



HAL
open science

Contribution à l'étude de la couverture permo-triasique du massif de Belledonne dans la région du Grand Rocher (Isère)

Bernard Pomerol

► **To cite this version:**

Bernard Pomerol. Contribution à l'étude de la couverture permo-triasique du massif de Belledonne dans la région du Grand Rocher (Isère). Pétrographie. Université de Paris, 1967. Français. NNT : . tel-00848524

HAL Id: tel-00848524

<https://theses.hal.science/tel-00848524>

Submitted on 26 Jul 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.

Perriau

FACULTE DES SCIENCES
de l'UNIVERSITE DE PARIS

MEMOIRE

présenté en vue de l'obtention du

(2)

DIPLOME D'ETUDES SUPERIEURES DE SCIENCES NATURELLES

par

Bernard POMEROL

CONTRIBUTION A L'ETUDE
DE LA COUVERTURE PERMO-TRIASIQUE DU MASSIF DE BELLEDONNE
DANS LA REGION DU GRAND ROCHER (ISERE)

Commission d'Examen	M. BELLAIR	Président
	M. LUCAS	Examineurs
	M. PERRIAUX	

Soutenu le 13 novembre 1967

* Monsieur le Professeur J. Perriaux, avec mes remerciements, en respectueux hommage.

Pomerol

FACULTE DES SCIENCES
de l'UNIVERSITE DE PARIS

MEMOIRE

présenté en vue de l'obtention du

DIPLOME D'ETUDES SUPERIEURES DE SCIENCES NATURELLES

par

Bernard POMEROL

CONTRIBUTION A L'ETUDE
DE LA COUVERTURE PERMO-TRIASIQUE DU MASSIF DE BELLEDONNE
DANS LA REGION DU GRAND ROCHER (ISERE)

Commission d'Examen	M. BELLAIR	Président
	M. LUCAS	Examineurs
	M. PERRIAUX	

Soutenu le 13 novembre 1967

SOMMAIRE

AVANT PROPOS	3
INTRODUCTION.....	5
I - DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS.....	11
1- Coupe du Grand Rocher.....	11
2- Coupe du Col de Barioz.....	13
3- La série des "Grès d'Allevard".....	15
4- Les formations triasiques.....	18
5- Esquisse géologique et structurale de la région du Grand Rocher - Col du Merdaret.....	19
II - ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE.....	27
1- Les figures sédimentaires.....	27
2- Les galets.....	29
3- Conclusions.....	34
III - ANALYSES CHIMIQUES.....	35
1- Méthodes.....	35
2- Résultats.....	36
IV - ETUDE PETROGRAPHIQUE.....	39
1- Les "Grès d'Allevard".....	39
2- Les dolomies.....	44
3- Les spilites triasiques.....	46
4- Le métamorphisme.....	47
V - CONCLUSION.....	51
La paléogéographie permo-triasique dans le secteur du Grand Rocher.....	51
BIBLIOGRAPHIE.....	53

INTRODUCTION

SITUATION.

Cette étude porte sur les formations alternantes de schistes rouges et de grès versicolores blancs et gris, appelés "Grès d'Allevard". Les "Grès d'Allevard" se rencontrent sur le versant ouest du massif d'Allevard (montagne du Grand Collet) et sur le versant ouest du massif de Belledonne.

C'est cette dernière région que j'ai étudiée. Elle est comprise dans un quadrilatère limité par les localités de la Ferrière, Fond de France, Theys et le Col de Barioz.

Les principaux affleurements se situent sur la crête allant du col du Merdaret jusqu'au Crêt du Poulet et passant par le Grand-Rocher qui culmine à 1925 m (voir carte).

La chaîne de Belledonne se rattache à l'unité structurale des massifs cristallins externes. Elle est constituée de deux rameaux, interne et externe formés de roches cristallines et cristallophylliennes, séparés par un synclinal sédimentaire "le synclinal médian".

Dans la région de Fond de France, Cl. BORDET (1957) a découvert l'existence d'un accident transverse de direction NE-SW qui décroche le synclinal médian et sépare les deux rameaux externe et interne.

Ces séries cristallophylliennes sont localement recouvertes par des lambeaux sédimentaires. Ce sont notamment les affleurements du Grand Rocher (rameau externe) ou de la Montagne des Fanges et Crêt du Boeuf (rameau interne) objets de notre étude.

HISTORIQUE.

Les formations détritiques désignées sous le nom de "Grès d'Allevard" ont d'abord été reconnues et décrites par P. LORY dans la région d'Allevard, localité qui a donné son nom au faciès type. Par analogie avec le Briançonnais, il a considéré comme permienes ces formations détritiques. (P. LORY, 1893).

Ce même auteur a relevé au-dessus du confluent des branches du ruisseau de Pierre-Herse la coupe suivante, se rapportant aussi aux "Grès d'Allevard".

Glaciaires dolomitiques gréseux (Trias))	8 m environ
Argilites gris-verdâtre jonchées de petites taches lie-de-vin)	
Argilites verdâtres et Grès argileux)	
Grès noirâtre dur, assez fin)	3 m
Poudingue quartzeux clair)	4 m
Grès roussâtre)	2 m
Grès argileux tendre, grisâtre avec points roux)	1,20 m
Lit d'argilite)	0,50 m
Grès argileux dur avec quelques galets de quartz de teinte rouille)	3,50 m
Argilite claire ponctuée de petites taches jaunâtres)	
Argilite lie-de-vin)	2,50 m
Argilite verdâtre)	
Conglomérats à quartz et fragments de schistes cristallins)	3 m
		<hr/> 28 m

Socle cristallin

La découverte au Grand Rocher par P. GIDON (1950) d'une empreinte de *Calamites cisti* (Stephano-Permien) est venue confirmer cet âge.

Plus récemment P. CORSIN et A.C. TOBI (1954) ont trouvé des empreintes de Cordaïtes, Pseudo-voltzia et Walchia (espèces du Permien inférieur) dans des grès au Sud du Grand Rocher.

Sous l'action du métamorphisme la structure initiale des roches a été partiellement modifiée et on aboutit alors à la formation de schistes micacés. D. DONDEY a montré que la phyllitisation des sédiments est la première manifestation du métamorphisme alpin et que cette structure primaire est secondairement recoupée par un clivage schisteux. La direction et le pendage de ce clivage schisteux indiqueraient l'action de compressions horizontales ou tangentielles de direction NW qui, correspondent à la poussée alpine. (D. DONDEY, 1960).

La tectonique alpine est responsable du style actuel des formations sédimentaires primaires et triasiques. Classiquement les formations post-hercyniennes forment des écaïlles chevauchantes ou bien des coins sédimentaires pincés dans le socle (Collet d'Allevard, Galerie du Veyton).

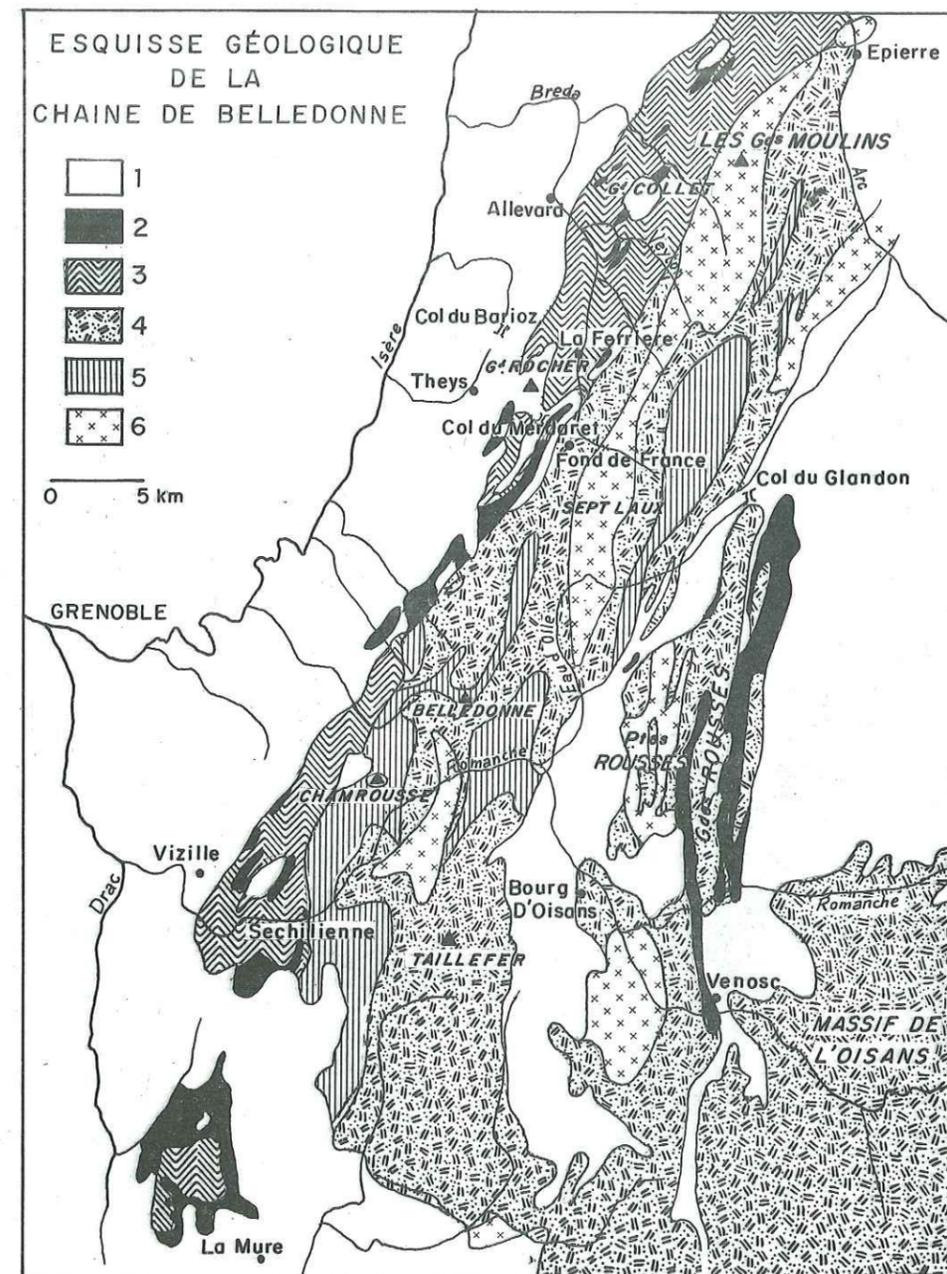


Fig. 1 - Esquisse géologique de la Chaîne de Belledonne (d'après M. GIGNOUX et L. MORET) - 1. Terrains post-houillers (permien et mésozoïques) ; 2. Carbonifère ; 3. Micaschistes, leptynites du rameau externe ; 4. Gneiss et micaschistes du rameau interne ; 5. Gabbros, amphibolites, gneiss amphiboliques ; 6. Granite.

Fig. 2 - Ci-contre : esquisse géologique et structurale de la région Col du Merdaret, Grand Rocher.

1. Eboulis et dépôts morainiques
2. Schistes liasiques
3. Spillite triasique
4. Trias
5. Grès permien
6. Schistes carbonifères
7. Micaschistes du rameau externe
8. Micaschistes, gneiss et amphibolites du rameau interne
9. Failles
10. Failles supposées
11. Limite du synclinal médian

Fig. 3 (au verso) - Carte topographique de la région étudiée. Les numéros indiqués sont ceux des échantillons analysés au chapitre III.

I - DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS

I. COUPE DU GRAND ROCHER.

Le versant SE du Grand Rocher forme une falaise d'environ 70m de haut donnant une bonne coupe naturelle.

