la Roya en amont de Viève l'influence de la mise en place des nappes alpines, qui se traduit par la remobilisation en direction du S de cette masse dolomitique jurassique précédemment déplacée vers l'E. L'auteur remarque de cette manière la disparition du Crétacé supérieur sous le Jurassique de la Roya et sous le "Trias moyen de la barre de Viorenque".

En se limitant aux seules structures et accidents affectant la couverture sédimentaire de l'unité de Viève - Valmasque, on peut mettre en évidence au niveau du vallon d'Ourtigue, le contact entre deux complexes sédimentaires dont la texture et la disposition structurale rappellent celles du massif d'Agaysseou (fig. 51).

- Le complexe inférieur est très tectonisé. Il présente une structure en plis hectométriques synschisteux orientés N 120 - 130, déversés vers le S. La racine de ces plis est tronquée par un accident chevauchant qui se suit depuis Viorenque (en rive droite de la Roya) jusqu'à l'extrémité orientale du vallon d'Ourtigue, et dont le pendage est de 40° à 70° vers le N.

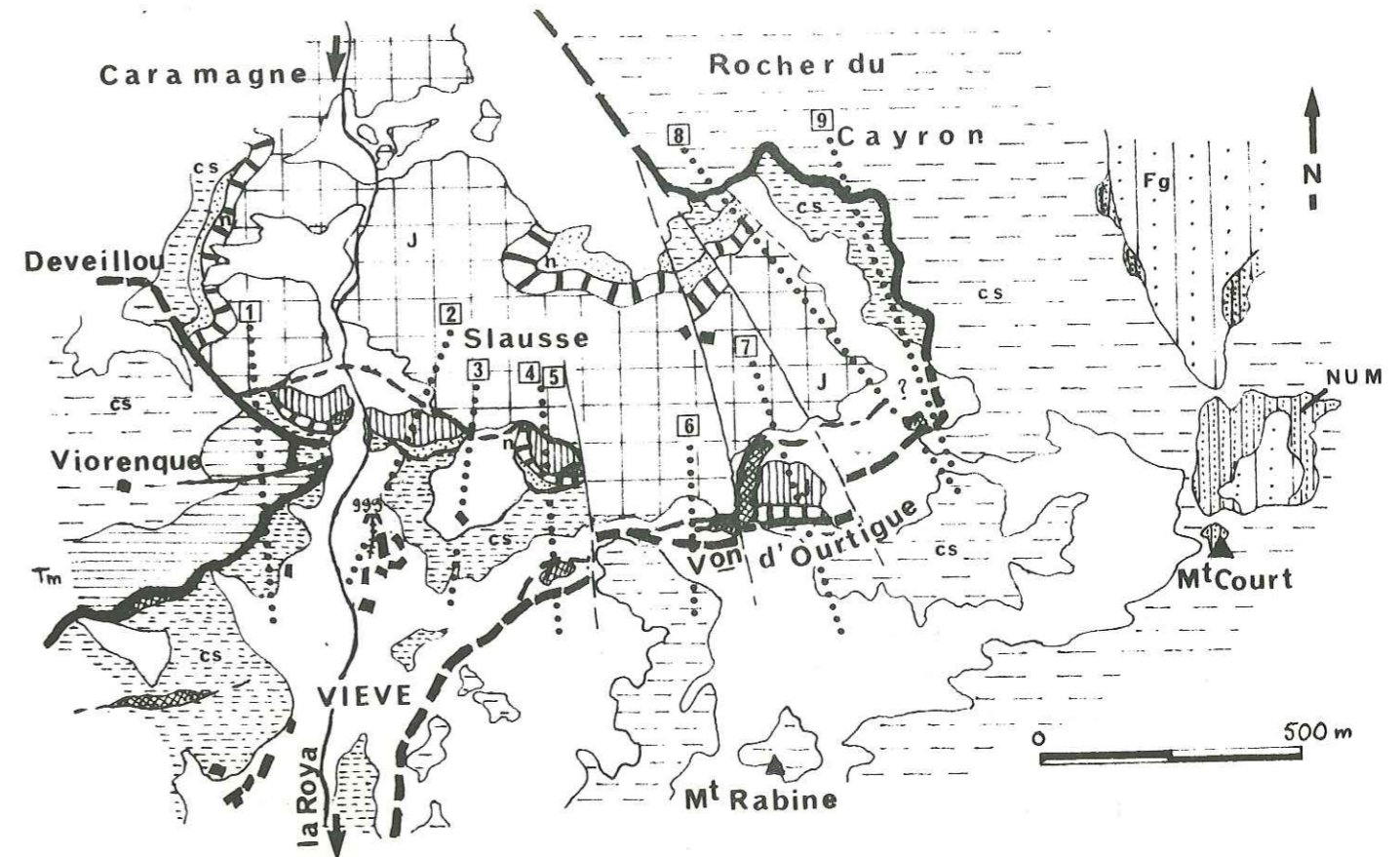


Fig. 51 : Localisation des coupes dans le vallon d'Ourtigue .

Légende : Tm. : Trias moyen , J. : Jurassique , n. : Néocomien-Gault , Cs. : Crétacé supérieur , Num. : Nummulitique, Fg. : Flysch paléogène .

999m Entrée du tunnel ferroviaire du col de Tende

Cet accident ne laisse subsister que les têtes de plis du complexe inférieur, à coeur jurassique (et triasique ?) composé de dolomies replissées et "fondues" (marbres) et enveloppes crétacées néocomiennes (calcaires et grès du Gault) et crétacées supérieures (calcschistes).

Ce dispositif structural se répète quatre fois à l'affleurement d'W en E, le long du vallon d'Ourtigue : (fig. 52, 53, coupes 1 à 7).

1/ A Viorenque, en rive droite de la Roya, où un accident subvertical orienté N 120 - 130, s'ajoute à l'ensemble des structures affectant la couverture de l'unité de Viève - Valmasque, ainsi qu'aux formations chevauchantes du massif de Deveille (fig. 52, coupe 1).

La structure plissée que l'on y observe est affectée de plus par des phénomènes d'écaillages qui se traduisent par la troncature des calcaires métamorphiques jurassiques replissés et la présence paradoxale au coeur de ces niveaux tectonisés, d'une brèche sédimentaire, non déformée.

2/ En rive gauche de la Roya ces structures sont également représentées à l'affleurement à la verticale du tunnel ferroviaire du col de Tende. Elles correspondent exactement en profondeur, aux relevés originaux effectués lors du percement de ce tunnel en 1900, par L. Baldacci et S. Franchi. En effet, depuis le "portail S" (point 8.080 m) et jusqu'au point 7.765 m, les deux auteurs italiens ont rencontré successivement (fig. 52 coupe 2) :

205 m de "calcaires marneux en plaquettes et calcschistes charbonneux à nombreuses fractures et veines de calcite".

Ce faciès correspond sans aucun doute au Crétacé supérieur.

25 m de calcaires bruns en plaquettes et de calcaires zonés localement gréseux (point 7.846 m) - (Néocomien ?).

87 m d'un calcaire dolomitique zone et marbré (Jurassique ?)

De plus les auteurs signalent dans cette dernière formation l'existence d'une cassure remplie de "fragments de calcaires crétacés constituant une brèche peu consistante à ciment marneux". Il paraît vraisemblable d'assimiler cette observation aux brèches sédimentaires reconnues dans les trois autres affleurements.

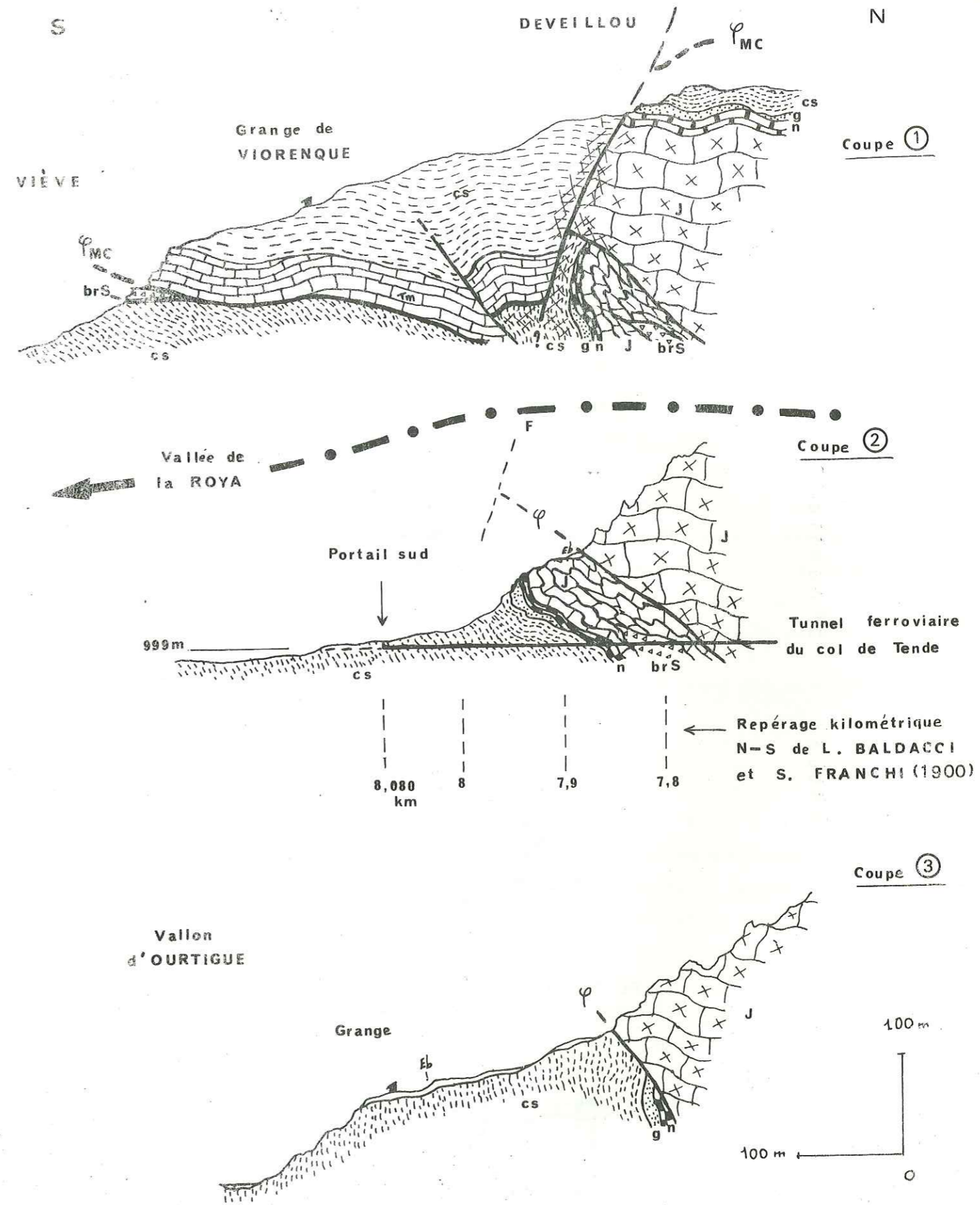


Fig. 52.: Coupes sériees N-S dans le vallon d'Ourtigue
J.: Jurassique, n.: Néocomien, g.: Gault,
CS.: Crétacé supérieur, $\Delta\Delta$ brèches sédimentaires liées aux accidents

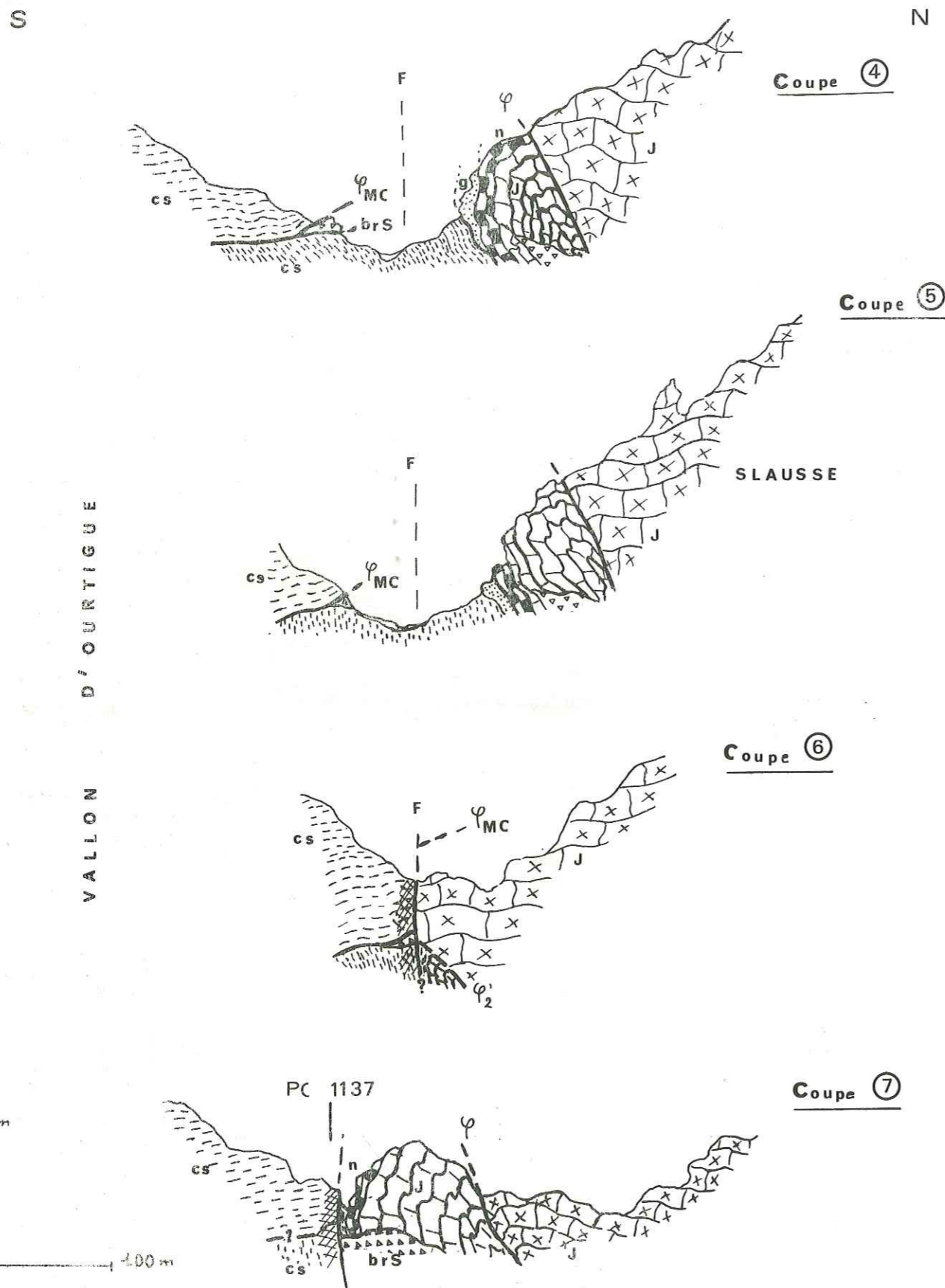


Fig. 53.: Coupes séries N-S dans le vallon d'Ourtigie
 Légende : J.: Jurassique, n.: Néocomien, g.: Gault, CS.: Crétacé supérieur
 ΔΔ brèches sédimentaires liées aux accidents (Br S).

Enfin au delà du point 7.765 m, L. Baldacci et S. Franchi décrivent en direction de l'Italie, une dolomie blanche à grain fin ou saccharoïde correspondant bien aux dolomies du Jurassique supérieur des gorges de la Roya en amont de l'accident chevauchant.

3/ Dans le vallon d'Ourtigie, près du lieu-dit "Slausse", le contact chevauchant se fait sur le Crétacé supérieur, le Gault ou le Néocomien, à la faveur de replis affectant le complexe inférieur (fig. 52, coupe 3).

Ce contact tronque une troisième tête de pli dont le coeur dolomitique jurassique contient des brèches sédimentaires à ciment calcaire et débris pélitiques et quartzitiques (fig. 53, coupes 4, 5)

4/ Enfin ce dispositif structural est bien représenté au fond du cirque du vallon d'Ourtigie où persiste une tête de pli hectométrique en dolomies recristallisées et enveloppes de calcschistes écrasés (fig. 53, coupe 7). Celle-ci repose entièrement par ses niveaux dolomitiques sur une formation brêchique à ciment calcaire recristallisé, faiblement limonitique, contenant des éléments de dolomies métamorphiques, de quartzites, de pélites et des quartz corrodés.

La nature sédimentaire de cette brèche est attestée par la présence :

- de stratifications centimétriques, soulignant des niveaux plus grossiers
- de stratifications obliques entrecroisées
- et de ravinements.

Ces dislocations sont masquées en amont du vallon d'Ourtigie par la masse chevauchante du Crétacé supérieur de l'unité de Marguerie - Cayron, constituant les massifs du mont Court à l'E et du mont Rabine au S.

Le complexe supérieur correspond à l'ensemble des formations jurassiques et crétacées affleurant dans la fenêtre de Caramagne. Moins écrasé que le complexe inférieur, il présente cependant des structures plissées orientées N 110 - 120, à déversement S (fond de cirque du vallon d'Ourtigie). Ces structures sont tronquées au niveau de l'accident chevauchant du vallon d'Ourtigie, et de nombreuses recristallisations dolomitiques s'y observent dans le Jurassique.

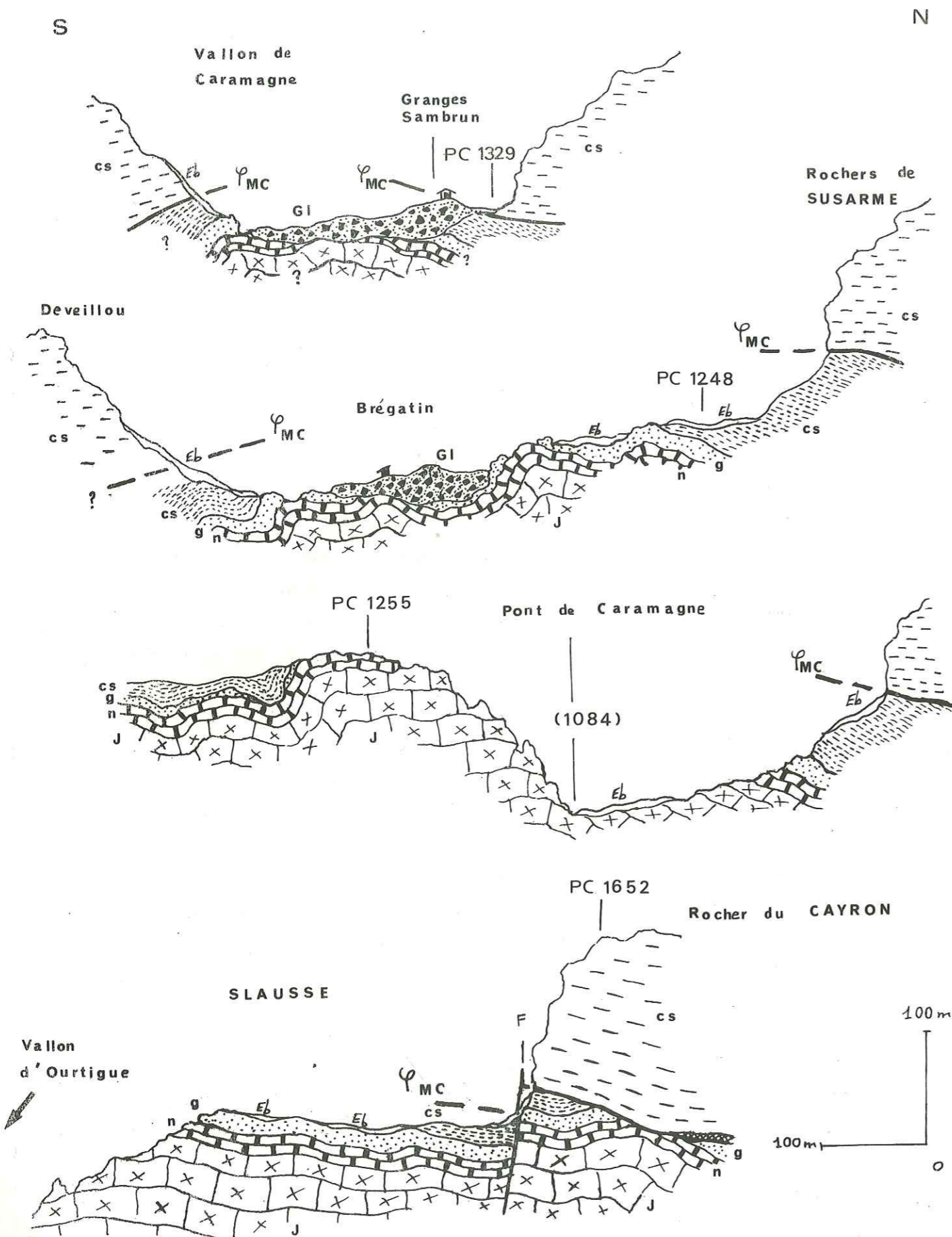


Fig. 54.: Coupes séries N-S dans la fenêtre de Caramagne
 Légende : J.: Jurassique, n.: Néocomien, g.: Gault, CS.: Crétacé supérieur
 brèches sédimentaires liées aux accidents
 GI : périglaciaire .

Enfin l'ensemble de la couverture de l'unité de Viève - Valmasque est affecté dans cette région d'Ourtigue, par des failles tardives subméridiennes qui décalent par conséquent la surface de contact entre les deux complexes.

d) La fenêtre de Caramagne

Les formations constituant le complexe supérieur défini dans le vallon d'Ourtigue sont représentées à l'affleurement dans la zone de confluence du vallon de Caramagne avec la vallée de la Roya. Elles sont constituées par :

- des dolomies blanches saccharoïdes et des calcaires dolomitiques grisâtres, recristallisés, à nodules silicifiés appartenant au Jurassique supérieur.
- des calcaires gréseux à silex du Néocomien accompagnés de niveaux gréseux (Gault).
- de calcschistes du Crétacé supérieur très écrasés apparaissant localement sous les massifs chevauchants de l'unité de Marguerie - Cayron.

Dans ce domaine le Jurassique et ses enveloppes crétacées présentent également des structures plissées synschisteuses, N 100 - 110, déversées vers le S (plis anticlinaux en genou de Brégatin, synclinal néocomien des lacets de la route du col de Tende) (fig. 54). Elles se superposent à des structures plissées affectant les grès du Gault, notamment, dans lequel un repli métrique (Brégatin) présente un plongement axial atteignant 75° (fig. 55).

Ces structures sont tronquées par la surface de chevauchement de l'unité de Marguerie - Cayron et les formations de couverture de l'unité de Viève - Valmasque apparaissant ainsi en fenêtre :

- sous le massif de Marguerie et de Susarme au N.
- sous le massif du rocher du Cayron à l'E.
- et sous le massif de Deveille au S.

Elles disparaissent à l'W sous les dépôts périglaciaires du vallon de Caramagne qui masquent une éventuelle relation avec les affleurements jurassiques et crétacés du Roc Gay, au N du mont Deveille.

- Axes de plis mesurés
 - ◻ Axes de plis construits
 - Pôles des plans de schistosité
- } Structures N 100 - 120 à déversement Sud
- ◻ Axe repris dans le Gault de Brégatin - par les structures N 100 - 120 (N35, 75NW)

Remarque :

- Les pôles des plans de schistosité indiquent nettement un déversement vers le SSW
- Les pôles de schistosité récente à N 20 ne sont pas figurés

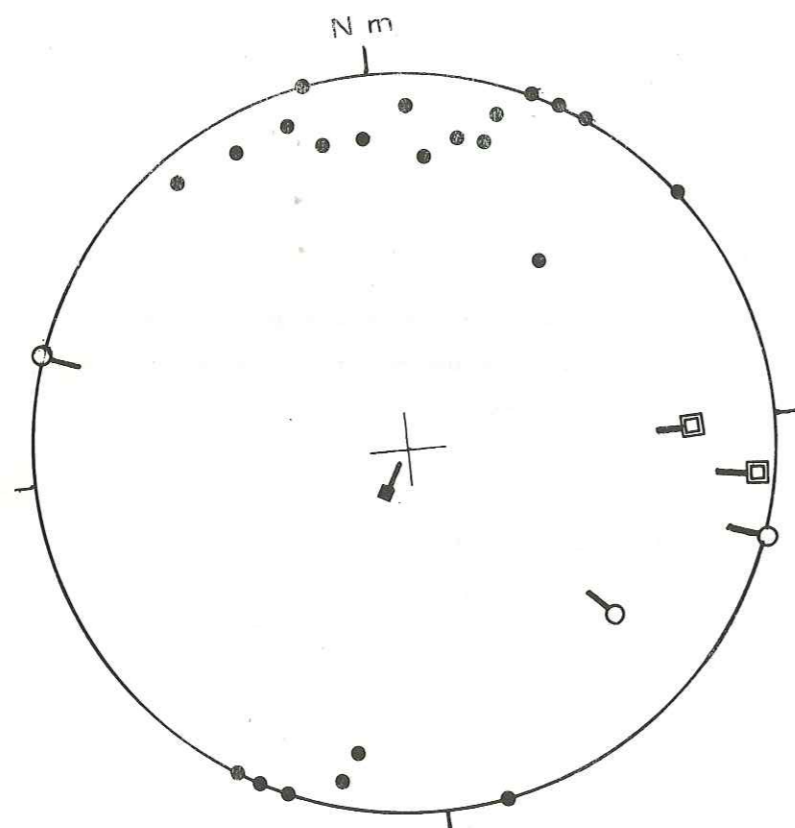


Fig. 55. : Diagramme des structures de la couverture jurassique et crétacée de l'unité de Viève-Valmasque, dans la fenêtre de CARAMAGNE

hémisphère supérieur

Enfin il faut signaler des ondulations tardives d'orientation sensiblement méridienne et dont l'amplitude atteint environ 100 m entre le PC 1255 et les granges de Brégatin. Cette dernière famille de structures (N 20) engendre l'apparition de surfaces structurales néocomiennes en rive gauche de la Roya.

2°/ Le massif du mont Chajol et les massifs annexes :

La couverture sédimentaire de l'unité de Viève - Valmasque est représentée entre les vallées de la Roya et de Castérine par le vaste massif dolomitique jurassique du mont Chajol (2.293 m) auquel se rattachent :

- Au S les massifs calcaréo-dolomitiques triasiques et jurassiques du mont Agnelet (2.201 m) et du mont Ourne (2.122 m).
- A l'E le massif jurassique et néocomien de la cime de Gratin
- Au N les calcaires gréseux, grès et calcschistes crétacés de la cime de Bouscaye (2.032 m) et leur prolongement nord-oriental dans les structures du mont Deveille (1.649 m) et de Roc Gay.

La couverture constituant l'ensemble de ces massifs est entièrement décollée du socle sur lequel elle repose en contact anormal (zone de contact) (fig. 56). Elle est composée, en outre, par deux vastes ensembles superposés séparés par une surface de contact admettant des brèches sédimentaires récentes, identiques à celles qui jalonnent la base de la couverture et qui contiennent des fragments schistifiés de pélites rouges et des dolomies jaunes du Werfénien supérieur.

Cette formation est représentée à l'affleurement au niveau de la baisse d'Ourne, sur le versant S . W du mont Chajol et sur le versant S . W de la cime de Gratin.

- L'ensemble inférieur correspond au S aux massifs des monts Agnelet et Ourne. Leurs niveaux triasiques (?) et jurassiques se retrouvent localement à l'état de klippes sédimentaires dans le complexe brêchique de la base de la couverture.

Cet ensemble se prolonge :

- vers l'E et le N E dans les affleurements de Ganavé, en direction du massif du mont Branègue dont il représente l'équivalent latéral,
- vers le N W où il constitue la majeure partie des affleurements calcaréo-dolomitiques de la rive gauche du vallon de Castérine (Millome, Congrégation). Il s'achève dans le versant S de la cime de Barsenzane par des niveaux crétacés (Néocomien et Crétacé supérieur) très tectonisés. Il n'est pas possible de relier ces niveaux écrasés du Crétacé (schistosité N 120 - 130 inclinée à 50° vers le N) aux dolomies jurassiques de la cime de Gratin, dont le pendage et les structures traduisent une inclinaison nord-orientale et, par la même, leur appartenance vers le SE aux massifs du mont Chajol et de la cime de Bouscaye. La cime de Gratin semble séparée de cet affleurement néocomien du versant de Barsenzane par une surface de contact anormal admettant des brèches sédimentaires (versant S W de la cime de Gratin), déjà signalées sous forme de "cargneules" dans l'édition de 1967 de la carte géologique à 1/50 000° de Saint Martin-Vesubie par A. Faure-Muret et P. Fallot.

- L'ensemble supérieur surmonte en contact anormal l'ensemble inférieur. Le Jurassique et le Crétacé y présentent deux macrostructures synclinoriales.

- Le synclinorium à coeur de Crétacé supérieur de la cime de Bouscaye, axé N 130, à plan axial subvertical localement déversé vers le N E (vallon de la Morte).
- Le synclinal du mont Deveille, dont le flanc S W est représenté totalement déversé, voire renversé vers le N E et tronqué par la surface chevauchante de l'unité de Marguerie - Cayron.

Ces macrostructures affectent d'anciennes structures plissées synschisteuses N 155, couchées vers l'W S W, enregistrées dans le Crétacé supérieur de la cime de Bouscaye et sont également postérieures aux replis décamétriques N 70 déversés vers le S E visibles dans les dolomies du massif de Gratin et dont elles accentuent le plongement axial (fig. 57).

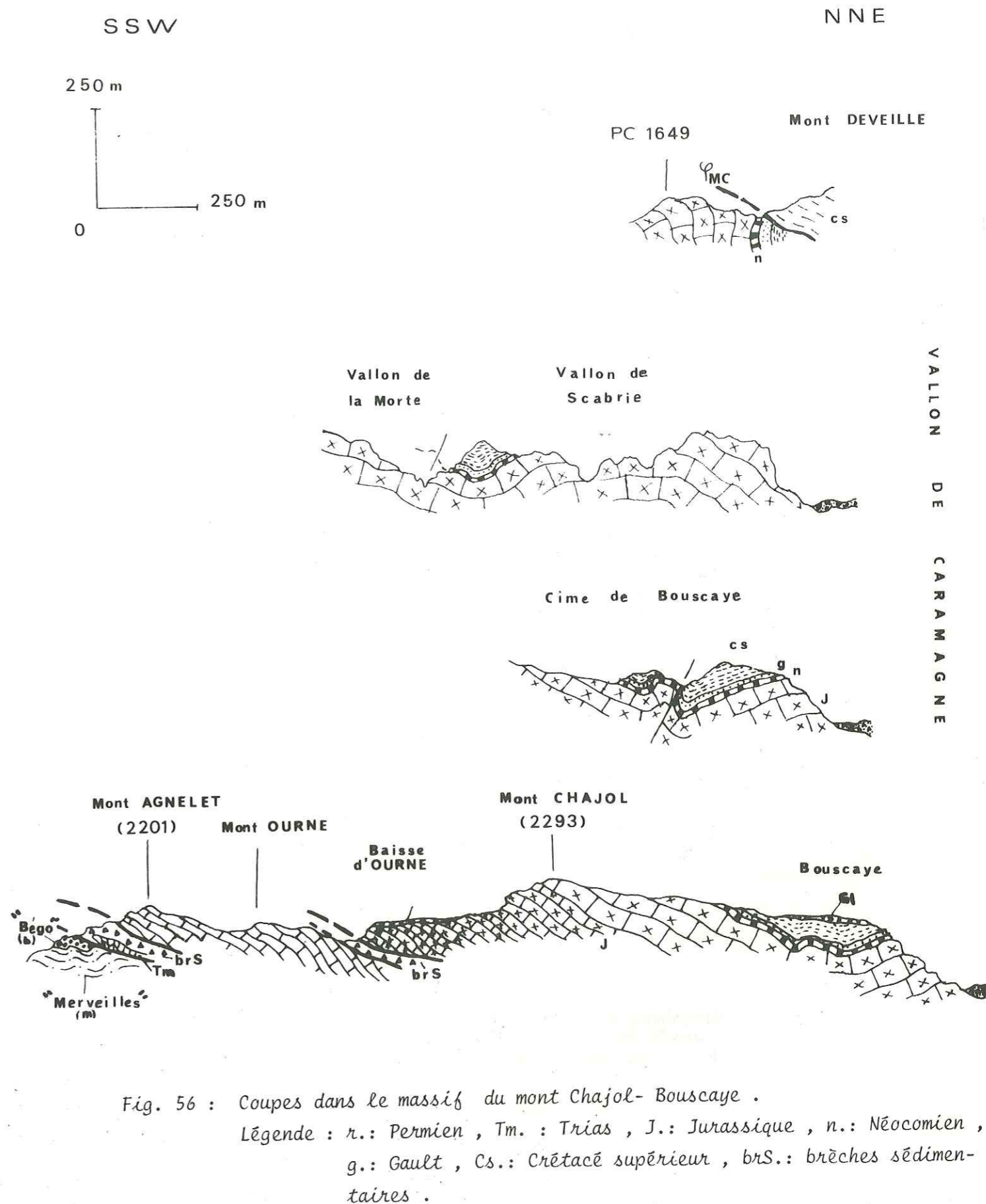


Fig. 56 : Coupes dans le massif du mont Chajol- Bouscaye .
Légende : r. : Permien , Tm. : Trias , J. : Jurassique , n. : Néocomien , g. : Gault , Cs. : Crétacé supérieur , brS. : brèches sédimentaires .

LEGENDE

- Trace du plan
- □ Axial du Synclinerium de Bouscaye (Macrostructure N 125)
 - Pôles des plans de schistosité correspondant à cette Macrostructure
 - Axes (N 60-70 et N 150) Mesurés
 - ◻ Axe construit (. Pôles ayant servi à la construction)
- } repris par N 120 - 125 (Macrostructure)

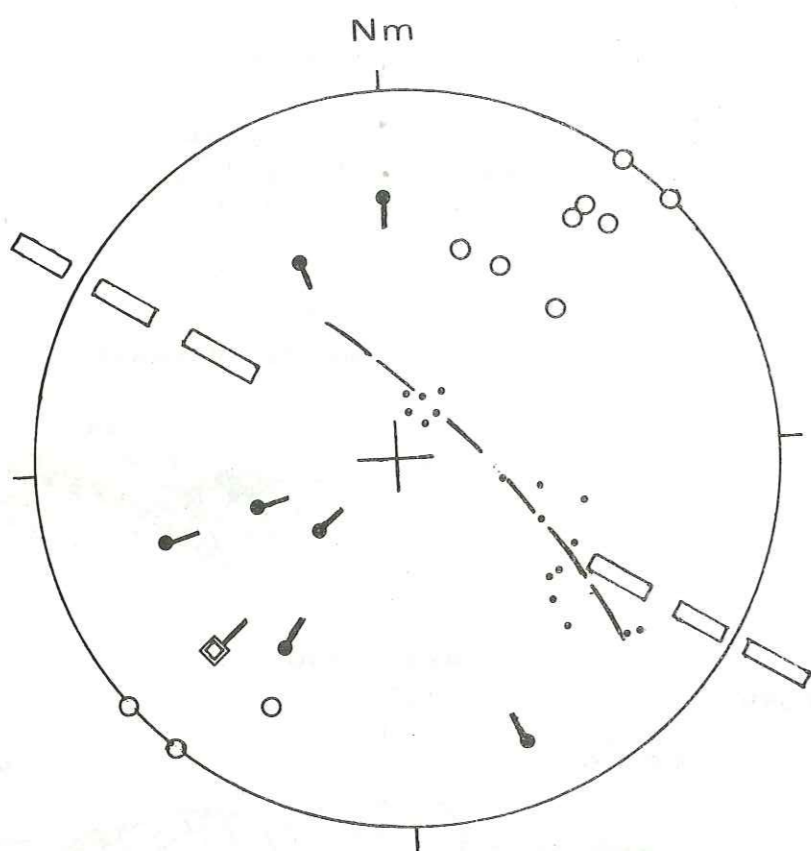


Fig. 57.: Diagramme des structures de la couverture de l'unité de Viève - Valmasque Massif du Chajol, de Bouscaye et de Gratin

hémisphère supérieur

D - Conclusions

L'unité structurale de la couverture sédimentaire post-werfénienne, reposant sur le socle de Viève - Valmasque fait apparaître les relations suivantes :

1/ La couverture de l'unité de Viève - Valmasque caractérisée par une série du Jurassique supérieur bien développée (cf. Stratigraphie) est décollée du socle et du tégument sous-jacents, sur lesquels elle repose en indépendance structurale complète.

2/ L'examen de la surface de contact fait apparaître :

- . d'une part, que les structures du socle sont tronquées par une surface d'érosion.
- . d'autre part, que des brèches sédimentaires admettant des éléments de socle et de couverture tectonisés, au sein d'une matrice calcaire peu déformée, jalonnent le plus souvent cette surface de contact socle - couverture. La surface de contact est géométriquement peu déformée; sa forme "curviplanaire" est sans rapports avec le style de déformation en plis synschisteux observés dans le socle.

3/ On peut aussi mettre en évidence à l'intérieur de la couverture sédimentaire 2 ensembles écaillés et superposés.

- .) un complexe inférieur représenté par
 - l'élément inférieur du massif d'Agaysseou
 - le massif du mont Branègue et le bassin de Viève
 - le mont Agnelet et le mont Ourne et leurs versants dans la vallée de la Roya et la vallée de Castérine.
 - les versants de Pantamon et de Barsenzane.
- .) un complexe supérieur comprenant :
 - les massifs du mont Chajol, de la cime de Gratin et de la cime de Bouscaye
 - les affleurements de Caramagne et de la vallée de la Roya (Vième)
 - l'élément supérieur d'Agaysseou, les rochers d'Arimonde, de Mayme et de Saint Sauveur de Tende.

Ces deux complexes sont séparés par une surface de contact anormal tronquant les structures et jalonnée localement de brèches sédimentaires.

4/ L'analyse des structures observables dans la couverture fait également apparaître :

1. des structures en plis couchés, accompagnées d'une schistosité de flux de direction très variable (N 110 - N 150), présentant toujours un déversement S à S W.
2. des plis souples, générateurs dans les niveaux compétents d'une légère schistosité de fracture de plan axial.
Ces structures plissées orientées N 60 - 70 ont un déversement S E.
3. des structures en plis droits orientés N 110 - 120, synschisteux, reprenant les deux structures précédentes et apparaissant localement rétrodéversées vers le N E.

L'ensemble de ces structures est tronqué par les surfaces d'écaillage et par la surface basale du décollement.

Enfin dans le socle et dans la couverture, la mise en évidence de variations dans le plongement d'axe des structures orienté E - W ou NW - SE caractérise la présence d'une phase de plissement tardive d'axe N - S à N 20 matérialisée par une schistosité fruste, et induisant des bombements peu prononcés.

CHAPITRE II : L'UNITÉ DE SOCLE DE LA ROCCA DELL'ABISSO

I - NATURE et LOCALISATION

- A - Localisation géographique
- B - Définition pétrographique
- C - Définition structurale

II - ETUDE des STRUCTURES de l'UNITE de la ROCCA dell'ABISSO

- A - L'anticlinal majeur de Sabion - Abisso
 - 1/ Macrostructures
 - 2/ Microstructures
- B - Le SYNCLINORIUM de JAURE
 - 1/ Macrostructures
 - 2/ Microstructures
- C - L'ANTICLINAL de BEC ROUX - SALANTE
 - 1/ Macrostructures
 - 2/ Microstructures

III - POSITION STRUCTURALE de l'UNITE de SOCLE de la ROCCA dell'ABISSO

- A - L'accident de socle de Sabion - Abisso
 - 1/ Historique des travaux antérieurs
 - 2/ Localisation géographique
 - 3/ Description de l'accident de Sabion - Abisso
 - a) Dans la région du Veil del Bouc
 - b) Au niveau du col du Sabion
 - c) Au niveau de la cime de Barsenzane

4/ La fenêtre de socle du col de Tende

- a) Les faits historiques
- b) Les faits nouveaux
- c) Position structurale du pointement de socle du col de Tende
 - 1°) Données fournies à l'affleurement
 - 2°) Données fournies en profondeur
- d) Eléments de réponse sur la valeur structurale de l'écaillage de socle du col de Tende

5/ L'accident de Sabion - Abisso à l'échelle du massif de l'Argentera - Mercantour

- CONCLUSIONS

-o-o-o-o-

CHAPITRE II

L'UNITÉ DE SOCLE DE LA ROCCA DELL'ABISSO

I - NATURE et LOCALISATION

Le massif de la rocca dell'Abisso apparaît à l'extrémité sud-orientale du massif de l'Argentera-Mercantour comme une entité géographique, pétrographique et, au regard des travaux antérieurs comme une unité structurale parfaitement définie à laquelle s'ajoute, dans cette région, le massif de la rocce dell'Asino.

A - Localisation géographique

Le sommet de la rocca dell'Abisso (2.755 m) et ses massifs adjacents (pointe de Peyrefique, cimes du Sabion et de Barsenzane au S, et monte del Frisson au N) apparaissent isolés au S E de l'Argentera-Mercantour par un système de vallées de facture glaciaire et péri-glaciaire, communiquant entre elles par des ensellements :

- au S la vallée de la Valmasque
- à l'E la valle del Sabbione reliée à la précédente par le col du Sabion
- au S W et à l'W les vallons de Caramagne et de Caralaita.
- au N W le vallon du rio Prati della Chiesa. Une crête semble prolonger le massif en direction du N E. Mais elle est composée par une série de sommets d'altitude moindre et de nature pétrographique totalement différente (monte Chiamossero, mont Ciotto Mien etc..). Le massif de l'Abisso est, enfin, relié au reste de l'Argentera-Mercantour par les massifs de la rocce dell'Asino et du monte Ischietto.

B - Définition pétrographique

Le massif de l'Abisso est constitué par :

- des gneiss proches, au point de vue minéralogique de ceux du socle de l'unité de Viève - Valmasque, mais paraissant constituer un ensemble anatexique différent : "Anatexites litées", (de Pol, 1966, Malaroda et al., 1970).

- des grès du Permien bien développés (dépassant localement 300 m d'épaisseur) présentant un faciès proche de la série du Bègo.
- des niveaux grésilo-conglomératiques et pélitiques du Werfénien peu épais et très localisés (massifs de Jaure et de Salante, vallon de Calalaita)
- enfin de rares termes carbonatés (Trias moyen ?) existent ponctuellement. Ils sont très peu développés et accompagnent les affleurements de brèches sédimentaires récentes liées aux accidents tectoniques.

Dans l'ensemble le massif de la rocca dell'Abisso apparaît donc constitué d'affleurements presque exclusivement de nature siliceuse. Ils sont limités cartographiquement par les formations carbonatées :

- de Marguerie et de la cime de Pernante à l'E
- de la punta Bussaia et du monte Chiamossero au N
- de la valle del Sabione au N W
- enfin ils sont au contact avec les formations de couverture de l'unité de Viève - Valmasque au S.

C - Définition structural relative aux travaux anciens :

- Depuis les travaux anciens de A. Faure-Muret P. Falot et M. Lanteaume (1955, 1956, 1957) (cf. chapitre historique) les massifs de la rocca dell'Abisso, de la rocca dell'Asino et du monte Ischietto apparaissent constitués par un grand anticlinal de socle indépendant des formations de couverture qui l'entourent.
- Plus récemment M. Lanteaume (1962, 1968) a souligné l'importance des accidents de socle affectant toute la bordure méridionale de ce massif.
- A. Guillaume (1962, 1963) décrit plus spécialement les accidents affectant sa bordure E.
- Enfin cette conception fut également retenue par J. Vernet (1965, 1967) qui signale au S W du brachyanticlinal de l'Abisso "des packages de Permien trahissant un flanc inverse rompu par une faille de chevauchement".

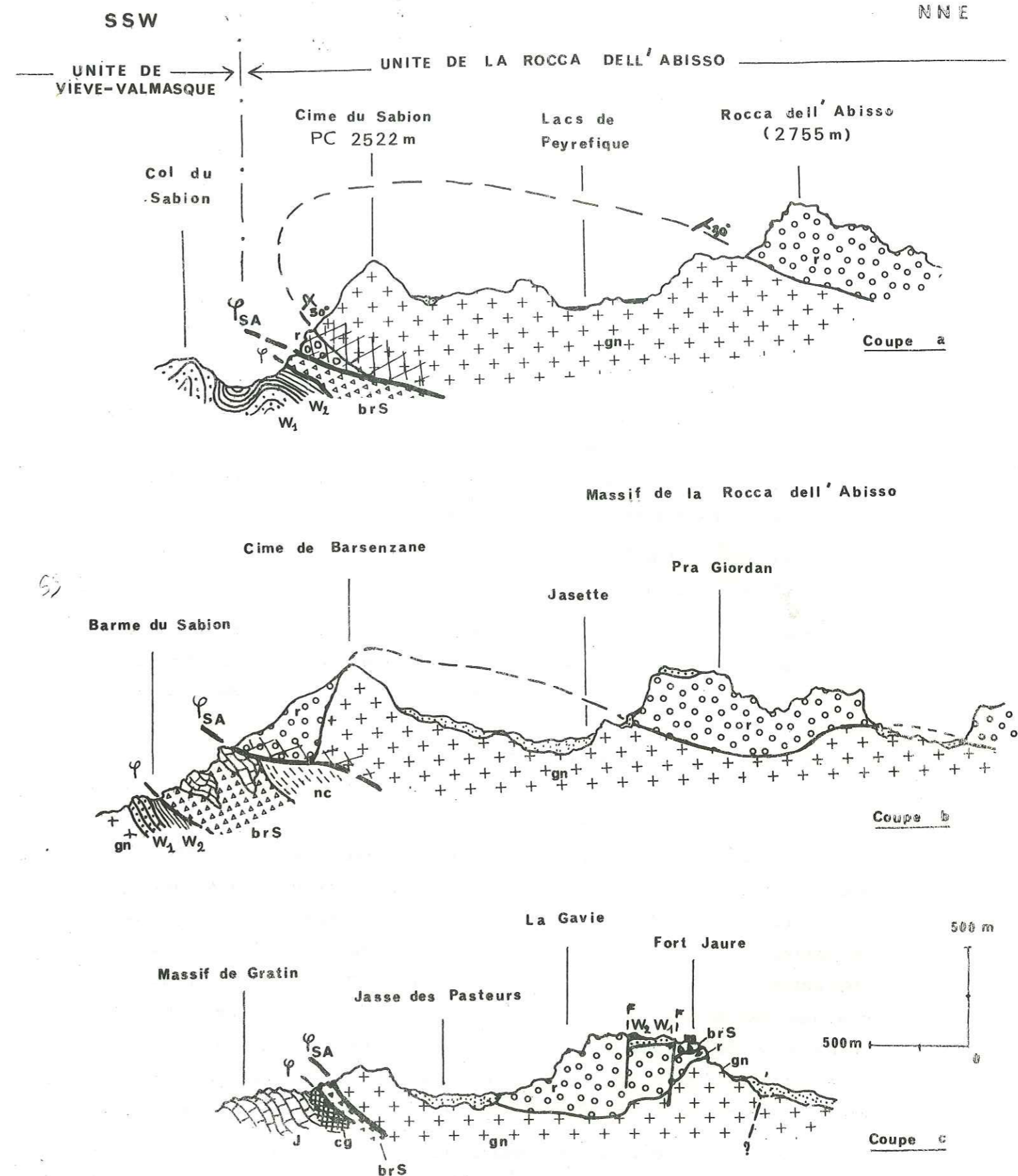


Fig. 58.: Coupes séries de l'Unité de la Rocca dell'Abisso

Légende : gn.: gneiss, r.: Permien, W₁: Werfénien inférieur, W₂: Werfénien supérieur, cg.: carnéoles, J. Jurassique, nc.: Néocomien, brS.: brèches sédimentaires.

II - ETUDE des STRUCTURES de l'UNITE de la ROCCA dell'ABISSO

L'unité de socle de la rocca dell'Abisso se présente sous forme d'un vaste anticlinorium à coeur de cristallin et enveloppes tégumentaires permienne et werfénienne ultérieurement déformées.

Cette mégastructure, axée grossièrement NW - SE, est fortement déversée en plis couchés vers le S (fig. 58). Elle se compose :

- d'un anticlinal majeur (anticlinal de Sabion - Abisso) comprenant les massifs de l'Abisso, de Peyrefique, du Sabion et de Barsenzane. Ainsi que les massifs de l'Asino et d'Ischietto. Leurs affleurements occupent toute la moitié méridionale de l'unité. Ils se prolongent au-delà de la valle del Sabbione par le massif gneissique de la rocce dell'Asino, en direction du N E du massif de l'Argentera Mercantour.
- un synclinal majeur (le synclinal de Jaure) développé au N de l'anticlinal de Sabion - Abisso.
- un anticlinal septentrional au N E du massif (anticlinal du mont du Bec Roux), à coeur gneissique dont l'enveloppe tégumentaire septentrionale constitue le massif de la cime de Salante.

A - L' Anticlinal majeur de Sabion - Abisso

1°/ Macrostructures

L'anticlinal majeur de socle de la rocca dell'Abisso est défini par des enveloppes tégumentaires permienne et un coeur gneissique.

- Le socle cristallin affleure au niveau des massifs de Peyrefique, du Sabion et de Barsenzane. Il prolonge, à l'échelle de l'Argentera - Mercantour, les gneiss du massif de la cime de l'Argentera et du mont Carbone, représentés dans le périmètre étudié par les affleurements de la rocce dell'Asino et du monte Ischietto. Aucune structure plissée décamétrique ou métrique, en relation avec l'anticlinal majeur de la rocca dell'Abisso, n'a pu être décelée dans ce matériel peu compétent.

- Le flanc normal de cette mégastructure est constitué au N W par une épaisse enveloppe de grès permien (300 m) en série normale, qui culminent au sommet de la rocca dell'Abisso.

Le pendage est faible : 20° N E.

- Le flanc inverse est le plus souvent inexistant, amputé sous les effets tectoniques postérieurs.

Seul un témoin de Permien, très écrasé est conservé sur le flanc S E de la cime du Sabion (coupes unité Viève - Valmasque, au niveau du col du Sabion (fig. 30). Le contact avec les gneiss sus-jacents de la cime du Sabion peut se suivre depuis le point coté 2.142 m, au S du massif en direction de la borne frontière Lb 173 à l'E de la cime du Sabion. Ce plan de contact apparaît incliné d'une trentaine de degrés vers le N E, dans la position géométrique d'un flanc inverse indécélable dans le Permien lui-même, dont les plans de stratification sont effacés.

Enfin l'enveloppe tégumentaire permienne est également conservée dans le massif de Barsenzane où elle se présente, là encore, très déformée, localement verticalisée (S du sommet de Barsenzane).

Le contact Permien - gneiss est bien visible au N de la cime de Barsenzane avec une inclinaison de 20° E, où les grès permien apparaissent en série normale, montrant des blocs de gneiss centimétriques peu roulés, sédimentés dans un matériel gréseux plus fin. Par contre ce contact entre grès permien et gneiss apparaît faillé selon une direction subméridienne à l'W du massif.

2°/ Microstructures

Outre les "cassures récentes", peu de microstructures alpines correspondant à la mégastructure de la rocca dell'Abisso sont observables.

Dans les gneiss : les plans de foliation (âge hercynien démontré par A. Faure-Muret, 1955) et les plis synmétamorphes sont le plus souvent les seuls éléments microtectoniques décelables dans ce matériel. Leur analyse n'a pas été faite systématiquement, le but de cet étude n'étant pas de retracer l'histoire anté permienne de ces structures. Le stéréogramme (fig. 59) résultant d'observations effectuées sur les massifs de la pointe de Peyrefique et des cimes du Sabion et de Barsenzane en montre la complexité.

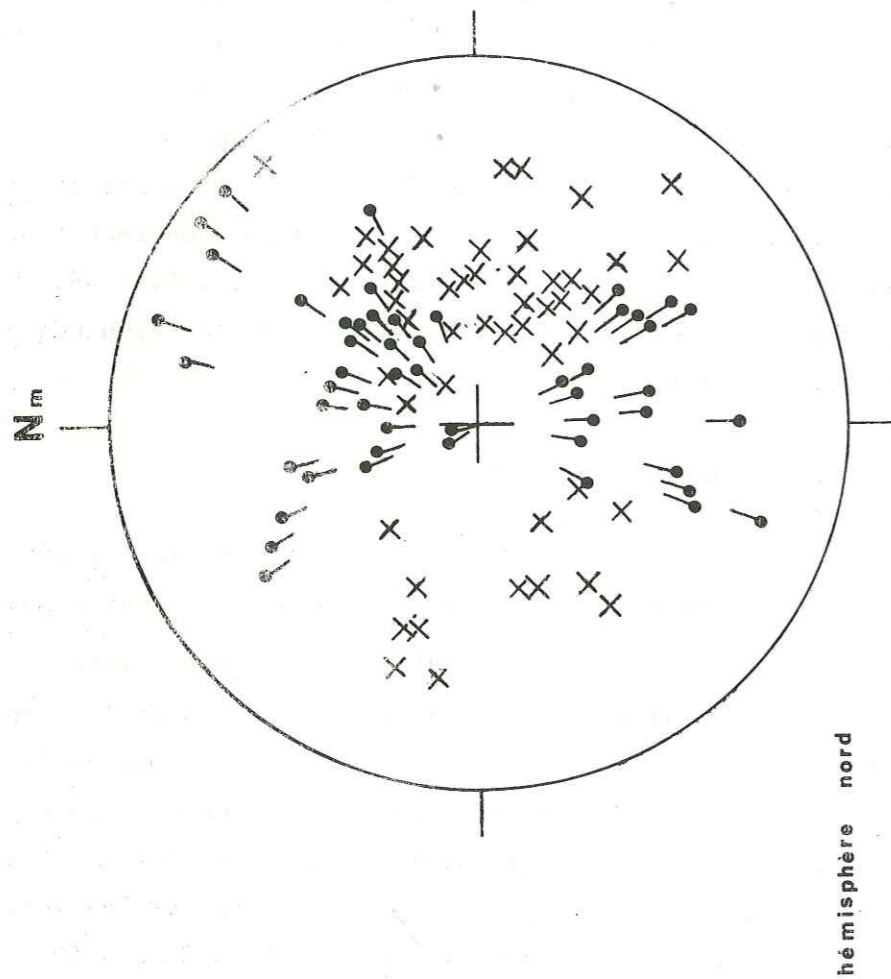


Fig. 59.: Stéréogramme des plans de foliation (X) et des axes de plis symétramorphes (●) dans les gneiss des massifs de la Pointe de Peyrefique et des cimes du Sabion et de Batsenzane.

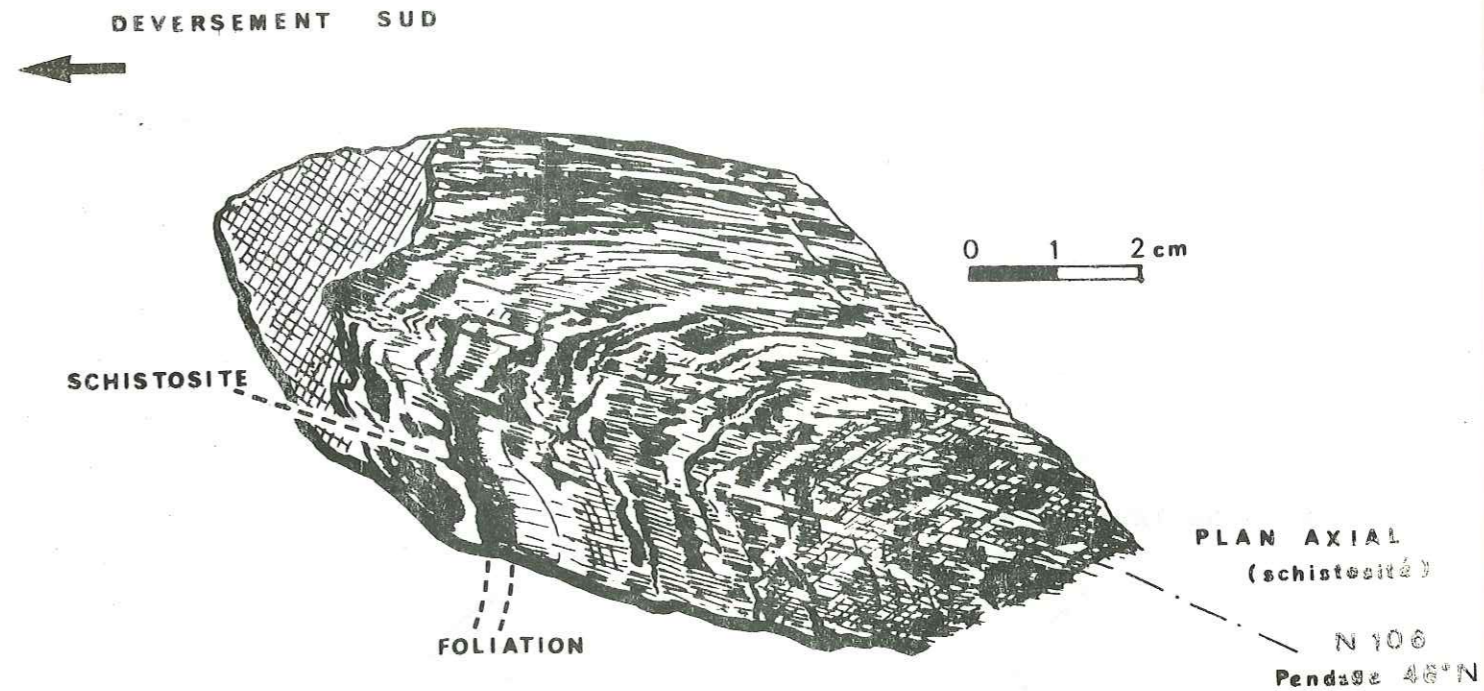


Fig. 60.: Micropli dans les gneiss de la Rocce dell'Asino

Néanmoins la présence, au Rocce dell'Asino (Fig. 60 et Pl.A photo. 4-5) d'une microstructure plissée centimétrique affectant les plans de foliation des gneiss permet de mettre en évidence, en absence d'enveloppes tégumentaires significatives, la présence d'une structuration en plis couchés à déversement S prolongeant vers le N W, à l'échelle du socle de l'Argentera Mercantour, l'anticlinal couché de la rocca dell'Abisso.

- Les observations effectuées sur les plans de schistosité de flux présents dans les niveaux permians (fig. 61) montrent qu'ils sont :

- affectés par des phénomènes de réfraction, à la limite entre les bancs de granulométrie différente,
- réorientés selon une structure plissée, d'axe N 125 à plan axial subvertical ou légèrement déversé vers le N E. Cette structure plissée correspond aux plis N 120 du Vei del Bouc. Elle est elle-même synschisteuse. Cette déformation postérieure masque l'orientation originale des plans de schistosité, qui sont vraisemblablement contemporains de la mégastructure en plis couchés à déversement S W.

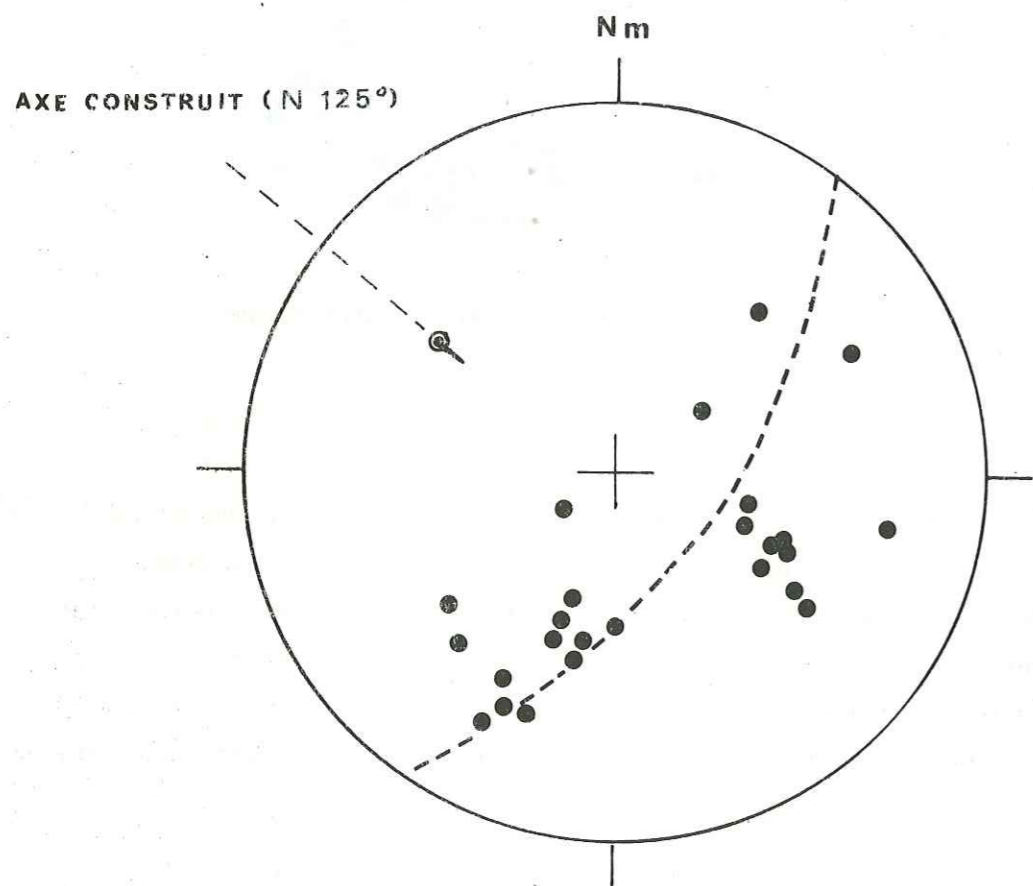


Fig. 61.: Stéréogramme des pôles des plans de schistosité de flux dans le Permien des massifs de la Rocca dell'Asino et du Sabion

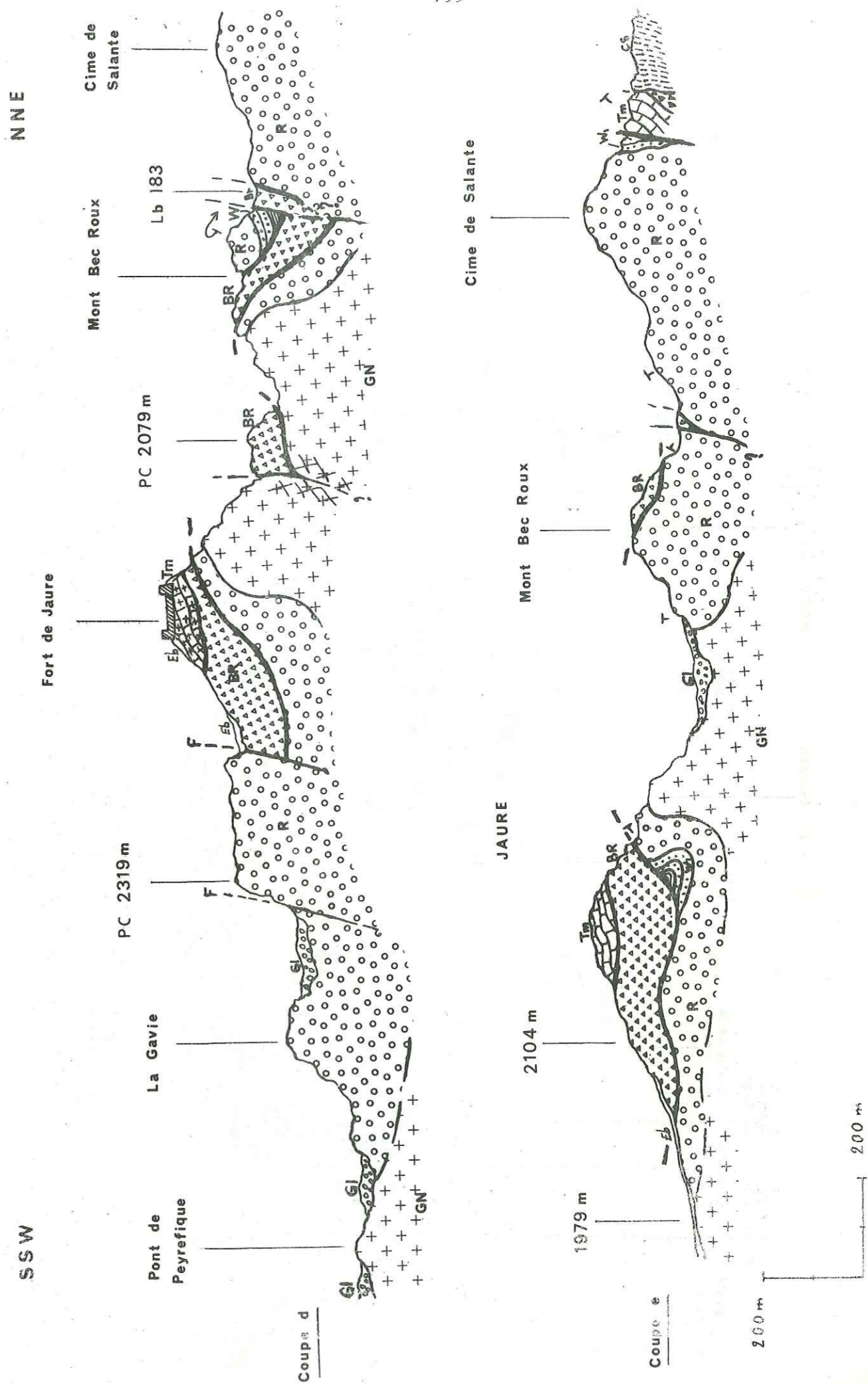


Fig. 62.: Synclinerium de Fort Jaure et anticlinal de Bec Roux-Salante. Légende fig. 58 page 193.

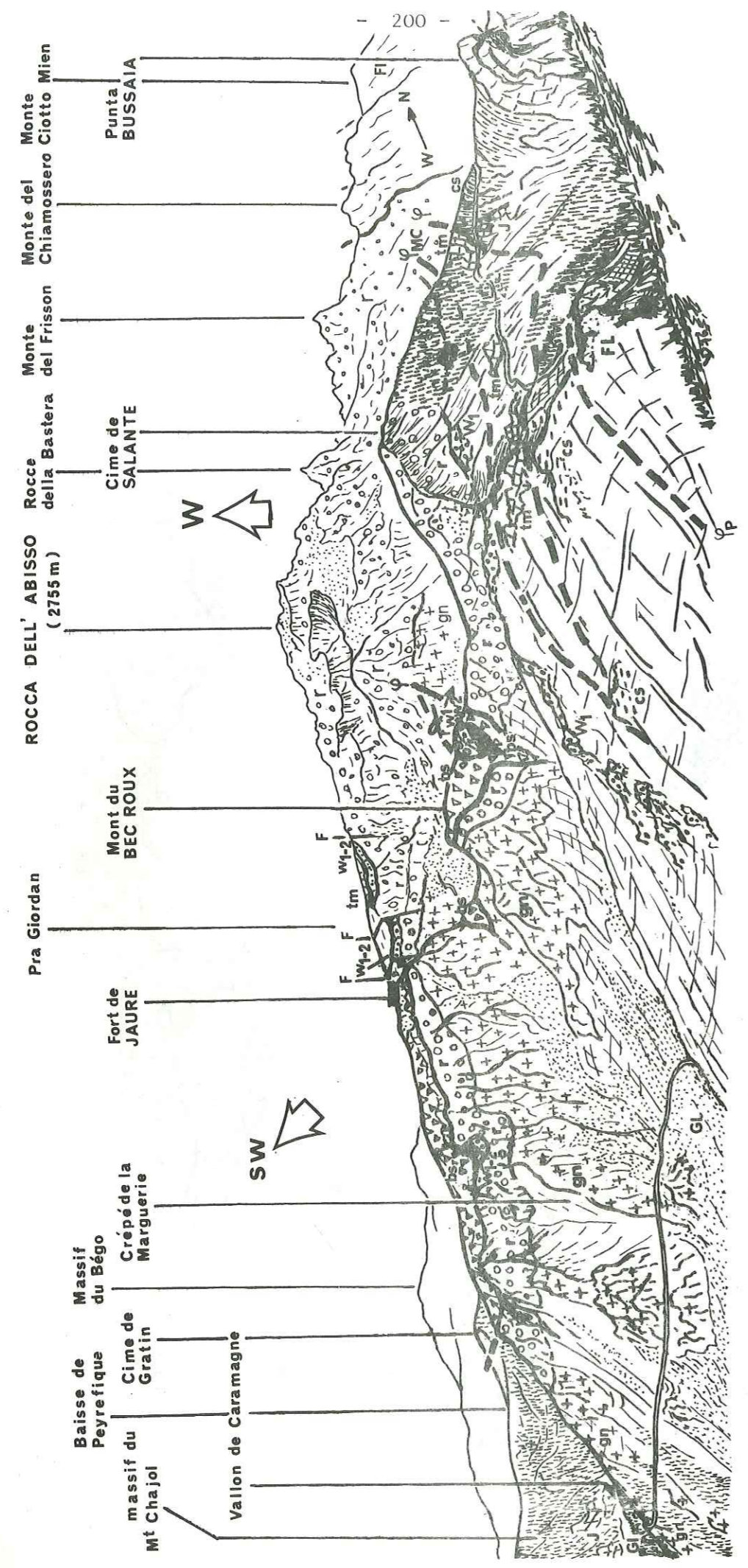


Fig. 63.: Panorama des massifs de l'Abisso, du mont Bec Roux et du massif de Salante - Bussaia
Pris depuis la cime de Penante.

Légende : gn.: gneiss, r.: Permien, w₁: Werfénien inférieur, w₂: Werfénien supérieur, tm.: Trias
J.: Jurassique, Cs.: Crétacé supérieur, N.: Nummulitique, Fl.: Flysch paléogène,
br.: brèches sédimentaires, Gl.: Périglaciaire.

B - Le synclinorium de Jaure

A. Faure-Muret et P. Fallois (1957) puis M. Lanteaume (1962, 1968) signalent la présence, au niveau du fort Jaure, d'un ample revêtement de Permien, graduellement abaissé et supportant des plaques de Trias plus ou moins cargneulisé.

De même J. Vernet (1967) estime que l'élévation de socle enregistrée au niveau de la rocca dell'Abisso s'est effectuée par escalier de failles. Les ondulations latérales de la surface du socle permettraient dans ce schéma le placage de "cargneules" (Jaure).

1°/ Macrostructures

Au niveau du Pra Giordan et du fort de Jaure, le flanc N de l'anticlinal de Sabion - Abisso apparaît replissé en une structure synclinale axée NW - SE à coeur de Werfénien grésopélitique. Ainsi les restes d'un pli décamétrique, orienté approximativement N 80 - 90 et à coeur de pélites du Werfénien, est conservé à l'E du fort de Jaure sur le versant du Crépède de la Marguerie.

Cette structure plissée, fortement déversée vers le S, témoigne une fois de plus en faveur d'une mégastructure en plis couchés déversés vers le S pour l'ensemble de l'unité de socle de la rocca dell'Abisso.

Ce pli est tronqué (fig. 62, 63) par une surface de contact anormal supportant des brèches sédimentaires peu déformées.

Des lambeaux de couverture, de nature dolomitique, subsistent en indépendance complète avec ces structures tégumentaires, et apparaissent actuellement au sein de ce matériel bréchique carbonaté dont ils constituent d'énormes éléments (olistolithes). Ainsi les dolomies noires et roses recristallisées, affleurant au niveau du fort de Jaure sont séparées de toute part du Permien par plusieurs mètres de brèches sédimentaires à éléments cristallins, tégumentaires et dolomitiques.

Cette structure synclinoriale du fort de Jaure, orientée grossièrement E - W, est affectée par un système de failles subméridiennes déterminant un étagement progressif des grès et des pélites werfénien jusqu'à une altitude de 2.500 m sur le versant oriental du massif de la rocca dell'Abisso (Pra Giordan).

Ces failles affectent également les brèches sédimentaires et leur surface de contact anormal basal (fort de Jaure). Il semble que cette tectonique cassante soit à associer aux ondulations tardives, plus vastes également orientées N 10 - 20 (fig. 64). Mais il ne faut pas rejeter l'hypothèse d'un coulissement horizontal.

2°/ Les microstructures

La schistosité de flux apparue dans les grès perméens et au niveau du fort de Jaure est conforme aux observations effectuées sur l'ensemble du massif. Ces mesures ont été reportées avec celles des massifs de Sabion et de Barsenzane sur le diagramme de la fig. 65.

Le Werfénien grésopélitique présente, outre la structure en pli couché décimétrique du Crépé de la Marguerie, des plis décimétriques synschisteux en "W" d'axe N 80 - 90 à plans axiaux légèrement déversés vers le S. Ils sont repris par des ondulations souples orientées N 10 - 20; localement accompagnées de plans frustes de schistosité de fracture frust dans les niveaux quartzitiques (Pra Giordan : Lb 179 et Pc 2478).

C - L'anticlinal de Bec Roux - Salante.

J. Vernet (1967) entrevoit dans les replis pincés et broyés à coeur de "cargneules" du mont Bec - Roux, la possibilité d'un déversement vers le S W. Ainsi l'unité anticlinale redressée de la cime de Salante serait secondaire et attenante à la bordure interne du massif.

Les dolomies jurassiques signalées en (1967 - 1969) par A. Guillaume à la base du contrefort nord-occidental de la cime de Salante, ainsi que les entonnoirs de dissolution présents à proximité de la perte du rio Pratti della Chiesa, seraient, selon ces deux auteurs, la prolongation de ce "synclinal pincé" du mont Bec - Roux sous les dépôts glaciaires.

1°/ Macrostructures

Au N du massif de Jaure, un axe anticlinal orienté grossièrement NW - SE permet l'affleurement du socle gneissique entre le fort de Jaure et le mont Bec - Roux (fig. 62 coupe d).

Ces gneiss sont reliés au S E aux affleurements cristallins du vallon de Caramagne et disparaissent sous les éboulis du vallon de Caralaite.

SSW

NNE

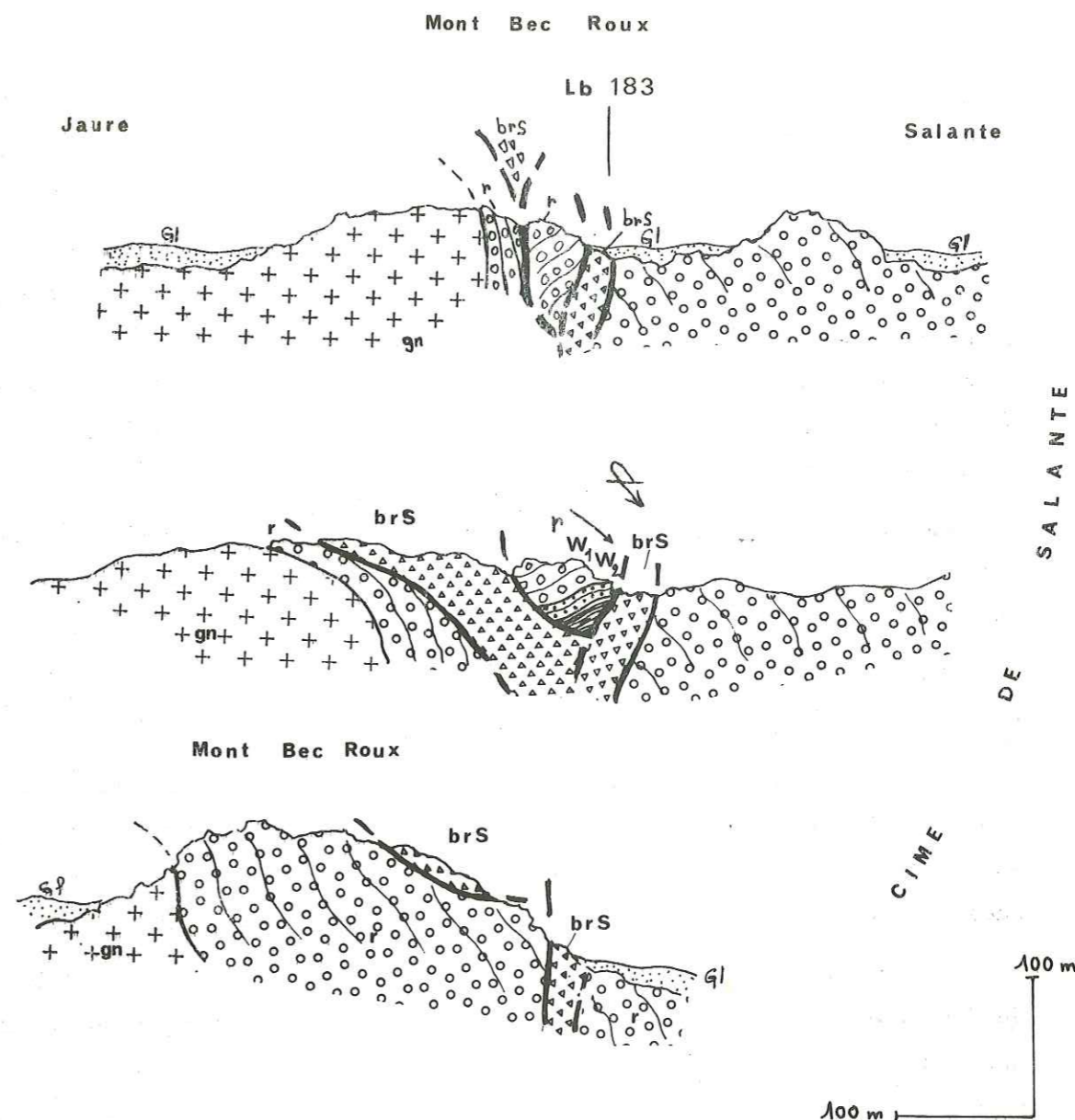


Fig. 66.: Coupes séries au niveau du Mont Bec Roux
Légende fig. 63 page 200.

Au N W ils s'envoient rapidement en rive gauche du rio Pratti della Chiesa sous le Permien du massif de la rocca dell'Abisso. L'enveloppe septentrionale de cet anticlinal est composée par le Permien du mont Bec Roux et de la cime de Salante. Le pendage des niveaux permien est variable. Le plus souvent ils sont inclinés de 30° à 40° vers le N E. Mais ils sont localement verticaux (cime de Salante, S du mont Bec Roux) et peuvent même être quelquefois déversés vers le N E (flanc septentrional de la cime de Salante).

Vers le N E, au-delà des dépôts glaciaires du vallon de Caralaite, l'enveloppe tégumentaire permienne de cette mégastucture anticlinale, réapparaît accompagnée de Werfénien grés-quartzitique et pélitique et recouverte en contact anormal par les formations de couverture constituant les massifs du fort de Marguerie et de la cime de Pernante.

Le contact Permo-Werfénien, incliné de 30° vers le NE, est redressé à la verticale et localement déversé vers le N E au niveau de la cime de Salante.

Au niveau du mont Bec Roux cette mégastucture est tronquée par des accidents accompagnés de brèches sédimentaires. (fig. 66)

Celles-ci reposent directement sur les gneiss au niveau de la borne frontière Lb 182 (Pc 2078) où elles remanient des niveaux écrasés pélitiques et dolomitiques du Werfénien ainsi que des dolomies roses recristallisées. Un accident vertical semble limiter au S cet affleurement localisé.

Les brèches sédimentaires sont bien développées au niveau du mont du Bec Roux où elles apparaissent non déformées, accompagnant un accident incliné vers le NE et sécant sur les structures tégumentaires.

Au revers septentrional de ce petit massif un second accident sub-vertical, orienté NW - SE affecte l'ensemble de ces structures et provoque l'isolement d'un élément décamétrique admettant, en série inverse, des grès permien et des niveaux quartzitiques et pélitiques du Werfénien. Entouré de toute part par des brèches sédimentaires, la position originale de cet élément est indéfinissable. Par comparaison avec le pli décamétrique situé à l'E du fort Jaure, il pourrait représenter le flanc inverse d'une ancienne structure plissée anticlinale .

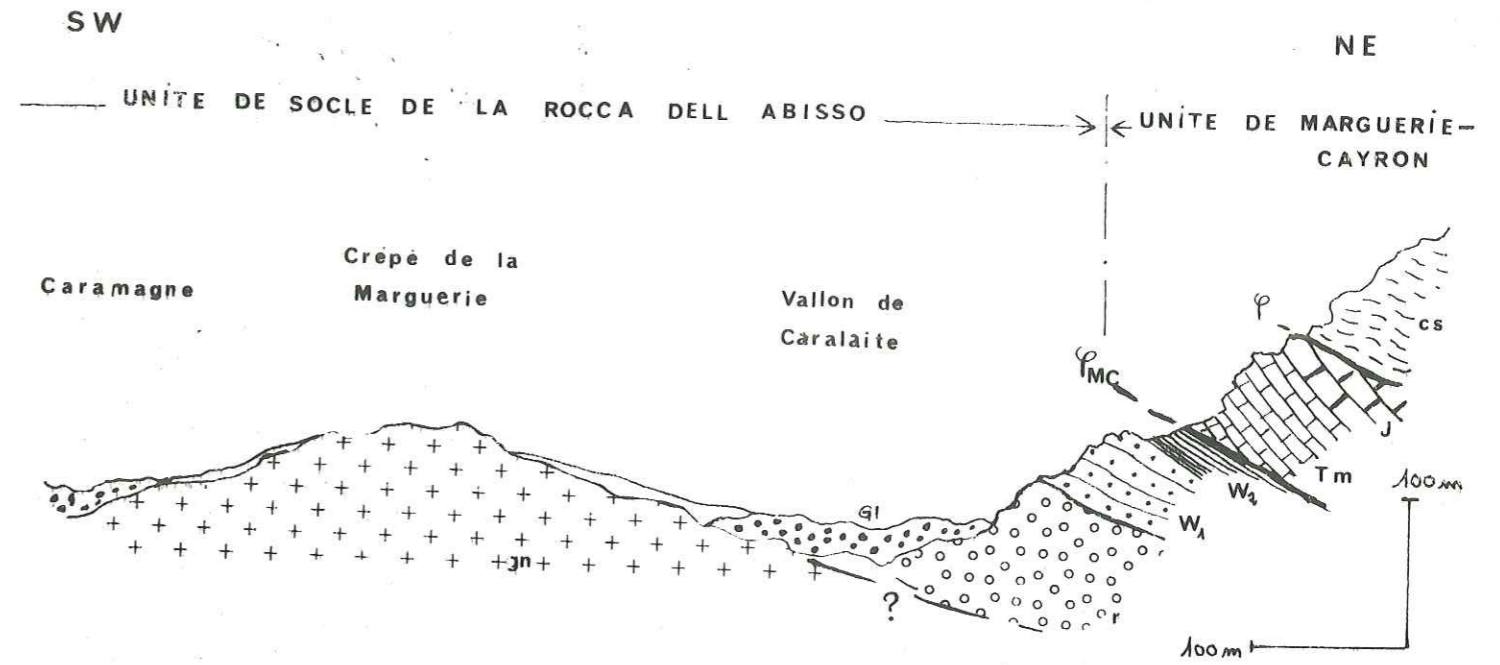


Fig. 67 : L'unité de socle de la Rocca dell'Abisso au niveau de Caralaite .
Légende fig. 63 page 200 .

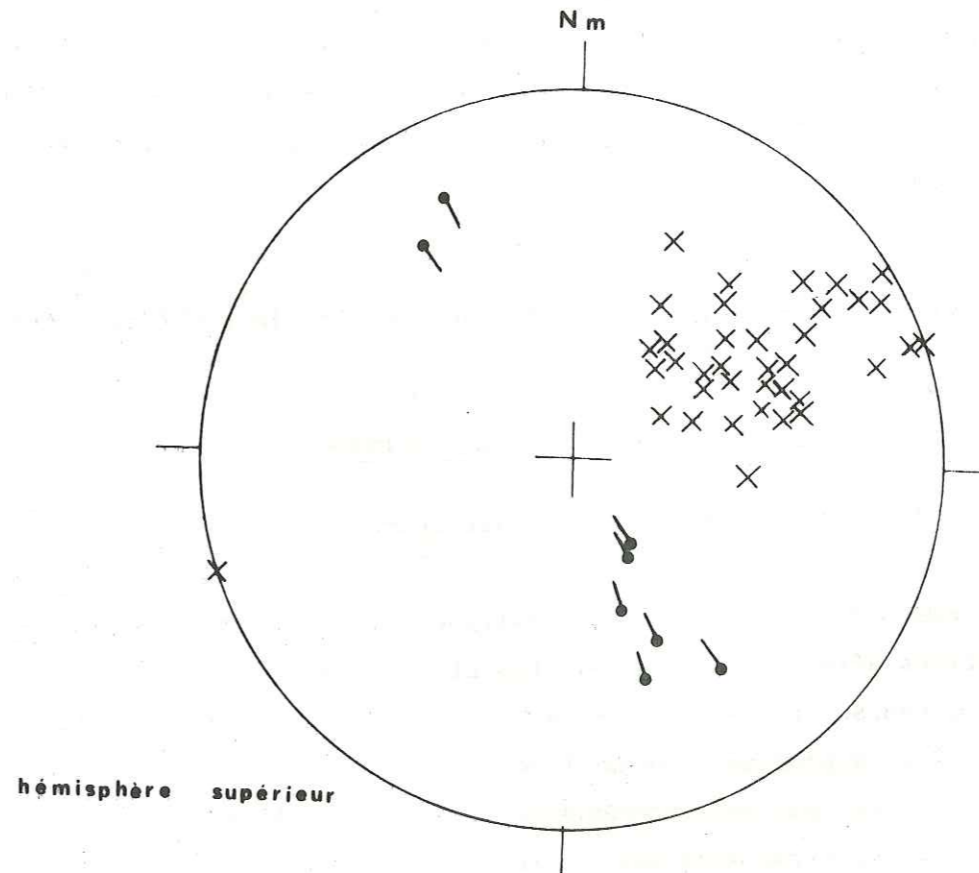


Fig. 68. : Stéréogramme des plans de foliation (X) et plis symétriques (●) dans les gneiss du massif du mont Bec Roux

Ces accidents du mont Bec Roux disparaissent à l'E sous le glacier du vallon de Caralaite. Ils ne se retrouvent pas en direction E dans les affleurements tégumentaires constituant le soubassement des massifs de Marguerie et de Pernante (fig. 67). A l'W, les brèches sédimentaires qui jalonnent ces contacts anormaux sont probablement en rapport direct avec les dolomies et les entonnoirs de dissolution décrits par A. Guillaume (1967, 1968) et J. Vernet (1967) dans le lit du rio Pratti della Chiesa.

Au-delà de ce vallon ils sont totalement indécélables, et en particulier ils n'affectent pas l'ensemble du Permien de la rocca dell'Abisso.

2°/ Microstructures

Les gneiss constituant le revers nord-oriental du massif de Jaure et le flanc méridional du mont Bec Roux apparaissent très écrasés et souvent mylonitisés. Leurs plans de foliation sont nettement déversés vers le SW et les plis symmétamorphes qui les affectent montrent une orientation constante : N 140-150 (fig. 68). Constituent-ils la trace de la phase initiale en plis couchés qui les auraient réorientés ?

Enfin les plans de schistosité relevés au niveau du mont Bec Roux, de la cime de Salante et de la rive gauche du vallon de Caralaite, dans le Permien, sont équivalents à ceux des massifs de Jaure et de la rocca dell'Abisso.

III - POSITION STRUCTURALE de l'UNITE de SOCLE de la ROCCA dell'ABISSO

A - L'accident de socle de Sabion - Abisso

1°/ Historique des travaux antérieurs :

A. Faure-Muret et P. Fallot soulignèrent dès 1954 l'importance des dislocations affectant les migmatites et le Trias au N du col du Vei del Bouc. Poursuivant leurs travaux ils mettent en évidence, avec E. Bolleli (1956), la prolongation de l'accident oblique chevauchant de la rocca dell'Asino par le chevauchement symétrique des gneiss de la cime du Sabion et de Barsenzane sur le Trias du col du Sabion et sur la série jurassique et crétacée du versant S de Barsenzane. Enfin, en 1957, ces

auteurs posent le problème de la relation entre cet accident affectant le socle et l'écaillage de gneiss découverte lors du percement du tunnel ferroviaire du col de Tende.

M. Lanteaume (1962, 1968), reprenant ces travaux, envisage au niveau de la valle del Sabbione la possibilité d'un accident transversal ménageant un ensellement rempli de mésozoïque. Pour l'auteur, les accidents de la rocca dell'Asino du Sabion et de Barsenzane, ainsi que ceux du Vei del Bouc et du col de Tende apparaissent comme des "plis failles nés de l'exagération de la tectogénèse".

J. Vernet (1967 b) interprète l'accident de la cime du Sabion comme une faille de chevauchement rompant au S le flanc inverse du brachyanticlinal de l'Argentera. Bien que l'auteur reconnaisse que cette faille chevauchante soit la plus importante de tout le massif de l'Argentera-Mercantour, il pense que sa valeur angulaire (subhorizontale) n'est due, pour une bonne part, qu'au balancement de versant. Cet auteur, niant par ailleurs la continuité de l'accident de la cime du Sabion au niveau des dislocations de la rocca dell'Asino, considère celles-ci comme des plis mineurs gréffés au flanc occidental du pli méridien de la haute valle del Sabbione. Dans ce schéma les interprétations données par l'auteur sur les relations existant entre l'accident de Sabion - Barsenzane et ce synclinal de la valle del Sabbione restent assez confuses .