Les rapports entre les formations gréseuses et le socle sont difficiles à préciser car nous n'avons pu observer de contact direct entre les schistes cristallins et les grès, (contact masqué par le couvert végétal).

Les premiers affleurements de grès se trouvent à l'altitude de 1700m à l'endroit appelé le Jas sur la carte au 1/25 000 (Domène 3-4).

Sur un versant de 20m environ affleure une série de schistes gréseux gris très fins interstratifiés dans des grès à galets de quartz ou granules de quartz provenant de la dislocation de filons de quartz, et de s conglomérats. Au-dessus on trouve des schistes gréseux violacés.

Sur cet affleurement apparaît la trace d'une faille. L'orientation de celle-ci est N 70° E. La surface montre des cannelures et des stries qui indiquent un mouvement vers le bas pour le compartiment externe.

Ensuite, jusqu'au sommet du Grand Rocher, nous avons une série de versants séparés par des replats. Au pied même du Grand Rocher s'étend un plateau, avec de nombreuses dépressions circulaires fermées, parcouru par une ancienne vallée sèche. Nous reviendrons plus loin sur le problème de ces dépressions.

Au-dessus, la série schisto-gréseuse du Grand Rocher est la suivante:

- à la base grès grossiers gris à galets de quartz avec quelques stratifications entrecroisées peu marquées de direction NE-SW avec un pendage de 10°, visibles sur 5 à 6m. Les galets de quartz sont plus ou moins disposés à plat.

- 10m de grès fin, à patine rousse ou noire, gris ocre, en petits bancs.

Intercalé dans ces grès se trouve un banc de dolomie compacte, grise, à patine rousse. Ce sont des dolomies "Capucin".

- grès gris grossier en bancs séparés par des intercalations pélitiques avec des petits galets de quartz (8m).

- 2,50m grès schisteux gris noir

- 1,50m dolomie "Capucin"

- 1,50m grès schisteux identiques aux précédents

- 3m grès fin noir, à patine noire

- 8 à 10m: série de grès grossiers à galets de quartz situés à la base des bancs

- schistes gréseux lie de vin très visible dans la topographie, avec des nodules pyriteux sur une épaisseur de 10m, passant vers le sommet à des grès grossiers à galets de quartz (6m) et de nouveau des schistes gréseux versicolores.

point

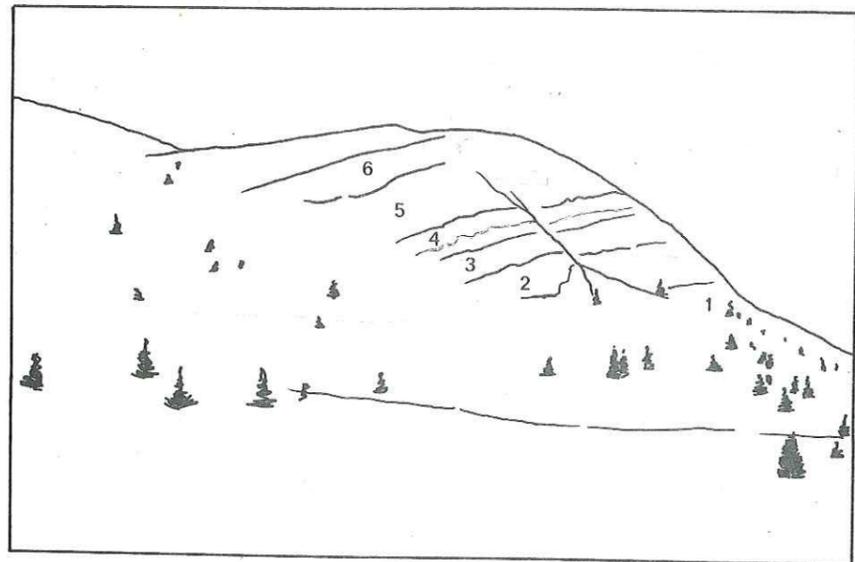


Fig. 4 - Versant SE du Grand-Rocher. 1. Grès grossiers à galets de quartz ;
 2. Grès fins à patine noire avec bancs de dolomie "Capucin" ; 3. Grès
 gris grossier avec intercalations pelitiques ; 4. Grès schisteux et dolomie
 5. Grès schisteux lie de vin ; 6. Grès grossiers rosés.

Nous avons là une série principalement gréseuse avec cependant des intercalations de dolomies. Le pendage est le même pour toutes les couches : 50 à 60° vers le NW, l'orientation des bancs étant N 40°. Dans ces grès se développe une schistosité très nette débitant la roche en plaquettes orientées NE-SW (N 50°).

Il faut noter dans la plupart des formations l'absence presque totale de stratifications entrecroisées ou linéaires, ou bien encore de galets permettant une étude sédimentologique.

L'origine des dépressions circulaires et entonnoirs que l'on trouve sur le plateau au pied du Grand Rocher pose un problème délicat. Ces dépressions se trouvent dans la zone appelée "Communal des Violettes" sur la carte au 1/25 000 de Domène 3-4.

Pour M. DRABOWSKI certaines d'entre elles situées entre 1700 et 1800 m au SE du Grand Rocher correspondent à d'anciens trous de mines creusés par des minéraliers, pour l'exploitation du fer. On trouve en effet, le long des diaclases associés au quartz de beaux cristaux de sidérose qui avaient été autrefois exploités. A cet endroit toute une série de trous se succède suivant une direction approximative, N 145° qui est celle des diaclases dans tout le massif. Ceci laisserait penser que les dépressions sont des trous de mines. D'autre part, il y a souvent derrière ces trous un petit monticule qui correspondrait aux déblais.

Cependant il ne s'agit pas toujours de trous de mines. En effet, sur la photo 5 par exemple l'absence de déblais et la forme parfaitement circulaire font penser que cette dépression serait plutôt un entonnoir de dissolution dans du gypse. Ce phénomène est en rapport avec la présence d'une vallée sèche à cet endroit. Ainsi il n'est pas impossible qu'il y ait une importante assise gypseuse interstratifiée dans la série gréseuse.

2. COUPE DU COL DE BARIOZ

Du col de Barioz, part, vers l'Est, un chemin forestier le long duquel se trouve, à environ 3 km du col, un très bel affleurement de grès allongé sensiblement Nord-Sud.

Sur les talus du chemin, à 2,5 km, les schistes noirs du Lias affleurent à l'altitude de 1180m. Une carrière abandonnée sur la gauche du chemin montre le passage des schistes liasiques à des calcaires dolomitiques triasiques. Au contact le Lias est discordant sur les calcaires dolomitiques.

Dix mètres plus haut, un épanchement de spilite est interstratifié dans le calcaire dolomitique. La roche affleure au nord du chemin, sur une épaisseur de 8 à 10m environ. Elle est très compacte, de couleur grise, et parcourue au nord de filons de quartz et d'oligiste. Je n'ai pas trouvé de tufs spilitiques ni de spilite à faciès vacuolaire, comme les ont décrit L. MORET et R. MICHEL (1958) dans le spilite triasique du Massif d'Allevard.



Fig. 5 - Dépression circulaire sur le plateau au pied du Grand Rocher.

Faisant suite à l'épanchement de spilite affleurent de nouveau des calcaires dolomitiques.

Puis, après une zone d'éboulis où l'on trouve mêlés des grès et des schistes rouges, la série est la suivante :

- schistes gris noir bien lités avec des diaclases remplies de quartz automorphe ou de sidérose. Ces schistes gris noirs sont des schistes cristallins appartenant au socle.
- pélites beige-verdâtre, 2-3 m. Il existe probablement une faille qui sépare schistes cristallins et pélites. Celle-ci ne paraît guère visible sur le terrain mais le développement de diaclases et de filons de quartz et de sidérose dans les schistes du socle semble confirmer cette hypothèse.
- grès fins micacés blanc-crème et grès plus grossiers. Le pendage est 40° NW.

Quarante mètres plus loin sur le chemin on observe ensuite :

- grès fin, lie de vin avec des passées grises, pendage 70° NW. La largeur de l'affleurement est de 7 m mais en raison du très fort pendage, du fait que le chemin est parallèle à la stratification, l'épaisseur de ces couches n'est que de 1 à 2 m.
- grès pélitiques micacés lie de vin à violet. Le pendage est toujours le même. Les bancs de grès sont découpés par des diaclases, certaines remplies de quartz. On pourrait confondre celles-ci avec des joints de stratification. Mais leur orientation est très différente de celle des bancs (N 140° à 150°).
- grès plus clairs avec des flammes lie de vin passant à des schistes péliteux versicolores à coloration lie de vin prédominante.

Des grès grossiers, localement conglomératiques affleurent dans ces assises pélitiques et gréseuses. On s'en compte en remontant le lit d'un petit torrent qui entame l'affleurement. Des mesures de galets ont été faites dans ces bancs (voir p. 31), la majorité des galets est de quartz, la taille maximum est de 30 mm. Les plus gros galets sont à la base des bancs. On observe une grano-décroissance vers le haut des bancs.

De l'autre côté du torrent on retrouve les mêmes couches de grès schisteux et de pélites de couleur lie de vin avec des passées plus claires. Puis :

- grès grossiers gris, avec grano-classement des galets de quartz.
- grès plus fins micacés gris traversés par une faille donnant un miroir avec un revêtement de calcite. L'orientation de cette faille est de N 160°.
- l'affleurement se termine par des bancs de grès et de pélites de couleur lie de vin à violet alternant avec du grès.

Certains bancs montrent à leur surface des figures de sédimentation que nous étudierons plus loin.

3. LA SÉRIE DES "GRES D'ALLEVARD".

Après avoir étudié les coupes du Grand Rocher et du col de Barioz on peut essayer de reconstituer une stratigraphie des grès d'Allevard dans la région du Grand Rocher. Cependant les corrélations entre les différents affleurements sont difficiles à cause des variations de faciès, sensibles parfois même à l'échelle du banc.

Fig. 6 - Coupe du Grand-Rocher ; 1. Grès grossiers à galets de quartz ; 2. Grès fins à patine noire avec bancs de dolomie "Capuein" ; 3. Grès gris grossiers avec intercalations pélitiques ; 4. Grès schisteux et dolomies ; 5. Grès schisteux lie de vin ; 6. Grès grossiers rosés ; 7. Schistes gréseux versicolores.