Enfin R. Malaroda (1973) envisage, comme J. Vernet, des phénomènes de bascule impliquant des gauchissements violents du socle et des flexures à la limite entre le cristallin et sa couverture autochtone, le long de lignes mylonitiques verticalisées correspondant à la réactivation d'accidents hercyniens (paleo-mylonites). Les écaillages ne surviendraient que tardivement et résulteraient du simple effet de gravité dû à l'acquisition d'une structure en éventail du massif de l'Argentera - Mercantour lors des plissements alpins.

2°/ Localisation géographique

La limite méridionale de l'unité de socle de la rocca dell'Abisso correspond à un contact anormal majeur dont le tracé cartographique apparaît selon une direction E-W avec extension plurikilométrique.

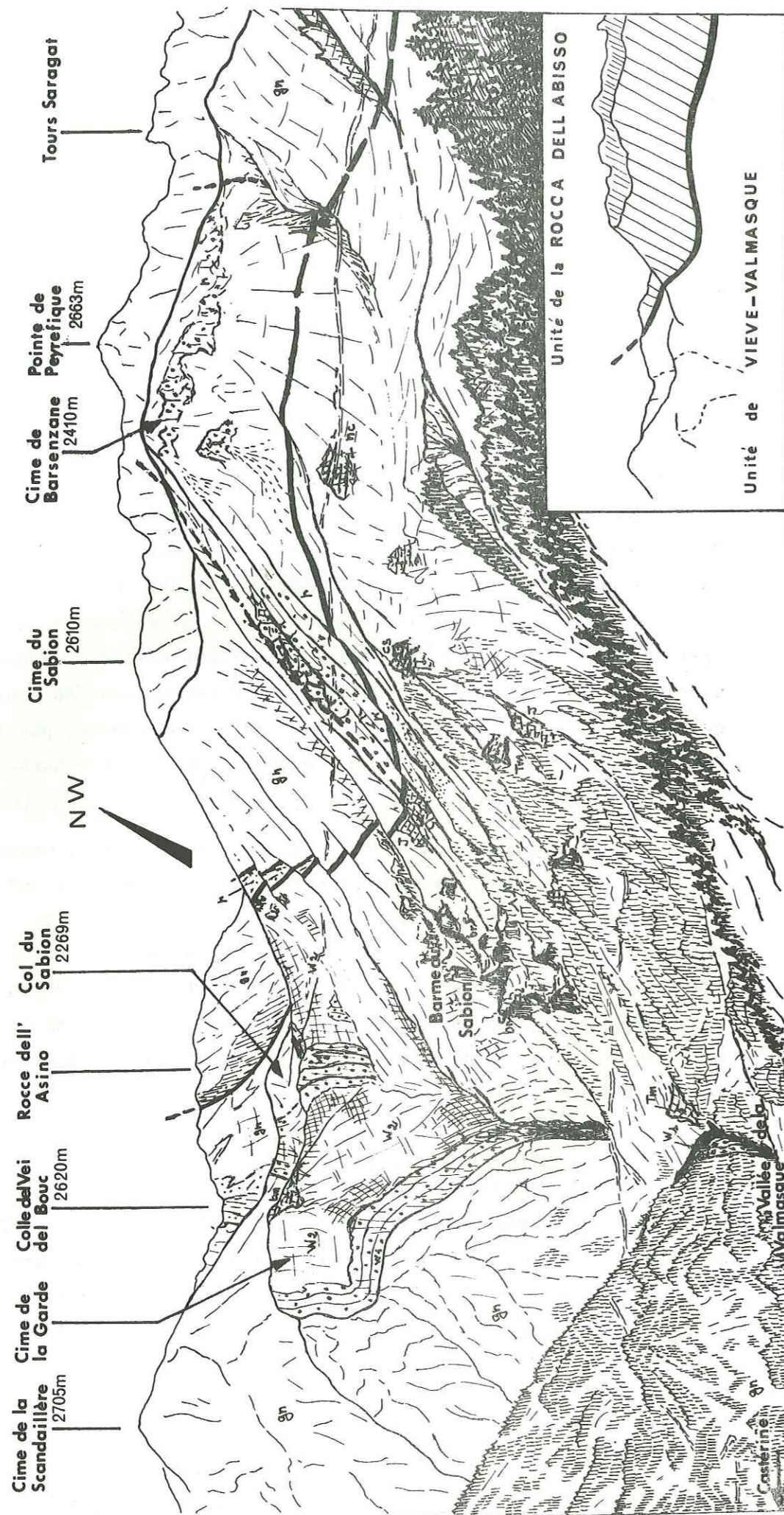


Fig. 69. : Panorama de la Valmasque au massif du Sabion - Position de l'accident de socle de Sabion - Abisso
Légende fig. 63 page 200 .

Dans les limites du périmètre étudié cet accident a pu être reconnu sur plus de douze kilomètres depuis le lago del Vei del Bouc jusqu'à la vallée de la Roya au pied du col de Tende.

- Dans la région du Vei del Bouc (cf. panoramas fig. 25 et fig. 26) en territoire italien, l'accident de Sabion - Abisso est localisé sur le flanc S W de la cime della Valletta. Son tracé passe au N du col du Vei del Bouc, puis au pied de la rocce del Asino en direction de la valle del Sabbione. A cet endroit le contact disparaît sous les dépôts périglaciaires qui comblent le fond de cette vallée (gias della Cullata). Il réapparaît de façon symétrique au niveau du flanc S W de la cime du Sabion Lb 173. En effet les observations effectuées dans la haute valle del Sabbione confirment la présence d'éléments de couverture, disloqués, reposant, en contact anormal par l'intermédiaire de brèches sédimentaires, sur l'unité de l'Abisso à la faveur d'un enlèvement du socle de direction N 20. Ils constituent l'extension méridionale du massif de la cima Balmasca, prolongeant lui-même au N W l'élément basal de couverture du monte Chiamossero.

- Au-delà du col du Sabion (fig. 69) l'accident de Sabion se poursuit vers l'E sur les versants méridionaux des cimes du Sabion et de Barsenzane. Il se localise ensuite au revers N de la cime de Gratin avant de disparaître sous les épaisses formations périglaciaires du vallon de Caramagne, en direction de la vallée de la Roya où sa trace est à nouveau matérialisée à proximité des sources de la Roya.

3°/ Description de l'accident de Sabion - Abisso :

a) Dans la région du Vei del Bouc :

(voir coupes du socle:unité Viève - Valmasque, dans ce domaine).

- Le massif gneissique de la rocce dell'Asino, prolongation occidentale du coeur cristallin de l'anticlinorium couché de la rocca dell'Abisso, est chevauchant sur le socle cristallin et sédimentaire de l'unité de Viève - Valmasque, dont il tronque les structures plissées.

- Ce contact anormal est incliné d'une cinquantaine de degrés vers le N E au pied de la roccia dell'Asino. Cette inclinaison décroît vers l'W pour n'atteindre qu'une vingtaine de degrés à la hauteur du lago del Vei del Bouc.

- La zone de contact apparaît très écrasée. Une bande mylonitique de plusieurs mètres d'épaisseur jalonne le contact lui-même à la base de la roccia dell'Asino. C'est cette zone mylonitique qui matérialise, en l'absence de niveaux tégumentaires, la base de l'unité de la roccia dell'Abisso et l'accident de Sabion - Abisso au sein des gneiss du flanc S W de la cima della Valetta et au-delà du col du Vei del Bouc.

Ce phénomène de mylonitisation de la zone de contact de l'accident de Sabion - Abisso affecte aussi bien les gneiss de l'unité chevauchante de la roccia dell'Abisso, que les niveaux structurés du socle de l'unité sous-jacente de Viève - Valmasque.

Il faut signaler enfin, dans les niveaux dolomitiques du Werfénien supérieur conservés au coeur des structures plissées de l'unité Viève - Valmasque et situés à proximité immédiate de la zone de contact, l'orientation des albites de néoformation dans des plans d'écrasements parallèles à la surface de contact (cf. chap. sur les néogènes albitiques).

b) Au niveau du col du Sabion :

(cf. coupes socle:unité Viève - Valmasque et coupes unité Abisso, dans ce domaine)

L'accident de Sabion - Abisso se matérialise géométriquement au S W de la cima du Sabion par le chevauchement de l'anticlinal couché de la roccia dell'Abisso, amputé de la majeure partie de son flanc inverse, sur les structures plissées tronquées du socle cristallin et du tégument werfénien de l'unité de Viève - Valmasque.

Au niveau du col du Sabion ce contact anormal est en légère déclivité vers le N E; il devient parfaitement horizontal au S de la cima du Sabion.

Le matériel cristallin constituant le massif chevauchant du Sabion apparaît d'autant plus mylonitisé qu'il est situé à proximité de la zone de contact. Les phénomènes d'écrasement et de recristallisation sont tout aussi intenses dans les grès permien du flanc inverse de cette mégastucture. (Pl. A photo. 2) .

- A partir du col du Sabion, vers l'E, l'accident chevauchant de Sabion - Abisso est jalonné localement par des brèches sédimentaires remaniant des éléments de socle et de couverture déjà structurés dans une matrice carbonatée très peu déformée (cf. description des brèches sédimentaires de la barne du Sabion dans le chapitre de l'unité de Viève - Valmasque).

Ces brèches sédimentaires sont cependant riches en plagioclases néoformés, apparaissant indifféremment et sans aucune orientation au sein de la matrice ou des éléments carbonatés.

c) Au niveau de la cima de Barsenzane

- La quasi totalité du massif de Barsenzane, dont les structures cristallines et permien sont tronquées à la base, apparaît en contact anormal chevauchant sur la série de couverture de l'unité subordonnée de Viève - Valmasque.

- La surface de contact est plane et subhorizontale.

- Elle est sécante d'W en E :

- Sur les calcaires dolomitiques triasiques et jurassiques disloqués au sein de brèches sédimentaires de la barne du Sabion.

- puis au S E de la cima de Barsenzane sur le Crétacé très replissé du versant de Pantamon .

Près de la zone de contact les brèches sédimentaires, les niveaux dolomitiques jurassiques et les calcaires néocomiens apparaissent recristallisés et très riches en albites néoformées.

- L'accident de Sabion - Abisso se suit au N de la cima de Gratin où il est localement accompagné de brèches sédimentaires non déformées, peu épaisses, reposant sur les calcaires du Jurassique constituant le massif de Gratin. Ceux-ci sont carriés près de son contact qui apparaît très redressé à cet endroit.

- Au-delà dans le vallon de Caramagne seuls les affleurements de gneiss constituant le soubassement du massif de Jaure indiquent la présence du socle de l'unité de la roccia dell'Abisso en rive gauche de ce vallon. Par contre en rive droite c'est la couverture de l'unité de Viève - Valmasque qui est représentée dans les massifs jurassiques de Bouscaye et de Roc-Gay.

L'accident de Sabion - Abisso s'enracine-t-il sous les dépôts périglaciaires du vallon de Caramagne, ou se prolonge-t-il vers la vallée de la Roya ? L'affleurement de socle situé au S du col de Tende permet d'envisager un élément de réponse.

4°/ La fenêtre de socle du col de Tende

a) Les faits historiques

Le problème de la prolongation de l'accident de Sabion - Barsenzane au niveau de la Roya fut posé par A. Faure-Muret et P. Fallot (1957) en fonction de la présence, près des sources de la Roya, d'un pointement de socle, correspondant à une écaille de gneiss et de grès rouges du Permien rencontrée en profondeur, au sein des formations sédimentaires, lors du percement du tunnel ferroviaire du col de Tende.

(Voir les travaux anciens de A. Portis (1898), L. Baldacci et S. Franchi (1900), puis A. Faure-Muret et P. Fallot (1957), chap.historique).

En 1956, P. Fallot et M. Lanteaume puis en 1957 P. Fallot et A. Faure-Muret avaient conclu, à défaut d'une continuité absolue, en la possibilité d'un relais entre deux accidents originaires d'un système unique de déformation : d'une part l'accident de Sabion - Abisso et d'autre part l'accident de socle du col de Tende dirigé vers la punta Bussaïa et relié au premier sous les dépôts glaciaires du vallon de Caramagne. Plus tard, M. Lanteaume (1962, 1968) fera remarquer que l'écaille de socle du col de Tende et les dislocations de la couverture dans cette partie de la haute vallée de la Roya correspondent au niveau de l'envoyage de l'anticlinal de la rocca dell'Abisso et à l'évolution en chevauchement de "plis failles" situés au S de cette structure.

Pour J. Vernet (1967 b) les "coins de socle écaillés" du tunnel ferroviaire se rattachent à l'anticlinal secondaire de Salante, séparé du massif de la rocca dell'Abisso par le "synclinal profond" du mont Bec Roux.

Cette orientation de l'accident profond du col de Tende vers le massif de la punta Bussaïa est également retenue par A. Guillaume (1967, 1969).

Quoiqu'il en soit en 1969 on connaissait à l'affleurement :

- un pointement de gneiss d'une superficie d'environ 10 m² à la hauteur du point coté 1.156 m sur le bord de la RN 204 en rive gauche de la Roya.

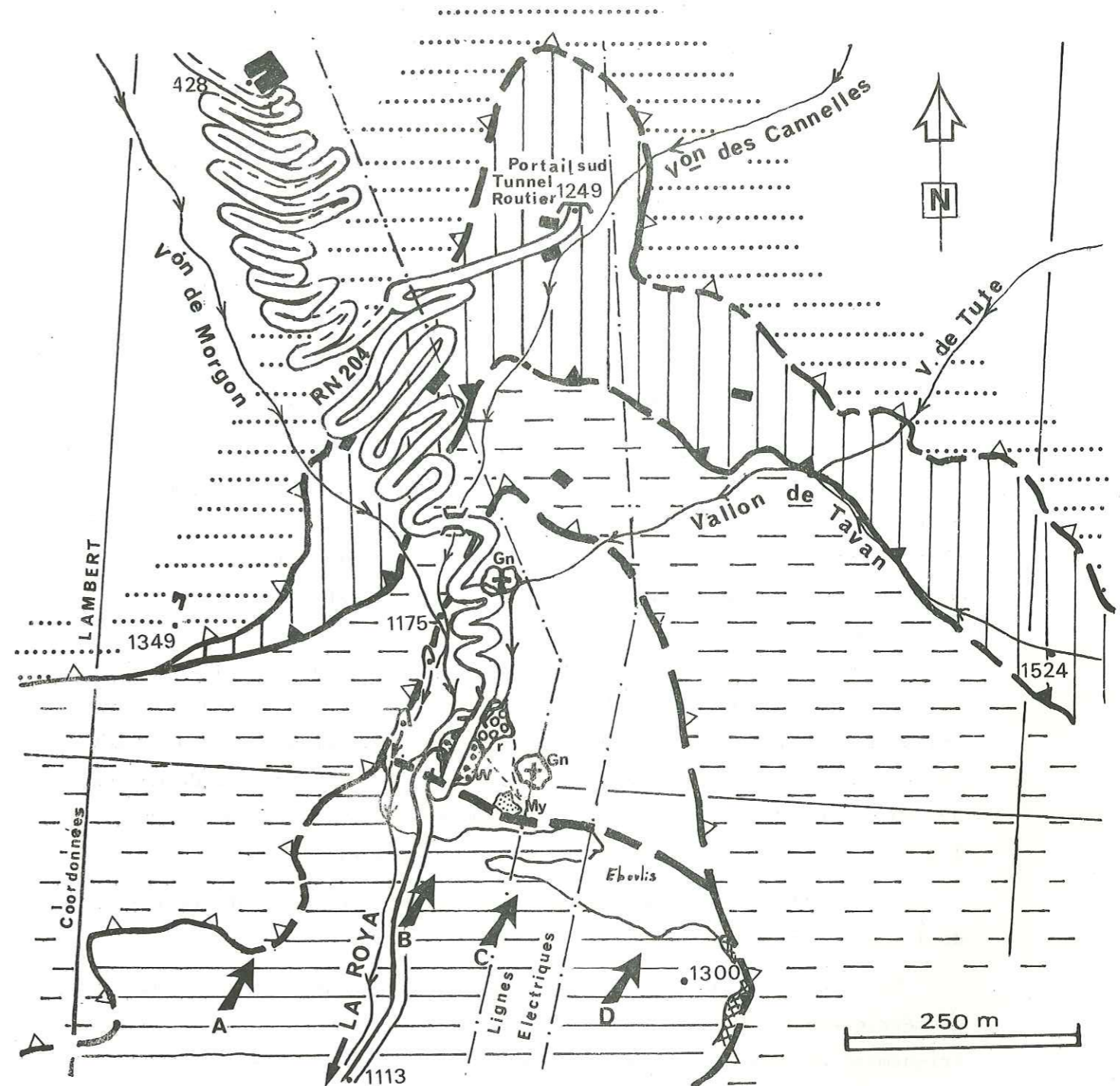


Fig. 70. : Localisation des affleurements de socle du col de Tende
gn.: gneiss, r.: Permien, W : Werfénien, My.: Mylonite.

- : Unité de Viève - Valmasque (couverture)
- : Unité de couverture de Marguerie - Cayron
- : Unité de couverture de Tavan - Bussaïa
- : Flysch paléogène.

A,B,C,D, : Localisation des coupes de la Fig. 71.

- Quelques mètres carrés de grès schisteux violacés du Permien affleurant près du pont enjambant le vallon de Tavan (M. Lanteaume , 1962 , 1968) .
- et des quartzites très écrasées, attribuées au Werfénien par A. Faure-Muret et P. Fallot (1957), situées immédiatement au S de ce pont au niveau du double lacet de la RN 204.
- Aucun pointement de socle n'affleure en rive droite .

b) Les faits nouveaux : (fig. 70 et fig. 71).

L'analyse détaillée de ce secteur a permis la découverte d'un second pointement de gneiss d'une superficie supérieure au premier, situé à 70 m en altitude au-dessus de l'affleurement des grès permien (localisation précise : cote 1.220 m, au pied d'un poteau électrique au S E du point enjambant le vallon de Tavan, coordonnées Lambert X = 1018,5; Y = 217,0).

De plus le faciès quartzitique, connu au niveau de la vallée de la Roya (double lacet), réapparaît immédiatement au S de ce second pointement cristallin à la cote 1190, sans l'intermédiaire de grès rouges du Permien. Ce dernier affleurement de socle n'est situé qu'à une dizaine de mètres des calcaires en plaquette du Néocomien appartenant à la couverture de l'unité de Viève - Valmasque (fenêtre de Caramagne).

Ces nouvelles informations sont capitales quant à l'interprétation de l'écaïlle de socle du col de Tende.

En effet, cartographiquement, les gneiss apparaissent dorénavant géométriquement superposés aux grès du Permien qui sont eux-mêmes géométriquement disposés au-dessus des quartzites, mettant en évidence la présence probable d'une série inverse au niveau de l'écaïlle de socle du col de Tende.

Les affleurements situés sur le bord méridional de cet affleurement de socle apparaissent localement très écrasés et transformés en mylonite dont le matériel originel peut être de nature gneissique ou gréseuse selon qu'il s'agisse de la mylonitisation des gneiss du Permien ou du Werfénien.

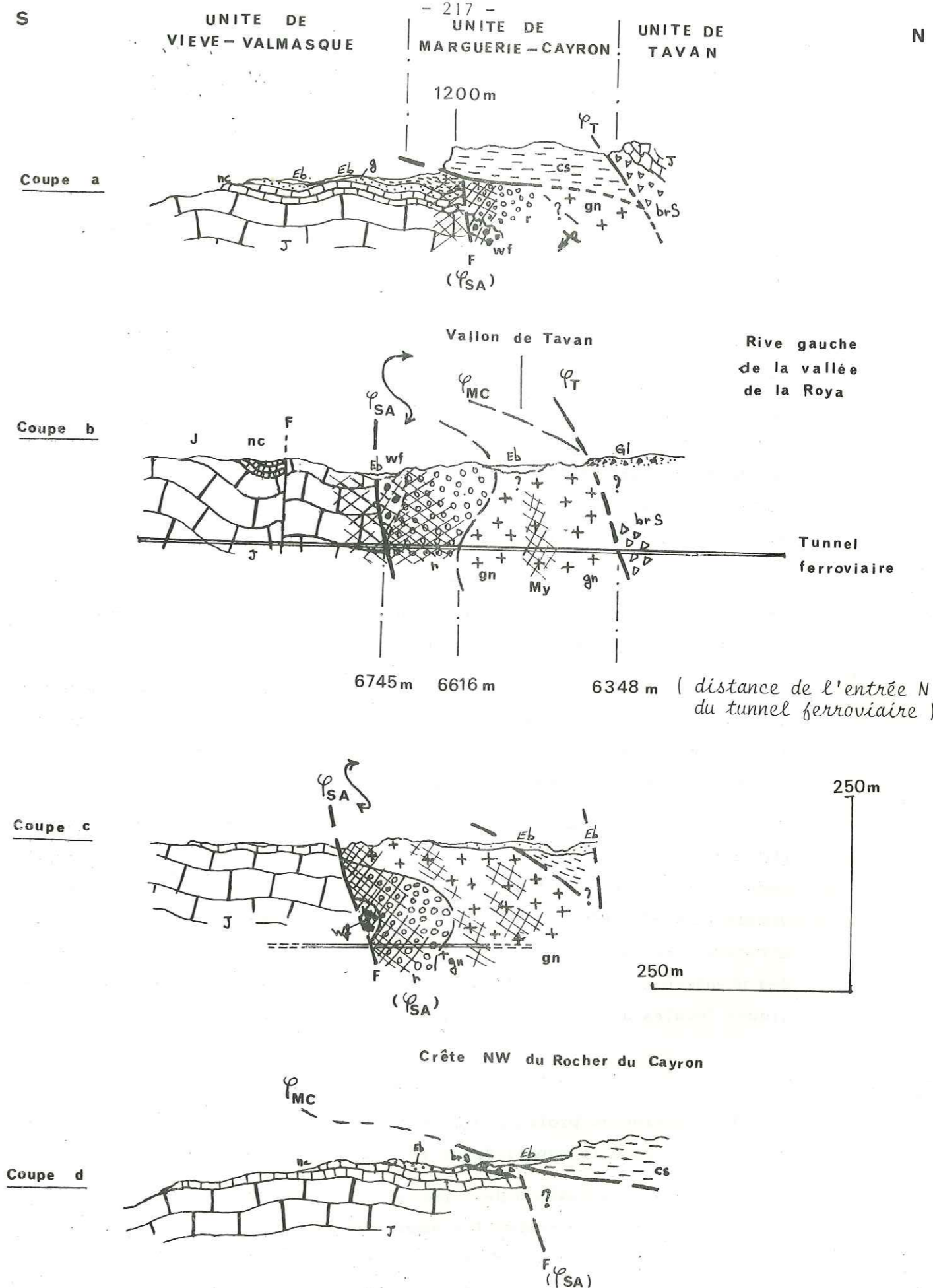


Fig. 71.: Coupes séries au niveau de l'écaïlle de socle du col de Tende
 gn.: gneiss , r.: Permien , wf.: Werfénien , My. : Mylonite,
 J.: Jurassique , nc.: Néocomien , Cs.: Crétacé supérieur ,
 brS.: Brèches sédimentaires .

c) Position structurale du pointement de socle du col de Tende

1. Données fournies à l'affleurement :

Malgré l'absence de contacts bien visibles, masqués par les dépôts périglaciaires et fluviaux, le socle apparaît de toutes parts en contact anormal avec les formations sédimentaires mésozoïques qui l'entourent dans la haute vallée de la Roya.

Cartographiquement, le socle apparaît subordonné aux calcschistes du Crétacé supérieur constituant de part et d'autre de la vallée de la Roya le rocher de Susarme en rive droite et le rocher du Cayron en rive gauche. Le contact apparaît incliné d'une vingtaine de degrés vers le N. Ces calcschistes crétacés qui appartiennent à l'unité de couverture de Marguerie - Cayron reposent également en contact anormal sur les formations de couverture de l'unité de Viève - Valmasque et masquent le contact anormal délimitant au S cet affleurement de socle.

C'est à la base de cet élément de couverture crétacée, au niveau du contact avec le socle que se réalisent, à proximité du PC 1175 m, les plus fortes résurgences constituant les sources de la Roya.

Les mylonites constituant la bordure S de cet affleurement de socle sont en contact anormal avec les calcaires jurassiques et néocomiens et les calcschistes du Crétacé supérieur appartenant à la couverture de l'unité de Viève - Valmasque (fenêtre de Caramagne).

Le contact est subvertical (fig. 71) et apparaît orienté cartographiquement E-W. En fait le profil du tunnel ferroviaire légèrement décalé vers l'W par rapport à l'affleurement permet de mettre en évidence une direction réelle WSW - ENE. Cette surface de contact anormal tronque les structures de la couverture de l'unité de Viève - Valmasque, entraînant des phénomènes de recristallisation accompagnés de néogénèses plagioclasiques locales au sein des formations carbonatées.

2. Données fournies en profondeur :

En fonction du profil géologique relevé par L. Baldacci et S. Franchi en 1900, dans le tunnel ferroviaire du col de Tende :

- au S à 6.475 m de l'embouchure N, il y a contact direct entre le Permien ("niveaux quartzitiques rouges et verts à éléments porphyriques et niveaux schisteux variés") et le Jurassique ("dolomies blanches à grain fin localement saccharoïdes").

- au N, à 6.348 m de l'embouchure N, le contact se fait "brusquement" entre des gneiss biotitiques très chloritisés et de l' "anhydrite contenant des inclusions de calcaire beige et des veines de gypse" (brèches sédimentaires vraisemblables). Enfin les auteurs signalent à ce niveau la position normale du Permien sur les gneiss selon une surface de contact inclinée vers le S.

Le pointement de gneiss et de Permien de la vallée de la Roya apparaît affecté de structures en plis couchés se traduisant par l'existence de flancs inverses localement mylonitisés. Ainsi préstructuré, il constitue une écaille de socle en position anormale dans les formations de couverture à l'extrémité sud-orientale du massif de l'Argentera - Mercantour. Cette écaille de socle apparaît :

- superposée à la couverture de l'unité de Viève - Valmasque
- subordonnée à la couverture des unités de Marguerie - Cayron et de Tavan.

d) Eléments de réponse sur la valeur structurale de l'écaille de socle du col de Tende :

Les arguments qui permettent de comparer structurellement l'écaille de socle du col de Tende à l'unité de socle de la rocca dell'Abisso sont les suivants :

- Mise en évidence de plis couchés déversés vers le S affectant les gneiss et le Permien (structures en tous points comparables entre le flanc S des cimes du Sabion et de Barsenzane et l'affleurement de socle de la vallée de la Roya).

- Contact anormal direct sur (ou avec) les formations de couverture de l'unité de Viève - Valmasque (contact des gneiss et du Permien écrasé de la cime de Barsenzane sur le Jurassique et le Néocomien du versant S de Barsenzane et de la cime de Gratin; contact des gneiss et du tégument mylonitisés de l'écaille du col de Tende avec le Jurassique et le Néocomien de la fenêtre de couverture de Caramagne).

- Subordination aux formations de couverture décollées de l'unité de Marguerie - Cayron (vallon de Caralaitte, vallée de la Roya).

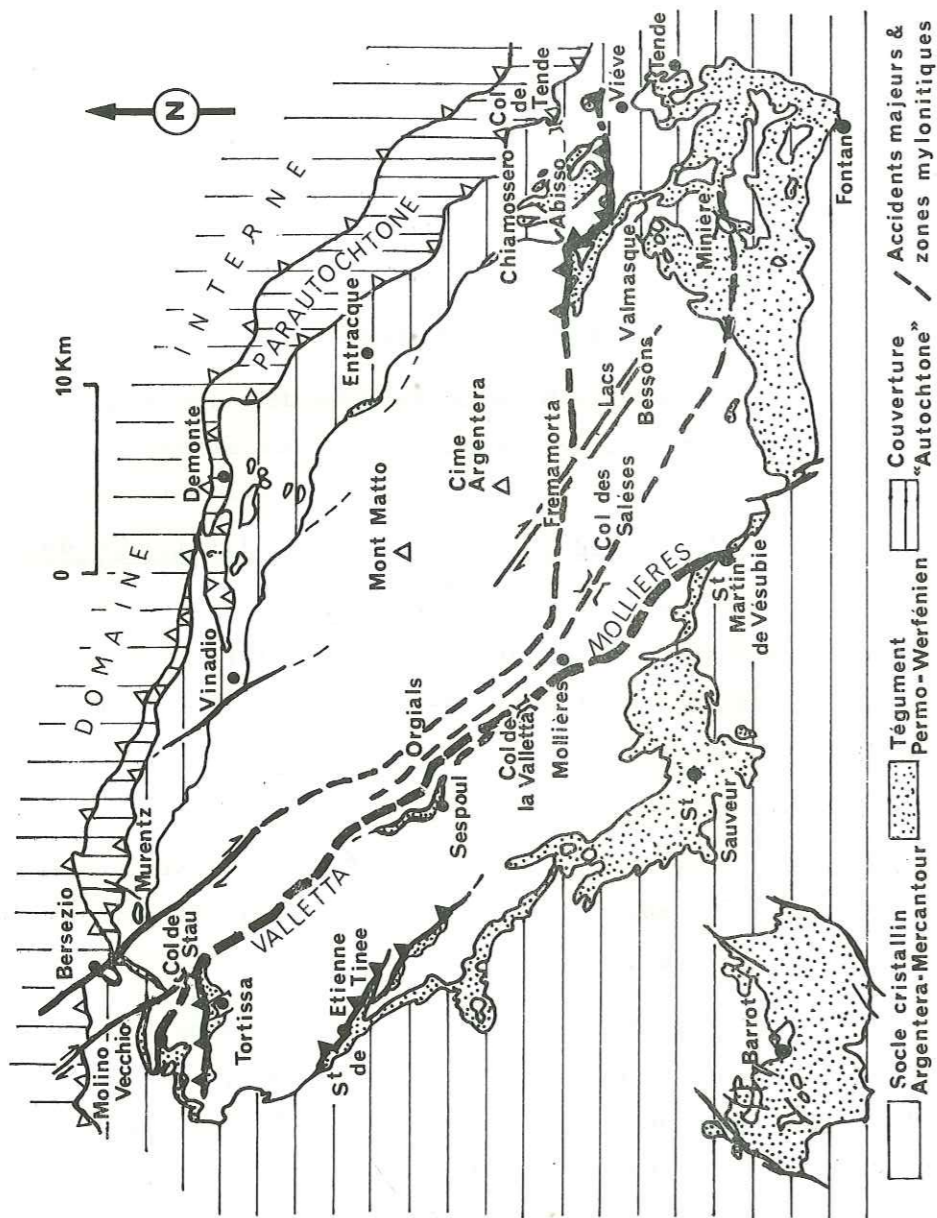


Fig. 72.: Principales zones mylonitiques de l'Argentera - Mercantour d'après A. Faure-Muret, R. Malaroda et J. Vernet

- Prolongement très vraisemblable à l'échelle régionale d'un accident reconnu (à l'intérieur du seul domaine étudié) sur une distance d'environ 15 km entre le lago del Vei del Bouc et la cime de Gratin.

Enfin, bien que le contact entre l'écaille de socle du col de Tende et la couverture de l'unité de Viève - Valmasque n'apparaisse pas chevauchant, il n'est pas possible de relier directement cet accident avec les accidents du mont Bec Roux ou de la cime de Salante. En effet aucun accident tectonique dirigé NW - SE ne semble affecter le tégument de l'enveloppe N orientale de l'anticlinal du mont Bec Roux sur la rive gauche du vallon de Caralaite. Le contact S de l'écaille de socle du col de Tende a même valeur structurale que l'accident de Sabion - Abisso. Il en matérialise l'ultime trace en direction orientale.

5°/ L'accident de Sabion - Abisso à l'échelle du massif de l'Argentera Mercantour (fig. 72)

La reconnaissance de l'accident de Sabion - Abisso n'ayant pas été effectuée sur le terrain au-delà du lago del Vei del Bouc, hors du périmètre d'étude, les travaux déjà réalisés sur le massif de l'Argentera - Mercantour nous apportent cependant des informations complémentaires :

- Dès 1955, A. Faure-Muret note que la zone d'écrasement de Fremamorta constitue un accident important dépassant 45 km et se prolonge au S E du massif dans la région septentrionale des cimes du lac Agnel, où elle en perd la trace au niveau des synclinaux triasiques du col du Sabion.

A. Faure-Muret fait également remarquer que cette zone d'écrasement, qu'elle attribue à l'orogénèse hercynienne, est "dérangée" par les failles du faisceau des lacs Bessons (rejeu décrochant dextre).

Enfin l'auteur relie cette zone d'écrasement des gneiss aux mylonites du vallon d'Orgials en direction de Murentz.

A. Faure-Muret n'envisage pas de relations entre la zone d'écrasement de Fremamorta et la mylonite de Valetta - Mollières dont elle décrit le caractère éminemment chevauchant.

- L'âge hercynien attribué à ces zones d'écrasement par A. Faure-Muret est cependant mis en doute par les travaux de J. Vernet (1965, 1967 a, b) qui démontre l'âge alpin de la mylonite de Valletta - Mollières ainsi que de nombreuses autres bandes mylonitiques jalonnées localement par des synclinaux à coeur triasique dans tout le massif de l'Argentera - Mercantour.

En particulier, J. Vernet voit, dans la zone mylonitique du vallon d'Orgials, le prolongement de l'accident décrochant dextre de Bersezio (C. Sturani 1962). Le tracé de cette dernière bande mylonitique emprunterait vers le S E le col des Salèses en direction de la vallée de la Minière. Au N de cet accident majeur J. Vernet (1967 b) situe le brachyan-ticlinale culminant de l'Argentera, subdivisé par les synclinaux du faisceau de plis du Vei del Bouc. Au regard des seuls alignements morphologiques l'auteur envisage d'ailleurs la prolongation de ces plis vers le N W au niveau du col de Fenestrelle vers le vallon et le col de Chiapous situé immédiatement au N E de la cima dell'Argentera.

- R. Malaroda (1966, 1970, 1973) propose une répartition spatiale voisine de celle des deux auteurs précédents pour ses "zones de paleo-mylonites".

Ainsi il reconnaît à l'intérieur du massif plusieurs lignes de dis-locations :

- La ligne Ferrières - Mollières (ou Valletta - Mollières) anastomosée et localement confondue avec la ligne Bersezio - vallon d'Orgials - Mollières.
- La ligne Fremamorta - col du Sabion correspondant à un faisceau de zones mylonitiques hercyniennes réactivées lors des mouvements alpins.

Ainsi quelque soit les interprétations proposées par ces auteurs l'accident majeur reconnu à l'extrémité sud-orientale du massif de l'Argentera-Mercantour n'est pas isolé.

Son extension vers la zone d'écrasement de Fremamorta apparaît vraisemblable. L'accident de Sabion - Abisso correspond ainsi à un accident majeur, affectant au sein d'un système plus vaste, l'ensemble du massif cristallophyllien de l'Argentera - Mercantour.

IV - CONCLUSIONS

- L'analyse structurale de l'unité de socle de la rocca dell'Abisso montre que les gneiss et le tégument constituant les massifs de Jaure, Barsenzane, rocca dell'Abisso, Sabion et rocce dell'Asino sont disposés en plis couchés orientés NW - SE (N 120 à 140) à vergence vers le S W.

Le plan axial peut présenter un pendage de 30° vers le N E (cime du Sabion).

Ces structures sont génératrices d'une schistosité de flux en tout point comparable à celle que l'on observe dans le socle de l'unité de Viève - Valmasque.

- Une seconde famille de structures orientées N 90 à N 120 affecte les plis précédents. Elle se traduit dans le Permien du massif de la rocca dell'Abisso par une réorientation des plans de schistosité de la phase I. Elle entraîne l'apparition de plis en chevrons, synschisteux à plans axiaux droits (Jaure).

- Ces structures apparaissent déformées par des plis souples orientés N 20.

. L'unité de socle de la rocca dell'Abisso occupe une position structurale chevauchante par rapport au socle de l'unité de Viève - Valmasque.

La surface de contact entre ces deux unités est une surface de chevauchement majeur vers le S W, à plan incliné vers le N E. Cette surface tronque :

- les structures du socle et de la couverture de l'unité de Viève - Valmasque sous-jacente.
- les structures du socle de l'unité de rocca dell'Abisso superposée.

Sa géométrie est celle d'un plan très peu déformé, légèrement affecté de courbures mais jamais replissé.

Des brèches sédimentaires apparaissent localement à la base de l'unité de la rocca dell'Abisso, sous la surface de chevauchement elles sont peu déformées (elles admettent simplement des néogénèses non orientées cf. chap. sur les néogénèses albitiques).

CHAPITRE III : L'UNITÉ DE COUVERTURE DE
MARGUERIE - CAYRON

I - NATURE et LOCALISATION

II - ETUDE STRUCTURALE de l'UNITE de COUVERTURE de MARGUERIE - CAYRON
au NIVEAU du FORT de la MARGUERIE

A - Analyse des déformations

- 1/ Des plis couchés anciens
- 2/ Des plis cylindriques orientés N 60 à N 90 à déversements S
- 3/ Des structures plissées synschisteuses orientées N 110 - 120
rétrodéversées vers le N E.
- 4/ Des ondulations N 0° à N 20°
- 5/ Conclusions

B - Position structurale

- 1/ Le contact basal de l'unité de Marguerie - Cayron sur le
socle de l'unité de la rocca dell'Abisso
- 2/ La surface de décollement à la base du Crétacé supérieur
- 3/ La surface de contact anormal sommitale
- 4/ Conclusion

III - ETUDE STRUCTURALE de l'UNITE de COUVERTURE de MARGUERIE - CAYRON
au NIVEAU des MASSIFS du ROCHER du CAYRON et du MONT COURT

A - Analyse des déformations

- 1/ Des plis couchés anciens
- 2/ Des structures plissées orientées N 60 - N 90
- 3/ Les structures rétrodéversées
- 4/ Des plis N 0° à N 20°

IV - ETUDE STRUCTURALE de l'UNITE de COUVERTURE de MARGUERIE - CAYRON
au NIVEAU du MONT DEVEILLE : "La klippe du mont Deveille"

A - Nature et localisation

B - Analyse des déformations

1/ Des structures anciennes correspondant à des plis couchés
synschisteux

2/ Les structures en plis cylindriques

3/ Des structures plissées orientées N 100 à N 125 rétrodéversées
vers le N E.

4/ Des ondulations N 0° à N 20°

C - Position structurale

D - Conclusion

V - CONCLUSIONS à L'ETUDE de l'UNITE de COUVERTURE de MARGUERIE - CAYRON

— o — o — o — o —

CHAPITRE III

L'UNITÉ DE COUVERTURE DE MARGUERIE - CAYRON

I - NATURE ET LOCALISATION

Au N E de la cime de Salante et en rive gauche du vallon de Caralaitte, l'unité de socle de la rocca dell'Abisso, s'ennoie sous les formations sédimentaires du massif du Fort de la Marguerie (1.850 m).

Au niveau de ce massif la série de couverture est caractérisée par la réduction importante, voire l'absence, des termes calcaréodolomitiques du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur et par le développement considérable des calcschistes planctoniques du Crétacé supérieur (voir chapitre stratigraphie).

En effet, quoique très replissés, ceux-ci atteignent une épaisseur de 500 m à l'aplomb du fort de la Marguerie.

Outre le massif du fort de la Marguerie et son prolongement nord-occidental vers la punta Bussaia, cette série de couverture est représentée à l'intérieur du périmètre étudié :

- En rive gauche de la vallée de la Roya, où elle constitue les massifs du rocher du Cayron (1.652 m) et du mont Court (1.719 m) dans lesquels seuls les termes du Crétacé supérieur (affleurant sur une épaisseur de 400 à 700 m) et du Nummulitique sont représentés.
- En rive droite de la Roya où un prolongement méridional de la couverture de l'unité de la rocca dell'Abisso se reconnaît dans la série de couverture constituant le massif du mont Deveille (1.649 m) dont les faciès sont identiques à ceux du massif du fort de la Marguerie. Cette série apparaît reposer de façon isolée sur l'unité de couverture de Viève - Valmasque.

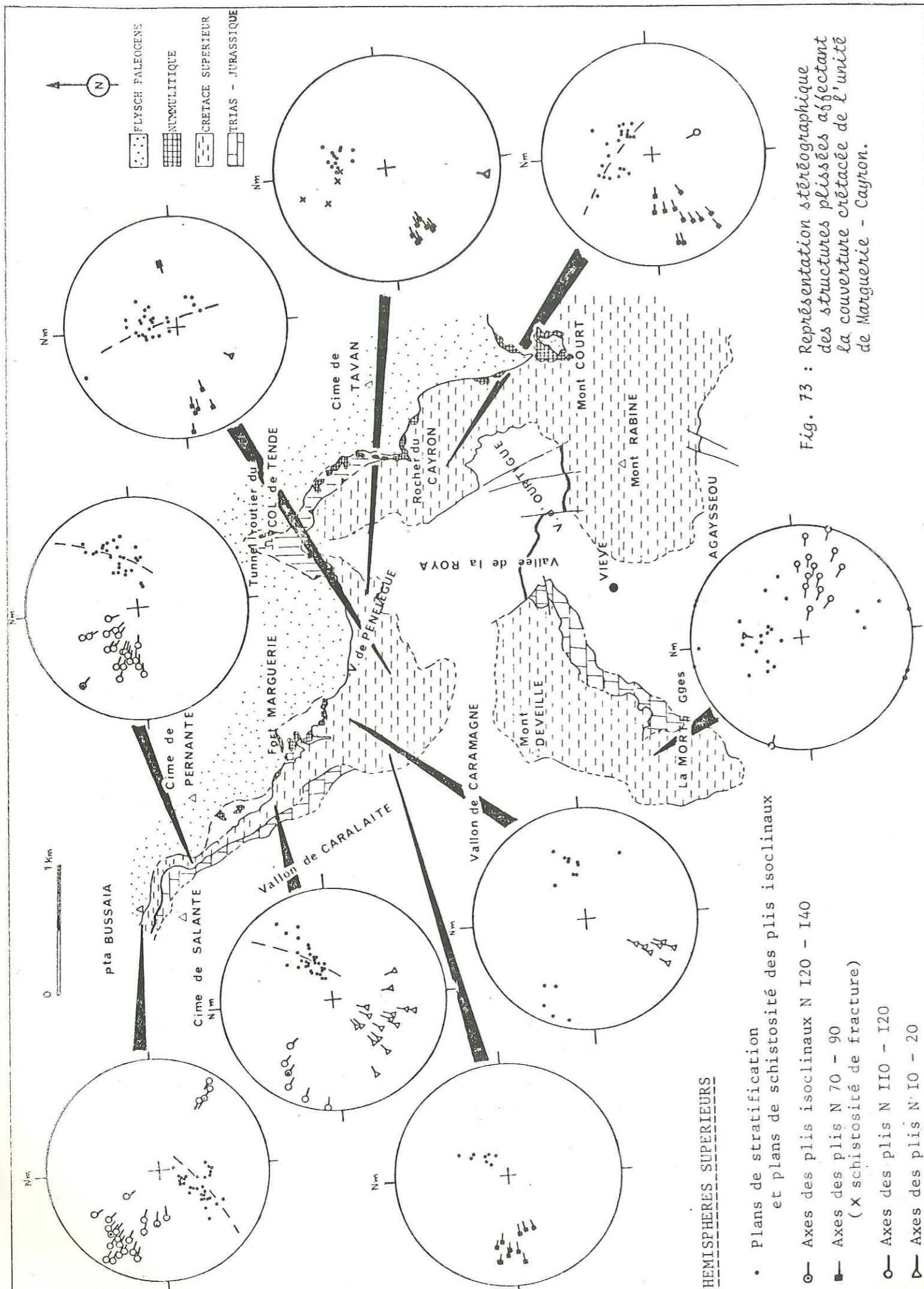


Fig. 73 : Représentation stéréographique des structures plissées affectant la couverture crétacée de l'unité de Marguerie - Cayron.

- HEMISPHERES SUPERIEURS
- Plans de stratification et plans de schistosité des plis isoclinaux
 - Axes des plis isoclinaux N I20 - I40
 - Axes des plis N 70 - 90 (X schistosité de fracture)
 - Axes des plis N I10 - I20
 - ▷ Axes des plis N 10 - 20

II - ETUDE STRUCTURALE de l'UNITE de COUVERTURE de MARGUERIE - CAYRON au NIVEAU du MASSIF du FORT de la MARGUERIE

A - Analyse des déformations

Les calcaires et dolomies du Trias et du Jurassique constituent, de même que les niveaux calcaires nummulitiques, un matériel peu compétent. Ces niveaux apparaissent le plus souvent recristallisés ou écrasés, affectés par la schistosité.

Les calcschistes du Crétacé supérieur, sont par contre remarquablement compétents. Ils ont enregistré tous les types de déformations subies par la couverture de l'unité de la rocca dell'Abisso. L'examen des structures mésoscopiques et microscopiques permet de définir les caractères de ces déformations et d'en reconstituer leur succession.

Ainsi on peut reconnaître dans les calcschistes du Crétacé supérieur, constituant le massif du fort de la Marguerie :

1°/ Des plis couchés anciens, accompagnés d'une schistosité de flux

- Localement ces plis sont matérialisés par des charnières métriques ou centimétriques
- Ils sont toujours réorientés et déformés par des structures postérieures.
- Exemples : en rive droite de la Roya, près de sa resurgence, des charnières métriques, très pincées isoclinales, présentent une orientation N 140.
- Elles sont tronquées postérieurement au niveau de la surface de contact basal avec les formations crétacées écrasées de l'unité sous-jacente (couverture de l'unité de Viève - Valmasque)(fig. 74).

Dans les rochers de Susarme des plis couchés à plans axiaux subhorizontaux, déversés vers le S W, voient leurs charnières réorientées vers le N E

Au niveau de la crête frontière à l'W de la cime de Pernante des plis de même type, très serrés présentent des plans axiaux orientés N 170, à pendage 60 NE et des charnières réorientées localement à N 130.

Quelque soit les déformations ultérieures les ayant affectées ces structures témoignent de façon constante en faveur d'un déversement vers le S W de ces plis couchés.

- Les plans de schistosité de flux accompagnant ces plis indiquent un sens de déversement identique. Les valeurs les plus fréquemment enregistrées sont par exemple :

- sources de la Roya : N 140 pendage 70 N E
- dans la falaise de Brégatin N 120 pendage 30 à 60 NE
- Près du fort de la Marguerie N 160 pendage 40 NE crête
- frontière N 170 pendage 60 N E.

Cette schistosité de flux est responsable dans les niveaux les plus fins, de l'apparente substitution entre les plans de stratification et les plans de schistosité.

Au microscope l'étirement des minéraux phylliteux dans ces plans de "pseudo-stratification" est parallèle à ceux des queues de recristallisation situés à l'abri des minéraux opaques, montrant ainsi la réalité de ces plans de schistosité, en l'absence de charnières.

2°/ Des plis cylindriques orientés N 60 à N 90 à déversement S

Ces plis sont accompagnés par une schistosité de fracture (Strain Slip - Cleavage), provoquant un débitage en microlithons dans les horizons relativement fins. De telles structures sont, par exemple, observables :

- Au niveau des granges de Brégatin où elles sont représentées par de gros plis décimétriques, en genou, d'axe E - W et déversés vers le S. Leur plongement axial variable (15 à 30° E ou W selon les structures) démontre l'existence d'ondulations méridiennes postérieures à leur genèse.
- Les plans de schistosité (S_2) accompagnant ces structures plissées sont caractéristiques dans tout le massif. Exemples : dans le vallon de Penelegue les plans de schistosité (S_1) correspondant à l'ancienne stratification sont déformés par une schistosité de fracture isolant des microlithons selon des plans orientés environ N 80 et inclinés de 30 à 50 ° vers le N.

Cette seconde schistosité tord les phyllites et les queues de recristallisations orientées ainsi dans les plans de schistosité S_1 .

3°/ Des structures plissées synschisteuses orientées N 110 - 120, rétrodéversées vers le N E.

Ces structures sont représentées avec une amplitude maximale au niveau de la crête frontière, à l'W de la cime de Pernante et au revers N de la cime de Salante.

L'analyse comparée de l'ensemble des plans de schistosité S_1 (ou stratification) à la hauteur du fort de la Marguerie, au niveau de la crête frontière et au revers N de la cime de Salante (fig.72, fig.73) montre leur rotation autour de structures plissées axées N 110-120, à faible plongement N W ou S E selon les cas.

4°/ Enfin des ondulations N 0° à N 20°, affectant l'ensemble des structures précédentes.

Elles sont responsables, en particulier, de la variabilité du plongement des axes des structures précédentes vers l'E ou l'W et de l'apparition de gauffrages et de phénomènes de torsion. Ces ondulations sont accompagnées, localement d'une fracturation grossière de plan axial subvertical, et de déformations cassantes (kink bands, plis en chevrons).

La répartition de ces ondulations est uniforme (fig.72, fig.73) et chronologiquement elles correspondent aux dernières déformations de type plissé enregistrées dans la couverture crétacée de l'unité de la rocca dell'Abisso, puisqu'elles affectent les autres structures plissées.

5°/ En conclusion, quatre types de déformation essentiels se distinguent successivement dans la couverture de l'unité de la rocca dell'Abisso :

- Des plis couchés N 120-140 synschisteux et synmétamorphes à déversement vers le S W.
- Des plis E - W, déversés au S (plan axial incliné de 45° vers le N) accompagnés d'une schistosité de fracture
- Des plis N 110-120 synschisteux rétrodéversés vers le NE
- Des ondulations souples N-S accompagnées localement de déformations cassantes.

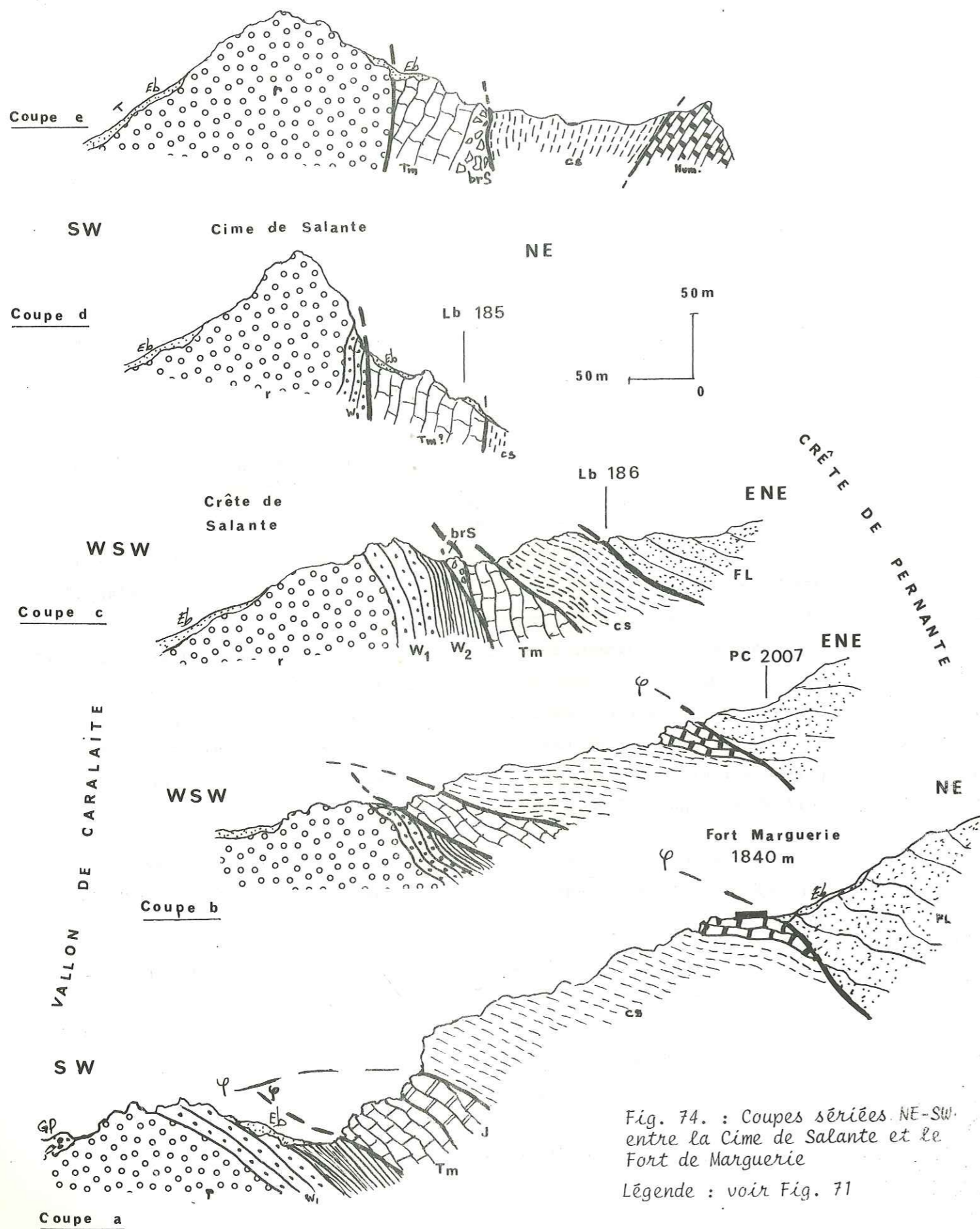


Fig. 74. : Coupes s eries NE-SW, entre la Cime de Salante et le Fort de Marguerie
L gende : voir Fig. 71

B - Position structurale

L'analyse du dispositif structural des éléments de couverture constituant le massif du fort de la Marguerie permet de définir trois surfaces de contact anormal :

1. Une surface de contact anormal basale avec le socle de l'unité de la rocca dell'Abisso.
2. Une surface de contact anormal intra-unitaire localisée entre les niveaux dolomitiques triasiques ou jurassiques et le Crétacé supérieur.
3. Une surface de contact anormal sommitale avec un flysch gréseux paléogène.

1°/ Le contact basal de l'unité de Marguerie - Cayron sur le socle de l'unité de la rocca dell'Abisso :

En rive gauche du vallon de Caralaite et sur le versant S W de la crête de Pernante cette surface de contact sépare les dolomies triasiques, affectées de rabotage basal, du tégument permo-werfénien de l'unité de la rocca dell'Abisso dont les structures apparaissent tronquées (fig. 74, coupes a, b, c).

Le contact basal de la série de couverture du massif du fort de la Marguerie est de fait anormal.

Il est incliné de 30° vers le N E au niveau du fort de la Marguerie et très redressé à la hauteur de la crête frontière à l'W de la cime de Pernante.

Cette surface est localement accompagnée de brèches sédimentaires en affleurements peu épais (1 - 2 m), l'un à proximité du point coté 1849 m en rive gauche du vallon de Caralaite, l'autre sur la crête frontière près de la borne frontière Lb 185. Ces brèches sédimentaires sont riches en éléments pélitiques et quartzitiques tectonisés. Leur ciment, de nature calcitique, est recristallisé. Il contient de rares minéraux de néogène (quartz, albite d'authigen se).

Au N de la cime de Salante, les dolomies triasiques (pendage 55° S W) reposent directement sur le Permien (fig. 74 coupes d, e). La surface de contact est subverticale, légèrement retrodéversée vers le N E. Ce contact socle-couverture n'a pas été suivi au-delà du rio Pratti della Chiesa en direction N occidentale. Il trouve cependant son équivalent au niveau du contact entre les séries calcaires - dolomitiques triasiques et jurassiques du monte Chiamossero (séries A et B de A. Guillaume, 1963), et le tégument permo-werfénien du revers N du massif de la rocca dell'Abisso. Ces assises tégumentaires apparaissent localement écaillées au sein de la couverture.

Vers le S E en aval du vallon de Caralaite, le contact entre la couverture de l'unité de Marguerie - Cayron et le socle de l'unité de la rocca dell'Abisso disparaît sous les formations périglaciaires du vallon de Caramagne.

2°/ La surface de décollement à la base du Crétacé supérieur

Le Crétacé supérieur, accompagné des formations calcaires éocènes susjacentes, apparaît entièrement désolidarisé du reste de la couverture de l'unité de la rocca dell'Abisso.

L'absence de Crétacé inférieur et moyen, ainsi que la différence de compétence entre les calcschistes du Crétacé supérieur qui apparaissent très replissés et les formations calcaréo-dolomitiques triasiques et jurassiques moins déformables, font probablement partie des facteurs qui sont à l'origine de cette surface de décollement.

A hauteur du fort de Marguerie, le Crétacé supérieur repose en contact anormal sur les calcaires et les dolomies triasiques ou sur les dolomies jurassiques. La surface de contact inclinée ici d'une vingtaine de degrés apparaît également redressée à la verticale au niveau de la crête frontière (fig. 74, coupes a, b, c). Les structures plissées affectant le Crétacé supérieur sont tronquées au niveau de ce contact anormal, ainsi que les niveaux dolomitiques sous-jacents.

Cet accident "intra couverture sédimentaire" se prolonge au revers N de la cime de Salante (fig. 74, coupes d, e). Il est localisé sur la crête septentrionale de ce sommet à quelques dizaines de mètres au S de la borne frontière Lb 184 (point coté 2080 m). Les calcschistes du Crétacé

supérieur, très écrasés à cet endroit, reposent en contact anormal sur les dolomies triasiques fortement déversées au N E et surmontées localement de niveaux bréchiques à éléments dolomitiques pouvant représenter le Jurassique.

Toutefois les simples relevés de reconnaissance effectués dans cette région périphérique du domaine d'étude ne permettent pas de préciser en détail les relations entre cet affleurement de Crétacé supérieur et les termes voisins (cf. unité de Tavan - Bussaia, (1))

Vers le S E, sur le versant méridional du massif du fort de la Marguerie, le Crétacé supérieur se substitue entièrement aux formations calcaréo-dolomitiques sous-jacentes. En aval du vallon de Caralaite il tronque cartographiquement les formations tégumentaires werféniennes du massif de la rocca dell'Abisso. La surface de contact est subhorizontale.

Au niveau du vallon de Caramagne, les structures sont oblitérées par les formations périglaciaires. Le Crétacé supérieur réapparaît en rive droite, au S de ce vallon, au niveau du mont Deveille, là encore en contact anormal tronquant les structures de couverture de l'unité de Viève - Valmasque.

Enfin à l'E, en rive droite de la vallée de la Roya, les calcschistes du Crétacé supérieur, représentant les rochers de Brégatin, de Susarme et de Penelegue constituent les contreforts S E du massif du fort de la Marguerie. Ces niveaux crétacés sont en contact direct, sans l'intermédiaire de Trias ni de Jurassique, sur les formations crétacées de l'unité de Viève - Valmasque.

La surface de contact subhorizontale tronque les structures affectant cette unité sous-jacente.

3°/ La surface de contact anormal supérieure de l'unité de Marguerie - Cayron est représentée au niveau du massif du fort de la Marguerie par la troncation sommitale de la série crétacée et nummulitique sous la série du flysch paléogène. Ce contact anormal, mis en évidence dès 1955 par P. Fallot et M. Lanteaume, se suit depuis la crête frontière, à l'W du fort de Pernante où la surface de contact est verticale, jusqu'aux abords du fort Marguerie et du vallon de Penelegue où son pendage est d'environ 50° vers le N E.

(1) Les prolongements de l'unité de Marguerie - Cayron vers le monte Chiamossero et ses rapports avec l'unité de couverture de Tavan - Bussaia seront examinés lors de l'analyse de la position structurale de cette unité.

4°/ Conclusion :

Ces trois surfaces de contact anormal correspondent à des accidents chevauchants. Elles traduisent :

1. le décollement de la série de couverture du massif de Marguerie sur le socle de l'unité de la rocca dell'Abisso
2. le décollement des termes Crétacé supérieur sur la série Trias-Jurassique sous-jacente
3. le décollement du flysch paléogène sur le Crétacé et le Nummulitique.

Ces surfaces de chevauchement sont remarquables par le peu de déformations qui les affectent. Elles sont le plus souvent subhorizontales et quelquefois accompagnées de brèches sédimentaires non déformées affectées, seulement de façon locale, par le retro-déversement vers le N E. Elles subissent cependant des déformations d'amplitude faible causées par la tectonique responsable des ondulations N S.

III - ETUDE STRUCTURALE de l'UNITE de COUVERTURE de MARGUERIE - CAYRON au NIVEAU des MASSIFS du ROCHER du CAYRON et du MONT COURT.

A - Analyse des déformations

Comme dans le massif du fort de la Marguerie, les calcschistes du Crétacé supérieur, constituant les massifs du rocher du Cayron et du mont Court sont affectés par de nombreuses structures plissées. Leur examen conduit à la reconnaissance des types de déformations mis en évidence précédemment (fig. 73).

1°/ des plis couchés anciens à flanc isoclinaux accompagnés d'une schistosité de flux se substituant aux plans de stratification et présentant une orientation constante (N 150 pendage 30 N E).

Un tel pli hectométrique, présentant des phénomènes d'écaillage postérieur à sa genèse, a été décrit par M. Lanteaume (1962, 1968), au niveau du vallon de Lamentargues sur le flanc oriental du massif du mont Court.

Cette mégastructure affecte les termes du Crétacé supérieur, de l'Eocène et le flysch paléogène. Ainsi les calcaires nummulitiques affleurent en série inverse au sein du Crétacé supérieur au niveau des granges Féné.

Des structures plissées centimétriques, correspondant à cette déformation, sont observables par exemple en rive gauche du vallon de Tavan. Leurs axes sont orientés N 125 à N 150. Leurs plans axiaux, inclinés de 30 à 40° N E, sont localement horizontaux. A cet endroit les structures sont débitées par des plans de schistosité postérieurs d'orientation N 90 et inclinés à 45° N. Dans les rochers du Cayron des plis d'orientation N 160 à plongement N N W, présentent une schistosité de plan axial inclinée de 20° vers le N.

Ces orientations (N 120-150) et le pendage des plans axiaux (0° à 40° N E) indiquent, comme dans le massif du fort de la Marguerie un sens de déversement vers le S W pour ces structures en plis couchés.

2°/ Des structures plissées orientées N 60 - N 90 se traduisent le plus souvent par une schistosité de fracture (type Strain-Slip Cleavage) dont l'inclinaison de 30 à 50° N E indique un sens de déversement vers le S.

3°/ Les structures rétrodéversées N 110-120, nettes dans le massif de Marguerie, semblent moins bien représentées dans le massif du rocher du Cayron et du mont Court. Cependant les plans de schistosité orientés N 110-115 à pendage 65° S ont pu être mis en évidence au N du rocher du Cayron. D'autre part la disposition redressée de la partie méridionale de la surface de contact basal (région d'Agaysseou) est vraisemblablement à mettre en relation avec cette déformation, de même que le redressement du plan axial de la mégastructure en style "plis couchés" du vallon de Lamentargue à la périphérie E du domaine d'étude.

4°/ Des plis N 0° à N 20° très fréquents apparaissent toujours postérieurs aux autres déformations et provoquent la dispersion spatiale de leurs lignes et plans d'orientation.

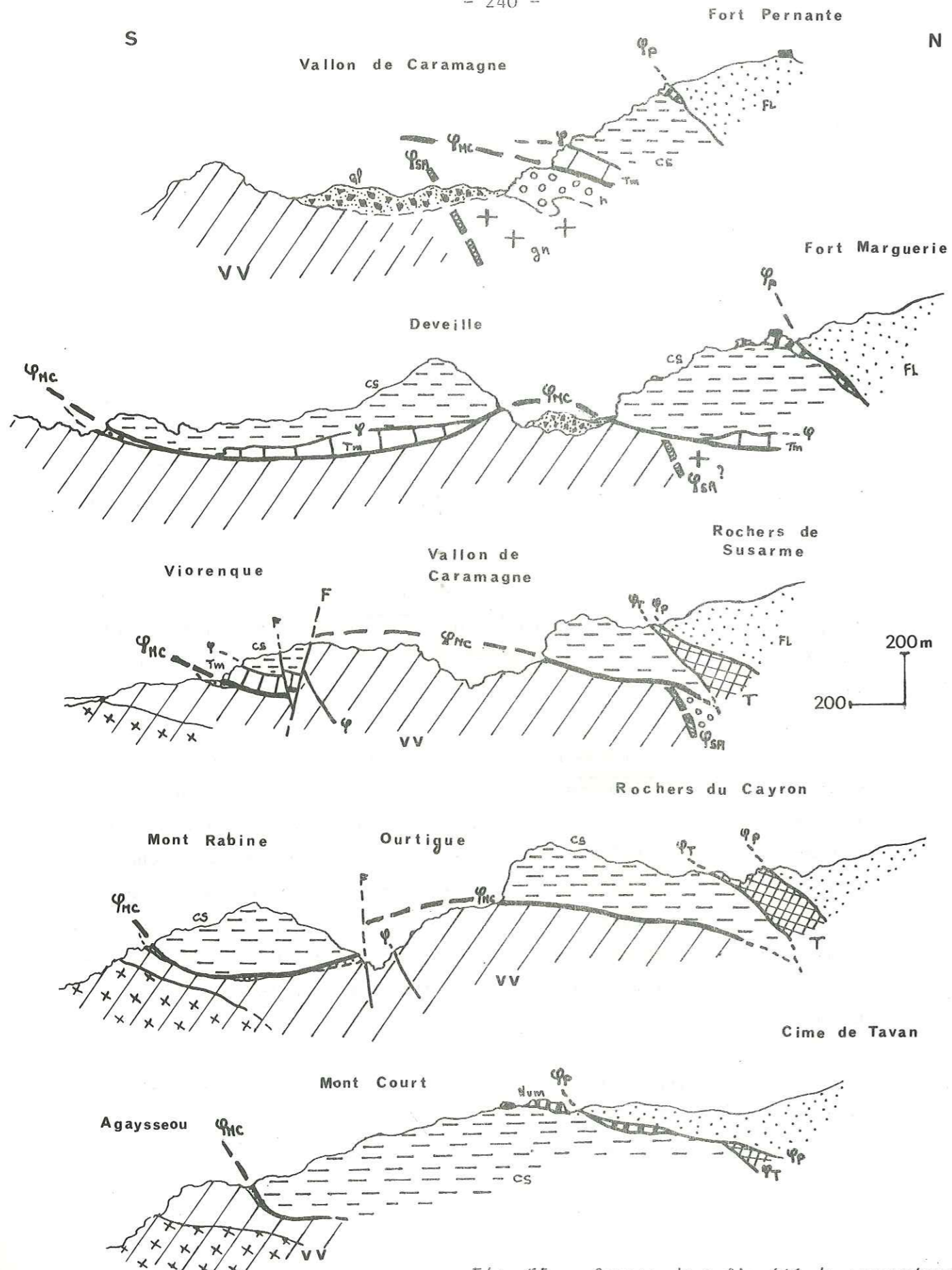


Fig. 75. : Coupes dans l'unité de couverture de Marguerie - Cayron
 Légende : voir Fig: 71
 V.V. : Unité de Viève - Valmasque
 T. : Unité de couverture de Tavan - Bussaia

B - Position structurale (fig. 75)

1°/ La surface de contact basal :

Les niveaux calcaréo-dolomitiques triasiques et jurassiques reconnus, au niveau du fort de la Marguerie, ne sont pas représentés en rive gauche de la Roya. Comme au niveau de Susarme ce sont les calcschistes du Crétacé supérieur qui occupent la semelle de la couverture.

En haute vallée de la Roya ces niveaux sont en contact direct sur les gneiss et le tégument de l'écaille de socle du col de Tende.

Au niveau du rocher du Cayron et du vallon d'Ourtigue, les calcschistes du Crétacé supérieur tronquent les structures affectant les termes jurassiques ou crétacés de la couverture de l'unité de Viève - Valmasque.

La surface de contact, remarquablement peu déformée par rapport aux structures sous-jacentes, est subhorizontale ou faiblement inclinée vers le N E. Elle est jalonnée localement par des niveaux dolomitisés, ferrugineux (N E du rocher du Cayron) ou des brèches sédimentaires (rive gauche du vallon d'Ourtigue) riches en éléments quartzitiques et en dolomies recristallisées.

Une série de sources ferrugineuses matérialise ce contact basal sur le flanc occidental du mont Rabine où il disparaît, masqué sous les éboulis.

Par contre ce contact anormal est bien représenté au niveau du massif d'Agaysseou. Il apparaît à cet endroit redressé (pendage 50° N E) accompagné de brèches sédimentaires et chevauchant sur les structures écaillées de la couverture de Viève - Valmasque.

Il n'a pas été suivi hors du périmètre d'étude au-delà du vallon d'Arimonde où sa trace semble devenir intra crétacée.

2°/ La surface de contact sommital :

L'unité de couverture de Marguerie - Cayron est limitée à sa partie supérieure par une surface de contact anormal :

- au N du massif du rocher du Cayron, le Crétacé supérieur représentant l'unité de couverture de Marguerie - Cayron disparaît tronqué par les éléments de couverture constituant l'unité de Tavan - Bussaia.
- par ailleurs, P. Fallot et M. Lanteaume ont montré dès 1955, au niveau du mont Court, le contact anormal et le caractère chevauchant du flysch tertiaire sur les calcaires éocènes situés à ce sommet.

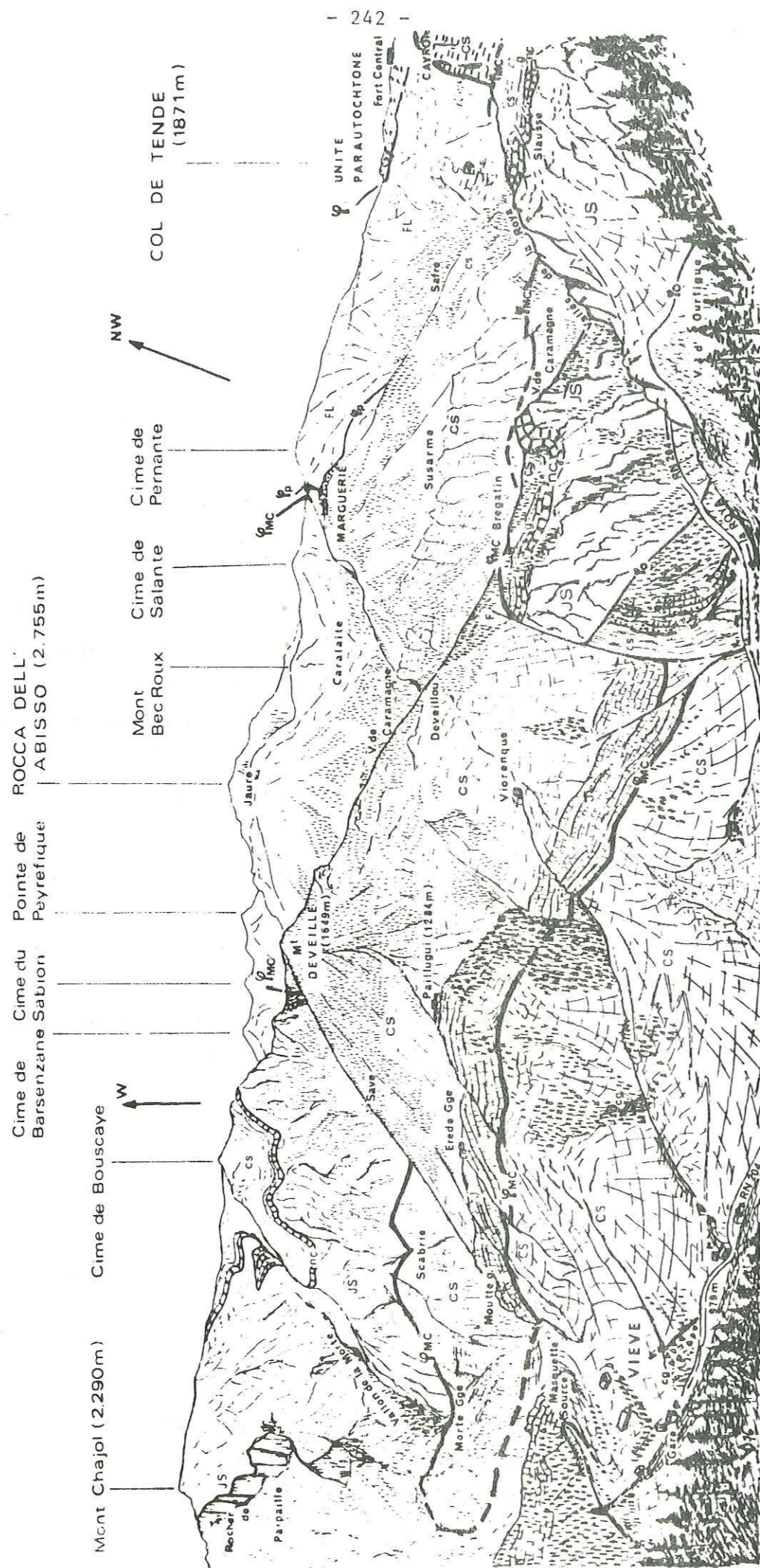


Fig. 76 - Panorama de Vieux au col de Tende
Légende : voir Fig. 77

3°/ Conclusion

L'unité de couverture de Marguerie - Cayron présente au niveau des massifs du rocher du Cayron et du mont Court des déformations identiques à celles du massif du fort de la Marguerie. Les structures en plis couchés N 120-140, et les plis cylindriques sont tronqués par les surfaces anormales qui limitent la base et le sommet de cet élément de couverture. Ces surfaces correspondent à des plans de chevauchement jalonnés localement par des brèches sédimentaires non déformées. Elles sont inclinées de 0° à 20° vers le N E et traduisent un déplacement de la couverture de l'unité de la rocca dell'Abisso vers le S W. Enfin elles sont seulement affectées par les structures rétrodéversées vers le N E qui les redressent localement et par les ondulations N 20.

IV - ETUDE STRUCTURALE de l'UNITE de COUVERTURE DE MARGUERIE - CAYRON
au NIVEAU du MASSIF du MONT DEVEILLE : "La KLIPPE du MONT DEVEILLE".

A - Nature et Localisation

La série de l'unité de couverture de Marguerie - Cayron est représentée au niveau du massif du mont Deveille (1.649 m) entre le vallon de Caramagne et le bassin de Viève dans la vallée de la Roya (fig. 76).

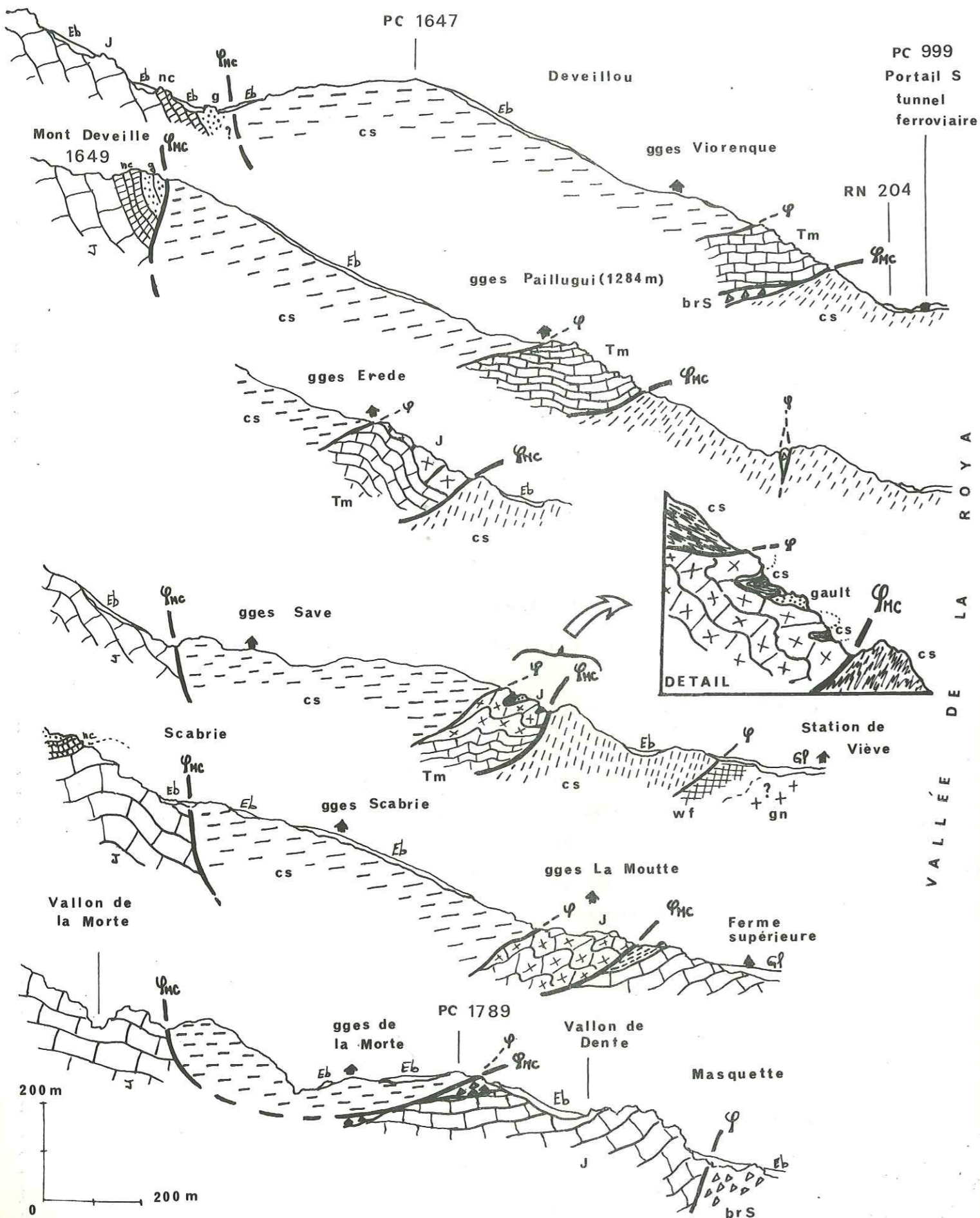
Elle est constituée par :

- les barres calcaires et calcaréo-dolomitiques essentiellement triasiques, en série normale, des granges de Viorenque, Paillugui, Erede et Moutte.
- les calcschistes du Crétacé supérieur qui surmontent ces affleurements au niveau de Deveillou sur tout le flanc S W du mont Deveille et autour de Scabrie.

De même que dans le massif du fort de la Marguerie, cette série est caractérisée, également, par l'aspect très réduit de ses niveaux jurassique supérieur et Crétacé inférieur.

Cet élément de couverture dont la série stratigraphique présente une similitude parfaite de faciès avec celle de l'unité de couverture de Marguerie - Cayron en est isolée :

- par le vallon de Caramagne qui le sépare au N du massif du fort de la Marguerie
- par la vallée de la Roya qui coupe à l'W ses relations avec les affleurements crétacés du rocher du Cayron et du mont Rabine.



B - Analyse des déformations

Les phénomènes disharmoniques mis en évidence dans l'unité de couverture de Marguerie - Cayron au niveau du massif du fort de la Marguerie sont représentés avec un développement tout aussi important au niveau du massif du mont Deveille. Les calcschistes du Crétacé supérieur apparaissent ainsi entièrement désolidarisés de la série sous-jacente calcaire et dolomitique. Par ailleurs ces calcschistes présentent des structures mésoscopiques et microscopiques très accentuées par rapport aux déformations enregistrées dans les niveaux calcaires moins tectonisés (Fig. 77).

Il est cependant possible de distinguer :

- 1°/ Des structures anciennes correspondant à des plis couchés synschisteux

Ces structures affectent de façon disharmonique les niveaux calcaréo-dolomitiques triasiques et jurassiques et les calcschistes du Crétacé supérieur.

- Une structure hectométrique déversée vers le SE est matérialisée par une enveloppe de dolomies du Jurassique supérieur entre les granges Erede et Moutte. Cette mégastructure, tronquée à sa partie inférieure ne conserve au NE des granges Erede que son flanc normal, représenté au niveau des granges Paillugui et Viorenque par des calcaires dolomitiques du Trias moyen.

Des replis secondaires sont localement observables au toit du Jurassique supérieur (fig. 77, coupe 3) et ont permis la conservation de niveaux gréseux datés du Crétacé inférieur (Gault). Ces replis anciens (orientation actuelle N 20, déversement E) apparaissent réorientés lors de déformations postérieures.

- Dans le Crétacé supérieur ces structures plissées provoquent la substitution par la schistosité de flux des plans de stratification.

- Ces structures planaires apparaissent orientées N 130 N 135 au niveau des granges de la Morte mais elles sont à cet endroit très affectées par les déformations postérieures.
- Une structure en plis couchés centimétriques est également observable dans le Crétacé supérieur situé à proximité des granges de Viorenque et présente une schistosité de flux, de plan axial orientée N 148 et inclinée de 55° vers le NE.

Fig. 77.: Coupes séries E-W dans la klippe Deveille-Viorenque
gn : gneiss, Wf : Werfénien, Tm : Trias moyen, J: Jurassique
nc : Néocomien, g : Gault, CS : Crétacé supérieur
brS : Brèches sédimentaires, Gl : Glaciaire et périglaciaire

2°/ Les structures en plis cylindriques orientées N 70-90 recon-
nues dans le massif du fort de la Marguerie et du rocher du Cayron sont
plus discrètes dans le massif du mont Deveille.

Cependant des plis orientés N 70 s'observent avec des plans axiaux
inclinés tantôt vers le S E, tantôt vers le N W. Outre cette différence
du sens de leur déversement qu'il est possible de rapporter aux structures
rétrodéversées, ces structures plissées sont accompagnées d'une schisto-
sité de fracture dont les plans sont déformés par des ondulations orien-
tées N 20.

3°/ Des structures plissées orientées N 100 à N 125 rétrodéversées
vers le NE sont observables dans les niveaux du Crétacé supé-
rieur affectant les plans de schistosité liés aux structures en plis couchés.

- Dans le vallon de Dente, les calcschistes du Crétacé supérieur sont
très fins, presque ardoisiers et accompagnés de nombreux filons de calcite
d'exsudation apparus lors des déformations synschisteuses accompagnant les
structures en plis couchés.

Ces plans de schistosité et les filons, orientés N 110 et inclinés
de 30° à 80° vers le N E sont affectés de replis secondaires à plans
axiaux déversés vers le N E et d'axes orientés également N 110.

- Les calcschistes du Crétacé supérieur affleurant aux granges de la
Morte, présentent également des pseudo-stratifications correspondant aux
plans de schistosité des plis couchés vers le S W, réorientés par des re-
plis postérieurs N 100 à N 130 rétrodéversés vers le N E et présentant des
plans axiaux inclinés de 20° vers le S W.

4°/ Des ondulations N 0° à N 20° similaires à celles des autres
massifs de l'unité de couverture de Marguerie - Cayron sont également
bien représentées dans l'ensemble du massif du mont Deveille. Elles se
traduisent par des gaufrages (Crétacé supérieur de Viorenque), par une
schistosité fruste méridienne subverticale reconnaissable dans les cal-
caires de Viorenque.

Ces structures plissées induisent une variation des plongements d'axe
des structures plissées précédentes.

C - Position structurale :

La surface basale de cet élément de couverture est en contact anormal
chevauchant sur la couverture de l'unité de Viève - Valmasque dont elle
tronque les structures :

- Au S du vallon de Caramagne (fig. 77, coupes 5 - 6), les
calcschistes du Crétacé supérieur constituant toute la partie
orientale du mont Deveille coupent les structures affectant
les niveaux jurassiques, néocomiens et Gault des massifs de
Roc Gay et du flanc occidental du mont Deveille.

Dans le vallon situé au N de ce sommet et sur son revers S
la surface de contact anormal apparaît verticale ou inclinée
à 70° vers l'E.

Ce contact se suit, identique en direction, avec la même incli-
naison subverticale jusqu'aux abords du vallon de Dente où il
prend une orientation NNW - SSE, tronquant les niveaux dolomi-
tiques du Jurassique supérieur sur le revers oriental du
massif de Chajol - Bouscaye.

- Dans le bassin de Viève (fig. 77, coupes 1 à 6) la surface de
contact basal est subhorizontale, légèrement inclinée vers
le N E. Elle tronque le Crétacé supérieur très tectonisé af-
fleurant sur tout le versant rive droite de la Roya, au niveau
de Viorenque, Paillugui et Erède; puis le Jurassique supérieur
sous-jacent au niveau du vallon de Dente.

Cette surface anormale est localement jalonnée de brèches sédi-
mentaires non déformées (Viorenque, Moutte, vallon de Dente).

- Enfin au N E cet élément de couverture est en contact faillé
avec les structures en plis couchés et les panneaux de couver-
ture écaillés de l'unité sous-jacente de Viève - Valmasque
(cf. coupes et description de cette unité au niveau du vallon
d'Ourtigie).

Cette surface de contact basal de l'élément de couverture du massif du
mont Deveille tronque également les structures qui le composent : les cal-
caires dolomitiques de Viorenque et Paillugui sont rabotées au niveau de ce
contact.

- La mégastucture en pli couché observable dans ces niveaux et ceux du Jurassique supérieur entre les granges Erède et les granges Moutte est tronquée, dépourvue de son flanc inverse
- Enfin cette surface est indépendante des rapports disharmoniques existant entre les calcschistes du Crétacé supérieur et les niveaux calcaréo-dolomitiques sous-jacents. Elle est sécante indifféremment sur l'une ou l'autre des deux formations.

Enfin, ce contact basal est redressé à la verticale, à son extrémité proximale auprès du vallon de la Morte et au niveau de Scabrié et du mont Deveille. Cette structuration paraît liée aux déformations responsables de l'édification des structures rétrodéversées vers le N E.

D - Conclusion

L'unité de couverture de Marguerie - Cayron est représentée au niveau du massif du mont Deveille par un élément de couverture isolé, en position anormale sur la couverture de l'unité de Viève - Valmasque constituant la "klippe du mont Deveille".

Cet élément présente une structuration majeure en plis couchés vers le SW(?) responsables du décollement des calcschistes du Crétacé supérieur par rapport aux niveaux calcaréo-dolomitiques du Trias et du Jurassique. Ces structures sont affectées par des déformations postérieures et sont tronquées au niveau de la surface de contact basal.

Cette surface, tronquant les structures de la couverture de l'unité de Viève - Valmasque, est jalonnée localement de brèches sédimentaires récentes non déformées. Le plus souvent subhorizontal, ce contact basal est cependant redressé par les structures N 120 rétrodéversées vers le N E.

V - CONCLUSIONS à l'ETUDE de l'UNITE de COUVERTURE de MARGUERIE - CAYRON

- Les formations sédimentaires postérieures au Werfénien supérieur constituant les massifs du fort de la Marguerie, du rocher du Cayron, du mont Court et du mont Deveille (calcaires et dolomies du Trias moyen et du Jurassique supérieur, calcschistes du Crétacé supérieur et calcaires éocènes) peuvent représenter une unité de couverture entièrement désolidarisée de l'ensemble socle-tégument du massif de la rocca dell'Abisso.

- Les déformations tectoniques enregistrées par cette couverture sont très comparables aux structures observables dans le socle du massif de Sabion - Abisso. Leur analyse structurologique permet d'en reconnaître le style et la succession (fig. 73) . Les plus anciennes structures décelables sont :

- 1/ Des plis couchés synschisteux et symmétamorphes orientés (?) N 120 - 140 et déversés vers le S W. Ces structures plissées provoquent l'apparition d'une schistosité de flux qui vient se substituer à l'ancienne stratification. Cette phase de déformation également bien représentée dans le socle et le tégument est vraisemblablement à l'origine, d'une part du décollement de la couverture par rapport à l'ensemble socle-tégument (ce tégument situé à la base du Trias moyen évoque la possible existence de niveaux salifères triasiques, M. Lanteaume 1962, 1968), d'autre part le décollement différentiel de la partie supérieure de la couverture à la base des calcschistes crétacé supérieur disharmoniques par rapport aux formations calcaréo-dolomitiques triasiques et jurassiques.
- 2/ Des structures en plis cylindriques orientées N 70 - 90, accompagnées d'une schistosité de fracture (strain slip cleavage) traduisant un déversement S.
- 3/ Des structures plissées synschisteuses orientées N 110 - 120 et rétrodéversées vers le N E. Ces structures déforment localement la surface de contact basal de la couverture.
- 4/ Enfin des ondulations souples subméridiennes viennent se superposer à l'ensemble de ces déformations, entraînant une faible dispersion des plongements d'axe des structures précédentes et l'apparition locale d'une grossière fracturation de plan axial.

La surface basale de l'unité de couverture de Marguerie - Cayron est une surface de contact anormal majeur se traduisant par le chevauchement de ces formations sédimentaires indifféremment sur le socle et le tégument de l'unité de la rocca dell'Abisso ou la couverture sédimentaire de l'unité de Viève - Valmasque; tronquant les structures de cette unité de socle et de cette unité de couverture.

De plus les structures de l'unité de couverture de Marguerie - Cayron sont elles-mêmes tronquées au niveau de ce contact affecté seulement par les déformations associées aux structures plissées N 120 rétrodéversées vers le N E et, bien sûr, affectées également par les ondulations postérieures subméridiennes.

La surface de base de la couverture de l'unité de couverture de Marguerie - Cayron apparaît ainsi le plus souvent subhorizontale, redressée à la verticale uniquement dans ses parties proximales.

La mobilité de cet ensemble sédimentaire, en indépendance structurale complète avec le socle du massif de la rocca dell'Abisso, se traduit par son extension méridionale sur la couverture de l'unité de Viève - Valmasque oblitérant l'accident de socle de Sabion - Abisso, entre le socle de l'unité de la rocca dell'Abisso et la couverture de l'unité de Viève - Valmasque au niveau de la haute vallée de la Roya.