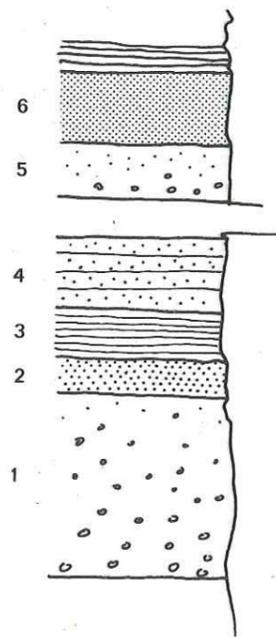
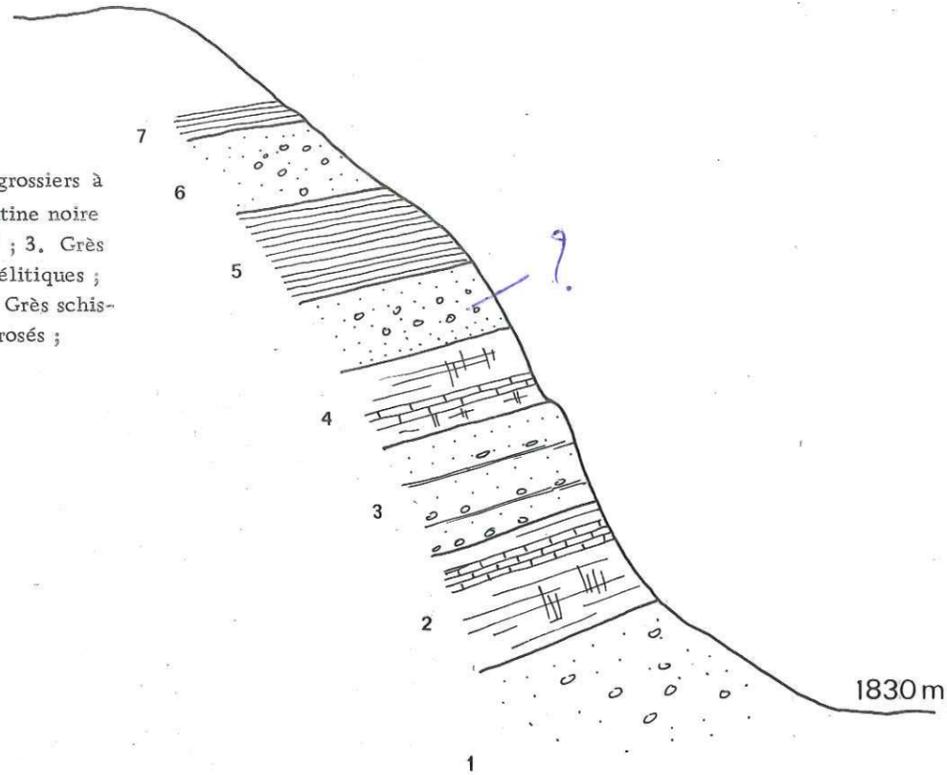


Fig. 7 - Coupe du sol de Barioz - 1. Grès grossiers à galets de quartz ; 2. Grès fin lie de vin ; 3. Grès pélitiques micacés ; 4. Grès clairs à flammes versicolores ; 5. Grès grossier à gano-classement des galets du quartz ; 6. Grès fins micacés.

La succession la plus complète semble être la suivante :

1) La série débute par des grès grossiers et des conglomérats avec des galets de quartz blancs ou roses, rarement des galets de micaschistes. Les grès sont interrompus localement par des passées schisto-gréseuses. La sédimentation se poursuit par des grès et des grès schisteux à patine sombre dans lesquels s'intercale un banc de dolomie. Les faciès grossiers réapparaissent ensuite avec des grès à galets de quartz. Ces dépôts grossiers alternent avec des apports plus fins et schisteux.

2) Le sommet de la série est représentée par des grès et schistes versicolores, lie de vin principalement. Ceux-ci sont interrompus par un niveau détritique de grès parfois même de conglomérat à galets de quartz.

3) La série se termine par une sédimentation fine de grès micacés et de pelites de couleur lie de vin, verte ou grise.

Les Grès d'Allevard peuvent être d'après ceci, divisés en deux grands ensembles.

- Une partie inférieure à sédimentation grossière prédominante et de couleur sombre.
- Une partie supérieure pélitique avec cependant quelques apports grossiers et de couleur lie de vin.

Il faut noter la présence de bancs de dolomie,

La nature et l'héritage du pigment rouge des grès du Permien et du Bundsandstein des Vosges gréseuses ont été étudiés par J. PERRIAUX dans sa thèse (1961). Je pense que l'on peut appliquer ses conclusions aux Grès d'Allevard. Il est vraisemblable que le sable fut apporté jusqu'au lieu de sédimentation en même temps que le pigment qui l'a coloré ; parfois le pigment manquait et le sable s'est déposé à l'état incolore, parfois aussi après le dépôt d'un sable rouge se produisit une décoloration partielle et irrégulière.

Les taches non colorées que l'on observe dans les échantillons peuvent aussi être dues à la réduction de l'oxyde de fer par des matières organiques (au voisinage de racines par exemple).

Les pigments rouges se sont donc formés au lieu d'origine des sédiments qu'ils ont teintés. Au point de vue climatique la couleur rouge ne se développe pas dans des déserts. Pour G. MILLOT (1967)^(x) un climat chaud alternativement humide et sec, serait nécessaire à la naissance des grès rouges. Il faut noter enfin les variations de climat liées à la tectonique dans la formation des grès rouges et mettre en parallèle sédimentation fine avec coloration lie de vin et dépôts grossiers avec absence de coloration.

L'âge des Grès d'Allevard a souvent été discuté. Depuis la découverte par P. GIDON (1950) d'une empreinte de *Calamites cisti* dans des grès schistoïdes noirâtres du Grand Rocher (partie inférieure des Grès d'Allevard) et plus récemment par P. CORSIN et A.C. TOBI, d'empreintes de Cordaïtes, Walchia ou Pseudovoltzia, les Grès d'Allevard ont été datés du Permien.

De toute façon, il serait difficile de placer toute la série des grès du Grand Rocher dans le Trias ou dans le Carbonifère supérieur, séries possédant toutes les deux des formations gréseuses.

(x) - Signification des études récentes sur les roches argileuses dans l'interprétation des faciès sédimentaires. Congrès de Sédimentologie - Edimbourg - prétrirage.

Le Carbonifère affleure uniquement dans le synclinal médian, et il est représenté surtout par des schistes noirs avec des intercalations de pélites noires ou de grès micacés. Ces grès micacés sont semblables à ceux que l'on trouve au Grand Rocher mais beaucoup plus sombres. D'autre part, leur importance est réduite comparativement aux quelques 150 m de grès d'Allevard. D'autre part, dans le synclinal médian, le Carbonifère est toujours associé à des calcaires dolomitiques ou cargneules mais jamais à des grès roses ou à des schistes lie de vin.

Il est de même peu probable que les Grès d'Allevard se rapportent au Bundsandstein. Le Trias inférieur dans les zones externes des Alpes est représenté par des séries réduites, et les grès de base, brèches ou conglomérats n'ont que quelques mètres et parfois même manquent ; leur couleur est blanche ou verdâtre.

Dans la région du Grand Rocher et du col du Merdaret, les grès et schistes versicolores qui ont plus de 100 m d'épaisseur n'affleurent jamais dans les mêmes conditions que le Carbonifère supérieur, et ne lui succèdent jamais, sauf en cas de contact tectonique. Le Trias est concordant mais est représenté par des formations différentes. Les Grès d'Allevard forment un ensemble bien distinct d'âge permien.

4. LES FORMATIONS TRIASIQUES.

Le Trias est surtout présent dans le synclinal médian. On en trouve de petits lambeaux sur les pentes ouest du Grand Rocher.

M. GIGNOUX et L. MORET parlent de Trias de type germanique réduit pour le Trias des environs de Grenoble qui présente la succession suivante :

- grès de base réduite à quelques mètres, décimètres ou manquant totalement.
- calcaires dolomitiques clairs et associés à des cargneules.
- marnes bigarrées rouges, vertes ou noires contenant des amas de roches salines.

L'ensemble des sédiments triasiques se compose ici de calcaires dolomitiques et de cargneules. Une mince pellicule de conglomérat à galets de quartz sépare les cargneules du socle à l'altitude 1350 sur la rive gauche du ruisseau du Vaugelat mais c'est le seul endroit où je l'ai observée.

Des gypses et de l'anhydrite affleurent aussi sur la rive droite du Vaugelat mais leur position stratigraphique est difficile à préciser. Le Trias a en effet joué un rôle particulier durant l'orogénèse alpine. Les couches de gypse d'Anhydrite et de cargneules ont été un plan de décollement pour la couverture mésozoïque. Par suite de leurs propriétés plastiques, ils ont eu tendance à migrer. Les cargneules et les gypses apparaissent ainsi interstratifiés aussi bien dans le Lias que dans le Houiller. Sur les clichés 8 et 9, nous avons une belle illustration de ce phénomène.

La place de ces gypses et anhydrite est difficile à préciser. Toutefois, en me référant aux conclusions de J. SARROT-REYNAUD (1957), dans le Trias de la région de la Mure, je pense qu'il faut placer ceux-ci dans les "gypses et anhydrites inférieurs", car on trouve toujours avec les paquets d'anhydrite des bancs de dolomie mais jamais d'argilites.

La série triasique est très réduite ici. Elle est la suivante :

- (grès, conglomérats)
- anhydrite et gypse
- dolomies, calcaire dolomitique et cargneules
- spilite
- calcaire dolomitique

Quelle est-il pour entre la base du Permien et du Trias ?

Dans les zones externes des Alpes françaises deux hypothèses sont envisagées pour l'âge des sédiments triasiques. Ou bien l'ensemble du Trias appartient au Keuper, J. RICOUR (1961), les premières assises débutant au Muschelkalk supérieur, ou bien la transgression a commencé dès le Muschelkalk, les premières assises de gypses et anhydrite appartenant à l'Anhydritgruppe, J. SARROT-REYNAUD (1961).

α
âge ?

On observe une réduction d'épaisseur des séries d'Est en Ouest, preuve de l'existence de hauts fonds et de sillons. Au Trias les Massifs cristallins externes étaient un ensemble de horst et graben. Dans ce contexte, il est délicat de dater le Trias de la région du Grand Rocher - col du Merdaret -. La coulée de spilite située près du col de Barioz étant placée à la limite Keuper-Rhétien, cela donnerait un âge Trias supérieur.

Les différences lithologiques que l'on observe à l'affleurement, semblent d'ailleurs superficielles et il est probable que la sédimentation triasique ne correspond à cet endroit qu'à un dépôt de type anhydrite-gypse-dolomie. Par la suite la dissolution a donné des cargneules. L'anhydrite ne se trouve que quand il a été préservé de la dissolution (ainsi qu'on peut le voir dans les tunnels ou galeries). La rive droite du Vaugelat montre un bel exemple de la transformation de formations gypseuses en cargneules (voir photo 9).

5. ESQUISSE GEOLOGIQUE ET STRUCTURALE DE LA REGION GRAND-ROCHER - COL DU MERDARET. (voir planche 2).

La région Grand-Rocher - col du Merdaret appartient à la carte géologique de Saint-Jean de Maurienne au 1/80 000 (feuille n° 179). La dernière édition datant de 1931, je vais essayer de préciser à la lumière de mes recherches les limites des différents terrains. Les séparations entre les formations sont cependant, la plupart du temps, peu aisées à voir en raison de l'abondance de la végétation ou bien à cause des éboulis. En particulier sur le versant ouest du Grand-Rocher, la présence d'une grande forêt et l'épaisseur des dépôts morainiques rendent la cartographie difficile.

- Nous avons trois unités structurales fondamentales dans le Massif de Belledonne :
- le rameau externe étroit et basculé vers le Nord-Ouest
 - le rameau interne formé de "cliveaux" étroits suivant la terminologie de C.I. BORDET (1957)
 - le synclinal médian qui sépare ces deux rameaux.
- Le quadrilatère étudié comprend ces trois unités.

Le ruisseau du Vaugelat représente exactement le tracé du synclinal médian. Sur la rive gauche affleurent des schistes carbonifères et des cargneules. Des bancs plus résistants forment de petits pitons et donnent un pendage de 70° vers le Sud-Est. La rive droite est beaucoup plus abrupte. Une bande de Lias se trouve pincée entre le Houiller et le socle du rameau interne. Celui-ci formé d'amphibolites (Crêt du Boeuf et ravin du Pleynet) est chevauchant sur le synclinal médian. Quelques paquets d'anhydrite-gypse-dolomie sont coincés dans le Lias et le Houiller.