L'amplitude du chevauchement de l'unité de couverture de Marguerie - Cayron sur l'unité de Viève - Valmasque est supérieure à celle du socle décrite au niveau de l'accident de Sabion - Abisso. Ainsi l'unité de couverture de Marguerie - Cayron recouvre largement l'unité de Viève - Valmasque isolant une klippe au niveau du mont Deveille. Cette unité de couverture ménage en arrière de ce massif et sur le versant N du vallon d'Ourtigue une fenêtre laissant apparaître la couverture de l'unité de Viève - Valmasque et le socle de l'unité de la rocca dell'Abisso en contact anormal sur cette dernière; enfin venant presque se substituer à la couverture de l'unité de Viève - Valmasque dans le bassin de Viève, à proximité d'Agaysseou, où les calcschistes du Crétacé supérieur du massif du mont Court ne sont séparés du socle cristallin de la fenêtre de Viève - Tende que par quelques mètres de brèches sédimentaires et dolomies jurassi-ques appartenant à l'unité de Viève - Valmasque.

L'âge récent de cette surface de chevauchement est attesté par la troncature des structures en plis couchés et des structures E W déversées vers le S tant dans les niveaux sous-jacents que dans l'unité de couverture de Marguerie - Cayron elle-même. Cette mise en place tardive est entérinée par la présence locale sous cette surface de contact de brèches sédimentaires non déformées.

CHAPITRE IV : L'UNITÉ DE COUVERTURE DE TAVAN - BUSSAÏA

I - NATURE et LOCALISATION

II - ANALYSE des DEFORMATIONS

III - POSITION STRUCTURALE

A - Contact basal

B - Contact sommital

IV - EXTENSION de l'UNITE de TAVAN - BUSSAÏA

V - CONCLUSION

—°—°—°—°—°

CHAPITRE IV

L'UNITÉ DE COUVERTURE DE TAVAN - BUSSAÏA

I - NATURE et LOCALISATION

La description des profils géologiques des tunnels routier et ferroviaire du col de Tende (L. Baldacci et S. Franchi 1900) montre l'existence, en superposition par l'intermédiaire d'un niveau d'anhydrite, sur l'écaille de socle de l'unité de la rocca dell'Abisso, d'une série de couverture composée par des calcaires jurassiques, des calcschistes crétacés et des calcaires éocènes surmontés par une série de type flysch, elle-même décollée.

A. Faure-Muret, P. Fallot et M. Lanteaume (1954, 1955, 1962, 1968) ont précisé les caractères stratigraphiques de cette série de couverture et distinguent :

- Des dolomies rosâtres à lits gréseux attribuables au Jurassique supérieur,
- Un Crétacé inférieur (Néocomien) constitué de plaquettes calcaires à belemnites, très réduit,
- Quelques mètres seulement de calcschistes représentant le Crétacé supérieur,
- Des calcaires éocènes légèrement gréseux caractérisés par des galets roulés de calcaires dolomitiques du Jurassique supérieur et de rares algues (?).

Cette série sédimentaire affleure dans la haute vallée de la Roya en amont des contreforts des massifs du fort de la Marguerie et du rocher du Cayron. Elle occupe cartographiquement une position intermédiaire entre :

- la couverture de l'unité de la rocca dell'Abisso
- et le flysch paléogène affleurant sur tout le versant méridional du col de Tende depuis la cime de Tavan à l'E jusqu'à la cime de Pernante à l'W.

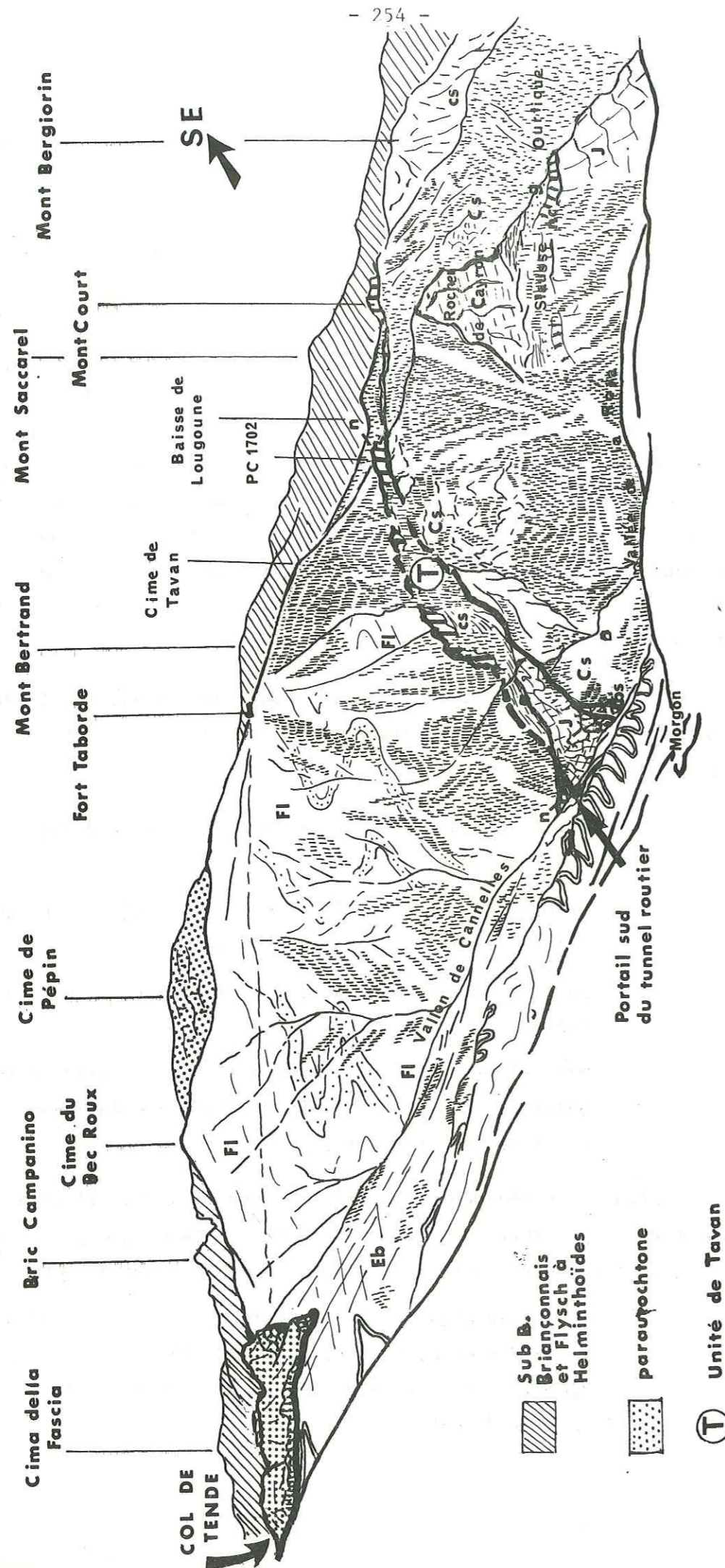


Fig. 78. : Panorama du versant sud du col de Tende en rive gauche de la Roya : l'unité de Tavan - Bussaia

J : Jurassique, nc : Néocomien, g : Gault, CS : Crétacé supérieur, n : Nummulitique
 FL : Flysch paléogène, bs : Brèches sédimentaires, Eb : Eboulis.

Les faciès sont reconnaissables vers le S E, en rive droite du vallon de Tavan puis en rive gauche en direction du point coté 1702 sur la crête reliant la cime de Tavan au rocher du Cayron. Au-delà, leur trace est décelable en direction de la baisse de Lougoune, où ils disparaissent, masqués par le flysch tertiaire.

Vers le N W, dans les limites du périmètre étudié, ces niveaux sont représentés en direction des massifs de Pernante et de punta Bussaia en rive droite de la Roya et disparaissent très rapidement sous le flysch tertiaire du versant de Morgon.

II - ANALYSE des DEFORMATIONS

Outre le caractère de sa série sédimentaire, l'unité de Tavan - Bussaia, accuse un degré de tectonisation plus élevé que celui de la couverture de l'unité de la rocca dell'Abisso :

- Les calcaires dolomitiques jurassiques sont entièrement marmorisés. Ils présentent des "plis fondus" isoclinaux, avec nombreuses exsudations calcitiques, lesquelles apparues au droit des plans de schistosité se présentent en "flammas" ou "rubans".
- Les coordonnées spatiales initiales de ces structures plissées isoclinales ne sont plus déterminables.
- Cependant une telle mégastucture en pli isoclinal est représentée en rive droite du vallon de Tavan avec un coeur dolomitique jurassique et des enveloppes néocomiennes et crétacées supérieures tronquées à la semelle de l'unité sur leur flanc inverse (fig. 79, coupe 4).
- Bien que le plan axial de cette structure hectométrique apparaisse redressé, il indique un sens de déversement méridional.
- Ces structures en plis isoclinaux sont vraisemblablement identiques aux structures en plis couchés vers le S W, mises en évidence dans l'unité de socle de la Rocca dell'Abisso et dans l'unité de couverture de Marguerie - Cayron.

- Les calcaires gréseux en plaquettes du Crétacé inférieur et les calcschistes du Crétacé supérieur sont par contre beaucoup plus compétents et nettement favorables à l'enregistrement des déformations. Ils offrent le plus souvent un aspect ardoisier, schistosé et écrasé; accompagnés de filons d'exsudation en rouleaux ou lentilles aux extrémités effilées selon les plans de schistosité. Le degré de tectonisation de ces niveaux est très supérieur à celui des calcschistes crétacés de la couverture de l'unité de la rocca dell'Abisso.

L'analyse des déformations de ces calcschistes permet de caractériser l'ensemble des déformations subies par l'unité de couverture de Tavan - Bussaia :

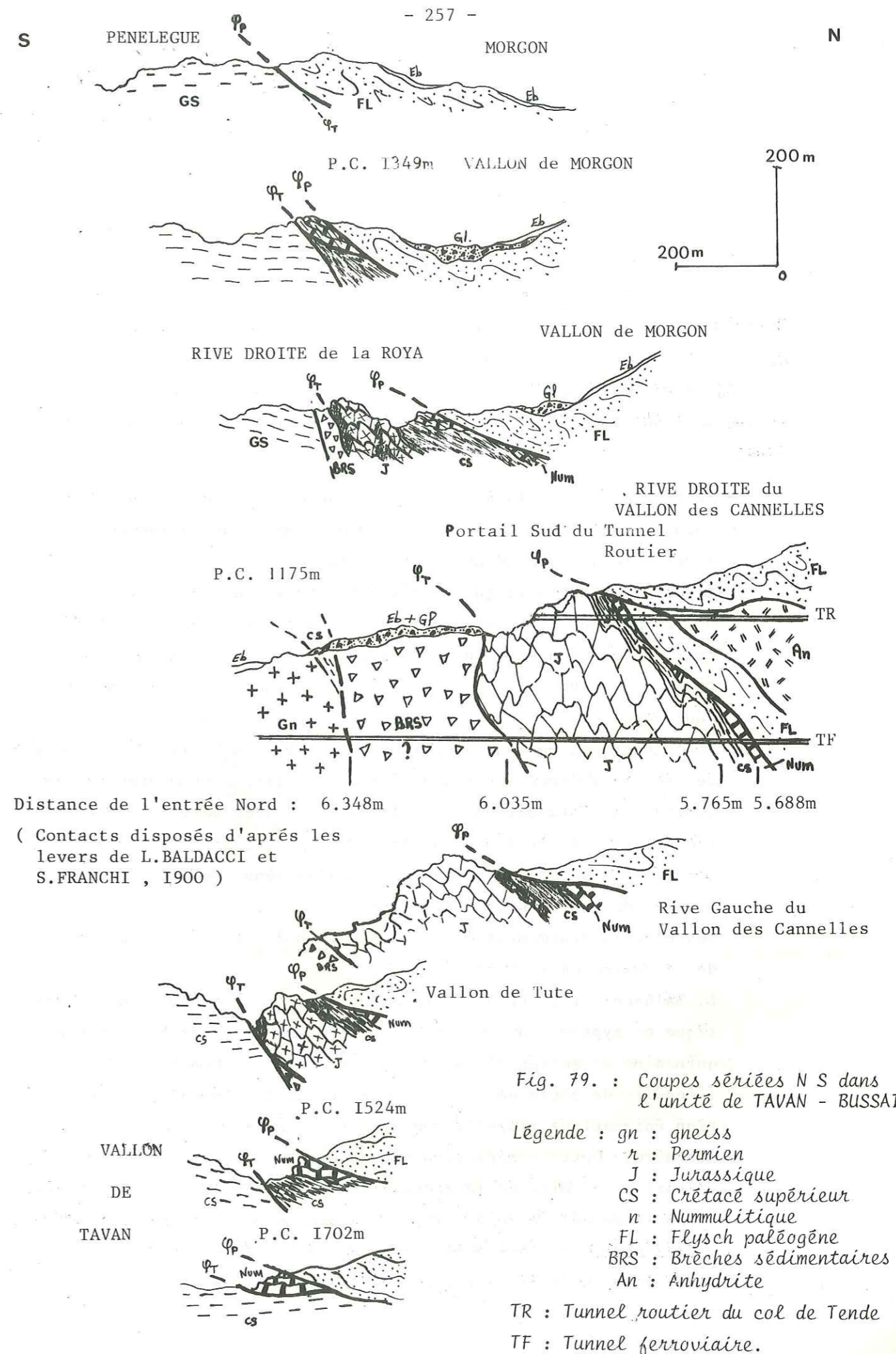
- Des plis isoclinaux accompagnés d'une schistosité de flux, indiquant un sens de déversement vers le S et présentant des charnières déformées, correspondant vraisemblablement aux anciennes structures en plis couchés de l'unité de la rocca dell'Abisso.

L'alignement des minéraux phylliteux et les recristallisations calcitiques soulignent cette schistosité.

Dans les niveaux calcaires du Crétacé inférieur les rostrés de belemnites apparaissent débités en lamelles parallèles au plan de schistosité et reliées par de la calcite de recristallisation laquelle est également bien représentée dans les zones d'ombre.

Ces plans de schistosité présentent une orientation N 110 à N 130 avec une inclinaison de 30° à 60° vers le N E. Ils sont déformés dans une seconde direction par des plans de schistosité subverticaux orientés N 80 - 90 affectés également par des plans de fracture N 20 à pendage 50° E.

- Les calcaires éocènes sont aussi très schistosés. La microfaune qu'ils contiennent (Nummulites, Sphaerogypsines) est écrasée et réorientée dans les plans de schistosité. Elle présente des plans de cassures remplis de calcite recristallisée. Les microfossiles apparaissent souvent brisés et le nourrissage en calcite est fréquent dans les zones d'ombre par rapport aux contraintes.



- Enfin de nombreuses albites de néoformation et autres minéraux sont contenus dans ces niveaux jurassiques, crétacés et nummulitiques.

III - POSITION STRUCTURALE (fig.79)

A - Contact basal

Les formations sédimentaires de l'unité de couverture de Tavan - Bussaïa se superposent à l'unité de la rocca dell'Abisso par l'intermédiaire d'une surface de contact anormal.

La géométrie de cette surface de contact et ses caractères structuraux sont observables dans la haute vallée de la Roya au S du col de Tende :

- En rive droite de la Roya, la série de couverture de l'unité de Tavan présente des troncatures. On distingue successivement à sa semelle le jurassique au niveau de la Roya, puis le Crétacé supérieur et le Nummulitique en direction du versant de Morgon. Ces formations sont ailleurs sécantes sur les structures affectant les calcschistes du Crétacé supérieur de l'unité de couverture de Marguerie - Cayron dans les rochers de Susarme et de Pénélogue.

Le contact est incliné d'environ 40° vers le N E. Il est accompagné de brèches sédimentaires à ciment recristallisé et contenant des albites de néoformation; les éléments peu usés sont par contre très tectonisés et d'origine diverses (grès quartzite, mylonites quartziques, éléments de calcaires marmoréens schistosés et dolomités de taille pluricentimétrique).

Ces brèches sédimentaires dépassent 10 m d'épaisseur dans l'axe de la vallée de la Roya (fig.79, coupe 4).

L. Baldacci et S. Franchi signalent en effet une formation anhydrique et gypseuse à inclusions de calcaire beige atteignant une quinzaine de mètres d'épaisseur; située immédiatement au N de l'écaïlle de socle de l'unité de la rocca dell'Abisso. Cette formation énigmatique rappelle tout à fait le faciès des brèches sédimentaires. Cette observation met en évidence l'absence de la couverture de l'unité de la rocca dell'Abisso au revers N de l'écaïlle de socle du col de Tende. Il y a contact direct et par conséquent substitution de l'unité de couverture de Tavan - Bussaïa sur le socle de l'unité de la rocca dell'Abisso.

En rive gauche de la vallée de la Roya les structures mésozoïques de l'unité de Tavan - Bussaïa sont également tronquées au niveau de sa semelle et reposent en contact anormal chevauchant sur les calcschistes du Crétacé supérieur du massif du rocher du Cayron beaucoup moins écrasés.

Le contact est redressé de même qu'au niveau du tunnel ferroviaire du col de Tende. Ce redressement est sans doute à rapprocher des structurations tardives rétrodéversées vers le N E.

- Au-dessus de l'altitude 1450m en rive gauche du vallon de Tavan seuls les calcschistes du Crétacé supérieur excessivement tectonisés et les calcaires éocènes schistifiés tous très replissés représentent l'unité de Tavan - Bussaïa jusqu'aux abords du point coté 1702 sur la crête reliant la cime de Tavan et le rocher du Cayron. Au-delà, seul le Nummulitique affleurant en direction de la baisse de Lougoune, semble corrélable à ces niveaux.

Le contact s'effectue sur les formations du massif du rocher du Cayron. Il est incliné d'une trentaine de degrés vers le N E, traduisant un déplacement chevauchant vers le S W. Ce contact est remarquablement peu déformé par rapport au style de déformation caractérisant l'unité sus-jacente de Tavan - Bussaïa.

Au-delà de la baisse de Lougoune, hors du cadre étudié, le prolongement de l'unité de Tavan-Bussaïa n'est probablement pas sans relations avec les déformations en plis couchés et les écaillages décrits par M. Lanteaume (1962, 1968) dans le vallon de Lamentargues.

B - Contact sommital

L'unité de Tavan - Bussaïa est masquée à sa partie supérieure par le Flysch tertiaire du bassin autochtone affleurant sur tout le versant S du col de Tende. Les relevés des tunnels routier et ferroviaire du col de Tende démontrèrent l'allochtonie complète de ce flysch (L. Baldacci et S. Franchi 1900). Celle-ci fut attestée par P. Fallot et M. Lanteaume (1955, 1956) qui soulignèrent cartographiquement ce contact anormal basal du flysch sur le reste de la couverture crétacée ou nummulitique, allant pratiquement jusqu'à venir recouvrir le Jurassique dans le vallon des Cannelles à hauteur du portail S du tunnel routier.

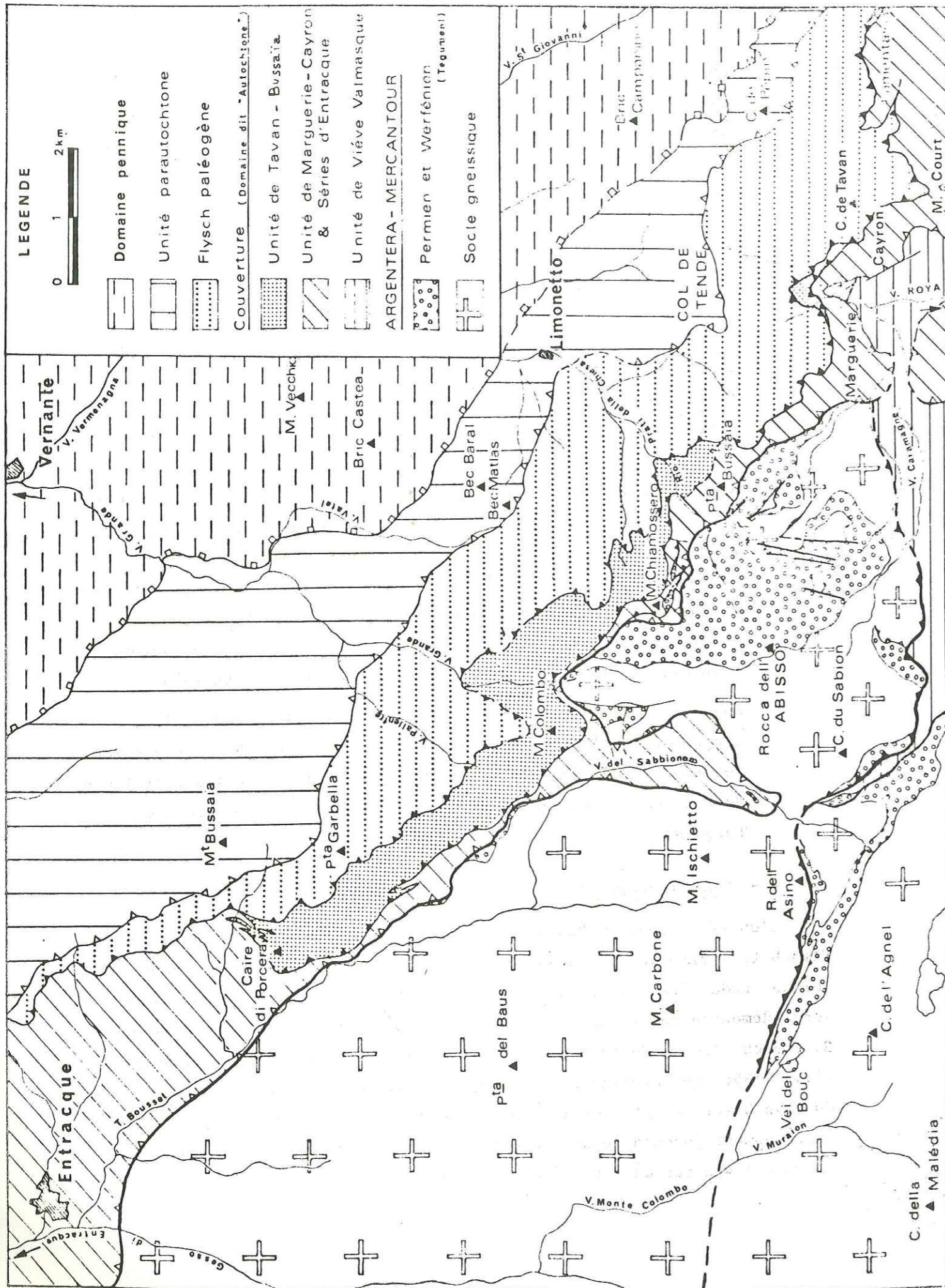


Fig. 80 : Extension de l'unité de couverture de Tavan - Bussaia

IV - EXTENSION de l'UNITE de TAVAN - BUSSAIA (Fig. 80)

En direction sud-orientale on perd la trace des faciès reconnus dans le vallon de Tavan dès la crête reliant la cime de Tavan au rocher du Cayron.

Les différences de faciès entre les calcaires éocènes du mont court et ceux du vallon de Tavan n'étant pas très accentuées il est difficile de déterminer l'appartenance des affleurements nummulitiques situés entre le PC 1701 m et la baisse de Lougoune, soit à la couverture de l'unité de la rocca dell'Abisso, soit à l'unité de Tavan - Bussaia.

Il en va de même, en rive droite de la vallée de la Royà au niveau du versant de Morgon, du fort de la Marguerie et sur le revers SW de la crête de Pernante où R. Campredon (1972) signale dans les calcaires éocènes finement gréseux des galets de dolomie à *Clypeina* (Jurassique supérieur) et de rares mélobésiées.

La valeur du contact avec la série crétacée sous-jacente, complètement disharmonique, est difficile à apprécier. Ainsi peut être faut-il retenir comme appartenant à l'unité de Tavan - Bussaia tous les niveaux correspondant, selon R. Campredon, à la biozone B de l'Eocène et séparer totalement ces formations des niveaux de la biozone A représentés au mont Court et vers la vallée du Riou Frei au S E. La ligne de partage entre ces faciès est située au niveau de la baisse de Lougoune. Cette coïncidence n'est peut-être pas fortuite ?

Vers le N E au-delà du massif du fort Pernante, en territoire italien, des séries de couverture similaires au niveau du portail S du tunnel routier ont été décrites :

- Dans le massif de la punta Bussaia dont la complexité des structures fut signalée par P. Fallot et M. Lanteaume (1955, 1956) et A. Faure-Muret et P. Fallot (1957), A. Guillaume (1963) puis R. Campredon (1972), l'accent fut mis sur le contact direct entre le Nummulitique et le Crétacé inférieur ou le Jurassique, avec la présence intermédiaire de niveaux brêchiques à débris dolomitiques vraisemblablement jurassiques. A cette identité de faciès avec la série du vallon de Tavan s'ajoute l'état très tectonisé en plis serrés, évoluant en écaillages dirigés vers le S W rétrodéversés postérieurement vers le N E.

- Dans le massif du monte Chiamossero où A. Guillaume (1963, 1967, 1969) distingue, chevauchant la couverture écaillée du revers N du massif de la rocca dell'Abisso, un élément de couverture caractérisé par des séries dépourvues de Crétacé supérieur et par conséquent, montrant le repos direct du Nummulitique sur le Crétacé inférieur (série C) ou le Jurassique (série D).

Selon A. Guillaume la série C subordonnée à la série D, correspondrait à la partie méridionale de la punta Bussaia (S du point coté 2080 m) et rejoindrait les affleurements du vallon de Tavan.

La série D serait par contre, l'équivalent de la structure septentrionale de la punta Bussaia et serait parallélisable aux unités dilacérées signalées par A. Portis (1898) dans les séries du Flysch dans le tunnel du col de Tende.⁽¹⁾

Les observations de A. Guillaume sur le monte Chiamossero évoquent ainsi la possibilité d'une double série de couverture constituant l'unité de Tavan - Bussaia;

- Au S, une série composée par la série C et l'éperon méridional de la punta Bussaia, avec le contact du Nummulitique sur le Crétacé inférieur. Cette série reposant sur la couverture de l'unité de la rocca dell'Abisso en contact anormal chevauchant vers le S W est rétrodéversée vers le N E. Elle ne trouvait pas son équivalent dans la vallée de la Roya.

- Au N une série écaillée sur la précédente constituée par la série D, l'éperon septentrional de la Punta Bussaia et les séries du vallon de Tavan.

Faute d'arguments, ces deux séries hypothétiques ne seront pas dissociées ici et seront groupées sous le sigle "unité de Tavan - Bussaia".

D'autant plus que les auteurs signalent uniquement la présence de la série D au-delà du monte Chiamossero vers le N W.

(1) Cette dernière affirmation repose sur la datation permienne, par A. Portis, de niveaux gréseux appartenant en réalité au Flysch d'après L. Baldacci et S. Franchi (1900).

- Vers le N W, au-delà du massif du monte Chiamossero, A. Guillaume (1963) et R. Malaroda (1970) signalent la présence de la "série D" du Chiamossero, c'est à dire de faciès très comparables à ceux du vallon de Tavan, au niveau du monte Colombo et dans le massif de la punta Garbella. Les auteurs sont unanimes pour voir la terminaison de cette série à la hauteur de Caire di Porcera, avant Entracque. A cet endroit R. Malaroda décrit des plis couchés déversés vers le N E.

Selon A. Guillaume, cette série est superposée aux formations de couverture de la région d'Entracque. Cette couverture de "faciès dauphinois" (R. Malaroda) se relie vers le S E aux formations, sous-jacentes à la série D, affleurant dans la valle dell' Sabbione, c'est à dire à la couverture de l'unité de la rocca dell'Abisso. Cette dernière apparaît toutefois pincée transversalement dans le socle selon des plis N-S (A. Faure-Muret, P. Fallot et E. Bolleli 1956, A. Guillaume 1963, J. Vernet 1967 b).

V - CONCLUSION

- L'unité de Tavan - Bussaia apparaît ainsi occuper une position particulière à la marge interne du massif de l'Argentera - Mercantour :

- par ses caractères faciologiques intermédiaires entre ceux des domaines autochtones et parautochtones, elle fait figure d'unité "infra-parautochtone".

- par sa position structurale, écaillée sur l'unité de couverture de Marguerie - Cayron qu'elle chevauche vers le S W elle représente un domaine marginal interne du bassin autochtone.

- Ses déformations sont très comparables à celles de l'unité de couverture de Marguerie - Cayron.

Elles en diffèrent par leur degré de tectonisation qui est nettement plus prononcé dans l'unité de Tavan - Bussaia.

Ses déformations sont semblables à celles des autres unités de couverture, on y reconnaît :

- des structures en plis couchés synschisteuses à déversement sud - occidental affectées par une schistosité de fracture E W postérieure, marquant l'existence de structures plissées déversées vers le S.(?)
- des phénomènes d'écaillages tronquant ces structures, sécantes sur les formations sous-jacentes. La direction de ce déplacement est S W. Il est contemporain de la genèse des brèches sédimentaires.
- un rétrodéversement de l'ensemble de ces structures, y compris les surfaces anormales vers le N E.
- Enfin des structures plissées méridiennes rapportables au niveau structural supérieur.

Ainsi l'unité de couverture de Tavan - Bussaïa, ⁽¹⁾ n'est pas un simple repli périphérique du bassin autochtone au revers N E du massif de l'Argentera - Mercantour. Ce n'est pas un pli couché à la bordure interne de l'unité de couverture de Marguerie - Cayron. Elle constitue une entité stratigraphique et surtout structurale correspondant à la marge interne écaillée du bassin autochtone et annonce les faciès du bassin parautochtone.

(1) Le socle de cette unité n'est pas visible à l'affleurement.

CHAPITRE V : LE FLYSCH PALÉOGÈNE

—°—°—°—°—

CHAPITRE V

LE FLYSCH PALÉOGÈNE

L'unité de Tavan supporte une série de type flysch qui apparaît disposée en plis couchés orientés N 110 - 120 et déversés vers le S W (fig. 78) .

Les schistosités et les néoformations qui l'affectent n'ont pas fait ici , l'objet d'une étude détaillée . Elles apparaissent selon R. Malaroda (1970) , M. Lanteaume (1962, 1968) en tout point identiques à celle des formations de socle et de couverture sous-jacentes.

De plus cette série flysch est entièrement décollée et repose en contact anormal sur l'unité de Tavan - Bussaïa ou sur l'unité de couverture de Marguerie - Cayron.

Ce contact anormal mis en évidence par P. Fallot et M. Lanteaume (1954, 1955) est confirmé par l'examen des profils des tunnels routier et ferroviaire du col de Tende.

Cette surface d'écaillage admet à ce niveau du gypse (et anhydrite) ainsi que des éléments de calcaires dolomitiques (L. Baldacci et S. Franchi, 1900) . Ces faciès salifères ne s'observant pas à l'affleurement on peut supposer qu'ils correspondent à l'écaillage de la série flysch sur des niveaux triasiques .

Cette observation fait apparaître l'allochtonie totale du flysch paléogène dans la région du col de Tende . Le percement de la galerie ferroviaire du col de Tende (voir chap. historique) , révéla la présence de niveaux à caractère flysch subordonnés à ceux du flysch paléogène , sous les niveaux de gypse , et accolés à l'unité de Tavan - Bussaïa . Il semble (malgré l'absence d'affleurement) , que l'on doive considérer la surface d'écaillage et le gypse du col de Tende comme liés à un accident intra-unitaire et les deux séries flysch comme originaires du même bassin .

L'unité parautochtone du col de Tende recouvre en contact anormal chevauchant l'ensemble de cette série flysch .

QUATRIEME PARTIE :

LE METAMORPHISME ALPIN :

LES NEOGENESES ALBITIQUES ET L'EDIFICE STRUCTURAL

- o - o - o - o -

I - HISTORIQUE des RECHERCHES sur le METAMORPHISME ALPIN dans le
DOMAINE AUTOCHTONE du MASSIF de l'ARGENTERA - MERCANTOUR

A - Métamorphisme alpin dans le socle de l'Argentera - Mercantour

B - Métamorphisme alpin dans la couverture de l'Argentera - Mercantour

II - NEOGENESES ALBITIQUES dans la COUVERTURE SEDIMENTAIRE du SECTEUR
ETUDIE à la TERMINAISON S E du MASSIF de l'ARGENTERA - MERCANTOUR

A - Caractères minéralogiques et gîtologiques des cristaux d'albite
néoformés dans les carbonates de la couverture

1/ Analyse diffractométrique de l'albite néoformée

2/ Caractères gîtologiques des cristaux d'albite néoformés

B - Répartition des néogenèses albitiques dans le cadre structural
de la bordure S E du massif de l'Argentera - Mercantour

-°-°-°-°-

I - HISTORIQUE des RECHERCHES sur le METAMORPHISME ALPIN dans le
DOMAINE AUTOCHTONE du MASSIF de l'ARGENTERA - MERCANTOUR.

Les travaux des géologues alpins, tant français qu'italiens, ont mis en évidence l'existence d'un métamorphisme alpin affectant à la fois le socle et la couverture de l'Argentera - Mercantour.

A - Métamorphisme alpin dans le socle de l'Argentera - Mercantour

Confirmant les travaux de A. Faure-Muret (1955), l'étude pétrographique des gneiss de la région étudiée conclut à l'état complètement rétro-morphosé des paragenèses observées dans le socle cristallophyllien. La paragenèse finale est composée essentiellement par le cortège suivant : quartz, séricite, chlorite, albite, calcite.

Décrit en détail dès 1955 par A. Faure-Muret côté français, puis en 1958 côté italien, par R. Malaroda et G. Schiavinato, ce faciès de rétro-morphose fut attribué à l'orogénèse hercynienne au vu des seules déformations du massif cristallin.

Ces paragenèses furent ensuite étudiées dans leur cadre structural par P. Aicard, A. Autran, J. Gérard et J. Lougnon (1968) qui remarquèrent :

- 1°/ leur orientation privilégiée suivant des plans de schistosité de direction alpine,
- 2°/ et la disposition, également synschisteuse, de néogénèses analogues dans les roches permienes.

Ces deux faits, joints à l'étude des minéralisations de la vallée de la Minière, permirent à ces auteurs de conclure à un âge alpin pour les paragenèses de rétro-morphose du socle, pour les néogénèses apparaissant dans les formations du Permien et pour les minéralisations Pb-Zn de la Minière. Un métamorphisme alpin de faible grade, correspondant au tout début de l'épizone, aurait tardivement affecté le socle du massif de l'Argentera - Mercantour.

Enfin, A. Guillaume (1967, 1969) a également observé dans les roches permienes de la région de Fontan, des paillettes de phengite, couchées dans les plans de la schistosité principale et accompagnées, là encore, de quartz, albite, chlorite, et séricite de néogénèse.

25 AOÛT 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

Le métamorphisme alpin serait donc caractérisé dans le socle par des paragenèses de rétro-morphose à quartz, plagioclases et micas, avec localement des minéralisations.

B - Métamorphisme alpin dans la couverture de l'Argentera - Mercantour

Les observations portant sur le métamorphisme alpin et les paragenèses décrites jusqu'à présent sont cantonnées au domaine autochtone constituant la marge interne du massif.

A l'extrémité N W du massif, au voisinage d'Argentera, dans la vallée de la Stura, G. Spezia (1880) a décrit et figuré des cristaux d'albite et de quartz néoformés dans un calcaire fossilifère du Tithonique inférieur.

Au niveau des formations dolomitiques, calcaires et calcaréo-gréseuses de la série autochtone et parautochtone dans la dorsale Montoise (vallée de la Stura di Demonte), R. Malaroda décrit des albites authigénétiques abondantes, en cristaux bien développés (1957, 1967, 1970). Dans cette région, les calcaires sont marmorisés et les marnes transformées en schistes séricito-chloritiques. Les néogènes plagioclasiques apparaissent dans les roches carbonatées du Trias moyen-supérieur, du Jurassique supérieur et du Crétacé; des albites néoformées sont également signalées dans les conglomérats éocènes de l'unité parautochtone du col de Tende. Dans toutes ces formations de la couverture, l'albite fait partie d'une paragenèse à quartz, muscovite, chlorite, séricite, calcite, tourmaline et hématite, paragenèse comparable à celle qui a été précédemment observée dans le socle. Selon R. Malaroda, cet épisode de métamorphisme, qui affecte les structures plissées de l'ensemble de la couverture du domaine autochtone, y compris le Flysch paléogène, serait par conséquent postérieur à l'Oligocène.

Par ailleurs, en accord avec ce géologue italien, J. Vernet (1967b) tend à relier, dans le temps et l'espace, ce métamorphisme à la genèse de la "faille de la Stura"; cette faille passerait dans l'axe de la vallée de la Stura. Pour Vernet, une même cause doit être responsable du métamorphisme dans la couverture et des phénomènes mécaniques contrôlant l'édification des structures du socle.

Plus récemment, R. Campredon (1972) signale, dans les niveaux tectonisés du Nummulitique de la punta Bussaia, des néogènes de quartz, albite, muscovite et calcite.

En conclusion, l'albite néoformée se développerait préférentiellement dans des roches carbonatées : elle serait apparue postérieurement à l'Oligocène. D'autre part, le métamorphisme affectant la couverture de l'Argentera - Mercantour, serait lié aux mécanismes régissant la structuration du socle.

II - NEOGENESES ALBITIQUES dans la COUVERTURE SEDIMENTAIRE du SECTEUR ETUDIE à la TERMINAISON S E du MASSIF de l'ARGENTERA - MERCANTOUR

L'albite est le minéral néoformé le plus fréquent parmi les néogènes observées dans la couverture sédimentaire du domaine autochtone, sur la bordure sud-orientale du massif de l'Argentera - Mercantour. Elle est accompagnée par le quartz, la séricite, la calcite, plus rarement par un mica blanc (muscovite ou phengite) et la tourmaline. Cette albite est plus abondante dans les faciès carbonatés de la série. (Pl. E, photo 3,4,5,6).

La présente étude ne porte que sur les cristaux d'albite néoformés dans la couverture sédimentaire postérieure au Werfénien inférieur.

A - Caractères minéralogiques et gîtologiques des cristaux d'albite néoformés dans les carbonates de la couverture

Le plagioclase se présente avec des caractères tranchés dans les roches carbonatées.

. Dans les échantillons étudiés, la teneur varie d'un affleurement à un autre et en fonction de l'éloignement par rapport aux accidents tectoniques majeurs. En dissolvant les carbonates dans l'acide chlorhydrique étendu, la teneur en albite mesurée pondéralement à partir du résidu, ne dépasse pas 4 % quels que soient la taille et la distribution des cristaux néoformés.

Un échantillon parmi les plus riches en cristaux d'après l'étude au microscope, ne contenait qu'un pourcentage pondéral de 3,45 %,

. Comme dans les calcaires albitifères déjà décrits dans la littérature, l'albite néoformée se présente ici en cristaux de taille variable, généralement micrométriques à millimétriques, de 0,05 à 2-3 mm, exceptionnellement plus,

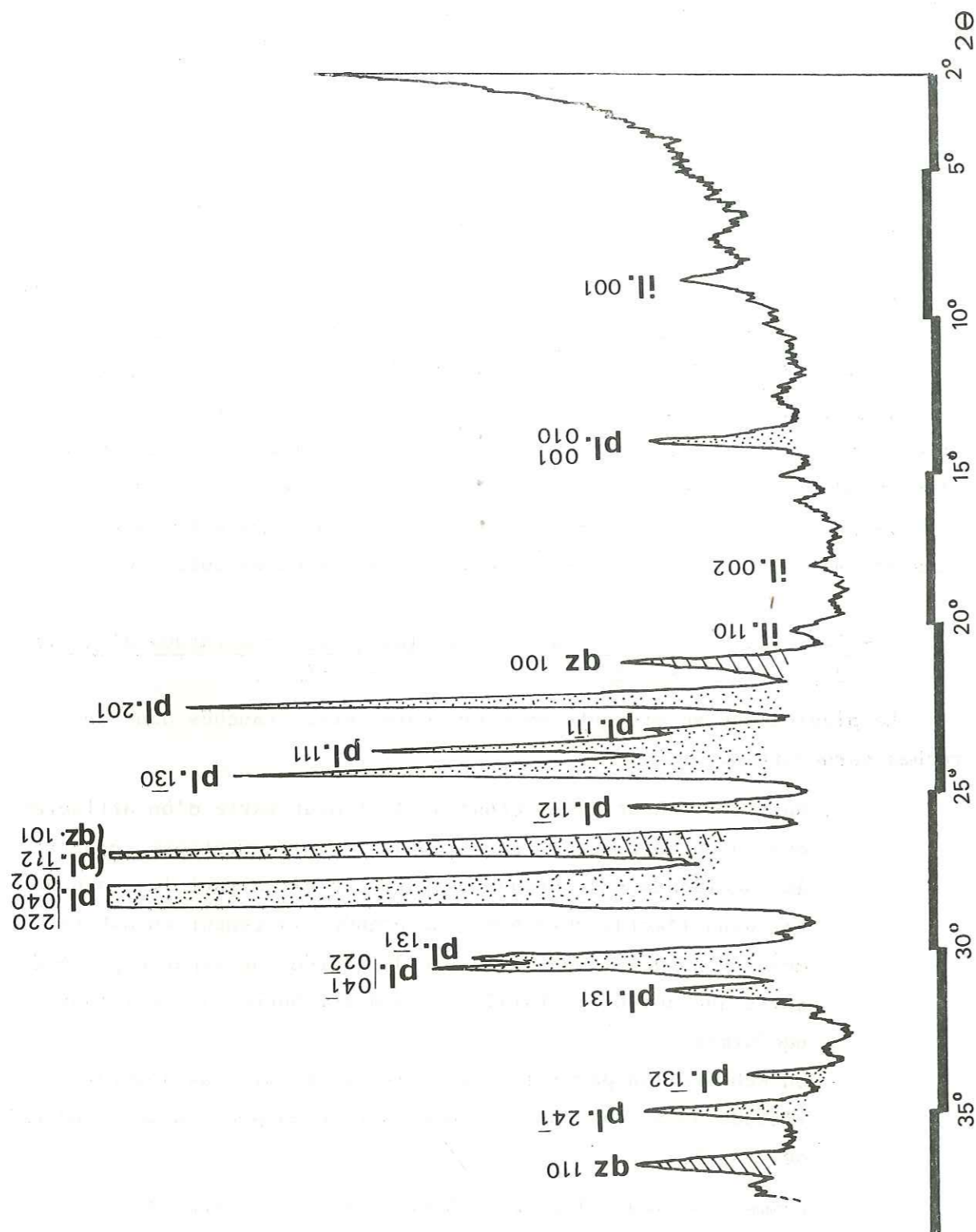


Fig. 81. : Diffractogramme de l'albite néoformée dans la couverture de l'unité de Viève-Valmasque (Ganavé). il.: illite, pl.: plagioclase, qz.: quartz.

Dans l'ensemble, les cristaux ont des faciès bien développés, avec un contour net, mais il existe des exceptions. Les contours des cristaux apparaissent moins rectilignes dans le cas des cristaux alignés dans les plans de schistosité. D'autre part, le bord de croissance de certains cristaux est parfois irrégulièrement indenté : quand les indentations sont en dents de scie avec des limites parallèles aux directions de croissance du cristal, il peut s'agir de défaut de matière au cours de la genèse cristalline; par contre, lorsque le contour est déchiqueté irrégulièrement, il s'agit soit de golfes de corrosion tardive, (cicatrisation par de la calcite claire), soit d'îlots de gangue résistant à la digestion et faisant obstacle à la croissance. (Pl. J, photo 7) .

Les cristaux néoformés sont souvent maclés (macles de l'albite, de Carlsbad et de Roc Tourné) .

Des inclusions charbonneuses sont les plus communes dans les micrites. Les inclusions cristallines existent aussi et sont parfois disposées parallèlement aux contours du cristal, comme l'a noté R. Malaroda (1957). (Pl. J; photo. 7) .

1°/ Analyse diffractométrique de l'albite néoformée (fig. 81).

L'analyse diffractométrique a été effectuée sur le résidu d'attaque à l'acide d'un calcaire riche en cristaux néoformés repérés en lames minces et provenant de la couverture calcaréo-dolomitique jurassique de l'unité de Viève-Valmasque, aux abords du vallon de Consciente (Ganavé). Les cristaux résiduels ont été réduits en poudre.

Le rayonnement monochromatique utilisé est celui de l'anticathode de cuivre à filtre de nickel, d'un diffractomètre PHILLIPS - PW, fonctionnant sous tension de 40 KV et ampérage de 30mA. Cet appareil délivre dans ces conditions 2.10^2 coups/seconde pour une sensibilité de 10 secondes. L'enregistrement final correspond à une vitesse de rotation du goniomètre de $1^\circ/2\theta$ par minute. Le diffractogramme obtenu (fig. 81) indique, outre la présence prépondérante de l'albite, celle de minéraux accessoires à l'état de traces tels que l'illite, correspondant à la nature réelle des paragenèses séricitiques néoformées observées généralement au microscope dans ce faciès, et le quartz, également décelé à l'examen microscopique subordonné au plagioclase.

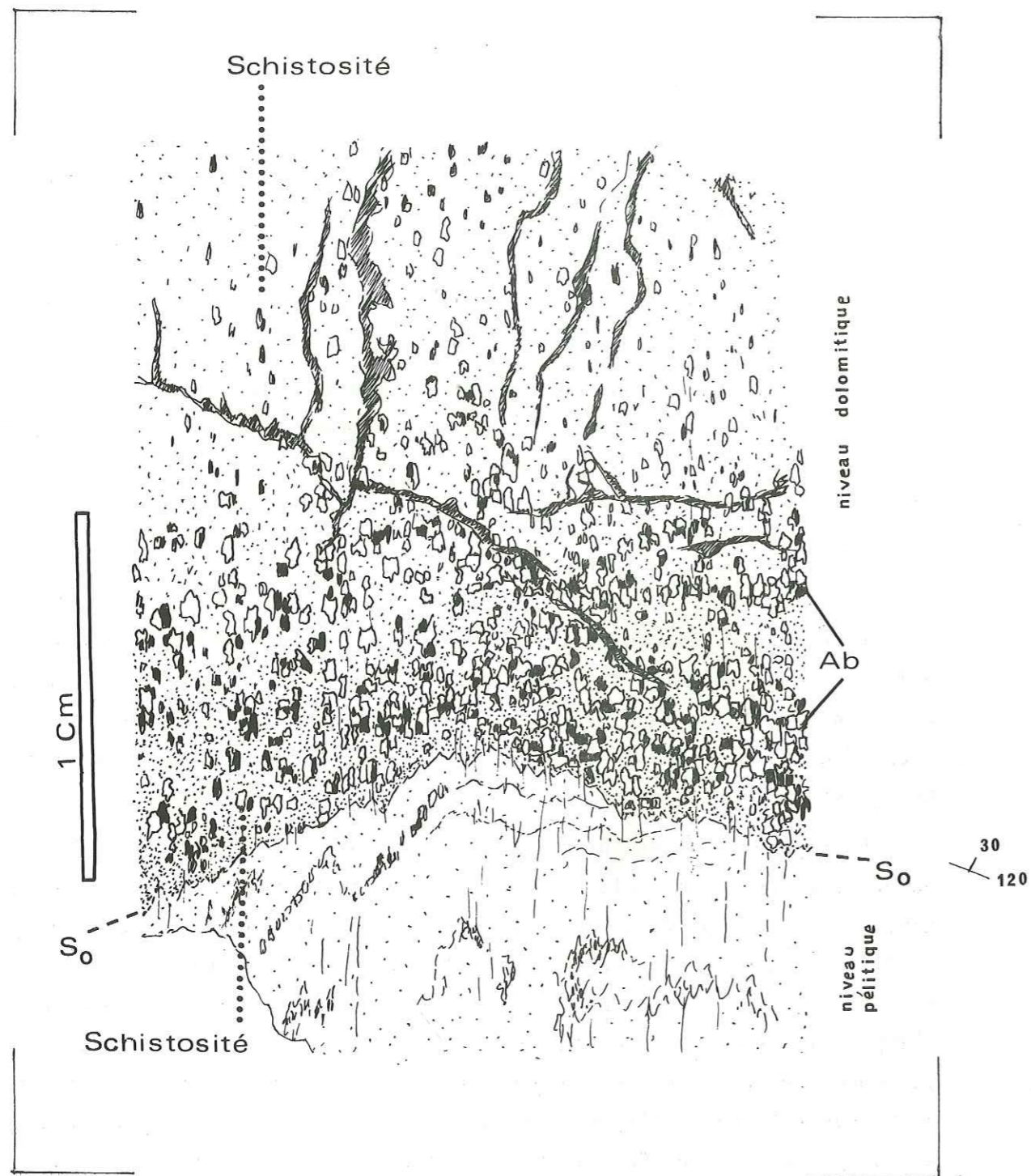


Fig. 82. : Néogenèses albitiques orientées suivant les plans de schistosité dans les niveaux alternants pélitiques - dolomitiques du Werfénien supérieur (Lago del Vei del Bouc).
(d'après photographie de lame mince en LPA)
So : stratification .

L'étude des écarts réticulaires existant entre certains pics sur le diffractogramme du plagioclase, conformément à la méthode élaborée par J. Smith et V. Smith (1956), permet d'en déduire la composition chimique et montre ainsi que le plagioclase néoformé est de l'albite pratiquement pure (2 à 3 % d'anorthite) dont la structure correspond à une genèse dans des conditions de basse température .

Ces caractères minéralogiques tirés de l'analyse des matériaux mercantouriens confirment et précisent les observations antérieures de G. Spezia (1880) et R. Malaroda (1957), portant sur les néogenèses de la bordure nord-orientale autochtone et parautochtone du massif de l'Argentera - Mercantour (régions d'Entracque et d'Argentera).

Ces conclusions sont parfaitement en accord avec les conditions thermodynamiques invoquées par P. Aicard et al. (1968) à propos des minéralisations et des paragenèses de rétro-morphose du socle dans la vallée de la Minière.

2°/ Caractères gîtologiques des cristaux d'albite néoformée :

Les cristaux d'albite sont bien développés dans les calcaires biocritiques, magnésiens à dolomitiques et dans les dolomies ainsi que dans leurs faciès carbonatés triasiques. Ce sont les faciès carbonatés triasiques qui contiennent dans l'ensemble les plus belles néogenèses albitiques. (Pl. I, photo. 1).

Dans la majorité des cas observés, les cristaux d'albite sont répartis de façon quelconque, en texture équante, distribués au hasard dans la matrice micritique, sans orientation privilégiée, ni déformation notable; seules quelques diaclases remplies de calcite sont observées. Toutefois l'albite de néogenèse est parfois orientée de façon préférentielle. (Pl. I photo 4)

Dans la région du Vei del Bouc, la néogenèse albitique a pris naissance au cours de la déformation engendrant l'apparition de la schistosité : les cristaux d'albite sont alors parfaitement alignés dans les plans de schistosité (fig. 82). Localement près du contact anormal de Sabion - Abisso, de tels cristaux apparaissent secondairement écrasés, réorientés dans les roches mylonitisées.

Par ailleurs, certaines micrites montrent des cristaux d'albite concentrés et alignés au niveau des diaclases. Dans les brèches sédimentaires qui jalonnent les contact anormaux les cristaux d'albite sont bien développés à la périphérie ou au contact des éléments remaniés dans la brèche; cantonnés dans la matrice, les cristaux se développent exceptionnellement à cheval sur la matrice et un élément remanié. (Pl. I, photo. 2 - 3).

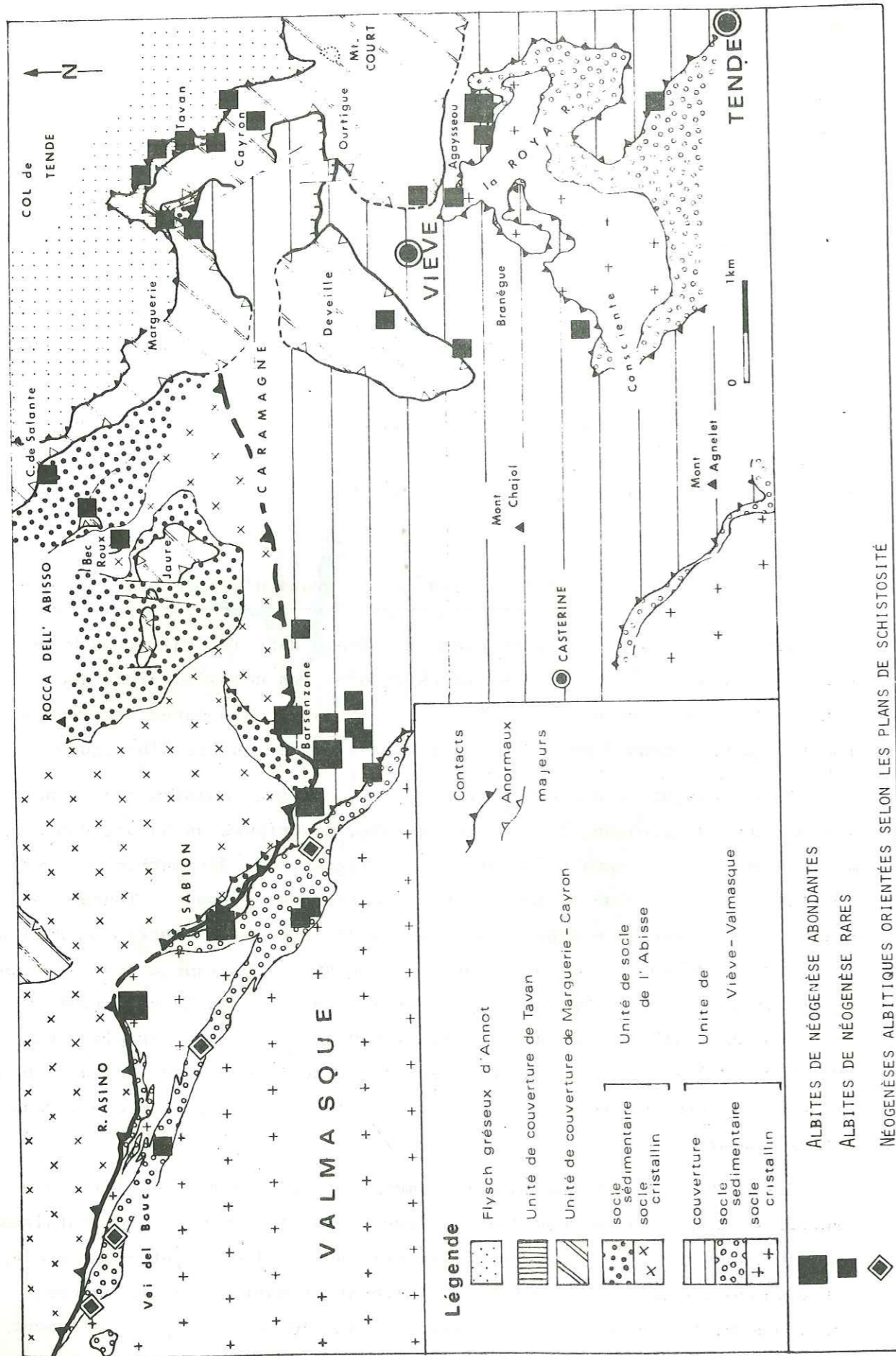


Fig. 83.: Répartition des Néogènes albitiques dans l'édifice structural du domaine étudié.

Il faut donc noter que :

- les cristaux se différencient dans les roches immédiatement après le stade paroxysmal de la compression.
- que toute contrainte, à partir d'un certain seuil d'intensité, pouvant induire une orientation préférentielle, l'albite peut se différencier dans les plans de schistosité;
- postérieurement à la différenciation de l'albite au sein de la roche carbonatée, les cristaux idiomorphes peuvent enregistrer les effets de réajustements tardifs entraînant une déformation suivant leur axe longitudinal, allant de la simple torsion aux cassures avec cicatrisation par de la calcite.

B - Répartition des néogènes albitiques dans le cadre structural de la bordure S E du massif de l'Argentera - Mercantour.

D'après les multiples observations faites sur les lames minces taillées dans les échantillons prélevés dans l'ensemble de la couverture sédimentaire, seuls les points privilégiés, repérés sur le schéma structural ci-joint (fig. 83) contiennent des cristaux néoformés d'albite en pourcentages variables.

Ces néogènes albitiques apparaissent nettement liées aux déformations majeures. L'analyse de leurs sites à l'échelle microscopique et leur localisation structurale permettent de définir trois principaux types :

- 1°/ un premier type de néogène synschisteuse, où les cristaux d'albite, tous orientés suivant les plans de schistosité, sont contemporains d'une même phase de déformation. (Vei del Bouc).
- 2°/ un second type de néogènes est lié aux zones d'intense tectonisation (bréchification ou schistification) à l'intérieur des unités de socle ou des unités de couverture.

Ainsi dans l'unité de socle de la Rocca dell'Abisso, la "zone tectonisée" du mont Bec Roux contient des cristaux d'albite de néogène dans les brèches sédimentaires, récentes et dans les lambeaux de couverture triasique coincés dans les accidents de socle.

De même, dans l'unité "écrasée" de Tavan - Bussaia, les cristaux d'albite sont présents dans les faciès schistifiés du Jurassique supérieur - Crétacé basal, du Crétacé supérieur et du Nummulitique.

3°/ le troisième type de néogenèse est lié aux contacts anormaux majeurs, soit aux contacts couverture/socle, soit aux contacts socle/socle ou socle/couverture.

a) Contact couverture/socle

- . Dans l'unité de Viève - Valmasque, l'albite néoformée apparaît sans orientation privilégiée :
 - d'une part, dans les brèches sédimentaires remaniant les formations werféniennes écrasées et intercalées entre socle et couverture à Agaysseou, aux rochers Saint-Sauveur de Tende et Mayme;
 - d'autre part, dans les dolomies jurassiques et les calcschistes du Crétacé supérieur, dans toute la partie basale de la couverture au niveau du massif d'Agaysseou et dans le vallon de Consciente.
- . Dans les brèches sédimentaires jalonnant la base de la couverture de l'unité de la rocca dell'Abisso, au niveau de la cime de Salante.

b) Contact couverture/couverture

Les néogenèses d'albite sont également présentes localement aux contacts entre les unités ou les éléments de la couverture, par exemple :

- . à la semelle de la couverture de l'unité de la rocca dell'Abisso
 - soit dans les brèches sédimentaires situées à la base du Crétacé supérieur du massif du mont Court, sur les dolomies jurassiques d'Agaysseou;
 - soit dans les calcschistes du Crétacé supérieur de l'unité de Viève - Valmasque affleurant dans la fenêtre de Caramagne, en position subordonnée, sous la couverture de l'unité de la rocca dell'Abisso.
 - soit à la base de la klippe de Deveille, et dans cet élément, au niveau du contact anormal entre les dolomies triasiques et les calcschistes du Crétacé supérieur.

. à la base de l'unité de couverture de Tavan - Bussaia dans les brèches sédimentaires récentes jalonnant le contact de l'unité de Tavan - Bussaia sur l'unité de couverture de Marguerie - Cayron.

. enfin, il faut signaler aussi les néogenèses albitiques abondantes, observées au contact des deux éléments de couverture, écaillés, qui constituent le massif d'Agaysseou.

c) Contact socle/socle ou socle/couverture

C'est aux abords de l'accident de socle de Sabion-Abisso que les néogenèses albitiques les plus riches ont été enregistrées et une nette diminution de la teneur en minéraux néoformés est constatée dès qu'on s'éloigne de cet accident principal :

Les cristaux d'albite apparaissent ici sous l'unité de socle de rocca dell'Abisso, dans la couverture sédimentaire de l'unité de Viève - Valmasque (Trias, Jurassique et Crétacé) ainsi que dans les brèches sédimentaires qui jalonnent l'accident, au col du Sabion et au revers S de la cime de Barsenzane.

Dans ces différents gisements, les cristaux d'albite sont distribués en texture équante et apparaissent surimposés dans certains cas aux textures sédimentaires pré-existantes, niveaux bréchiques ou calcaires grumeleux du Jurassique. Enfin, au pied de la rocca dell'Asino, les dolomies werféniennes présentent des cristaux d'albite de néoformation particulièrement écrasés. Les minéraux de néogenèse sont ici réorientés et affectés par les phénomènes de mylonitisation liés à l'accident de socle de Sabion-Abisso.

En conclusion

. Les néogenèses albitiques observées à la bordure sud-orientale du massif de l'Argentiera-Mercantour sont donc présentes à la fois dans le socle et dans la couverture sédimentaire.

. L'ensemble des rétro-morphoses signalées dans le socle gneissique et des néogenèses et paragenèses observées dans le tégument et la couverture,

souligne le caractère particulier du dernier épisode de métamorphisme enregistré par cette région, cet épisode se place dans des conditions de fortes pressions responsables de la structuration des différentes unités et de basse-température correspondant à la limite de l'authigénèse et de la frange épizonale du métamorphisme.

. Finalement, la répartition géométrique des néogénèses albitiques n'est pas quelconque : les plagioclases néoformés sont distribués de part et d'autre des contacts anormaux entre les différentes unités structurales ou leurs éléments, et induits au sein même de ces unités dans les zones soumises aux contraintes mécaniques les plus intenses.

. Ces néogénèses feldspathiques sont étroitement inféodées au dispositif structural et à son évolution.

Ces minéralisations sont syntectoniques et présentent un caractère polyphasé subordonné à l'évolution structurale de ce domaine.

Elles sont d'âge alpin.

CINQUIEME PARTIE :

CONCLUSIONS

— o — o — o — o —

CONCLUSIONS

L'étude structurale de la terminaison S E du massif cristallin-cristallophyllien de l'Argentera - Mercantour et de ses enveloppes sédimentaires, dans la région de Tende et Viève, fait apparaître :

- La superposition d'une unité de socle occupant une position interne (unité de la rocca dell'Abisso) sur le socle et la couverture d'une unité occupant une position plus externe (unité de Viève - Valmasque).

Cette superposition s'effectue suivant un contact anormal majeur qui se suit cartographiquement vers l'E jusqu'au col de Tende.

- L'intercalation entre l'unité de socle de la rocca dell'Abisso et l'unité parautochtone du col de Tende, de plusieurs unités de couverture.

- . L'unité de couverture de Marguerie - Cayron
- . L'unité de couverture de Tavan - Bussaïa
- . un flysch gréseux.

Ces unités de couverture sont allochtones. Oblitérant l'accident majeur de socle, elles peuvent reposer directement sur l'unité de Viève - Valmasque.

Ces faits conduisent à reconsidérer la notion de "faux autochtone" définie dans ce domaine externe des Alpes méridionales par P. Fallot A. Faure-Muret et M. Lanteaume (voir chap. historique), en effet :

- . Le socle de la rocca dell'Abisso est un élément charrié reposant sur la partie externe du massif de l'Argentera - Mercantour.
- . Les différentes unités de couverture, dont la partie inférieure pouvait être liée à l'origine au socle de la rocca dell'Abisso, sont complètement allochtones.
- . L'allochtonie du flysch paléogène, déjà démontrée dans ce secteur par P. Fallot et M. Lanteaume (1954) , conduit à envisager, en fonction des affleurements situés entre le col de Tende et la Méditerranée (E de Vintimille) le décollement généralisé de l'ensemble du flysch tertiaire de cette région.

L'accident de socle, mis en évidence, ne semble pas limité au secteur d'étude. Son extension vers le N (zone d'écrasement de Fremamorta, bandes mylonitiques en direction de l'accident de Bersezio (fig. 72)), et sa parenté avec d'autres accidents alpins de même style dans tout le massif de l'Argentera - Mercantour (mylonite de Valletta - Mollières) accident de Sespoul - Salèses - Minière, accident de Tortissa), en soulignent le caractère majeur.

Les unités de couverture allochtones semblent en fonction des travaux antérieurs se prolonger en direction N E, vers le Gesso et la Stura. Dans cette région les auteurs ont également montré :

- . Le degré croissant du métamorphisme affectant les unités de couverture de Tende vers Valdieri.
- . La présence d'éléments de socle dans la couverture au niveau du Monte Chiamossero (A. Guillaume, 1962) et dans la dorsale Montoise (R. Malaroda, 1957).
- . L'allochtonie de la couverture sédimentaire du domaine externe sur l'unité d'Aisone, à caractère briançonnais, "coincée" entre cette couverture et le socle (R. Malaroda, 1970).

L'analyse des déformations enregistrées par ce domaine S E de l'Argentera - Mercantour ne permet pas de caractériser les différentes unités de socle et de couverture décrites par la répartition spatiale de ces déformations. Il apparaît, en effet, que toutes les unités semblent avoir subi les mêmes contraintes.

Par contre, la succession chronologique des déformations (fig. 84) montre deux types essentiels de

structures compressives : - des structures plissées
- des structures en écaillage.

- . Le premier évènement tectonique (1) est générateur de plis couchés synschisteux (axe N 120 - 140, déversement S W). C'est une phase de structuration majeure qui affecte profondément le socle de l'Argentera - Mercantour (épimétamorphisme, mylonitisation).
- . Des structures plissées secondaires (2) (axe N 70 - 90, déversement S) affectent ces plis couchés.

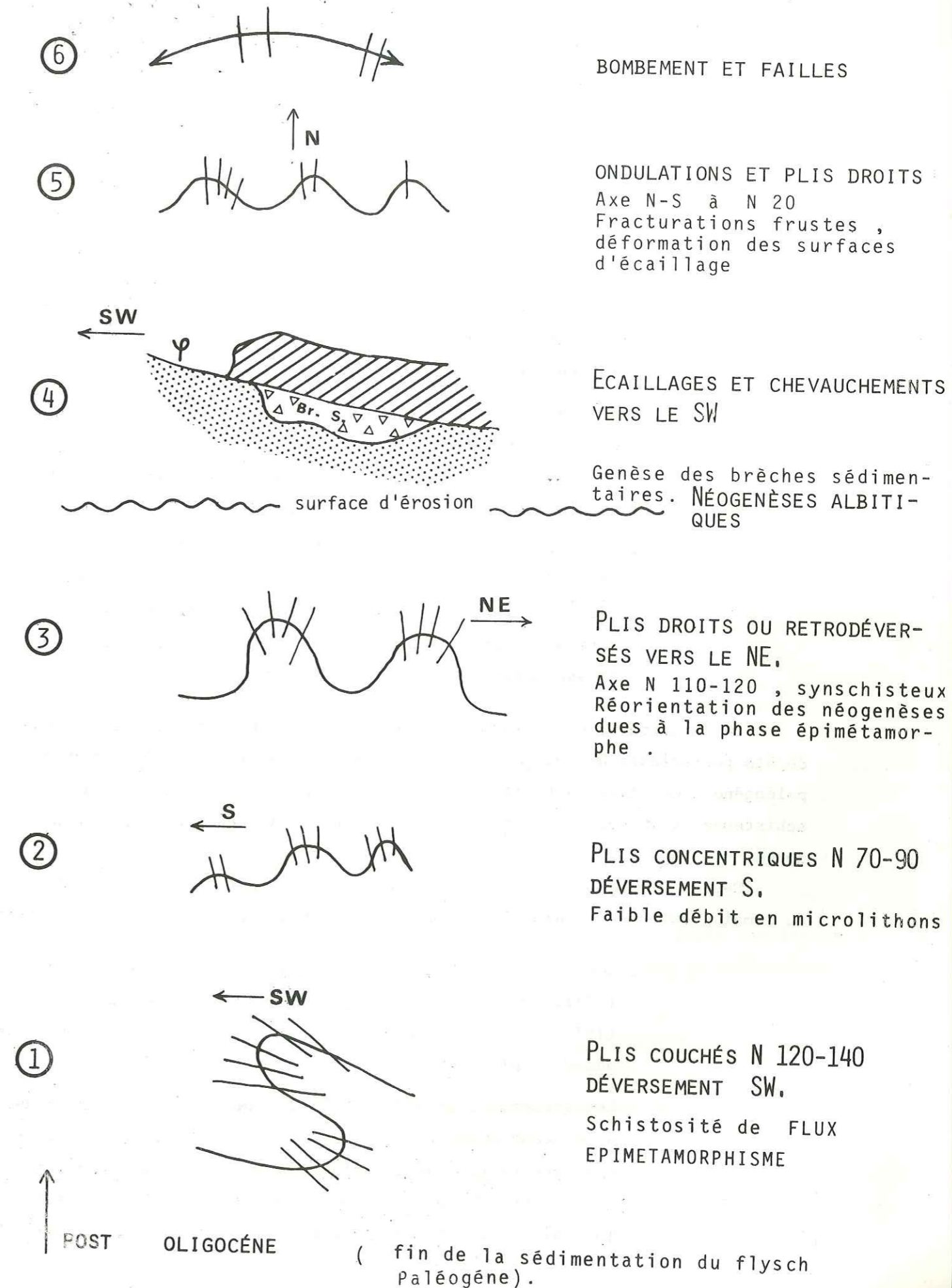


Fig. 84 : Succession chronologique des déformations .

- . L'ensemble de ces déformations est repris dans une troisième phase de plissement synschisteuse (3) (axe N 120, rétrodéversée N E), montrant la réorientation des paragenèses nées lors de la première phase.
- . La phase compressive suivante (4) intervient sur une surface d'érosion, tronquant les structures précédentes. Elle conduit à la mise en place de surfaces d'écaillages et induit le chevauchement majeur de toute la partie interne du socle mercantourien, ainsi que l'allochtonie de toutes les unités de couverture situées à la marge interne du massif.
- . Les derniers mouvements compressifs enregistrés dans ce domaine sont d'amplitude faible (5) Ils produisent des structures plissées subméridiennes, accompagnées d'une faible schistosité de fracture.
- . La surrection du massif de l'Argentera - Mercantour (6) ne se fera qu'ultérieurement. Ce bombement induit une variation dans le plongement d'axe des structures nées lors des dernières phases, et déforme les surfaces de chevauchement.

La datation de ces déformations est rendue difficile par l'absence de dépôts postérieurs à l'Oligocène basal (fin de la sédimentation du flysch paléogène). Ce flysch est affecté par la première phase de plissement synschisteuse et la datation alpine des déformations décrites ne fait aucun doute.

Seul un examen comparatif avec les données recueillies dans l'ensemble du domaine externe des Alpes méridionales permet de proposer le schéma suivant :

- . Les résultats obtenus par C. Grandjacquet et D. Haccard (1971, 1972, 1973) et plus récemment par B. Beaudoin et al., (1977) permettent de proposer le rattachement de la première phase de plissement à la phase Aquitaniennne.
- . Les structures secondaires et tertiaires, dateraient ainsi du Miocène moyen et terminal; en effet la phase de plissement génératrice de structures N 120 rétrodéversées vers le N E est très parallélisable aux plis en retour d'âge Tortonien définis par C. Grandjacquet et D. Haccard (1972).

- . La phase de déformation compressive provoquant les écaillages et le décollement majeur du socle de la rocca dell'Abisso et des unités de couverture plus internes, est d'âge récent, attesté par la présence de brèches sédimentaires non déformées et de surfaces de contact curviplanaires. Elle pourrait correspondre aux phases compressives datées du Pontien et du Pliocène basal par C. Grandjacquet et D. Haccard (1972), ainsi que L. Perez (1976), Bulard et al., (1976) puis Beaudoin et al., (1977).
- . Les ondulations N-S seraient datées, dans ce schéma, du Pliocène moyen; ce qui est en accord avec les observations récentes effectuées dans la région de Digne par B. Beaudoin et al., (1977), dans l'arc de Castellane par R. Campredon et al., (1977 a) et dans l'arc de Nice, où R. Campredon et al., (1977 b) démontrent l'existence, dans des conglomérats pliocènes de déformations en compression au moins jusqu'au Pliocène moyen.
- . Ces observations relèguent à un âge fini-pliocène et début Quaternaire, le soulèvement du massif de l'Argentera-Mercantour. Il serait contemporain des phénomènes de distention mis en évidence par R. Campredon et al. (1977 b) au Pliocène terminal - Villafranchien. En effet, en aucun cas, ce soulèvement ne peut induire les phénomènes de chevauchement décrits, comme le suggèrent L. Perez (1976), Bulard et al. (1976), par une surrection précoce à l'Helvétien.

Quelles que soient les suppositions de ce schéma, il apparaît que les structures compressives majeures (responsables en particulier du chevauchement de socle) sont très récentes et interviennent :

- après les phases de serrage maximal (plissements synschisteux) qu'elles tronquent.
- avant la surrection de l'Argentera - Mercantour qui les affecte.

Leur importance est capitale, puisqu'elles ne sont pas moins responsables de l'allochtonie de la partie interne du massif de l'Argentera - Mercantour et des enveloppes sédimentaires de son revers N E.

BIBLIOGRAPHIE

- ABRARD R., FALLOT P., FAURE-MURET A. (1954) - Observations nouvelles sur le Nummulitique des abords du massif de l'Argentera-Mercantour. C.R. Acad. Sc. Paris., 238 (D), p. 421 - 423.
- AICARD P., AUTRAN A., GERARD J., LOUGNON J. (1968) - Sur l'âge tertiaire syntectonique et synmétamorphique du gisement plombozincifère de Valauria (commune de Tende, Alpes Maritimes). Bull. B.R.G.M., (2), II, 1, p. 5 - 14.
- ARNAUD H., DEBELMAS J., FLANDRIN J., GIDON M., KERCKHOVE C. (1976) - Remarques et réflexions à propos de l'attribution au Néogène d'une partie des cargneules et des gypses alpins. Bull. Soc. géol. France., (7), XVIII, 4, p. 973 - 979.
- BALDACCI L., FRANCHI S. (1900) - Studio geologico della galleria del colle di Tenda (Linea Cuneo - Ventimiglia). Boll. R. Com. geol. italiana, t. XXXI, p. 33 - 87.
- BEAUDOIN B., CAMPREDON R., FRANCO M., GIANNERINI G., GIGOT P., GRANDJACQUET C., HACCARD D., LANTEAUME M., SPINI H., TAPOUL J.F. (1977) - Age et modalités de plissement des chaînes subalpines méridionales. 5^e Réunion. ann. Sc. Terre, Rennes, p. 49.
- BERTRAND L. (1898) - Etude géologique du nord des Alpes Maritimes. Bull. serv. Carte Géol. France, t. IX, n°56.
- BERTRAND L. (1902) - Sur les grandes lignes de la géologie de la partie alpine des Alpes Maritimes. Bull. Soc. Géol. France, (4), III, p. 638 - 656.
- BERTRAND L. (1908) - Sur l'extension originelle probable des nappes de charriage alpines dans les Alpes Maritimes. Bull. Soc. Géol. France, (4), VIII, p. 136 - 143.
- BIANCOTTI A. (1974) - La tettonica della regione circostante il lac des Mesches (estremo sud-orientale del Massiccio dell'Argentera). Atti Rend. Accad. Naz. Lincei, LVI, 3, p. 389 - 396.

- BIANCOTTI A. (1975) - Aspetti geomorfologici del bacino della Beonia. Atti Soc. Ita.Sc. nat. Museo civ. stor. nat. Milano, 116, 1-2, p. 65 - 80.
- BOGDANOFF S. (1973) - Pli pennique et déformations superposées dans la partie Nord-Ouest du massif métamorphique de l'Argentera-Mercantour (Alpes Maritimes). France. 2° Réun. ann. Sc. Terre, Nancy, p. 84.
- BOGDANOFF S., PRUNAC M. (1976) - Tectonique des gneiss et migmatites du massif de l'Argentera (Alpes Maritimes), France - Italie. 4° Réun. ann. Sc. Terre, Paris, p. 59.
- BOUCARUT M. (1967) - Structure du granite de l'Argentera et style tectonique de l'ensemble de ce massif (Alpes Maritimes). C.R. Acad. Sc. Paris, 264 (D), p. 1573 - 1576.
- BOUCARUT M. (1969) - Note préliminaire sur les enclaves des massifs granitiques de l'Argentera - Mercantour (Alpes Maritimes, France). Bull. Suisse Min. et Pétro., 49, 1, p. 77 - 96.
- BOUSSAC J. (1910) - Le Nummulitique de la zone du flysch à l'Est et au Sud-Est du Mercantour. C.R. Acad. Sc. Paris, 150 (D), p. 57 - 59.
- BRAUN - BLANQUET J. (1954) - La végétation alpine et nivale des Alpes françaises. in. Etude botanique de l'étage alpin.
- BULARD P.F., CHAMAGNE B., DARDEAU G., DELTEIL J., GIOAN P., IVALDI J.P., LAVAL F., PEREZ J.L., POLVECHE J. (1975) - Sur la genèse et les structures de l'arc de Nice. Bull. Soc. Géol. France, (7), XVII, 6, p. 939-944.
- CAMPREDON R. (1972) - Les formations paléogènes des Alpes Maritimes franco-italiennes. Thèse, Doctorat d'Etat, Univ. Nice, 521 p.
- CAMPREDON R. (1975) - Stratigraphie des formations paléogènes des Alpes Maritimes franco-italiennes. Bull. Soc. Géol. France, (7), XVII, 6, p. 922 - 929.
- CAMPREDON R., BOUCARUT M. (1975) - Alpes Maritimes, Maures, Esterel. Guides géologiques régionaux, Ed. Masson et Cie, Paris, 175 p.
- CAMPREDON R., FRANCO M., GIANNERINI G., GIGOT P., IRR F., LANTEAUME M., SPINI H., TAPOUL J.F. (1977) - Les déformations de conglomérats pliocènes de l'arc de Nice (chaînes subalpines méridionales). C.R. somm. Soc. Géol. France, 2, p. 75 - 77.
- CAMPREDON R., GIANNERINI G., GIGOT P., LANTEAUME M. (1977) - Analyse structurale de l'arc de Castellane dans la région de la Roque Esclapan. 5° Réun. ann. Sc. Terre, Rennes, p. 127.

- CARON J.M., TRICART P. (1977) - Structures linéaires actuellement transverses (E-W) dans les Alpes occidentales à la latitude du Pelvoux. 5° Réun. ann. Sc. Terre, Rennes, p. 134.
- CAZES P., DELTEIL J. (1976) - La fracturation dans les Alpes méridionales externes. 4° Réun. ann. Sc. Terre, Paris, p. 100.
- CORON S., GUILLAUME A. (1966) - Nouvelles mesures de la pesanteur dans les Alpes Maritimes. C.R. Acad. Sc. Paris, 264 (D), p. 13 - 16.
- DELTEIL J., IVALDI J.P., JULIAN M., POLVECHE J. (1976) - Réflexions sur les affleurements dits "messiniens" dans les Alpes du Sud. Conséquences. 4° Réun. ann. Sc. Terre, Paris, p. 130.
- DE POL C. (1966) - Le anatessiti del monte Ischietto (Massiccio dell'Argentera). Rend. R. Istit. Lombardo Sc. Lett., A 100, p. 77 - 98.
- FALLOT P., FAURE-MURET A. (1954) - La formation à microcodium sur le pourtour de l'Argentera - Mercantour. Bull. Soc. Géol. France, (6), IV, p. 111 - 138.
- FALLOT P., LANTEAUME M. (1955) - Le col de Tende et le bassin du Rio Freddo (feuilles de Tende et du Boréon - partie Est - et de Viève au 1/50 000). Bull. Serv. Carte Géol. France, t. LIII, n°246 B (C.R. Collab., 1954), p. 44 - 75.
- FALLOT P., LANTEAUME M. (1956) - Feuilles Le Boréon (7-8) et Viève (5-6) au 1/50 000. Bull. Serv. Carte Géol. France, t. LIV, n°250 B, (C.R. Collab. 1955), p. 35 - 66.
- FALLOT P., LANTEAUME M. (1956) - Sur les dislocations de la zone du flysch au Nord et à l'Est de Tende. C.R. Acad. Sc. Paris, 242, p. 30 - 34.
- FALLOT P., LANTEAUME M. (1956) - Observations géologiques sur le chaînon du Monte Chiamossero (Italie). C.R. Acad. Sc. Paris, 242, p. 311 - 314.
- FALLOT P., LANTEAUME M. (1956) - Sur la géologie du col de Tende et de ses abords. C.R. Acad. Sc. Paris, 242, p. 586 - 590.
- FAURE-MURET A. (1948) - Sur les dislocations anciennes du massif de l'Argentera - Mercantour. C.R. Acad. Sc. Paris, 224, p. 1099 - 1101.
- FAURE-MURET A. (1949) - Les "rock streams" ou "pseudo-moraines" du massif de l'Argentera - Mercantour. C.R. somm. Soc. Géol. France, (5), XIX, p. 118 - 120.
- FAURE-MURET A. (1955) - Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera - Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. Mém. Serv. Carte Géol. France, Paris, 336 p.

- FAURE-MURET A., FALLOT P. (1954) - Sur le Secondaire et le Tertiaire aux abords Sud-Orientaux du massif de l'Argentera - Mercantour (feuilles de Saint Martin-Vésubie, Tende et Viève au 1/50 000). Bull. Serv. Carte Géol. France, t. LII, n°241, p. 238 - 319.
- FAURE-MURET A., FALLOT P. (1957) - Feuilles Le Boréon, Viève, Saint-Martin-Vésubie et Tende au 1/50 000. Liaisons tectoniques et stratigraphiques. Bull. Serv. Carte Géol. France, t. LV, n°252, p. 189 - 198.
- FAURE-MURET A., FALLOT P., BOLELLI E. (1956) - Sur les accidents alpins de la bordure orientale du massif de l'Argentera - Mercantour. C.R. Acad. Sc. Paris, 243, p. 1813 - 1817.
- FERAUD J., PICOT P., PIERROT R., VERNET J. (1975) - Sur la découverte de scheelite, cassitérite, bismuthinite et molybdénite dans les gîtes à arsénopyrite du massif de l'Argentera. Conséquences métallogéniques et pétrogénétiques. C.R. Acad. Sc. Paris, 280 (D), p. 2179 - 2182.
- FERRARA G., MALARODA R. (1969) - Radiométric age of granite rocks from the Argentera massif (Maritime Alps). Boll. Soc. Geol. Italiana, V. 88, p. 311 - 320.
- FRANCHI S. (1891) - Il Giuraliasico ed il Cretaceo nei dintorni di Tenda, Briga Marittima e Triora nelle Alpi Marittime. Boll. R. Com. Geol. Italia, t. XXII, p. 226 - 239
- FRANCHI S. (1894) - Contribuzione allo studio del Titonico e del Cretaceo nelle Alpi Marittime, eseguito nelle campagne 1891, 1892, 1893. Boll. R. Com. Geol. Italia, t. XXV, p. 31 - 83.
- FRANCHI S. (1907) - Osservazioni sopra alcuni recenti lavori sulla geologia delle Alpi Marittime. Boll. R. Com. Geol. Italia, t. XXXVIII, p. 145 - 170.
- GABERT-DELAY J., JULIAN M., GABERT P. (1969) - Le glaciaire quaternaire des Alpes du Sud. in : Etudes françaises sur le Quaternaire VIII° Cong. Int. INQUA, Paris. Suppl. Bull. A.F.E.Q., p. 15 - 18.
- GRANDJACQUET C., HACCARD D. (1972) - Tectoniques superposées et orientation des accidents principaux dans les Alpes méridionales et l'Apennin. C.R. Acad. Sc. Paris, 274 (D), p. 2845 - 2847.
- GRANDJACQUET C., HACCARD D. (1973) - Mise en évidence de la nature sédimentaire et de l'âge néogène de certaines séries de "cagneules" et de gypses des chaînes subalpines méridionales, implications structurales. C.R. Acad. Sc. Paris, 276 (D), p. 2363 - 2372.
- GRANDJACQUET C., HACCARD D. (1975) - Analyse des sédiments polygéniques néogènes à faciès de cagneules associés à des gypses dans les Alpes du Sud. Extension de ces faciès au pourtour de la Méditerranée occidentale. Bull. Soc. Géol. France, (7), XVII, 2, p. 242 - 259.

- GRANDJACQUET C., HACCARD D., LORENZ C. (1972) - Sur l'importance de la phase aquitanienne dans l'Apennin et dans les Alpes occidentales. C.R. Acad. Sc. Paris, 275 (D), p. 807 - 810.
- GRANDJACQUET C., HACCARD D., LORENZ C. (1972) - Essai de tableau synthétique des principaux événements affectant les domaines alpins et apennins à partir du Trias. C.R. somm. Soc. Géol. France, 4, p. 158.
- GUILLAUME A. (1962) - Nouvelles données sur la géologie de la couverture du massif de l'Argentera - Mercantour entre le Rio Chiesa et le Val Gesso. Conséquences paléogéographiques. Arch. Sc. Genève, 15, 3, p. 573 - 589.
- GUILLAUME A. (1963) - Nouvelles données sur la géologie de l'extrémité Sud-Orientale du massif de l'Argentera (Alpes Maritimes). C.R. Acad. Sc. Paris, 257 (D), p. 476 - 478.
- GUILLAUME A. (1969) - Contribution à l'étude géologique des Alpes liguro-piémontaises. Docum. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, 30, 2 T, 658 p.
- GUILLAUME A., TOUSSAINT J.F. (1965) - Précisions stratigraphiques et microstructurales sur le Permien et le Trias basal de la haute vallée de la Roya (massif de l'Argentera, Alpes Maritimes). C.R. Acad. Sc. Paris, 261 (D), p. 4159 - 4161.
- GUILLAUME A., TOUSSAINT J.F. (1965) - Sur la structure des terrains post-werfèniens de la partie Sud-Orientale de l'Argentera (Alpes Maritimes). C.R. Acad. Sc. Paris, 261 (D), p. 4785 - 4787.
- HACCARD D., LORENZ C., GRANDJACQUET C. (1972) - Essai sur l'évolution tectonogénétique de la liaison Alpes - Apennins (de la Ligurie à la Calabre). Mém. Soc. Géol. Italiana, XI, p. 309 - 341.
- HAUDOUR J., SARROT-REYNAULD J., VERNET J. (1958) - Observations nouvelles sur le houiller et la molliérésite dans le massif du Mercantour et comparaison avec le houiller du dôme de la Mure (Isère). C.R. Acad. Sc. Paris, 274 (D), p. 716 - 719.
- IVALDI J.P. (1973) - Contribution de la thermoluminescence à l'étude des séries "Grès d'Annot". Thèse 3° cycle, Univ. Nice, 163 p.
- JULIAN M., NICOD J., ORENGO C. (1972) - Recherches de morphologie karstique et glaciaire dans le massif du Marguareis (Alpes Maritimes). C.N.R.S., Méditerranée (Aix), 1, p. 81 - 89.
- LABROUSTE Y.H., BALTENBERGER P., PERRIER G., RECK M. (1968) - Courbes d'égale profondeur de discontinuité de Mohorovicic dans le Sud-Est de la France. C.R. Acad. Sc. Paris, 266 (D), p. 663 - 665.
- LANTEAUME M. (1954) - Sur l'âge des lignites de la Roya. C.R. somm. Soc. Géol. France, 5, p. 102 - 103.

- LANTEAUME M. (1962, 1968) - Contribution à l'étude géologique des Alpes Maritimes franco-italiennes. Thèse d'Etat, Univ. Paris. (1962) Mém. Carte Géol. France. (Paris), 405 p. (1968) .
- LAURENTIAUX-VEIRA F., LAURENTIAUX D. (1963) - Découverte d'un insecte Protodonate dans le Permien des Alpes Maritimes. C.R. Acad. Sc. Paris, 257 (D), p. 3018 - 3020.
- MALARODA R. (1957) - Studi geologici sulla dorsale montuosa compresa tra le basse valli della stura di Demonte - e del Gesso (Alpi Marittime). Mém. Istit. Geol. Min. Univ. Padova, 20, 127 p.
- MALARODA R. (1963) - Les faciès à composante détritique dans le crétacé autochtone des Alpes Maritimes italiennes. Geol. Rundschau, 53, p. 41 - 57.
- MALARODA R. (1966) - Mylonites et paléomylonites dans le massif de l'Argentera (Alpes Maritimes). Rend. R. Acad. Lincei, (VIII), XLI, 3-4, p. 155 - 162.
- MALARODA R. (1968) - Atlante delle facies petrografiche del Massiccio cristallino dell'Argentera. Mem. Soc. Geol. Italiana, 7, p. 29 - 36.
- MALARODA R. (1973) - Osservazioni e considerazioni sulla tettonica del cristallino del Massiccio dell'Argentera. (Alpi Marittime). Mém. Istit. Geol. Min. Univ. Padova, XXIX, 25 p.
- MALARODA R. (1974) - Prime osservazioni sulla tettonica ed il metamorfismo in corrispondenza al prolungamento sud-orientale della sinclinale intracristallina lago del Vei del Bouc - Colle del Sabbione (Argentera meridionale). Mém. Soc. Geol. Italiana, 13, 1 p. 319 - 325.
- MALARODA R., SCHIAVINATO G. (1957) - Osservazioni preliminari sui fenomeni di anatessi nel settore italiano del Massiccio dell'Argentera (Alpi Marittime). Boll. Soc. Geol. Italiana, 76, 1, p. 323 - 343.
- MALARODA R., SCHIAVINATO G. (1958) - Le anatessiti dell'Argentera. Rend. Soc. Min. Italiana, A. XIV, p. 249 - 274.
- MALARODA R., SCHIAVINATO G. (1960) - Agmatiti e migmatiti anfiboliche omogenee nel settore meridionale del Massiccio dell'Argentera. Rend. Soc. Min. Italiana, A. XVI, p. 335 - 346.
- MALARODA R., SACCHI R., BORTOLAMI G. (1967) - Guida alle escursioni del 64° congresso della società geologica italiana. Torino - Cuneo - Massiccio dell'Argentera. 10-16 settembre 1967. Arti grafiche Pacini Mariotti, Pisa, 118 p.
- MALARODA R., CARRARO F., DAL PIAZ G.V., FRANCESCHETTI B., STURANI C., ZANELLE E. (1970) - Carta geologica del Massiccio dell'Argentera alla scala 1/50 000 e note illustrative. Mém. Soc. Geol. Italiana, 9, p. 557 - 663.