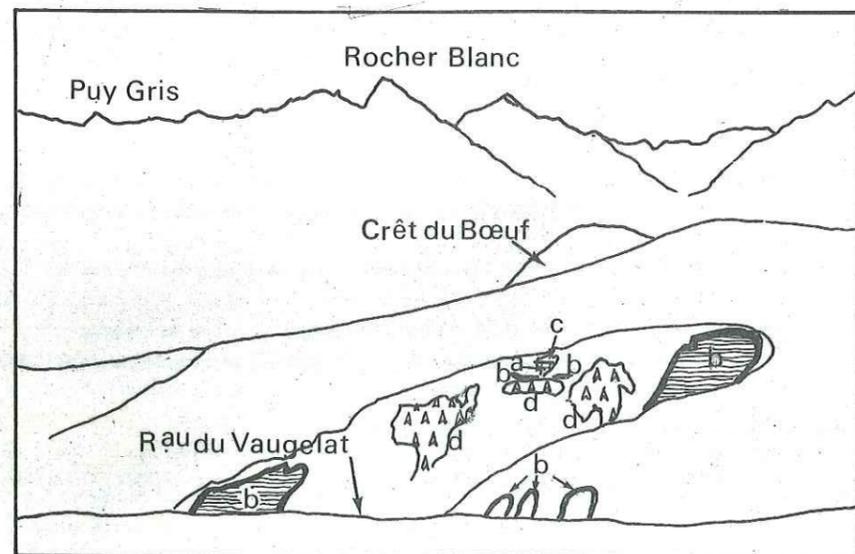


Fig. 8 - Sur la rive droite du ruisseau du Vaugelat, près du col de Merdaret, affleurements de gypse et de dolomies pincés dans les schistes Carbonifères du synclinal médian. a. Grès du Carbonifère supérieur ; b. Schistes Carbonifères ; c. Dolomie triasique ; d. Gypse et dolomie.

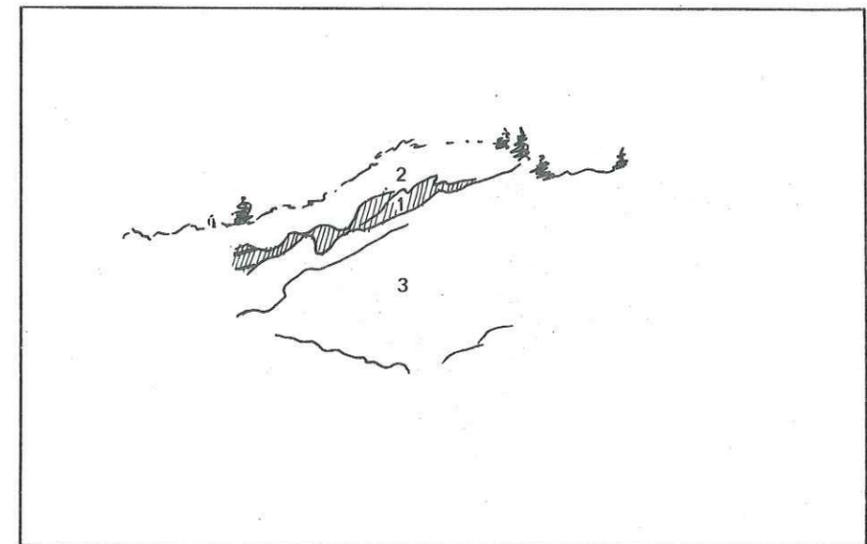
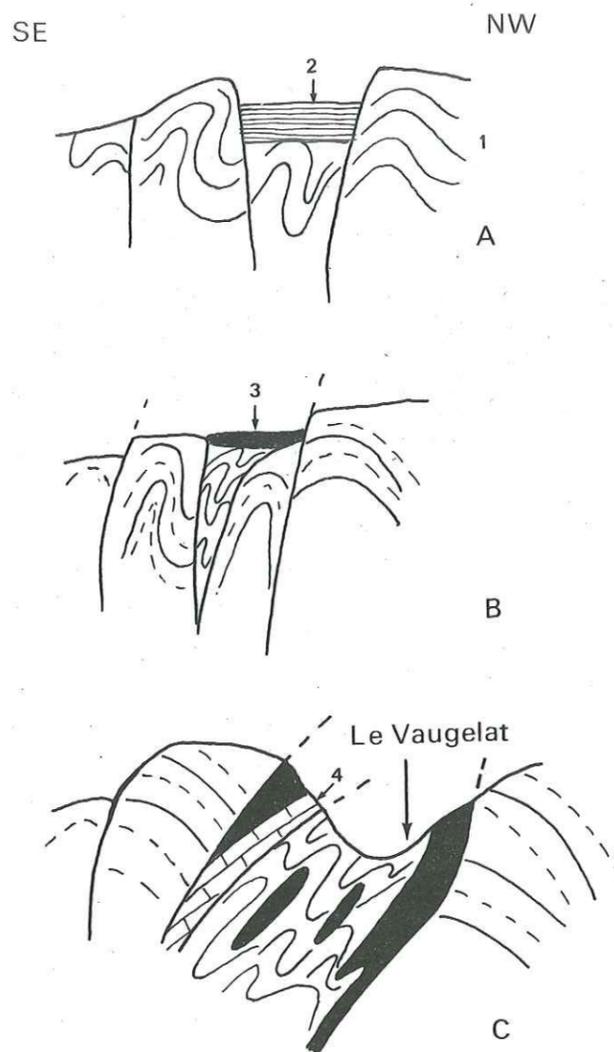


Fig. 9 - Sur la rive droite du ruisseau du Vaugelat, à 1350 m, dolomie et anhydrite intercalés dans les schistes du Lias.
1. Anhydrite ; 2. Dolomie ; 3. Schistes du Lias.

Fig. 10 - Evolution du synclinal médian



A. Après l'orogénèse hercynienne dépôt du houiller (2) dans un graben ou joint tectonique (1) socle cristallin

B. Après les derniers plissements hercyniens le houiller est pincé et fortement plissé entre deux blocs du socle. Le Trias (3) se dépose.

C. Etat actuel, après l'orogénèse alpine. Le Trias a migré dans les schistes houillers ou est fortement pincé. Le rameau externe (à gauche) découpe en "cliveaux" est chevauchant sur le synclinal médian. Un Cambrien de Lias (4) est aussi pincé.

Le synclinal médian se poursuit vers le Sud-Ouest en passant par le col du Merdaret et la montagne des Fanges. La sédimentation est plus gréseuse, les schistes noirs passent à des schistes micacés, des pélites et des grès. Au col du Merdaret, dans le lit du ruisseau du Vaugelat, le pendage du Houiller est 55° vers le Sud-Est. Dans le ruisseau de Pierre Herse les grès houillers affleurent à 1780 mètres d'altitude. Le synclinal médian se prolonge au Nord-Est vers La Ferrière et Pinot, Il est décalé vers l'Ouest, au niveau du col du Merdaret et le long du ravin du Vaugelat, par l'accident de Fond de France.

Le rameau externe est formé de micaschistes appartenant à la série satinée. Ce sont des micaschistes à muscovite, grenat et tourmaline. Sur ces roches reposent en discordance les grès permien.

Au Sud-Est, l'affleurement est limité par une faille WNW-ESE (signalée par A.C. TOBI, 1958). Toutefois une bande de grès longe le synclinal médian. Le contact entre les grès et le Trias n'est pas visible. Aux chalets du col du Merdaret des grès schisteux lie de vin et des grès grossiers et conglomératiques affleurent. Le lit du ruisseau de Pierre Herse montre des grès et pélites lie de vin.

Le versant Sud-Est du Grand Rocher est formé d'une succession de ressauts séparés par des replats. Nous avons là une structure en marche d'escalier et chaque compartiment est limité par deux failles. Ces failles sont parallèles à celles que nous avons décrites précédemment dans la coupe du Grand Rocher (orientation WSW-ENE).

Le contact entre les grès et le socle est un contact tectonique.

L'affleurement du Jas montre une zone de micasshistes mylonitisés et même de mylonites appartenant au socle, ce qui prouve que cette zone a été très tectonisée.

La séparation entre les Grès d'Allevard et le socle du rameau externe semble être toute une succession d'accidents qui se relaient.

Le versant NW du Grand Rocher ayant une pente peu inférieure au pendage des "Grès d'Allevard, ceux-ci forment une dalle monoclinale qui descend jusque vers 1100 m. Il est probable toutefois que le socle apparaît en quelques pointements, car dans les éboulis et les dépôts morainiques qui sont abondants sur ce versant on trouve mêlés des blocs de grès et de micaschistes. Le contact entre les grès et le lias n'est jamais visible.

Il faut noter enfin une bande de Trias allongée suivant une direction WSW-ENE. Ces cargneules triasiques sont peut-être situées sur un compartiment surélevé et limité par un système de failles. L'érosion a ménagé au pied de ces cargneules triasiques une petite dépression où se trouve le lac de Séchident.

La présence d'une zone marécageuse avec des petits lacs au pied du Crêt Luisard fait penser qu'il y a là encore du Trias mais décalé par une faille.

Tectonique.

Deux séries d'accidents transverses peuvent être mis en évidence dans la région du Grand-Rocher. Ce sont des failles de direction WSW-ENE et NNW-SSE qui découpent la couverture sédimentaire en compartiments. L'ensemble a un style de horst et graben.

C'est à ce type qu'il faut rattacher la structure de synclinal médian. Il représente un fossé d'effondrement entre deux blocs ou cliveaux dans lequel se sont accumulés les sédiments houillers puis mésozoïques. Les sédi-

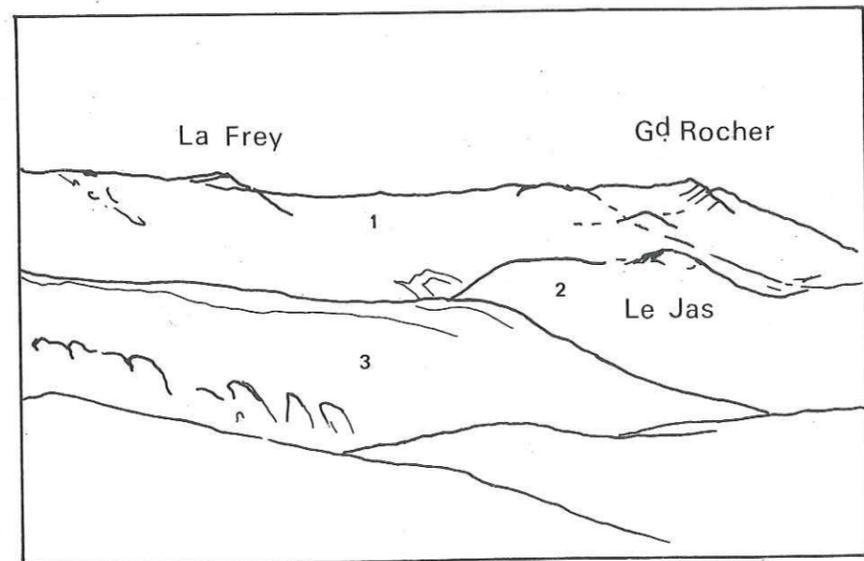


Fig. 11 - Vue vers le Grand-Rocher sous le col du Merdaret (versant E).
1. Grès permien ; 2. Micaschistes du socle ; 3. Calcaire dolomitiques et cargneules triasiques affleurants sur la rive gauche du ruisseau du Vaugelat.