- MAZERAN R., FERAUD J. (1974) - Sur la thermoluminescence des quartz filoniens à B.P.G.C. du massif de l'Argentera. Mise en évidence du caractère polyphasé de ces minéralisations. C.R. Acad. Sc. Paris, 278 (D), p. 1147 - 1150.
- ORENGO C. (1969) - Etude géomorphologique des vallées de la Minière et de Fontanalbe. D.E.S., Univ. Nice, 102 p.
- ORENGO C. (1973) - Glaciaire et tardi-glaciaire des vallées de la Minière, des Merveilles et de Fontanalbe (Alpes Maritimes). Rev. Geog. alpine, Grenoble, 61, 4, p. 583 - 589.
- OZENDA P. (1950) - Eléments géographiques et endémisme dans les Alpes Maritimes et ligures. Bull. Soc. Bot. France, 77° session extraordinaire (1949) "Alpes Maritimes et Ligures", 97, p. 141 - 165.
- PARETO L. (1833) - Note sur les Alpes de la Ligurie dans le voisinage du col de Tende. Bull. Soc. Geol. France, (1), III.
- PEREZ J.L. (1975) - La zone limite entre l'arc de Nice et l'arc de la Roya (Alpes Maritimes). Observations structurales. Bull. Soc. Geol. France, (7), XVIII, 6, p. 930 - 938.
- PIERROT R., PICOT P., FERAUD J., VERNET J. (1974) - Inventaire minéralogique de la France : Les Alpes Maritimes. B.R.G.M., 168 p.
- PORTIS A. (1898) - Due localita fossilifere nelle Alpi Marittime. Boll. Soc. Geol. Italiana, 17, p. 123 - 164.
- PRUNAC M. (1975) - Analyse structurale dans les gneiss de l'Argentera - Mercantour (bordure S W). 3° Réun. ann. Sc. Terre, Montpellier, p. 312.
- PUPIN J.P., BOUCARUT M., TURCO G., GUEIRARD S. (1969) - Les zircons des granites et migmatites du massif de l'Argentera - Mercantour et leur signification pétrogénétique. Bull. Soc. Fr. Min. Cristallog. 92, p. 472 - 483.
- RECQ H. (1974) - Contribution à l'étude de l'évolution des marges continentales du golfe de Gênes. Tectonophysics. V. 22, 3-4, p. 363 - 375.
- ROCCATI A. (1909) - Il supposto porfido rosso della Rocca dell'Abisso (Alpi Marittime). Alti R. Accad. Sc. Torino, V. 44, p. 773 - 790.
- ROCCATI A. (1911) - La galleria Branego sul tronco Vievola - Tenda della linea ferroviaria Vievola - Ventimiglia - Nizza. Boll. Soc. Geol. Italiana, V. 30, p. 35 - 48.
- ROUSSET C. (1976) - Le retrait des glaciers pendant le post-glaciaire. in : "La préhistoire de France", Ed. C.N.R.S., Paris, T. 2, p. 31 - 34.

- ROVERETO G. (1939) - Liguria geologica. Mém. Soc. Geol. Italiana.
- SACCHI R. (1959) - Geologia della regione a sud-ouest di Vinadio (Massiccio cristallino dell'Argentera). Boll. Serv. Geol. It., 81, 2-3, p. 223 - 256.
- SACCO F. (1906) - Sur l'âge du gneiss du massif de l'Argentera. Bull. Soc. Geol. France, (4), V., p. 484 - 490.
- SACCO F. (1906) - Le sorgenti della galleria ferroviaria del colle di Tenda. Giorn. Geol. Pratica., V. 4, p. 11 - 36.
- SACCO F. (1911) - Il gruppo dell'Argentera. Mém. R. Accad. Sc. Torino, (II), LXI, p. 455 - 516.
- SCHOTT J.J. (1976) - Etude paléomagnétique des grès permien du Sud-Est de l'Argentera - Mercantour. 4° Réun. ann. Sc. Terre, Paris, p. 364.
- SPEZIA G. (1880) - Sul calcare albitifero dell'Argentera (Cuneo). Atti R. Accad. Sc. Torino, 15, p. 785 - 788.
- STURANI C. (1962) - Il complesso sedimentario autoctono all'estremo nord-occidentale del Massiccio dell'Argentera (Alpi Marittime). Mem. Istit. Geol. Min. Univ. Padova, 22, 174 p.
- STURANI C. (1963) - La couverture sédimentaire de l'Argentera - Mercantour dans le secteur compris entre Les Barricate et Vinadio (haute vallée de la Stura di Demonte, Italie). Trav. Lab. Geol. Grenoble, 39, p. 83 - 124.
- TOUSSAINT J.F. (1965) - Nouvelles observations sur la stratigraphie des terrains jurassiques et crétacés de la couverture de l'Argentera au voisinage de Tende. (Alpes Maritimes). Conséquences paléogéographiques. C.R. Acad. Sc. Paris, 261 (D), p. 5561 - 5563.
- TOUSSAINT J.F. (1966) - Tectonique de la couverture Sud-Orientale du massif de l'Argentera - Mercantour entre Fontan et le col de Tende (Alpes Maritimes). Thèse 3° cycle, Paris, 109 p.
- VASLET D., LANTEAUME M., CAMPREDON R., GIGOT P. (1977) - Rôle et importance des chevauchements impliquant le socle et la couverture à la terminaison SE du massif de l'Argentera - Mercantour (Alpes Maritimes). 5° Réun. ann. Sc. Terre, Rennes, p. 454.
- VERNET J. (1959) - Les synclinaux de Trias intérieurs et les structures majeures du soulèvement de l'Argentera (Alpes Maritimes). C.R. Acad. Sc. Paris, 249 (D), p. 1696 - 1698.
- VERNET J. (1959) - Sur les grands traits de la tectonique alpine de la bordure du socle du massif de l'Argentera dans la vallée de la Tinée (Alpes Maritimes). C.R. Acad. Sc. Paris, 249 (D), p. 1780 - 1782.

- VERNET J. (1959) - Sur les grands traits de la tectonique alpine de la bordure du socle du massif de l'Argentera, dans les vallées de la Vésubie et de la Roya (Alpes Maritimes). C.R. Acad. Sc. Paris, 249 (D), p. 1917 - 1919.
- VERNET J. (1961) - Le Trias dans la zone externe des Alpes Maritimes. in : Colloque du Trias. Mém. B.R.G.M., 15, p. 194 - 201.
- VERNET J. (1962) - Sur l'existence probable d'une ride anticlinale du socle, unissant les massifs du Tanneron et de l'Argentera. C.R. Somm. Soc. Geol. France, (7), IV, p. 140 - 141.
- VERNET J. (1963) - Remarques sur le Permien du massif de l'Argentera et du dôme de Barrot. Trav. Lab. Geol. Grenoble, 39, p. 199 - 212.
- VERNET J. (1965) - Sur un décrochement horizontal tardif du socle dans la région méridionale de la zone des massifs cristallins externes. (massif de l'Argentera, Alpes Maritimes). C.R. Acad. Sc. Paris, 261 (D), p. 1358 - 1360.
- VERNET J. (1965) - Problèmes de structures tectoniques et de tectonogenèse dans les Alpes Maritimes. (zones alpines externes). 90° Cong. Soc. Savantes, Nice, T. II, p. 65 - 74.
- VERNET J. (1965) - La zone "Pelvoux-Argentera" : Etude sur la tectonique alpine du socle dans la zone des massifs cristallins externes du Sud des Alpes occidentales. Bull. Serv. Cart. Geol. France, 275, LX, 294 p.
- VERNET J. (1967) - Le massif de l'Argentera. Trav. Lab. Geol. Grenoble, 43, p. 193 - 216.
- VERNET J. (1967) - Données récentes sur la tectonique du massif de l'Argentera. Trav. Lab. Geol. Grenoble, 43, p. 217 - 243.
- VERNET J. (1970) - La faille de l'Incianao et les coulissements du socle dans le massif de l'Argentera. Geol. Alpine, 46, p. 195 - 199.
- VERNET J. (1976) - Sur la nature des rapports de certaines formations continentales néogènes avec des cargneules et du gypse dans les Alpes Maritimes. Bull. Soc. Geol. France, (7), XVIII, 4, p. 981 - 984.
- WESTPHAL M. (1973) - Etudes paléomagnétiques de quelques formations permien et triasiques dans les Alpes occidentales (France). Tectonophysics, 17, 4, p. 323 - 335.
- ZACCAGNA D. (1887) - Sulla geologia delle Alpi occidentali. Boll. R. Cons. Geol. Italia, t. XVIII, p. 346 - 417.

FIGURES HORS - TEXTE

- Carte géologique de la bordure sud-orientale de l'Argentera - Mercantour entre la Valmasque et le col de Tende .
- Carte géomorphologique de la bordure sud-orientale de l'Argentera - Mercantour entre la Valmasque et le col de Tende .
- Schéma structural de la terminaison S E du massif de l'Argentera - Mercantour entre la Valmasque et le col de Tende .
- Coupes schématiques générales .
- Légende des coupes générales .

[Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page]

PLANCHES

PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE - A

Photo. 1 : Aspect microscopique d'un gneiss de l'unité de Viève - Valmasque .
Lago della Vacca (Vei del Bouc) - (X 6 - lumière polarisée) .

Photo. 2 : Aspect macroscopique d'une mylonite de gneiss de l'unité de la
rocca dell' Abisso. Massif de la cime du Sabion - (X 1,5) .

Photo. 3 : Aspect microscopique d'un grès conglomératique schistosé du Permien
(série du Bego) . Unité de Viève - Valmasque . Vallon de Consiente
- (X 6 - lumière polarisée) .

Photo. 4 : Structure plissée synschisteuse dans les gneiss de l'unité de la
rocca dell'Abisso. Rocce dell' Asino - (X 1) .

Photo. 5 : Aspect microscopique de la structure plissée de la photographie 4 .
- (X 6 - lumière polarisée) .

Photo. 6 : Structure plissée synschisteuse dans le Werfénien de l'unité de
Viéve - Valmasque . Colle del Vei del Bouc - (X 1) .

Photo. 7 : Aspect microscopique de la structure plissée de la photographie 6 .
- (X 6 - lumière polarisée) .



1



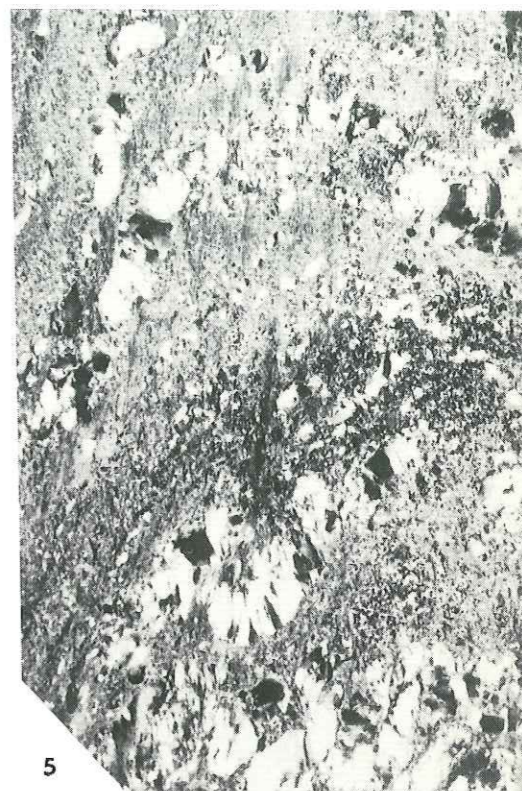
2



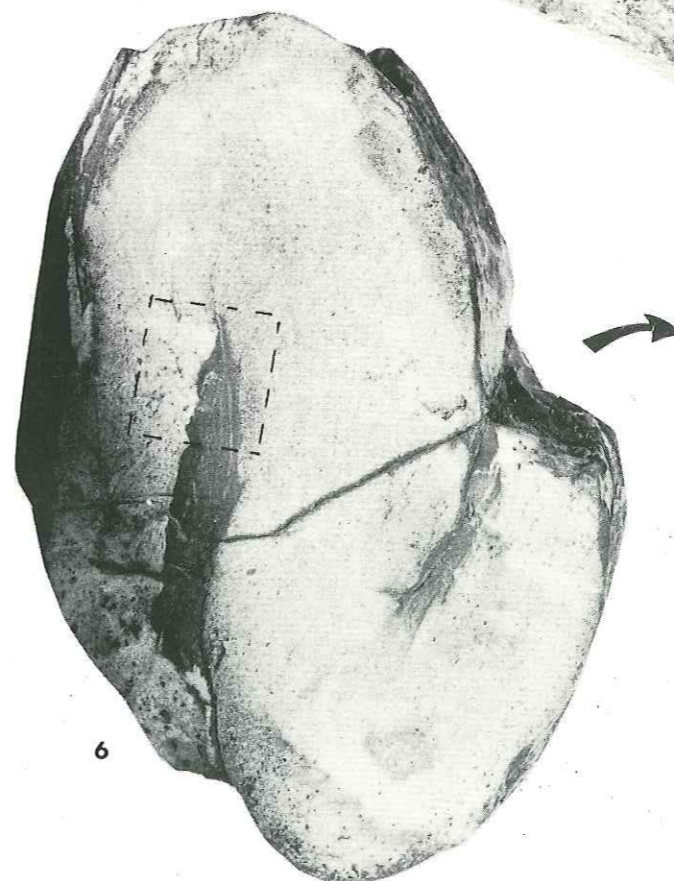
3



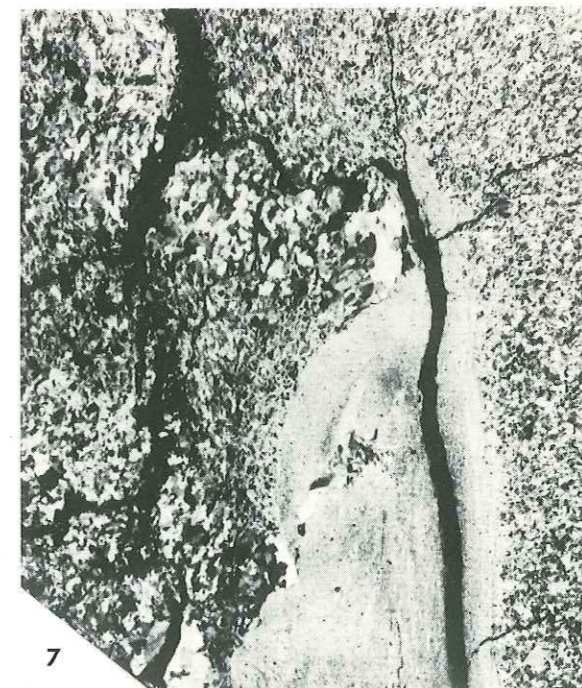
4



5



6



7

PLANCHE - B

Microfaciés de la série carbonatée du massif du mont Agnelet (couverture de l'unité de Viève - Valmasque) .

Photo. 1 : Oomicrosparite en voie de dolomitisation . Trias moyen (?) - (X 13) .

Photo. 2 : Dolomicrosparite à fantômes d'oolithes et de pellesoïdes . Trias moyen (?) - (X 13) .

Photo. 3 - 4 : Conglomérat à éléments roulés de dolomicrite et à éléments anguleux de shales dolomitisés . Trias moyen (?) - (X 11,5) .

Photo. 5 : Biomicrite à bivalves (remplissage géopéte) et ostracodes , en voie de dolomitisation , avec fentes de retrait limitées aux lits micritiques . Trias moyen (?) - (X 13) .

Photo. 6 : Pelmicrite à ostracodes et structures ocellées . Trias moyen (?) - (X 11,5) .

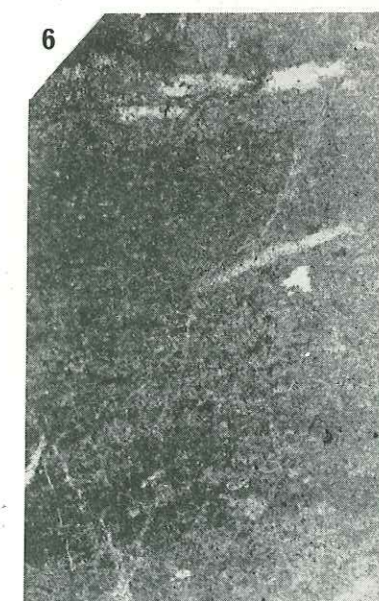
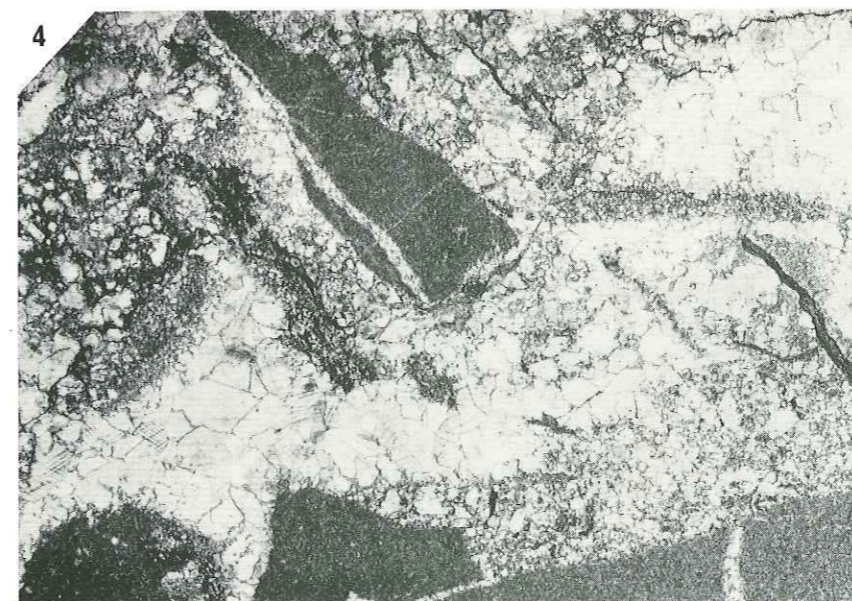
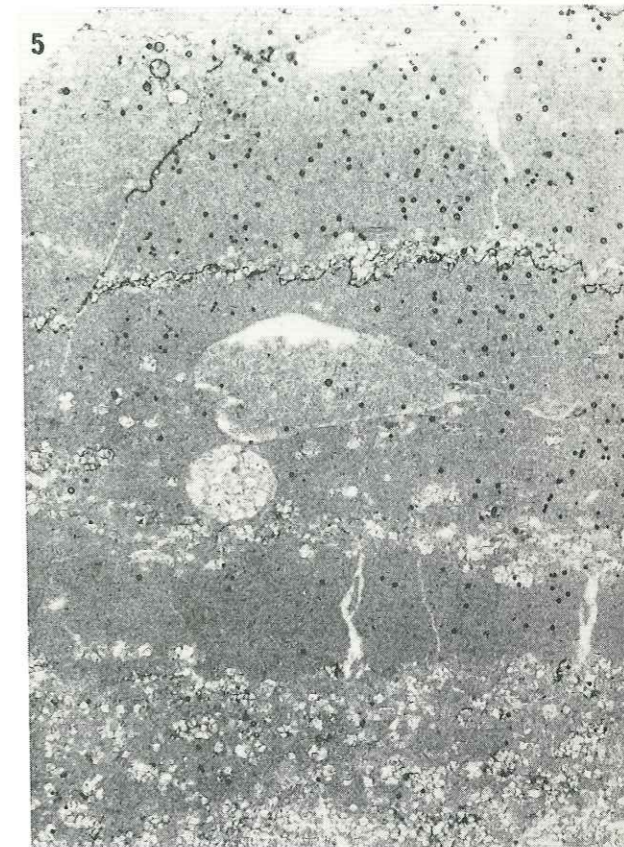
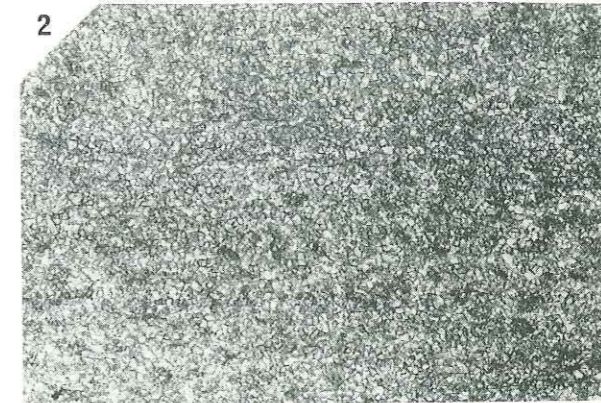
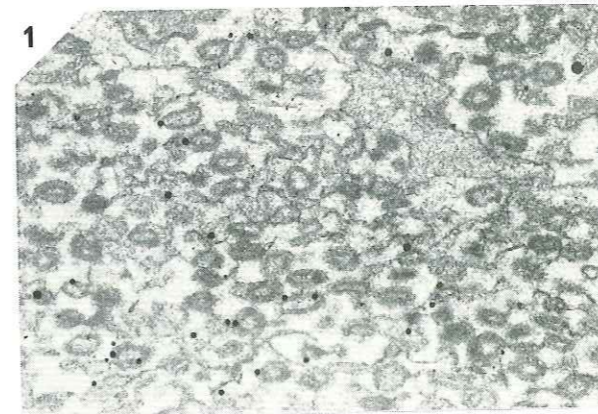


PLANCHE - C

Microfaciés des séries carbonatées des massifs du mont Agnelet et du mont Chajol . Couverture de l'unité de Viéve - Valmasque .

Photo. 1 : Pelmicrite et pelmicrosparite à coprolithes et ostracodes . Trias moyen (?) . Mont Agnelet - (X 11,5) .

Photo. 2 : Dolosparite à fantômes de bioclastes et d'oolithes montrant une dolomitisation tardive affectant en même temps le calcaire et une diaclase cicatrisée par la calcite . Trias moyen (?) . Cime de Gratin - (X 16) .

Photo. 3 : Passage d'une dolomicrite à une dolomicrosparite avec fantômes d'oolithes . Trias moyen (?) . Cime de Gratin - (X 15) .

Photo. 4 - 5 : Pelbiomicrite à saccomidés .

Photo. 4 : Belle section d'article de *Saccocoma* .

Photo. 5 : Sections de *Saccocoma* sp. , *Globochaete alpina* (à gauche) et calpionelles .

Jurassique supérieur , Cime de Gratin - (X 16) .

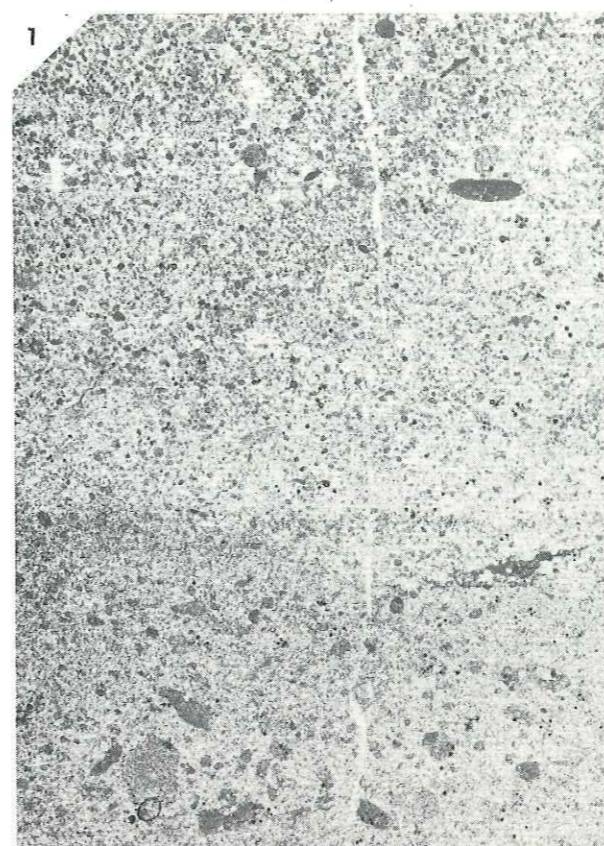


PLANCHE - D

Microfaciés des séries carbonatées du massif du mont Chajol . Couverture de l'unité de Viéve - Valmasque .

Photo. 1 : Cristaux de dolomie résiduelle dans un chert . Jurassique supérieur .
Roc Gay - (X 16) .

Photo. 2 : Dolosparite à fantômes d'oolithes . Trias moyen (?) . Vallée de la Morte .
(X 16) .

Microfaciés des séries carbonatées du massif d'Agaysseou . Couverture de l'unité de Viéve - Valmasque .

Photo. 3 : Dolosparite à fantômes de bioclastes et d'oolithes montrant des cristaux d'albite de néoformation . Trias moyen (?) - (X 13) .

Photo. 4 : Brèche à éléments dolomitiques et à éléments de néoformation dans la matrice . Trias moyen (?) - (X 13) .



PLANCHE - E

Microfaciés des séries carbonatées de la région de Viéve - Tende .
Couverture de l'unité de Viéve - Valmasque .

Photo. 1 : Pelbiomicrite bioturbée à *Saccocoma* sp. , *Globochaete alpina* et calpionelles . Jurassique supérieur - Berriasien . Rochers d'Arimonde - (X 13) .

Photo. 2 : Pelbiomicrite à grains phosphatés , débris de mollusques , spicules d'éponges et calpionelles . Jurassique supérieur - Berriasien . Granges d'Agaysseou - (X 13) .

Photo. 3 - 4 - 5 : Cristaux d'albite de néoformation cantonnés dans les tests carbonatés de la lumachelle de Ganavé . Jurassique . Ganavé , vallon de Consciente - (X 16) .

Photo. 6 : Lumachelle à débris de bivalves et cristaux d'albites néoformées , (cf. photographies 3 - 4 - 5) . Jurassique . Ganavé , vallon de Consciente - (X 11,5) .

Microfaciés des séries carbonatées du massif du mont Deveille .

Photo. 7 : Brèche à éléments de micrite à tintinnoïdiens . Jurassique supérieur . Granges Erede - (X 16) .

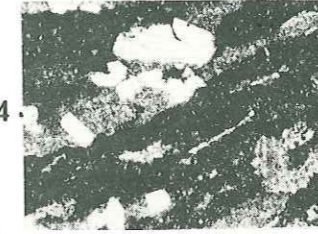


PLANCHE - F

Microfaciés des séries carbonatées de l'unité de couverture de Marguerie-
Cayron .

Photo. 1 : Pelmicrite à passées détritiques avec grains phosphatés et traces
de bioturbation . Trias moyen (?) . Massif du fort de la Marguerie
- (X 11,5) .

Photo. 2 : Pellosparite avec spastolithes et plusieurs générations de diaclases.
Trias moyen (?) . Massif du mont Deveille - (X 15) .

Microfaciés des séries carbonatées de la couverture de l'unité de Viève -
Valmasque .

Photo. 3 : Pelmicrite litée à ostracodes . Trias moyen (?) . Massif de Gratin -
(X 11,5) .

Photo. 4 : Alternance de micrite et sparite schistosée . Trias moyen (?) . Colle
del Vei del Bouc - (X 11,5) .

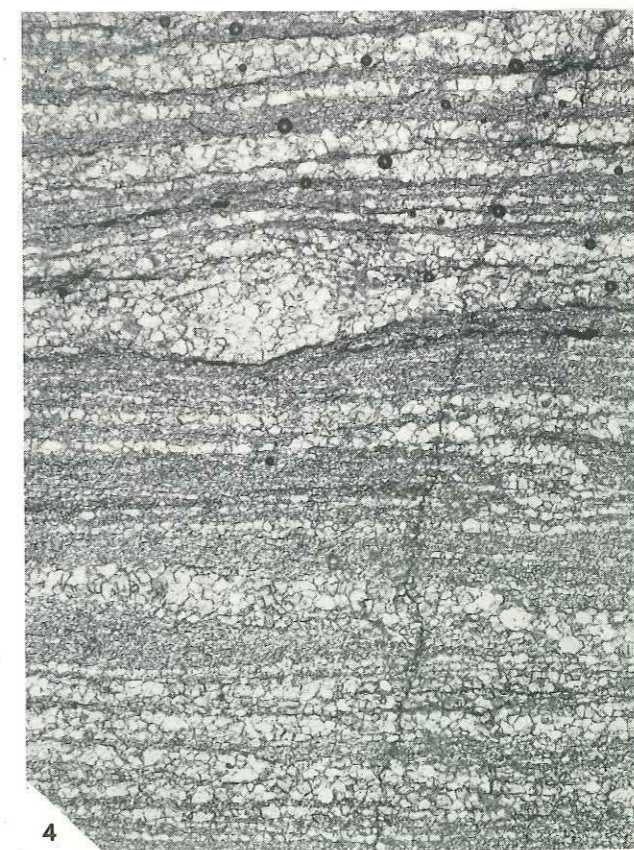
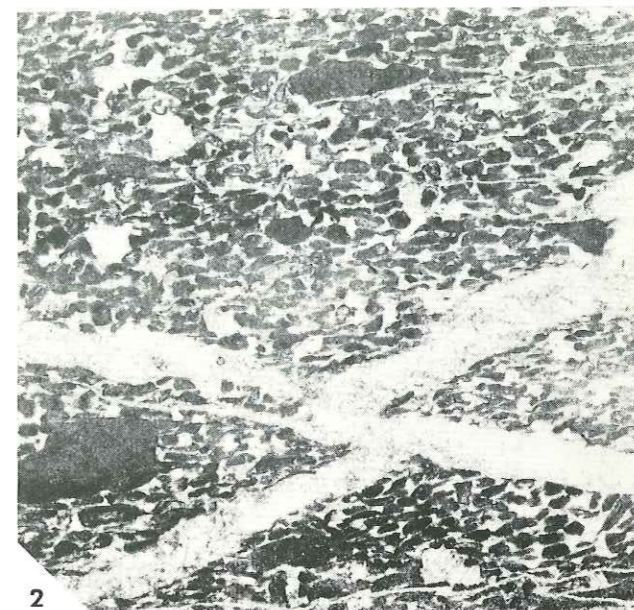


PLANCHE - G

Microfaciés des séries carbonatées de l'unité de couverture de Tavan -
Bussaïa .

Photo. 1 : Grés à ciment carbonaté avec bélemnites corrodées, écrasées et lithoclastes à *Globigerinoïdes* . Albien . Vallon de Tavan. - (X 11,5).

Microfaciés des séries crétacées de la couverture de l'unité de Viève -
Valmasque .

Photo. 2 : Brèche à éléments phosphatés contenant des *Globigerinoïdes* et des spicules d'éponges . Albien . Ferme de Brégatin , Caramagne - (X 13).

Photo. 3 : Grés fin à grains de quartz non usés , bien classés et traces de bioturbation . " Gault " . Ferme de Brégatin , Caramagne - (X 13) .

Photo. 4 : Calcschistes plissotés à foraminifères planctoniques . Crétacé supérieur . Massif de Gratin - (X 16) .

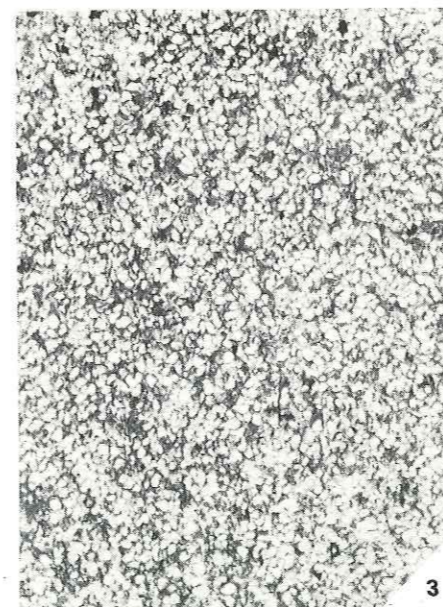
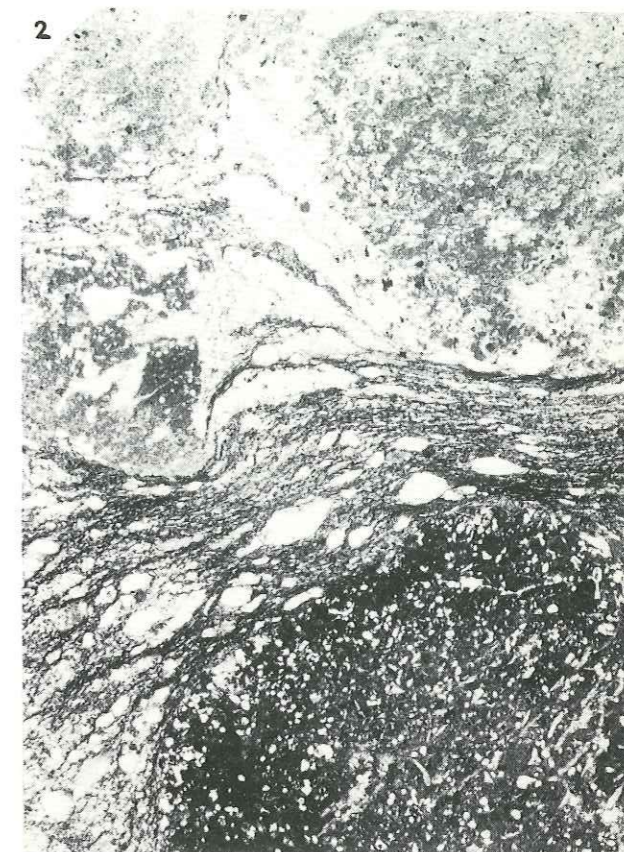


PLANCHE - H

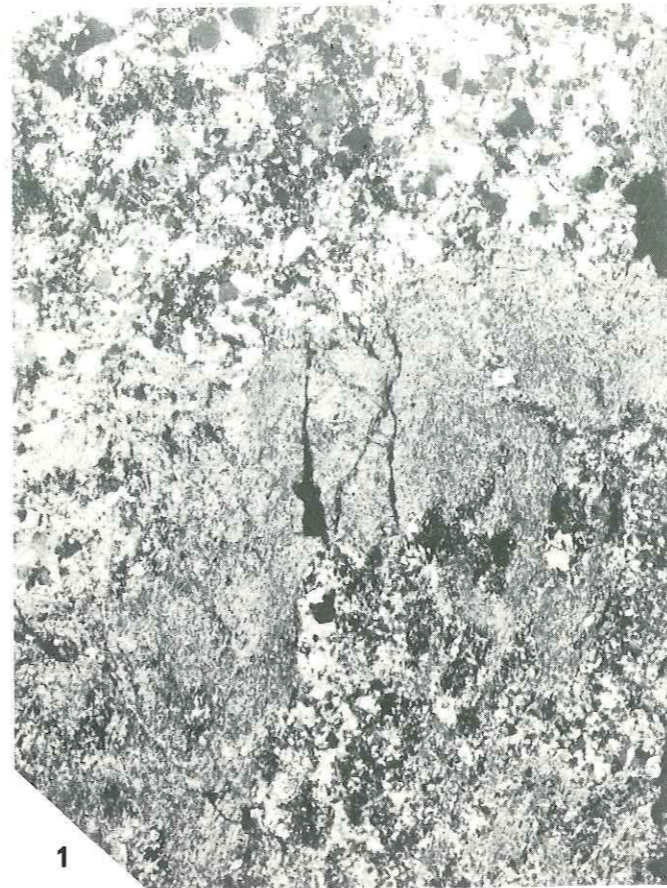
Photo. 1 : Aspect microscopique de niveaux pélitiques et dolomitiques écrasés.
Wefénien . Station de chemin de fer de " Vievola " . Unité de Viève-
Valmasque - (X 6 - lumière polarisée) .

Microfaciès de brèches sédimentaires .

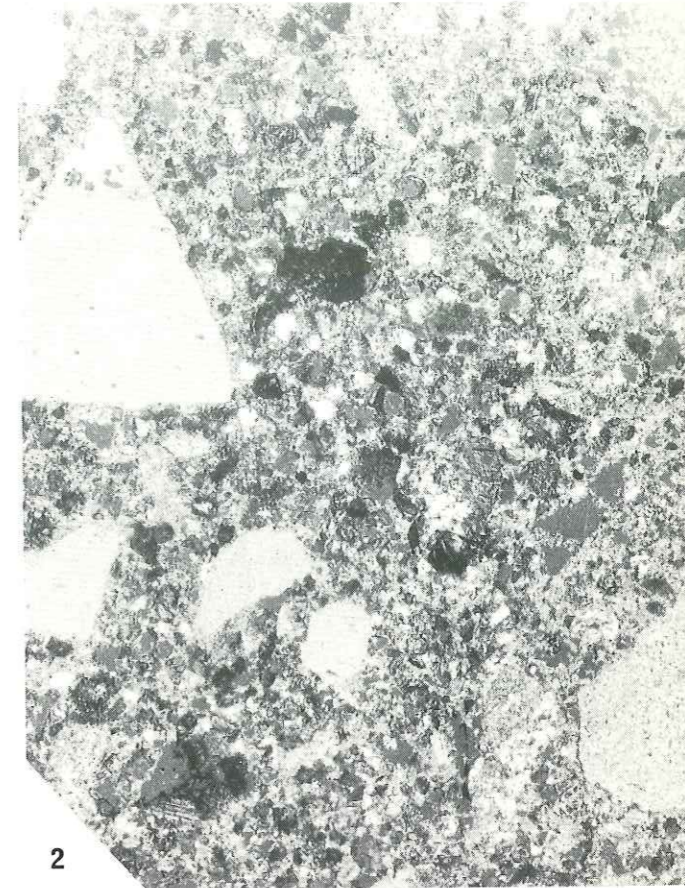
Photo. 2 : Brèche sédimentaire polygénique à ciment calcaire recristallisé et
éléments anguleux de gneiss , quartzites , dolomies ... Vallon d'
Ourtigue - (X 6 - lumière polarisée) .

Photo. 3 : Détail du contact entre un élément calcaire plurimétrique tectonisé
et sa matrice dolomitique recristallisée . Versant S. du mont Agnelet
- (X 6 - lumière polarisée) .

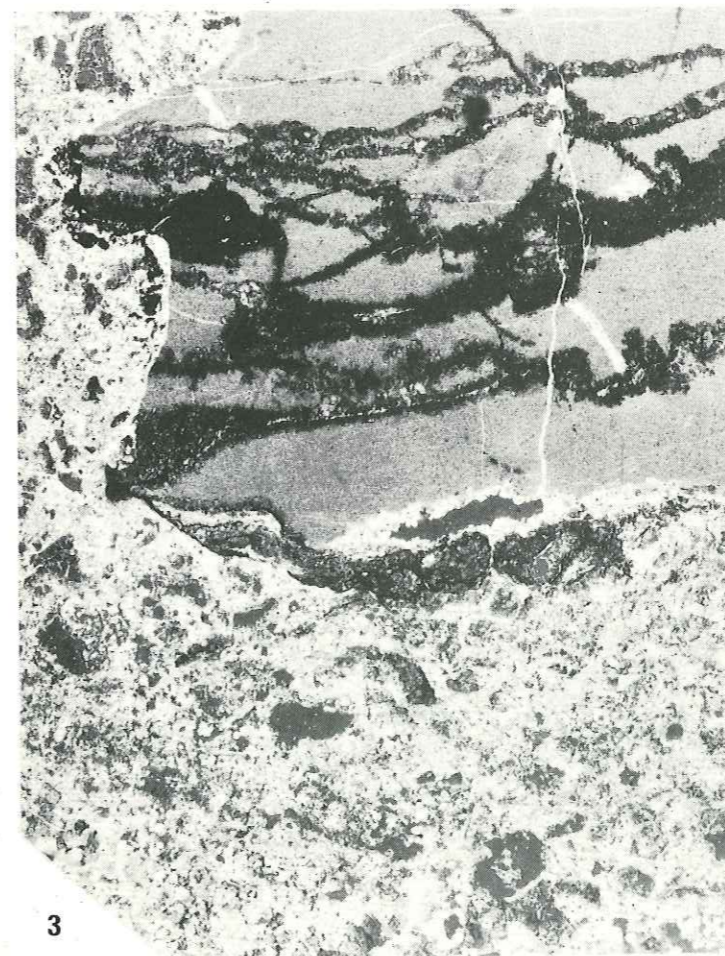
Photo. 4 : Brèche sédimentaire polygénique à matrice fine calcitique non déformée
et à éléments cristallins écrasés et dolomitiques recristallisés .
En haut à gauche : Élément constitué par un micropli synschisteux .
Barre du Sabion - (X 6 - lumière polarisée) .



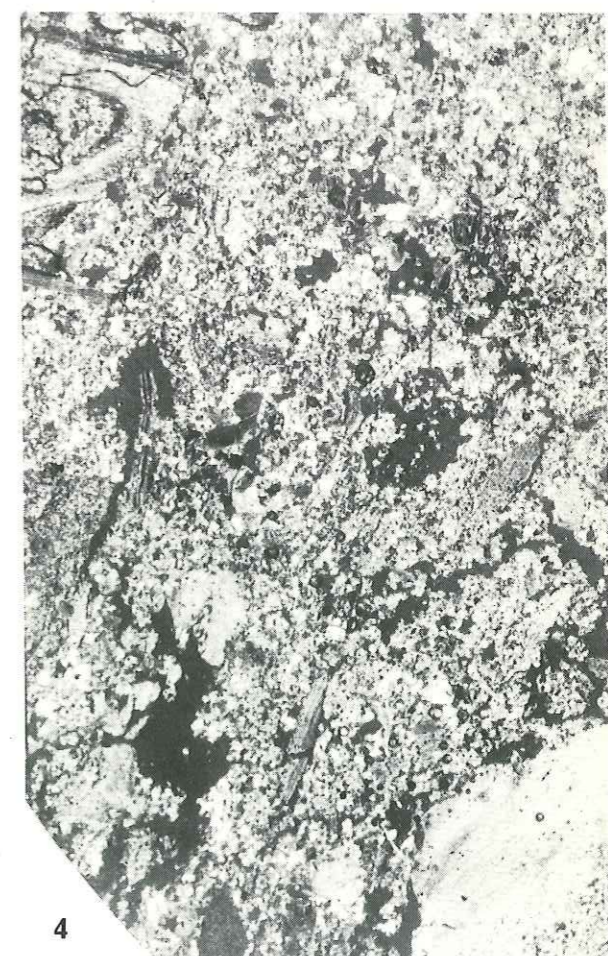
1



2



3



4

PLANCHE - I

Néogenèses albitiques .

Photo. 1 : Distribution en ordre quelconque des cristaux de néoformation .
Crétacé supérieur du massif du mont Court , à proximité du contact
avec le massif d'Agaysseou - (X 11,5) .

Photo. 2 : Ségrégation des cristaux dans la matrice des brèches . Trias moyen (?) .
Rocher de la Masquette , Viève . Zone de contact entre la couverture
de l'unité de Viève - Valmasque et le socle de l'unité de Viève -
Valmasque . (X 11,5) .

Photo. 3 : Ségrégation des cristaux dans les diaclases . Même localisation que
la photographie 2 - (X 11,5) .

Photo. 4 : Distribution des cristaux dans les plans de schistosité . Crétacé
inférieur . Versant S. de la cime de Barsenzane . Zone de contact
entre l'unité de socle de la rocca dell'Abisso et la couverture de
l'unité de Viève - Valmasque - (X 11,5) .

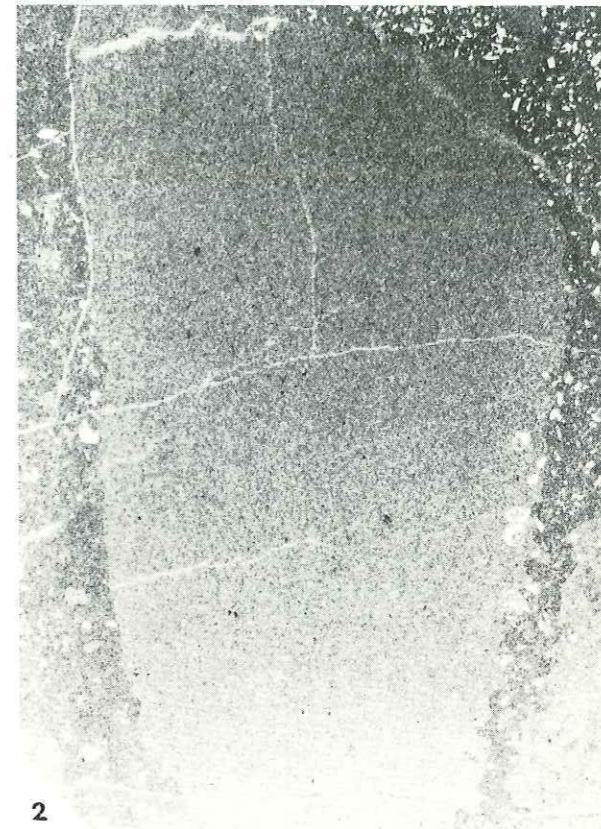
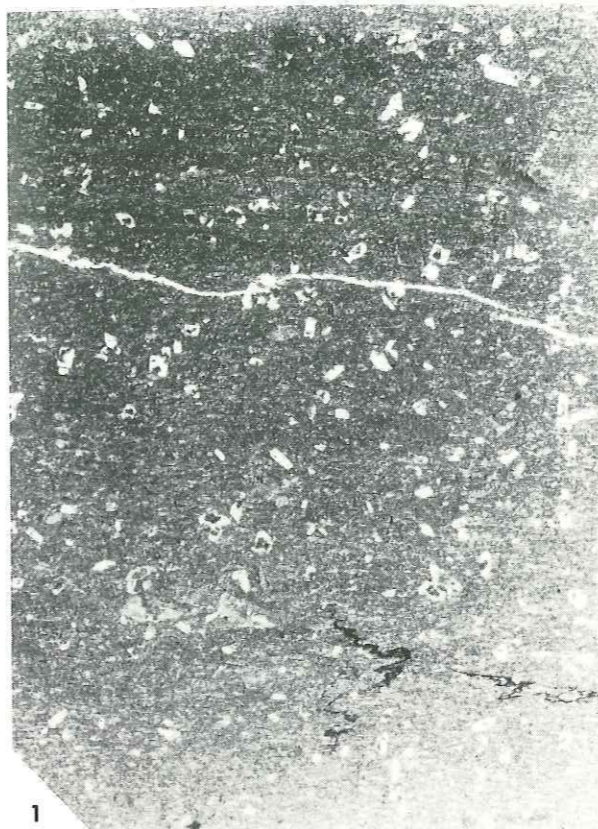


PLANCHE - J

Cristaux d'albite de néoformation .

Lumière polarisée .

Ganavé (vallon de Consciente) .

Photo. 1 : Cristaux simples d'albite - (X 12) .

Photo. 2 a - b : Mâcles de l'albite - (a: X 12 , b: X 35) .

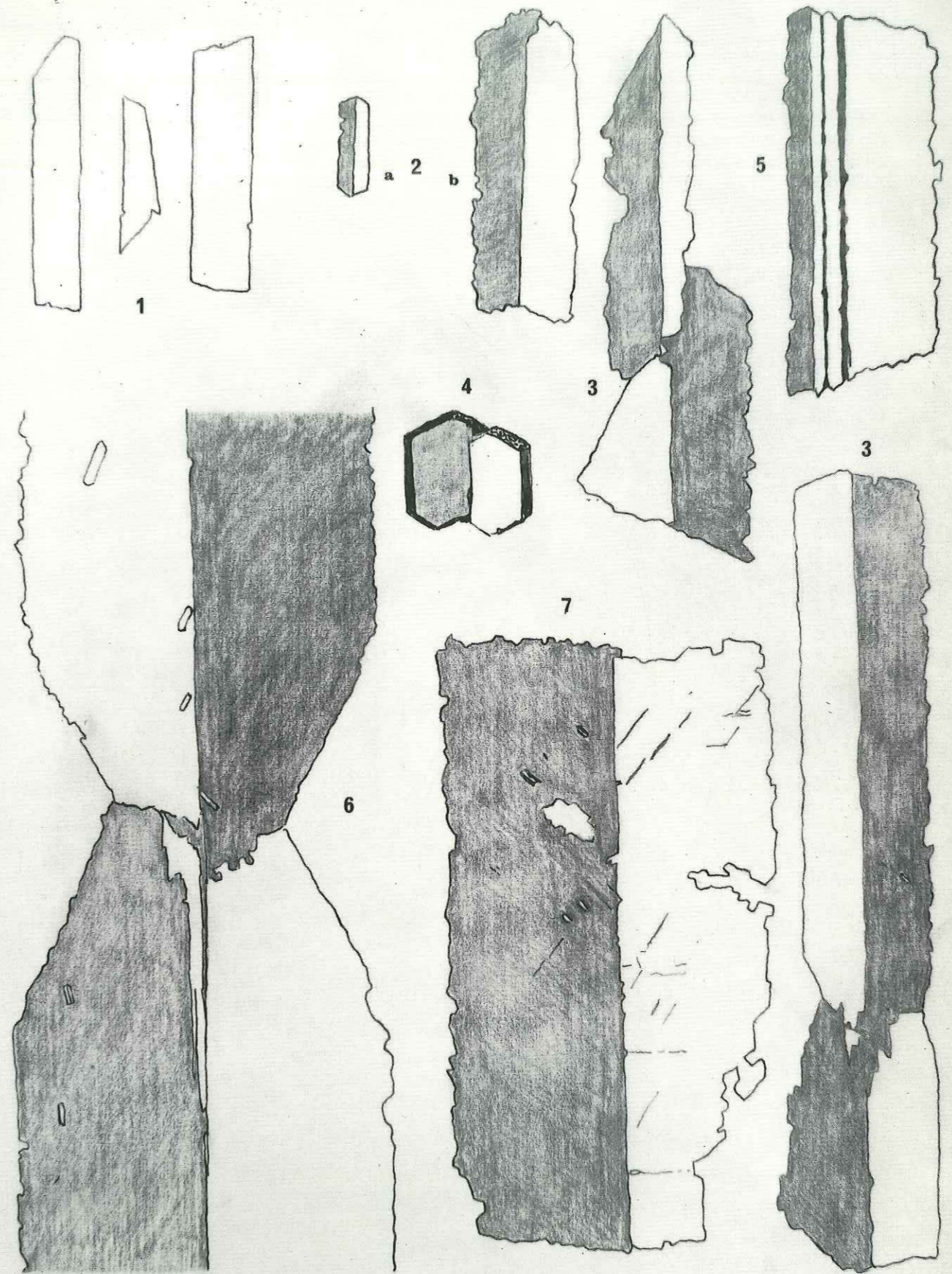
Photo. 3 : Mâcles de Roc-Tourné - (X 40) .

Photo. 4 : Mâcle de Carlsbad - (X 15) .

Photo. 5 : Mâcle polysynthétique - (X 35) .

Photo. 6 : Détails de la mâcle de Roc-Tourné - (X 40) .

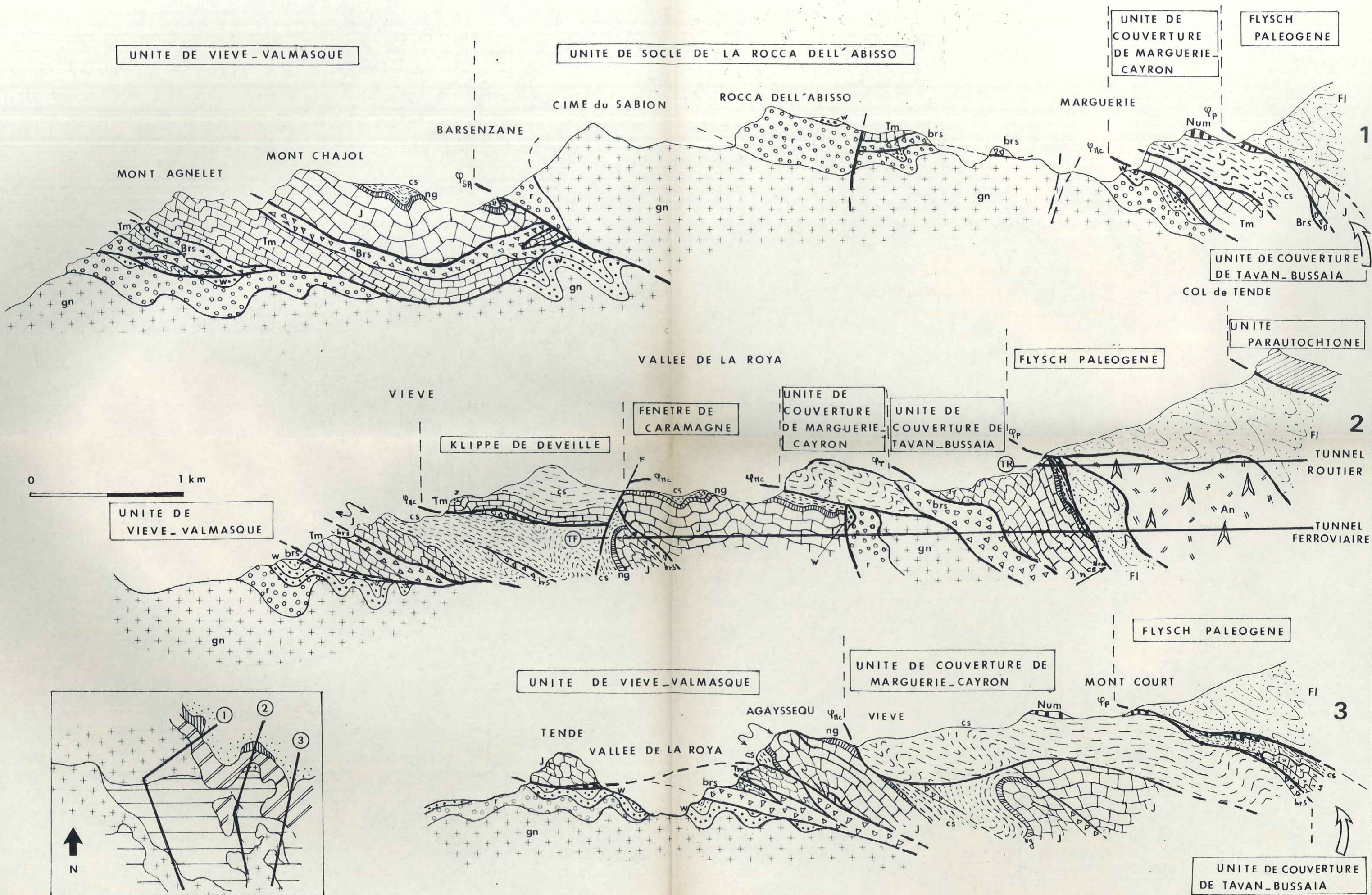
Photo. 7 : Détails de la mâcle de l'albite : contours échancrés , inclusions
- (X 40) .



(Dessins M. Rioult) .

S

N



27 FEV. 1978











LEGENDE

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE
et MÉDICALE de GRENOBLE
INSTITUT DOLOMIEU
Rue Maurice-Gignoux
38 - GRENOBLE

DES COUPES SCHÉMATIQUES GÉNÉRALES .

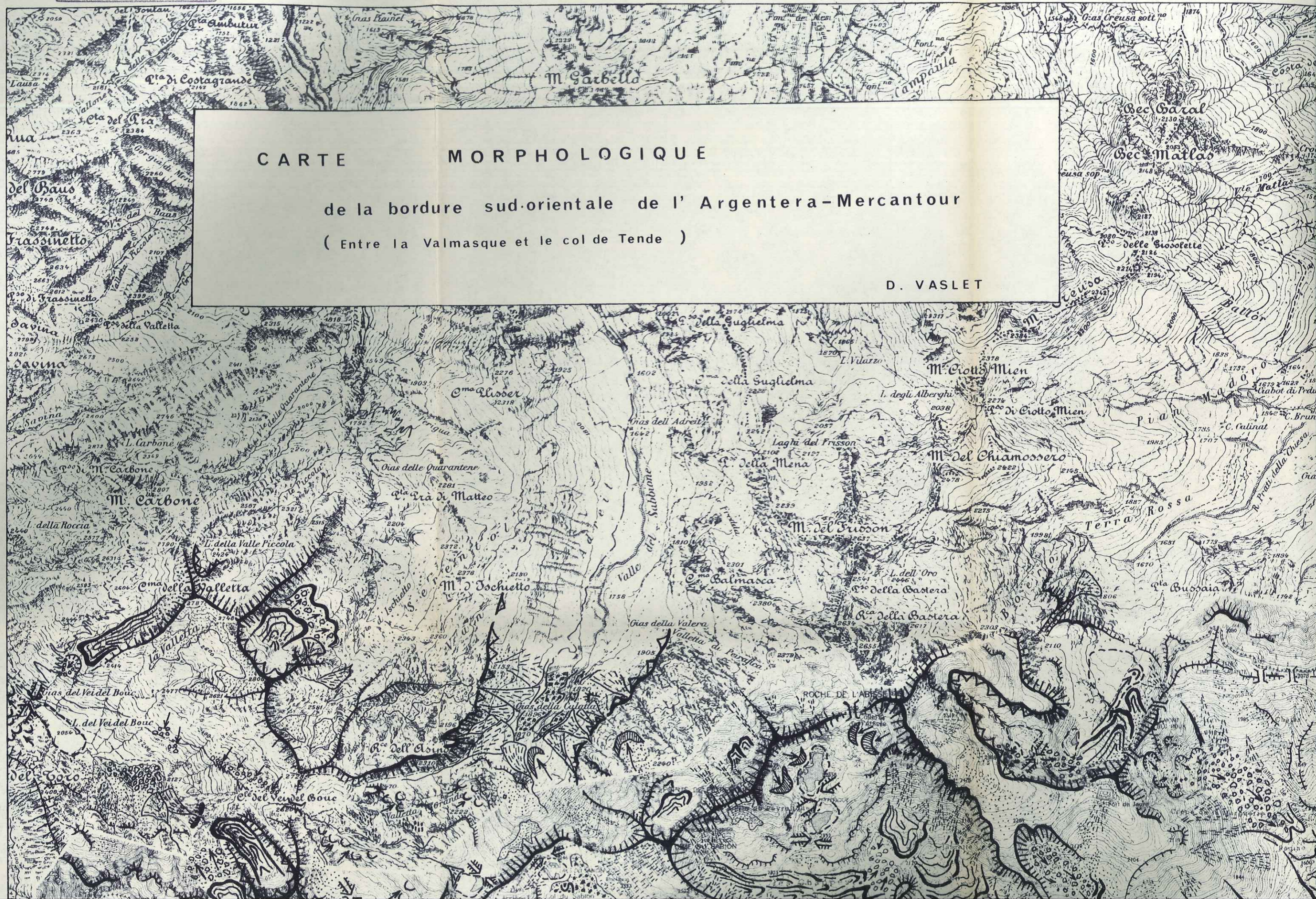
TR : Tunnel routier du col de Tende
TF : Tunnel ferroviaire du col de Tende

φ_P Accident de Pernante
 φ_T Accident de Tavan
 φ_{MC} Accident de Marguerie - Cayron
 φ_{SA} Accident de Sabion - Abisso

	BrS	: Brèches sédimentaires
	FL	: Flysch paléogène
	num	: Nummulitique
	Cs	: Crétacé supérieur
	ng	: Néocomien et Gault
	J	: Jurassique
	Tm	: Trias moyen
	W	: Werfénien
	r	: Permien
	gn	: Gneiss

encart : localisation des coupes sur l'esquisse structurale .

27 FEV. 1978



IQUE

de l'Argentera-Mercantour

ende)

D. VASLET





LEGENDE

● STRUCTURES

- Faille
- Escarpement de ligne de faille
- Axe synclinal
- Contact anormal

● FORMES DES VERSANTS

- Escarpement
- Crête aigüe symétrique
- Ensellement
- Versant rocheux abrupt
- Versant rocheux ruiniforme
- Chicot rocheux

● ACTION DES EAUX

- Solifluxion

● FORMES GLACIAIRES

- Auge glaciaire
- Cirque glaciaire
- Surface raclée à roches moutonnées

- Surface raclée à fissures nettoyées

- Omblig
- Verrou
- Verrou en barre

● DEPOTS GLACIAIRES

- Moraine

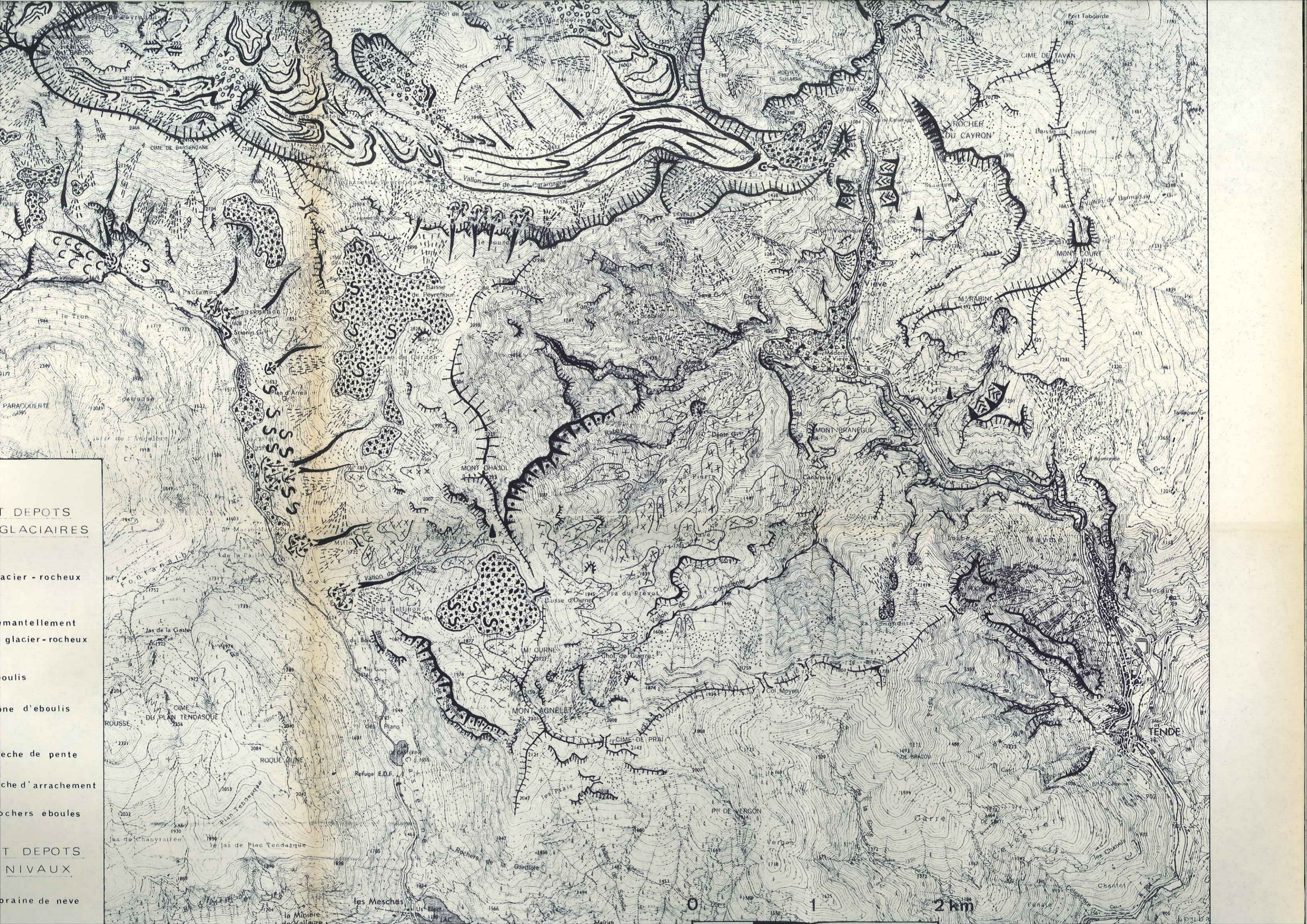
● FORMES ET DEPOTS PERIGLACIAIRES

- Glacier - rocheux
- Démantèlement de glacier-rocheux

- Eboulis
- Cône d'eboulis
- Breche de pente
- Niche d'arrachement
- Rochers eboulés

● FORMES ET DEPOTS NIVAUX

- Moraine de neve



DEPOTS
GLACIAIRES

glacier - rocheux

mantellement
glacier - rocheux

cailloux

zone d'eboulis

terrace de pente

terrace d'arrachement

rochers eboules

DEPOTS
NIVAUX

terrace braine de neve



LEGENDE

● STRUCTURES

- Faille
- Escarpement de ligne de faille
- Axe synclinal
- Contact anormal

● FORMES DES VERSANTS

- Escarpement
- Crête aigüe symétrique
- Ensellement
- Versant rocheux abrupt
- Versant rocheux ruiniforme
- Chicot rocheux

● ACTION DES EAUX

- Solifluxion
- Cône torrentiel
- Vallon en "V"
- Gorge
- Perte
- Résurgence

● FORMES GLACIAIRES

- Auge glaciaire
- Cirque glaciaire
- Surface raclée à roches moutonnées
- Surface raclée à fissures nettoyées
- Ombilic
- Verrou
- Verrou en barre

● DEPOTS GLACIAIRES

- Moraine
- Moraine remaniée par éboulement
- Moraine remaniée par gelifluxion
- Terrasse fluvio-glaciaire

● FORMES ET DEPOTS PERIGLACIAIRES

- Glacier - rocheux
- Démantèlement de glacier-rocheux
- Eboulis
- Cône d'eboulis
- Breche de pente
- Niche d'arrachement
- Rochers eboulés

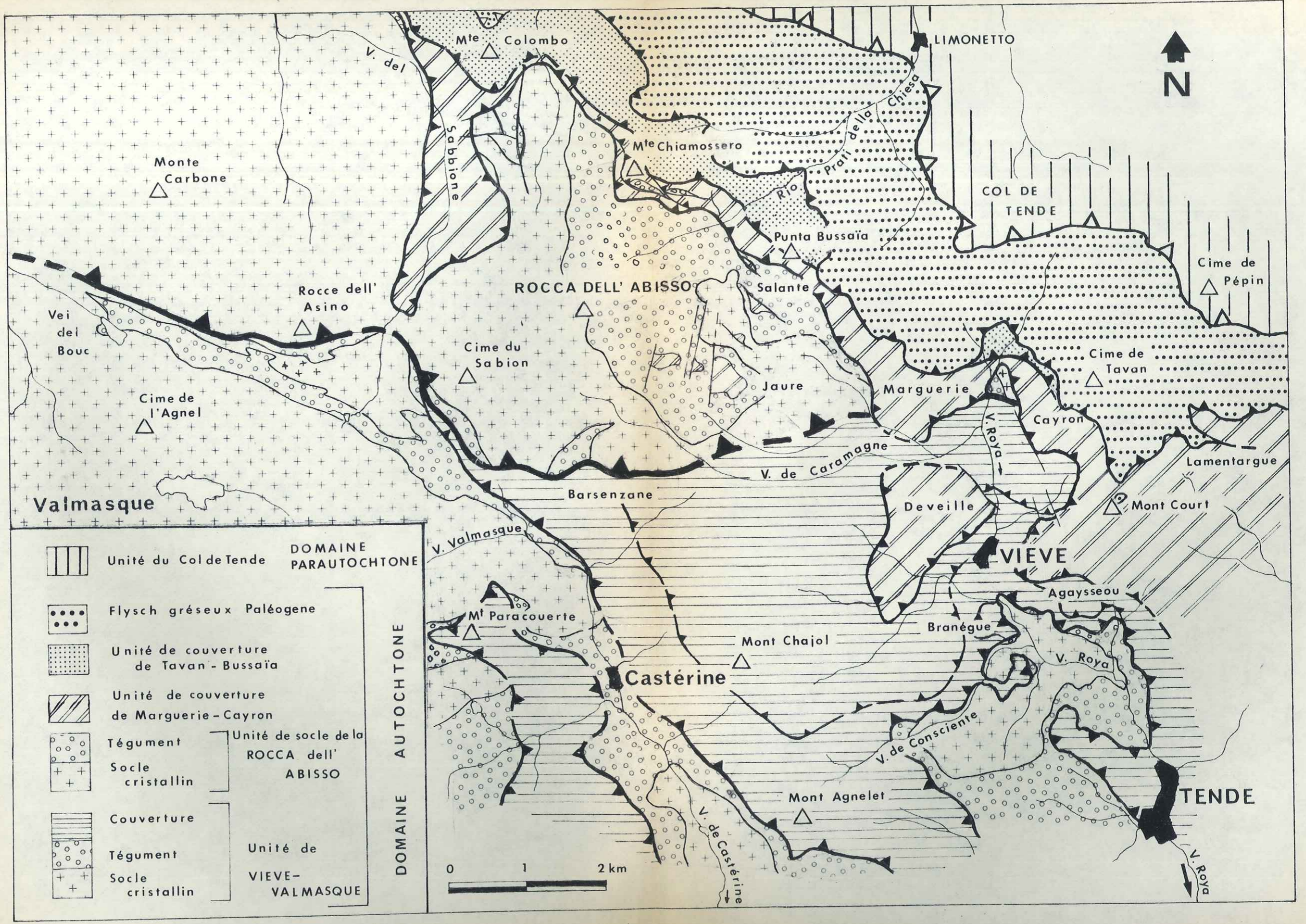
● FORMES ET DEPOTS NIVAUX

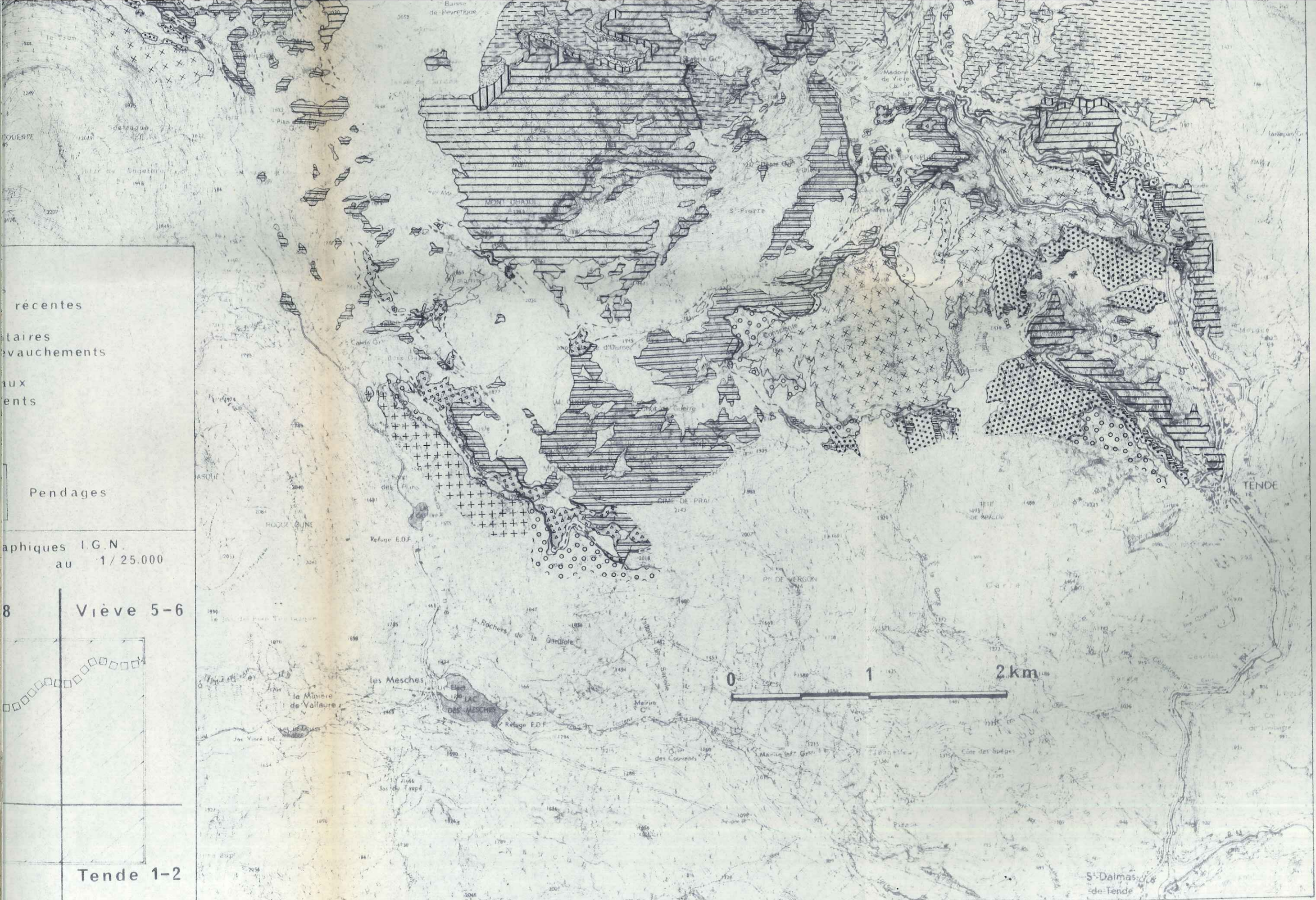
- Moraine de neve
- Dallage nival
- Couloir d'avalanche
- Cône d'avalanche



DEPOTS
 GLACIAIRES
 acier - rocheux
 mantellement
 glacier-rocheux
 oulis
 ne d'eboulis
 che de pente
 che d'arrachement
 chers eboules
 T DEPOTS
 NIVAUX
 raine de neve
 allage nival
 ouloir
 d'avalanche
 one d'avalanche



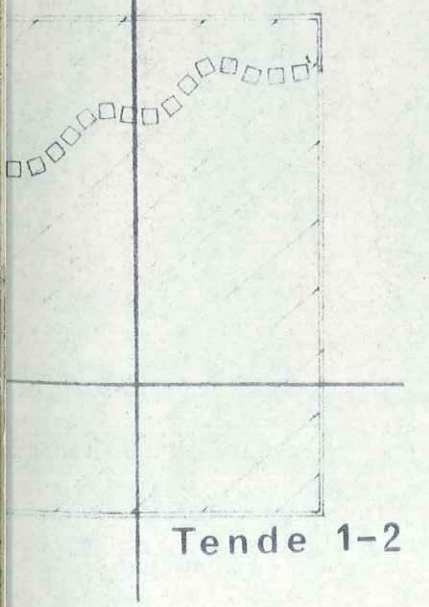




récentes
 itaires
 vauchements
 aux
 ents
 Pendages

graphiques I.G.N.
 au 1/25.000

8 Viève 5-6







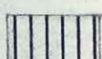
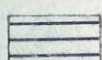
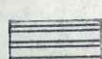
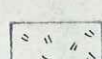
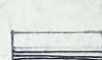

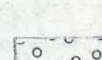
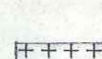
Tende 1-2


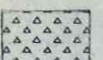


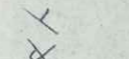

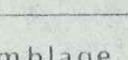
UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE
 et MÉDICALE de GRENOBLE
 INSTITUT DOLOMIEU
 Rue Maurice-Claixon
 38 - GRENOBLE

27 FEB 1976



LEGENDE

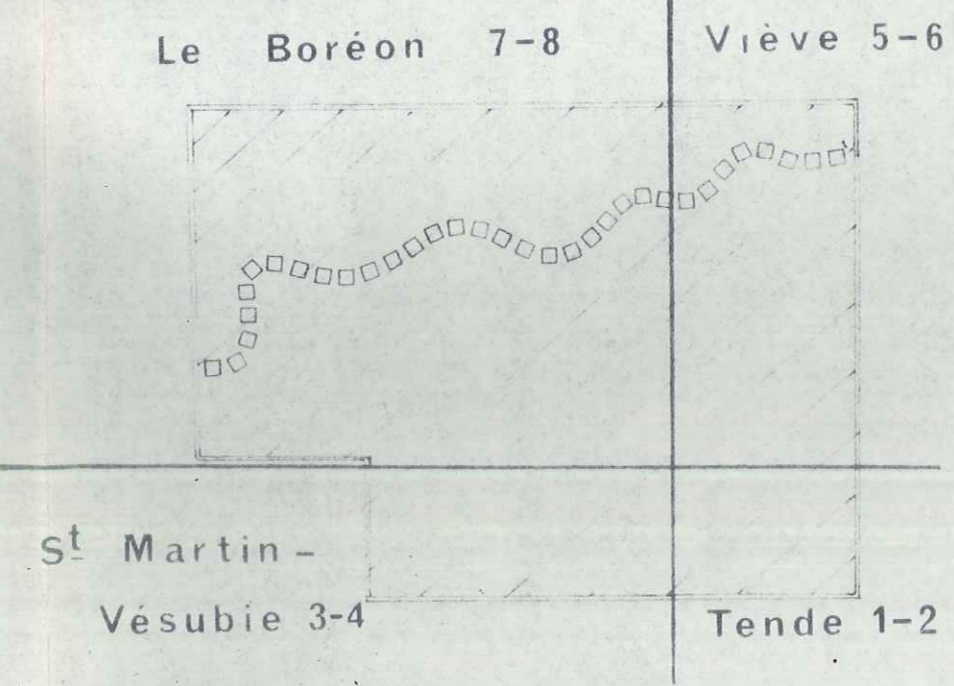
-  Flysch Paleogene
-  Nummulitique
-  Cretace superieur
-  Gault
-  Neocomien
-  Jurassique
-  Trias moyen
-  Cagneules
-  Werfénien supérieur
a pelitique, b dolomitique
-  Werfénien inférieur
-  Permien
b Serie du Bègo
a Serie des Merveilles
-  Gneiss

-  Dépôts glaciaires et formations récentes
-  Brèches sédimentaires liées aux chevauchements
-  Contacts anormaux - Chevauchements
-  Failles
-  Serie normale
-  Serie inverse
-  Pendage vertical

Pendages

Assemblage des cartes topographiques I.G.N. au 1/25.000

□□□□ Frontiere franco-italienne



de l'Argentera - Mercantour
de Tende
ritimes)

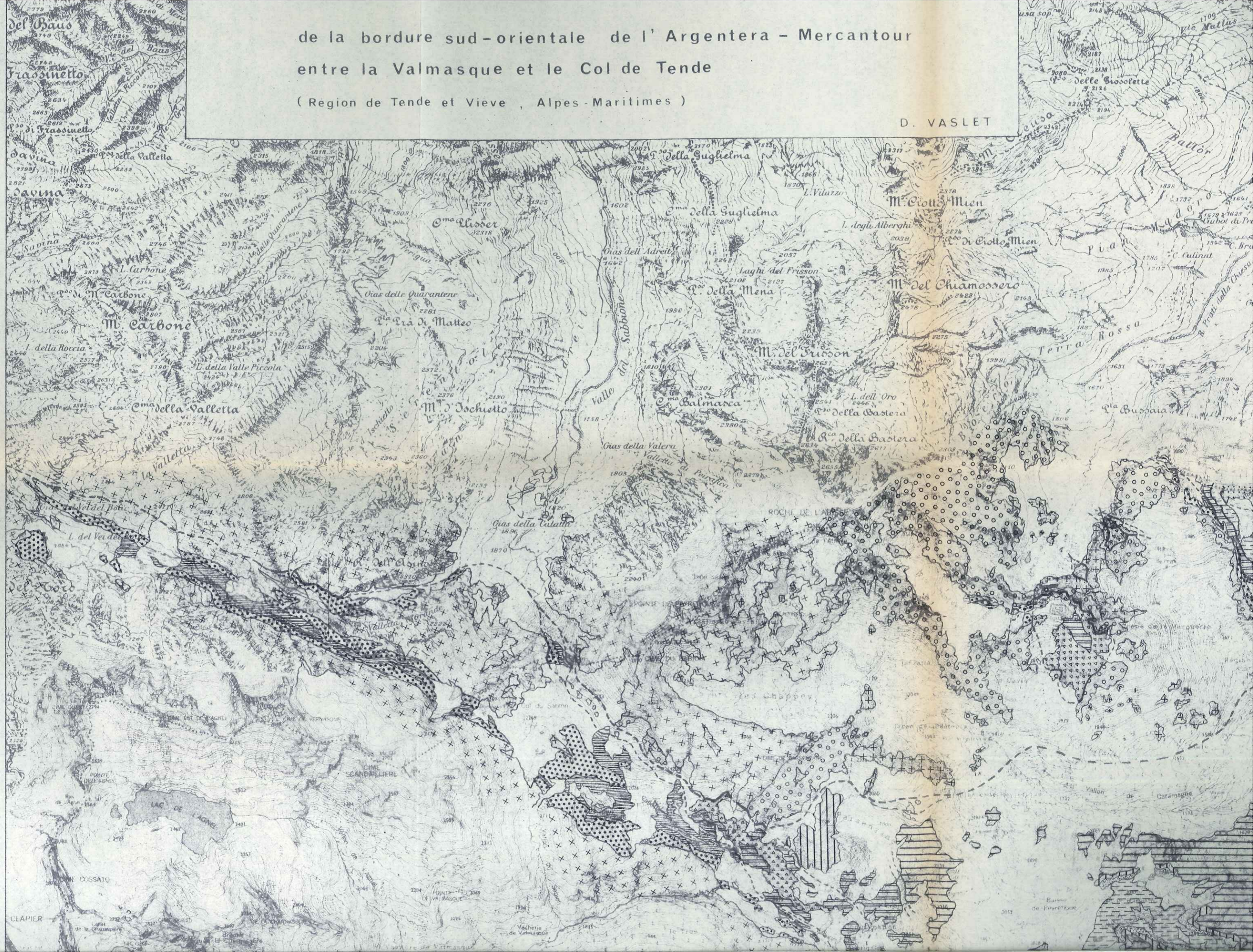
D. VASLET

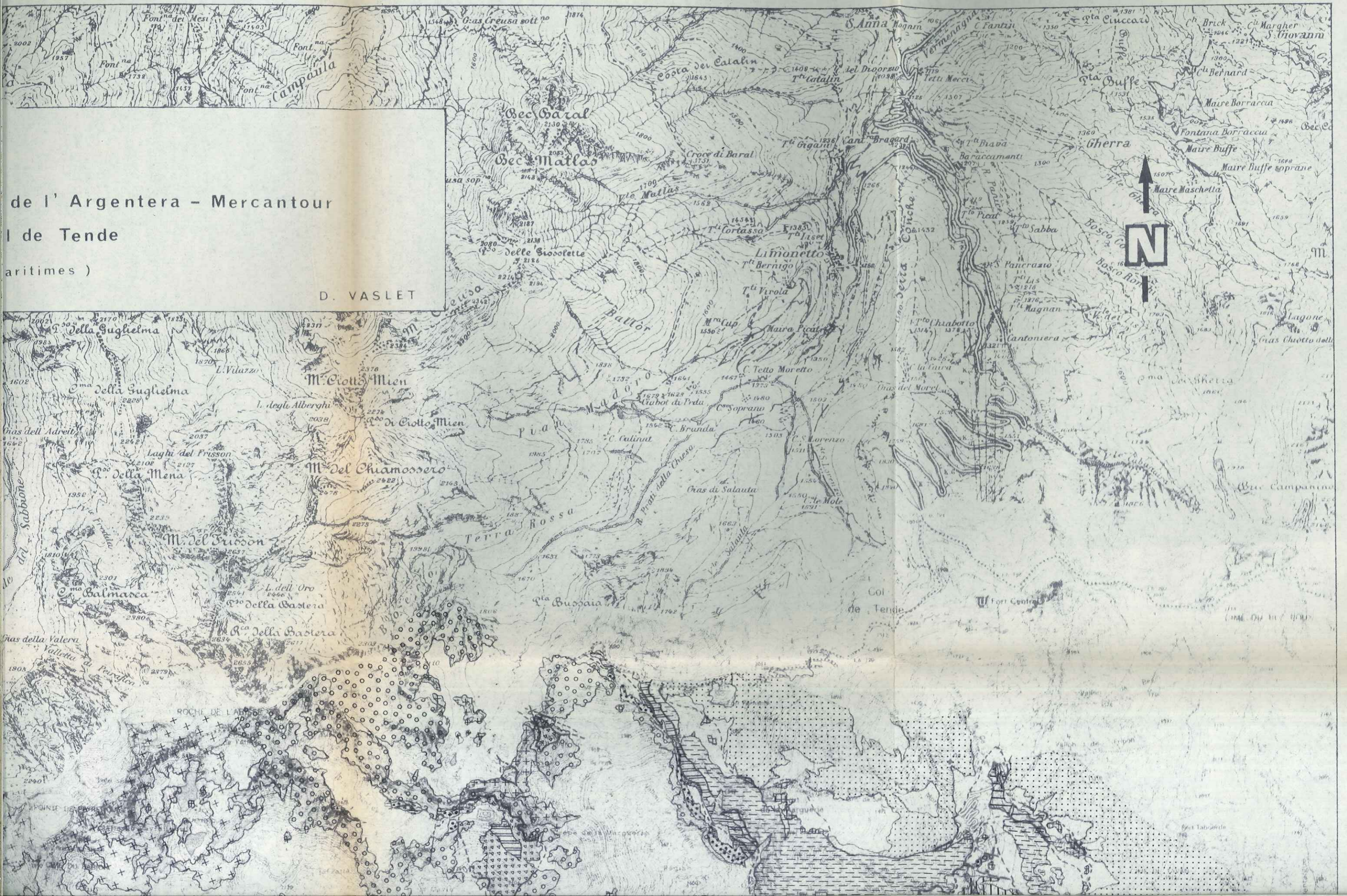


de la bordure sud-orientale de l'Argentera - Mercantour
entre la Valmasque et le Col de Tende

(Région de Tende et Vieve , Alpes - Maritimes)

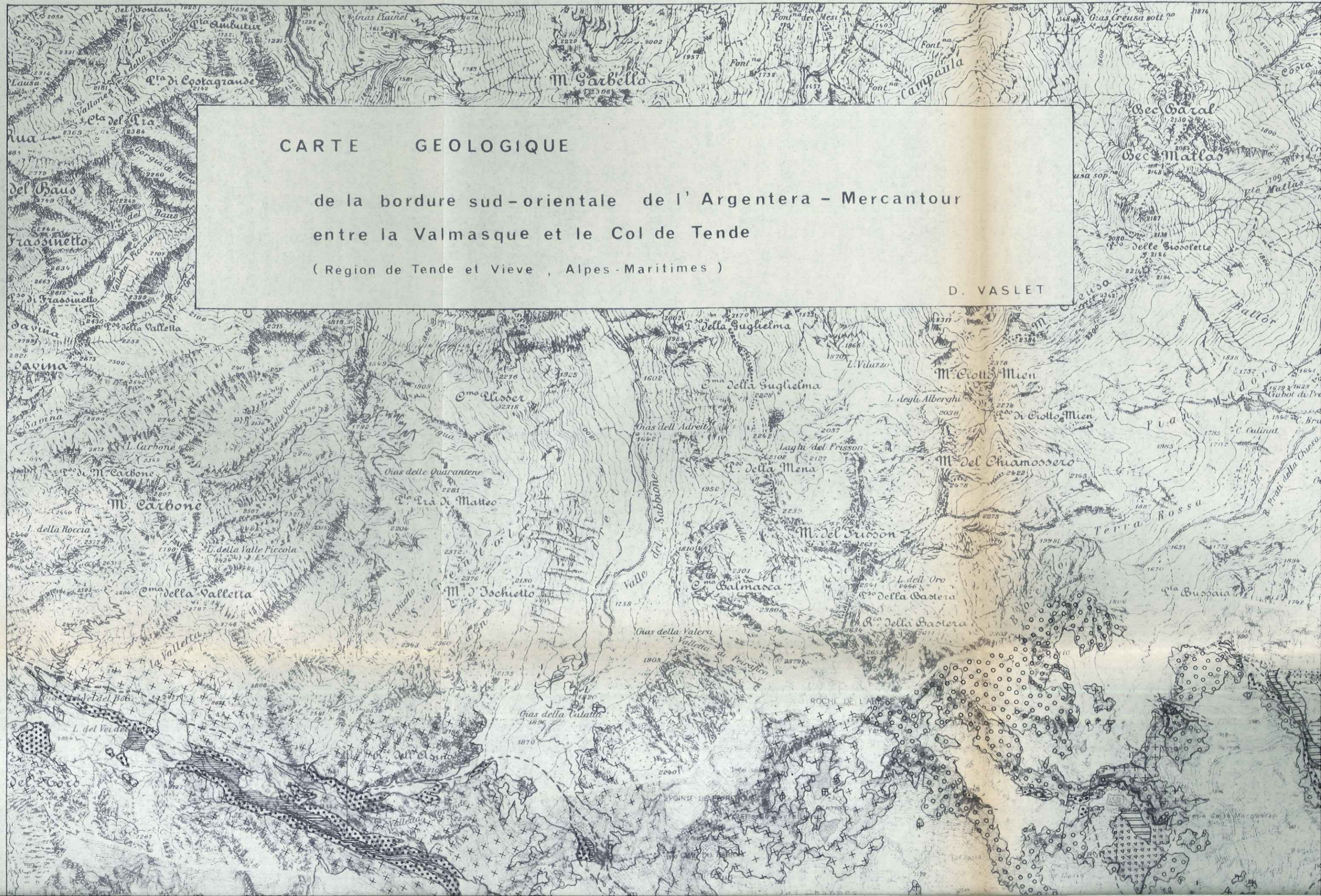
D. VASLET





de l' Argentera - Mercantour
l de Tende
aritimes)

D. VASLET



CARTE GEOLOGIQUE

de la bordure sud-orientale de l'Argentera - Mercantour
entre la Valmasque et le Col de Tende

(Region de Tende et Vieve , Alpes - Maritimes)

D. VASLET