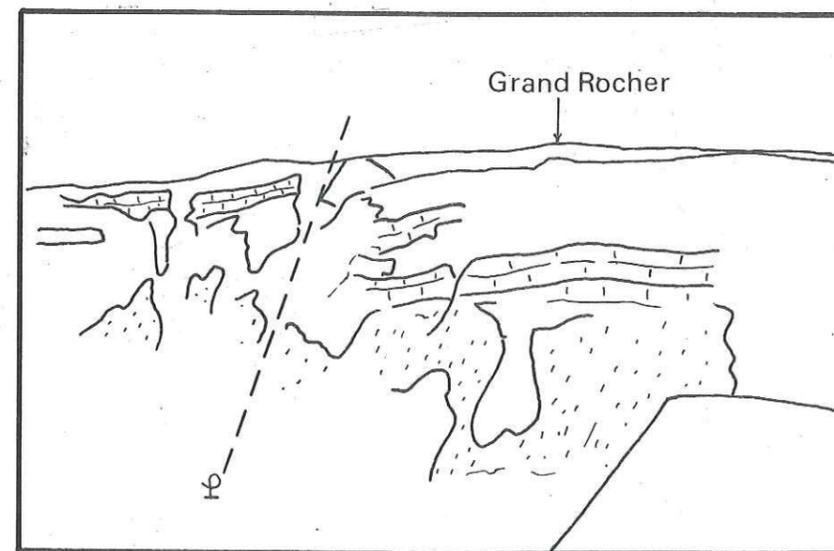
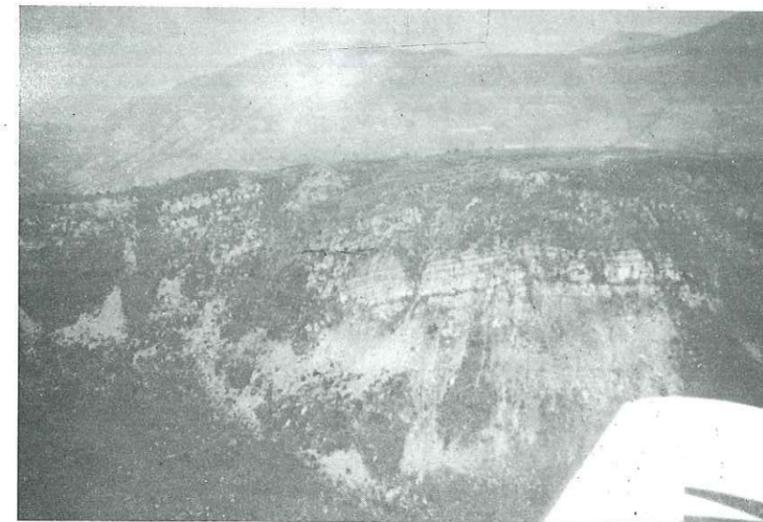


Fig. 12 - Faille de direction NNW-SSE décrochant les grès permien avant le Grand-Rocher. Les niveaux correspondant (grès grossiers roses du niveau 6 de la coupe du Grand-Rocher) sont décalés de 30m environ.

ments mésozoïques ont été pincés par des mouvements d'âge alpin (fig. 10).

Pour Cl. BORDET (1957) les déformations qui sont à l'origine des synclinaux médians ne sont pas la conséquence d'un rétrécissement notable de la largeur du socle, mais au contraire de son ouverture en phase de détente. Les synclinaux médians s'apparentent aux joints tectoniques comblés.

Accidents ENE-WSW.

Les plus importants de ceux-ci est l'accident de Fond de France. Il va de la région du col du Merdaret à celle de Saint Etienne de Cuines. Il est probablement multiple.

Nous avons vu précédemment que le versant Sud-Est du Grand Rocher avait un style en marche d'escalier ce style étant dû à des failles ENE-WSW (l'orientation d'un miroir de faille dans les grès de base du Grand Rocher est de N 70°).

Accidents NNW-SSE.

Ce sont les plus marqués et les plus visibles dans la morphologie. Quand on parcourt la crête allant du col du Merdaret jusqu'au Crêt Luisard on s'aperçoit que celle-ci est découpée par toute une série de ressauts dus sûrement à des failles NNW-SSE. D'autre part, au Crêt Luisard, à 1800 m, c'est à dire 100 m en dessous du Grand Rocher les schistes lie de vin de la partie supérieure des "Grès d'Allevard" affleurent. Ceci s'explique par un abaissement de toute la série gréseuse. Un de ces décrochements est bien visible juste avant le Grand Rocher sur la photo 12. La couverture sédimentaire est donc divisée en blocs de plus en plus élevés du Nord vers le Sud, les blocs les plus méridionaux étant décalés vers l'Ouest.

Des failles de même orientation ont déjà été signalées près du col de Barioz (N 160°). Il est possible d'ailleurs que la limite septentrionale des grès d'Allevard corresponde à une faille ou toute une série de failles se relayant, ayant cette orientation.

Cette direction est aussi celle de nombreuses diaclases à l'intérieur des formations gréseuses. Les diaclases, de même que les failles, sont souvent remplies par des filons de quartz et de sidérose.

La direction des accidents transverses correspond à une tectonique alpine. Ces accidents ont découpé le socle en une série de blocs de type horst et graben, et le mouvement différentiel entre ces blocs s'est répercuté dans la couverture. Si, pendant l'orogénèse alpine, il s'est produit de nouveaux accidents, il est certain que ceux, plus anciens du socle ont aussi joué sans qu'il soit possible de préciser la place et le rôle de chacun.

II - ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

L'étude sédimentologique a pour but de rechercher l'origine probable des sédiments, la nature des agents qui ont présidé à leur érosion, et le mode de transport des produits détritiques.

Les mesures que l'on peut effectuer étant principalement statistiques on est obligé de procéder à l'étude d'un grand nombre d'échantillons, mais l'absence de sédiments meubles permettant une étude granulométrique, la rareté des stratifications obliques où entrecroisées priment l'étude sédimentologique des "Grès d'Allevard" de données importantes.

Néanmoins, j'ai pu relever des traces sédimentaires (chenaux, ripple marks, stratifications obliques) qui peuvent donner des indications sur l'origine des sédiments.

I - LES FIGURES SEDIMENTAIRES.

Ripple marks.

J'ai observé des ripple marks sur la surface d'un banc de grès dans le grand affleurement du col de Barioz (photo 13).

Ces ripples marks ont une hauteur de crête de l'ordre du centimètre, la longueur d'onde étant de 6 cm environ ce qui semble indiquer un courant de faible énergie. Ce sont des rides de courant asymétriques. Le côté abrupt est dirigé vers l'aval du courant. Les ripples marks sont fréquents dans les fleuves, les estuaires et les plateaux de marées, elles ne sont pas un élément de diagnostic sûr, quant au milieu de dépôt. Toutefois dans le cas présent, les rides indiquent un courant venant du NE.

Chenaux.

Les traces de chenaux caractérisent des courants fluviaux ou deltaïques. L'orientation de celui visible sur la photo 14 est toujours NE-SW (inclinaison 20° par rapport à l'horizontale).

Groove marks

Les groove marks ou cannelures (photo 15) décrites ici, sont en creux sur le sommet d'un banc. Elles sont parallèles entre elles. Leur longueur est de 50 cm et leur largeur de 1 à 2 cm. Certaines aboutissent à des empreintes en creux qui sont les traces de galets. Elles sont associées à des traces d'impact. Les cannelures proviennent de l'action de particules en suspension dans un courant sur un fond à granulométrie fine. L'orientation du courant in-



Fig. 13 - Ripple-marks dans la partie supérieure des "Grès d'Allevard". Les couches pendent vers le NW. La direction du courant est indiquée par le marteau.

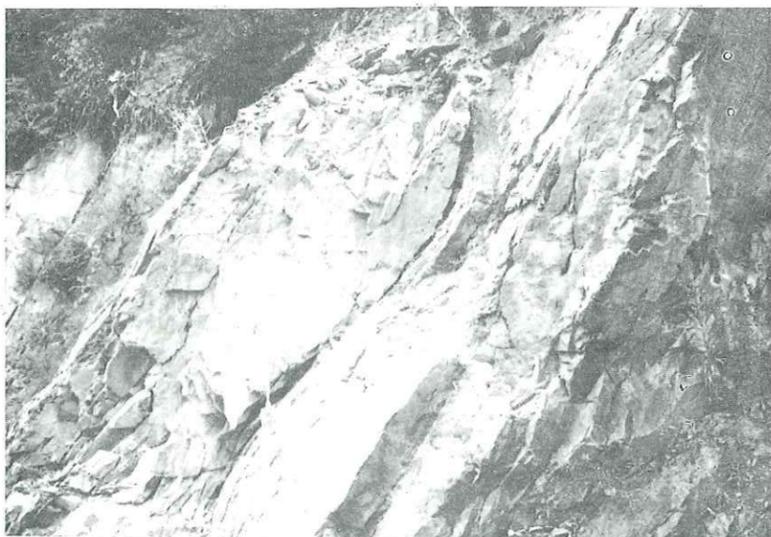


Fig. 14 - Chenal dans la partie supérieure des "Grès d'Allevard". Le pendage des couches est très net ici.

diqué par ces grove marks est NNE-SSW.

Stratifications.

Les principaux interbancs ne sont pas toujours plans. Ils sont soulignés par une patine ferrugineuse et parfois par un dépôt de quartz.

J'ai observé quelques stratifications obliques (photo 16) dans les schistes du Crêt Luisard, Elles confirment l'orientation NE-SW des courants.

En conclusion à ces brèves observations, on peut penser que les sédiments à granulométrie fine, se sont déposés dans des zones de type delta ou chott ou sur une grande surface peu inclinée, apportés par des courants généralement peu violents. Ces sédiments proviennent de régions situées au NE des zones de dépôts, sans qu'il soit possible d'en fixer la distance.

2. LES GALETS.

Etude morphométrique.

La forme et le degré d'usure des galets sont deux critères qui permettent d'apprécier l'agent de fragmentation et d'usure, c'est à dire l'agent de transport des matériaux.

J'ai étudié :

- l'aplatissement des galets qui donne une idée de la forme
- l'éroussé qui est un indice d'usure.

L'étude a porté sur deux lots de galets de quartz de taille supérieure à 14 mm recueillis dans les grès conglomératiques près du col de Barioz (niveau 1) et au-dessus de Theys dans un affleurement situé sur la rive droite du ruisseau du Merdaret entre les altitudes 1100 et 1200 m. Un petit lot de galets de micaschistes a été observé dans ce même affleurement. Les méthodes sont celles exposées par A. CAILLEUX et J. TRICART (1959).

Aplatissement.

Les mesures ont été faites sur des coupes perpendiculaires aux strates. L'indice d'aplatissement est égal à :

$$\frac{L_S}{E_S}$$

L_S représente la plus grande longueur apparente du galet et E_S la plus grande épaisseur apparente mesurée dans une direction perpendiculaire à L_S (tableau 1).

La médiane de l'indice d'aplatissement se situe à 1,60 environ. Les galets de 30 mm ont un aplatissement plus élevé, de l'ordre de 1,80. La valeur de l'indice de rang 85 est de 2,00. D'autre part, le pourcentage de galets aplatis (indice supérieur ou égal à 2,50) est assez faible (6,6%) tandis qu'en revanche le pourcentage de galets peu aplatis est élevé : 33% pour l'ensemble de tous les galets.

Ces chiffres indiquent un façonnement et un transport fluvial (peut-être du type cours d'eau à chenaux divagants).



Fig. 15 - Grove -marks dans la partie supérieure des "Grès d'Allevard". La pointe du marteau indique l'empreinte en creux d'un galet.

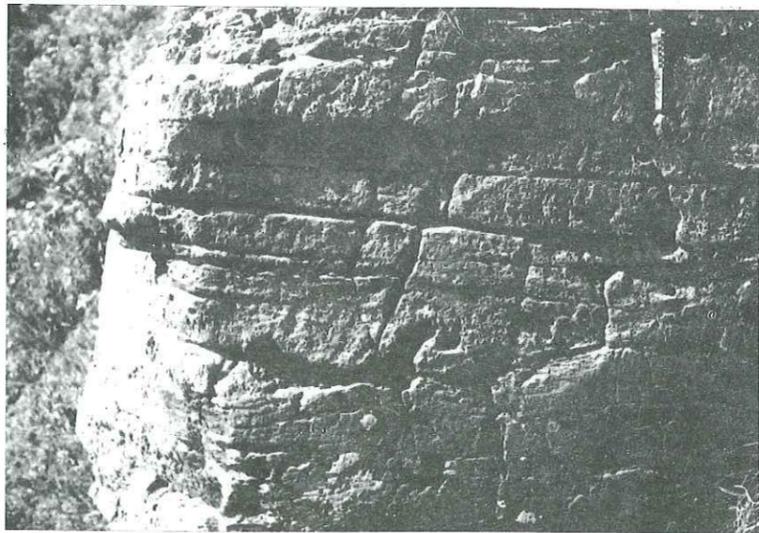


Fig. 16 - Stratification oblique dans les schistes lie-de-vin du Crêt Luisard.

climat

Les valeurs de l'indice d'aplatissement pour la fraction 30 mm indiquent un transport fluvial en climat tempéré ou chaud humide. Les galets sont noyés dans une grande proportion de sable ce qui évoque des cours d'eau coulant sur des épandages déjà existants. Toutefois la grande proportion de galets bombés montre que le régime de va-et-vient torrentiel à certains moments (en rapport sans doute avec l'alternance de saisons sèches et humides).

Emoussé.

Le chiffre cité correspond à la valeur médiane des indices d'émoussé de premier ordre : $\frac{2r_1}{L_s} \times 1000$ (tableau I).

Les médianes oscillent entre 190 et 215. La médiane de l'ensemble est de 200. Le pourcentage de galets usés (indice d'émoussé supérieur à 350) est toujours très faible. Le pourcentage de galets d'indice inférieur à 100 est important (20%). Dans ce cas il s'agit de galets anguleux non usés et dont r_1 n'a pu être mesuré en raison de la faible dimension des galets. Ces résultats montrent une usure de type fluvial.

Pour chaque fraction j'ai construit des courbes cumulatives en portant en abscisse les valeurs croissantes des indices d'émoussé et en ordonnées les pourcentages cumulés des galets.

Les différentes courbes sont légèrement bimodales. A un matériel d'origine plus lointain (I_e compris entre 350-400) s'adjoint un matériel d'origine proche (I_e compris entre 150-200) qui est d'ailleurs le plus important. Ceci est net sur l'histogramme des indices d'émoussés (en abscisse les tranches d'émoussé vont de 50 en 50) où l'on voit deux sommets 0-100, 200-250 et 350-450 (fig. 17).

En conclusion, si on note la trace d'un apport lointain faible, on peut toutefois considérer pour les galets une origine locale qui ne doit guère excéder une dizaine de kilomètres. Ils proviennent d'un relief peu élevé (transport plus fluvial que torrentiel).

Disposition des galets.

Cette étude ne peut donner des résultats n'ayant qu'une valeur d'exemple du fait du nombre réduit de lots et de la taille des galets, faible en général.

Orientation des galets.

Le grand axe des galets étant orienté perpendiculairement à la direction du courant marin ou fluvial, il suffit de mesurer la direction du grand axe pour déterminer celle du courant. Cependant la nécessité de se fixer des limites de dimensions oblige à effectuer les mesures sur les plus gros galets. La forme des galets a aussi une influence et on ne tiendra compte que des galets dont l'indice d'aplatissement est supérieur à 1,5.

Sur une vingtaine de galets, les mesures ont donné un courant d'orientation NE-SW (40°-220°) ce qui concorde avec ce que nous avons déjà vu.

Grouperment des galets.

Les galets sont le plus souvent en vrac au milieu d'une gangue sableuse et représente l'aspect d'un épandage torrentiel (torrent boueux) (conclusions tirées de J. PERRIAUX, 1961).

Différents lots	Indice d'aplatissement		Indice d'éroussé	
	médiane	<150 (en %)	>2, 50 (en %)	>350 (en %)
Fraction 14 mm - 17 mm	1,62	38	6,7	10,8
Fraction 21 mm - 25 mm	1,62	32	10,7	6,6
Fraction 29 mm - 33 mm	1,79	9,1	4,5	4,35
Galets de Micaschistes	1,51	33,3	0	44,4
Ensemble des Galets > 14 mm	1,63	33	6,6	12

TABLEAU I - Indice d'éroussé et d'aplatissement des galets des grès permien.

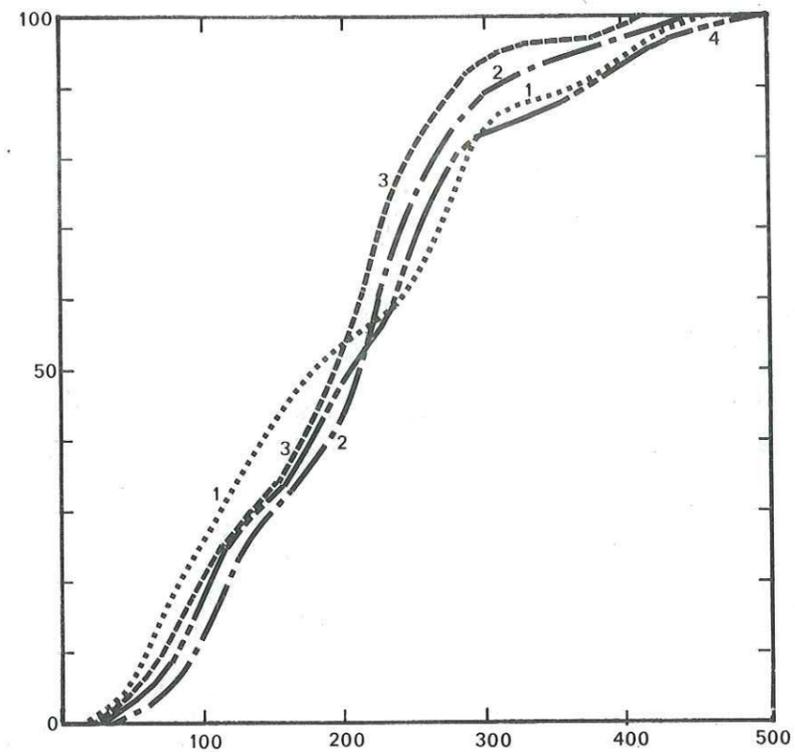


Fig. 17 - Représentation sous forme de courbe cumulative des indices d'éroussé des différentes fractions de galets. 1 - Fraction 14mm-17mm. 2 - Fraction 21mm-25mm. 3 - Fraction 29mm-33mm. 4 - Ensemble des galets supérieurs à 14mm.

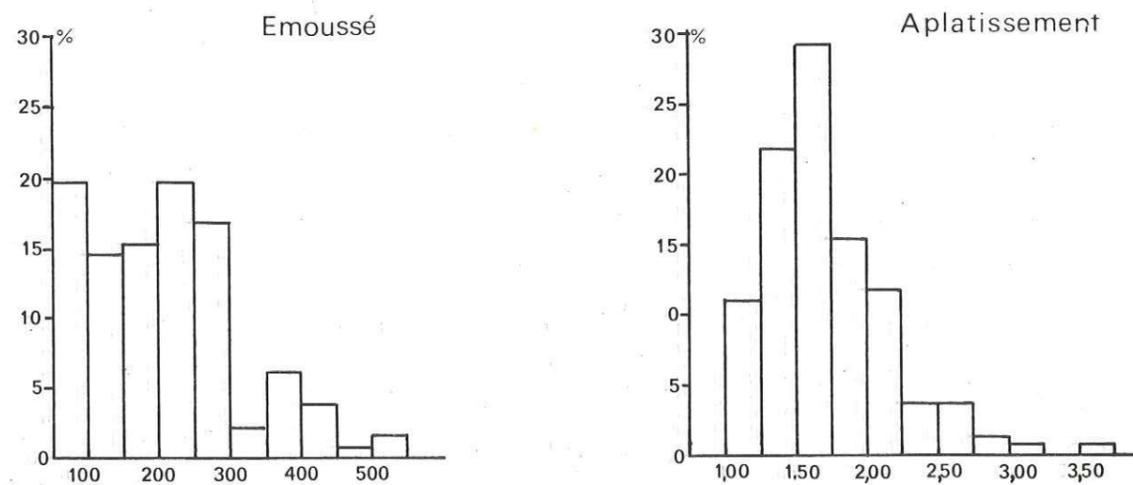


Fig. 18 - Représentation sous forme d'histogrammes des valeurs de l'indice d'aplatissement et d'éroussé de l'ensemble des galets.

- En abscisse : valeurs croissantes des indices d'aplatissement et d'éroussé.
- En ordonnée : nombre de galets (en %).

3. CONCLUSION.

Le transport était de type fluviatile, à chenaux divagants et s'effectuait sur une surface constituée par un matériel d'épandage non induré.

A la base de chaque séquence un courant de type torrentiel, éventuellement sous forme de coulée boueuse, apportait le matériel grossier (galets faiblement émoussés et disposés en vrac) auquel succédait un écoulement plus calme qui explique la granodécroissance observable sur la plupart des bancs.

A l'exception d'une petite partie d'origine plus lointaine, la masse principale des dépôts a la même provenance (indice d'émoussé). L'ensemble provient de toute façon d'une région assez proche au lieu d'épandage et située au Nord-Est de celle-ci (étude sédimentologique et orientation des galets).

*Sheet/Book
Zyhus
8*

III - ANALYSE CHIMIQUE

J'ai effectué quelques analyses chimiques sur les dolomies et calcaires dolomitiques. J'ai fait des dosages de CaO et MgO. Ce sont des dosages par complexométrie. Le réactif utilisé est le Complexon III (i.e. dihydrate du sel disodique de l'acide éthylène-diamine-tétracétique, appelé E.D.T.A.). Le réactif forme des complexes avec les métaux bi et trivalents. On masque les sels gênants par des produits appropriés. La fin de la réaction est décelée par des indicateurs colorés sélectifs.

1. METHODES.

On attaque à chaud 1g de sédiment broyé et séché par de l'acide chlorhydrique à 30% pendant 3 heures.

- Calcium.

On prélève 10 cc du filtrat directement après l'attaque à l'acide chlorhydrique puis on ajoute :

- . 20 cc de triéthanolamine à 50% (pour masquer le fer)
- . de la soude 2N en excès
- . une pincée de réactif de PATTON et REEDER (H.H.S.N.N.) en dilution sèche (1g de réactif broyé avec 100 g de chlorure de sodium).

Titrer par l'E.D.T.A., 0,05 M préalablement étalonné. Au moment du virage, la solution passe du violet au bleu franc.

- Magnésium.

C'est aussi un dosage complexométrique. On détermine d'abord la somme CaO + MgO, la teneur en MgO étant ensuite obtenue par différence.

On prélève 10 cc du filtrat directement obtenu après l'attaque à l'acide chlorhydrique. Puis on ajoute :

- . 20 cc de triéthanolamine à 50% pour masquer le fer
- . 20 cc de tampon à pH 11 (54 g de chlorure d'ammonium et 406 cc d'ammoniaque ajustée à 1000cc par de l'eau distillée).
- . 2 cc de cyanure de potassium à 3% pour complexer les ions lourds.
- . une pincée de méthyl-thymol bleu complexon (100 mg de réactif broyé en dilution sèche dans 100 g de chlorure d'ammonium).

Titrer par l'E.D.T.A., 0,05 M préalablement étalonné. Le virage est marqué par la décoloration de la solution.

2. RESULTATS.

Les résultats des analyses sont groupés dans le tableau II. Les dolomies sont des roches formées de dolomite CO_3Ca , CO_3Mg et de calcite libre CO_3Ca .

Voici selon M. M. STRAKHOV (1958) les pourcentages des constituants pour les différents types de roche (tableau tiré de J. RICOUR, 1961, p. 291).

	Calcite CaCO_3	Dolomite (CaCO_3 , MgCO_3)
Dolomie	0 à 5%	95 à 100%
Dolomie calcareuse	5 à 50%	50 à 95%
Calcaire dolomitique	50 à 95%	5 à 50%
Calcaire	95 à 100%	0 à 5%

Dans la dolomite, constituant pur, équimoléculaire, CaCO_3 , titre 54,273% et MgCO_3 , 45,726%.

Echantillons	MgCO_3 (en %)	CaCO_3 (en %)	CaCO_3 libre (en %)
3	36,6	56,80	15,85
18	32,6	60,30	23,22
29	17,75	46,60	25,54
30	20,81	62,00	37,30
59	28,2	43,54	9,95
60	13,75	43,60	27,00
62	23,20	36,96	9,46
70	14,42	80,90	64,00
83	23	67,7	40,4

TABLEAU II - Résultats des analyses chimiques de quelques dolomies calcareuses. La localisation des différents échantillons est indiquée sur la carte de la figure 3.

reuses.

D'après ce tableau on s'aperçoit que l'ensemble des sédiments triasiques est composé de dolomies calca-

Il faut faire une exception pour les échantillons 59-60 et 62. Ce sont en effet les dolomies capucins interstratifiées dans les grès du Grand Rocher. Elles sont presque exclusivement composées de dolomite (la calcite libre n'atteint pas 10%). Ces roches contiennent beaucoup de silice et de fer, la patine ocre est due à la limonite. Le numéro 60 donne un résultat assez aberrant et la teneur élevée en CaCO_3 s'explique plus par la présence de filons de calcite plutôt que par un changement brusque à l'échelle du banc.

Il est difficile d'essayer de tirer des conclusions générales de l'analyse de ces résultats. La partie supérieure de la série triasique (n° 29-30-83) semble plus calcaire que la partie inférieure.

L'échantillon 70 est une cargneule. Il montre que ces roches sont surcalcifiées (64% de calcite libre). On peut comparer ces résultats avec ceux obtenus par Melle VEILLET dans son étude du Trias de la bordure ouest de la chaîne des Grandes Rousses.

Les dolomies calcareuses de la région du Grand Rocher - col du Merdaret - peuvent être mises en parallèle avec les dolomies beiges et les calcaires dolomitiques à patine gris beige du sommet de la série des Grandes Rousses (l'analyse chimique révèle pour ceux-ci un pourcentage en calcite de 60 à 70%). Mademoiselle VEILLET notait aussi que la teneur en dolomite décroissait au fur et à mesure que l'on montait dans la série, phénomène que l'on retrouve dans le Trias du Grand Rocher. Nous ne retrouvons jamais ici les termes inférieurs (brèches à éléments granitiques, grès de base, dolomies gréseuses) décrits dans la bordure ouest des Grandes Rousses, la partie supérieure du Trias est, semble-t-il seule présente.



Fig. 19 - Albite primaire envahie par des minéraux phylliteux (LP x 100).

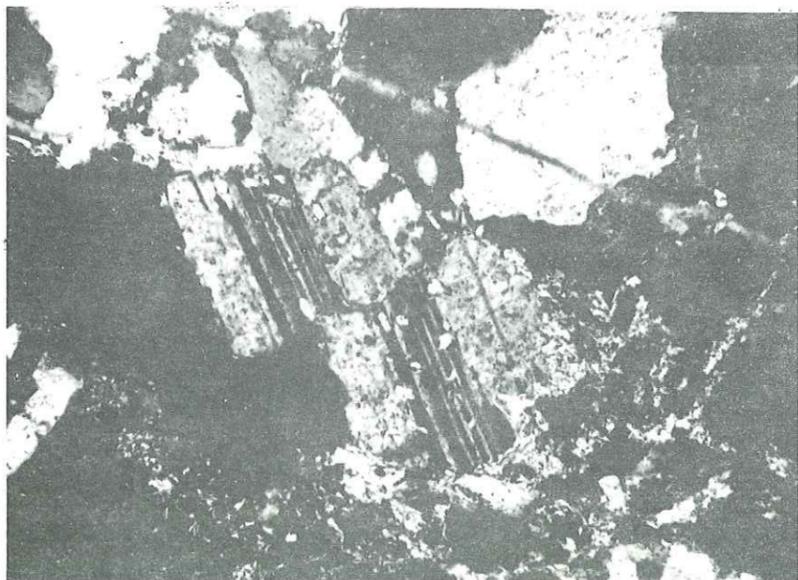


Fig. 20 - Albite primaire cassée avec du quartz de néoformation (LP x 100).

IV - ETUDE PETROGRAPHIQUE

I - LES "GRES D'ALLEVARD".

Au microscope l'étude des grès se révèle plus compliquée et surtout plus délicate que sur le terrain. L'abondance de minéraux de néoformation fait que la structure primaire de la roche a été rarement conservée, et, quand on veut essayer de l'analyser elle ne semble guère montrer que l'on a affaire à un dépôt détritique typique comme on pourrait s'y attendre.

Deux types de texture dominant :

- . soit une texture grenue correspondant à des grès micacés.
- . soit une texture microgrenue avec une schistosité très nette.

Le schéma général est le suivant.

Des cristaux de quartz et de mica sont englobés dans une trame crypto-cristalline.

La trame paraît essentiellement feldspathique. Cette mésostase est transformée en agrégats de très petits cristaux de quartz imbriqués les uns dans les autres.

La présence de cristaux d'albite, où la macle de l'albite n'est presque plus visible, avec de très nombreuses inclusions de minéraux phylliteux est constante. On peut penser que ce sont des plagioclases détritiques provenant de l'altération du socle et transformés ultérieurement, ou bien encore ces plagioclases ont une autre origine que nous préciserons plus loin. Certaines de ces albites sont cassées et du quartz de néoformation commence à les envahir (photo 20).

A côté de ces formes très altérées existent d'autres cristaux d'albite. Ils sont parfaitement limpides et la macle est celle de Carlsbad, rarement celle de l'albite. Des inclusions de quartz et de rutile sont fréquentes. Ces albites poecilitiques sont nettement différentes des précédentes et nous reviendrons sur leur signification.

Le reste de la mésostase est occupé par du quartz et des minéraux phylliteux en petites paillettes ou larges lamelles automorphes, flexueuses ou cassées. La chlorite est aussi abondante et de place en place elle est envahie par du quartz.

Le quartz n'apparaît jamais en cristaux automorphes. Nous avons là des agrégats de plages de quartz plus ou moins grandes, formant comme un puzzle avec de fréquentes inclusions de micas, rutile et même zircon. Ces différentes plages émettent des digitations qui englobent la mésostase, parfois de l'albite. On rencontre rarement des grains de quartz détritiques typiques avec une forme plus ou moins ronde, entourés d'une gaine d'hématite. Tous les grains de quartz semblent être secondaires (ou bien des accroissements secondaires masquent la forme primitive du grain).

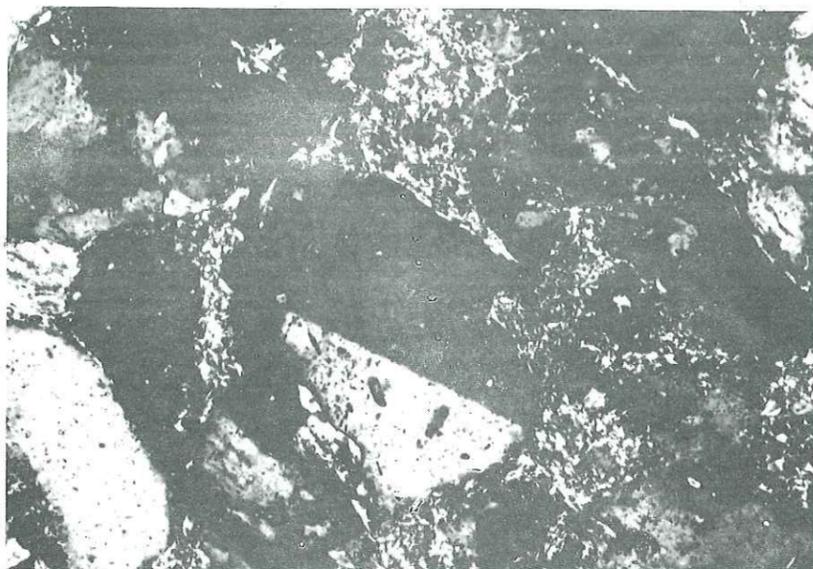


Fig. 21 - Albite secondaire à mâcle de Carlsbad, limpide avec de nombreuses inclusions en particulier des aiguilles de rutile (LP x 40).

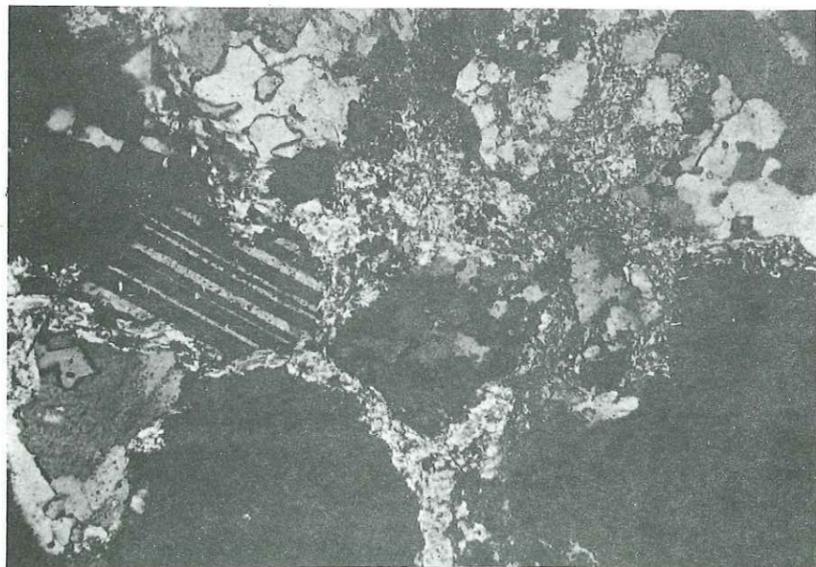


Fig. 22 - Quartz de néoformation aux cristaux à contours flexueux (LP x 100).

Le reste de la mésostase est envahi par des micas et des chlorites. La plupart du temps il s'agit de phengite soit en paillettes de petites dimensions ou bien en grandes lamelles. Il y a aussi de la muscovite sans qu'il soit possible de distinguer toujours nettement muscovite et phengite. Il arrive fréquemment que la phengite englobe de petits cristaux de quartz. La chlorite (essentiellement de la pennine) se présente en plages diffuses. En lumière naturelle, la chlorite est vert pâle. En lumière polarisée les teintes de polarisation sont souvent aberrantes allant du bleu foncé au gris du 1er ordre. Il est difficile de préciser si la chlorite est primaire ou néoformée (les clivages de certains micas sont envahis par la chlorite). Il faut aussi noter des amas d'oligiste qui semble postérieur à de nombreux minéraux ; ceux-ci auraient été englobés et l'oligiste donne actuellement un fantôme de ces minéraux primaires (peut-être des ferromagnésiens dans certains cas). Sur la photo 24 on voit très bien l'oligiste s'infiltrer dans les plans de macle d'une plage d'albite.

L'oligiste est ensuite envahi par du quartz de néoformation.

Des tourmalines détritiques ne sont pas rares ainsi que le sphène qui est toujours abondant.

Le schéma général souffre cependant quelques variantes :

. La biotite est présente dans certains échantillons. Ce sont de petites lamelles dont le pléochroïsme est moins accentué que la normale. Peut-être s'agit-il d'ailleurs de stilpnomélane. De toutes façons la distinction biotite-stilpnomélane est toujours malaisée. Il faut remarquer que les lamelles de biotite sont grossièrement alignées et que la présence de celles-ci coïncide avec une orientation privilégiée de tous les minéraux même dans des roches grossières.

. Le quartz se présente généralement en plages recristallisées à contours flexueux. Il existe cependant des quartz détritiques, en particulier dans les schistes et les pélites. Les cristaux sont toujours anguleux, la taille des gros est généralement comprise entre 0,2 mm et 0,5 mm. Elle peut aller jusqu'à 2 mm.

Les tourmalines sont intéressantes à considérer. En effet, en lumière naturelle on remarque qu'autour d'un noyau coloré en brun se développe toujours un liseré donnant des teintes bleues. Nous avons là des cristaux de tourmaline détritique avec un accroissement secondaire. Celui-ci n'est pas de la même catégorie que le cristal initial. Sur une tourmaline magnésienne (draveïte) s'est formée une auréole de tourmaline sodique authigène. Ce phénomène serait dû à des apports fumerolliens. Il est difficile de préciser l'âge de cet accroissement secondaire. J'ai toutefois observé dans un cristal de tourmaline qu'il était postérieur à du quartz de néoformation enveloppé dans ce cristal.

- Le rutile est toujours présent. Au fort grossissement dans la mésostase il forme des petites paillettes brunes. On trouve quelques exemples de rutile en fines aiguilles, en épitaxie sur des chlorites. Le rutile se trouve rarement en cristaux automorphes.

L'oligiste est fréquent. Dans les schistes lie de vin l'oxyde de fer a envahi les différents lits en formant de grandes traînées. De même les minéraux phylliteux contiennent des inclusions d'oligiste le long des clivages. Mais c'est dans les grès micacés que l'hématite se montre sous un aspect particulier. Il forme alors des amas noirs à l'intérieur desquels se dessine le contour d'anciens minéraux, en particulier de ferro-magnésiens. Les amas d'hématite sont secondairement remplis par du quartz et de la phengite. On a nettement l'impression que l'hématite forme le "squelette" d'anciens cristaux.



Fig. 23 - Lamelles de micas (phengite et muscovite) aux clivages soulignés par des trainées d'oligiste (LN x 100).



Fig. 24 - Albite primaire dont les plans de mâcles ont été envahis par de l'oligiste qui donne un fantôme de ce minéral.

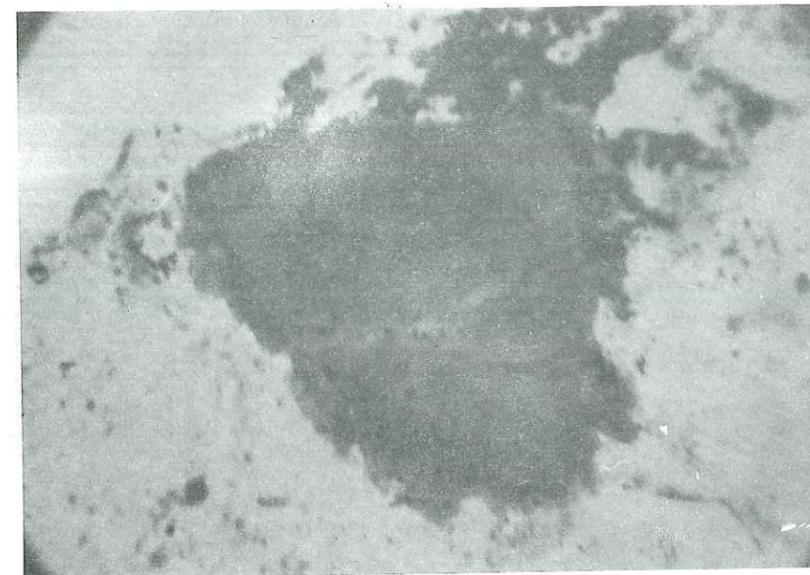


Fig. 25 - Tourmaline magnésienne primaire avec accroissement secondaire de tourmaline sodique (auréole plus foncée sur la photo) (LC x 240).

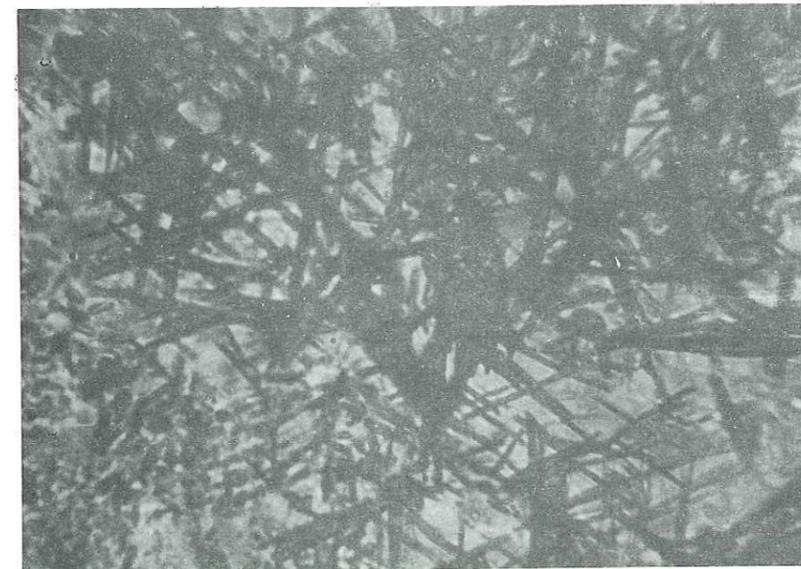


Fig. 26 - Fines aiguilles de rutile en épitaxie sur de la chlorite et du quartz (LN x 600).

Quand on observe dans le détail les différents grès recueillis dans la région du Grand-Rocher, les preuves d'une transformation de la structure primaire de la roche sont manifestes. J'essaierai plus loin d'analyser les facteurs ayant présidé à ces néoformations.

Dans beaucoup de cas on peut penser que la structure originelle ne correspondait pas à un grès typique avec des grains de quartz détritiques et un ciment argileux ou calcaire, mais certainement à des cinérites gréseuses. En effet, la matrice semble être formée de feldspaths décomposés, les amas d'oligiste avec traces de ferro-magnésiens rappelant des lapillis volcaniques, donnent à penser que les quartz détritiques étaient mélangés à des cendres volcaniques provenant peut-être de volcans explosifs. Ceci n'est cependant pas une certitude, mais des manifestations volcaniques dans des grès permien ont déjà été décrites par plusieurs auteurs (A.C. TOBI en particulier) ce qui viendrait confirmer la précédente hypothèse.

2 - LES DOLOMIES.

Au microscope la différence entre calcite et dolomite n'est pas visible. Toutefois, il est rare d'avoir des formes rhomboédriques nettes. Tout l'ensemble a été recristallisé et donne un enchevêtrement de cristaux de dolomie et calcite.

Dans la mésostase on trouve de nombreux quartz de néoformation. A l'intérieur de ceux-ci il y a encore de la calcite ou dolomite non résorbées (photo 27). Des inclusions de rutile et même de zircon ne sont pas rares.

Suivant les échantillons l'albite peut-être fréquente ou bien rare à absente. Les cristaux d'albite sont toujours très limpides. Les macles sont celles de l'albite de Carlsbad et parfois albite-Carlsbad. Les limites entre l'albite et la matrice carbonatée sont très souvent diffuses ; les cristaux d'albite émettent des digitations qui englobent calcite et dolomite souvent incluses dans l'albite de même que dans le quartz.

Dans certaines lames apparaissent des zones phylliteuses formées de minuscules paillettes de muscovite, phengite, séricite et chlorite (qui est cependant nettement moins abondante que les micas).

Ces trainées sériciteuses montrent une multitude de petits cristaux de rutile authigène et de zircon. La séricite provient de la transformation de passées argileuses contenues dans les calcaires dolomitiques. La présence de rutile, minéral titanifère, indique que ces passées argileuses étaient probablement formées d'illite.

Il faut enfin noter l'existence de cristaux de rutile néoformés ayant leurs contours cristallographiques propres dans la matrice dolomitique et calcitique.

3 - LES SPILITES TRIASIQUES.

Le spilite observé à la base du Lias se présente sous la forme d'une coulée massive. Il n'y a ni pillow-lavas ni projections.

La structure est trachytique presque fluidale avec une tendance variolitique très légère. L'albite forme des lattes (0,1 mm x 0,5 mm) ayant un faciès en écharde, rarement des microlites. La mésostase est très réduite. Les macles de l'albite et de Carlsbad sont les plus fréquentes (photo 29).

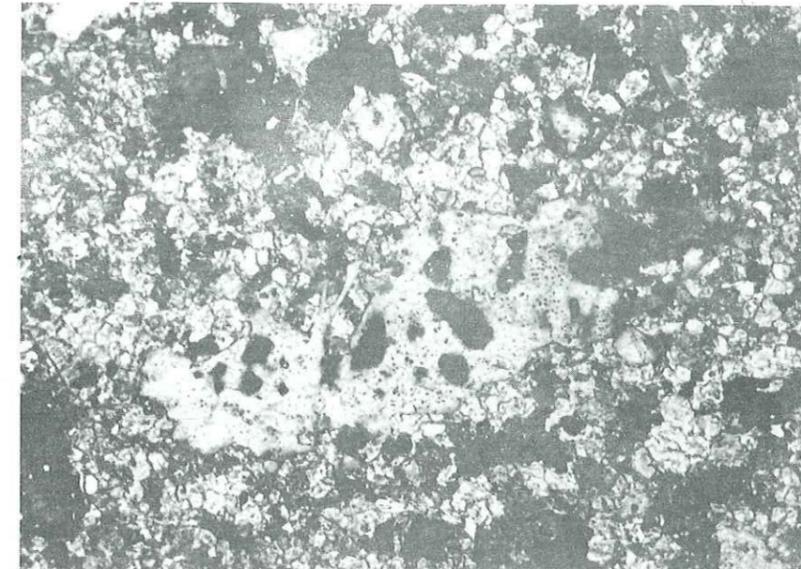


Fig. 27 - Quartz de néoformation dans une dolomie calcaireuse. Des inclusions dolomitiques non résorbées sont visibles dans ce minéral (LP x 100)

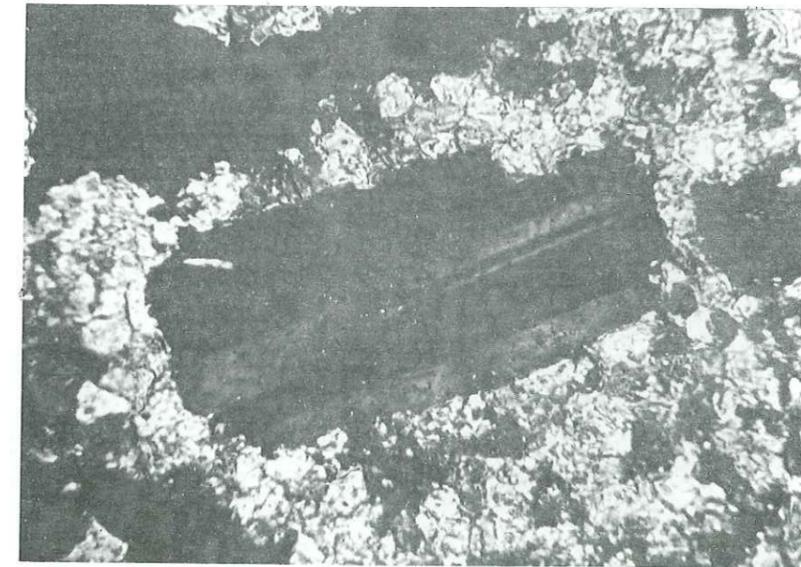


Fig. 28 - Albite secondaire très limpide dans la matrice calcaro-dolomitique (LN x 100).



Fig. 29 - Spilite triasique. Structure trachytique avec des lattes d'albite et des cristaux de pyroxène chloritisés (LP x 30)

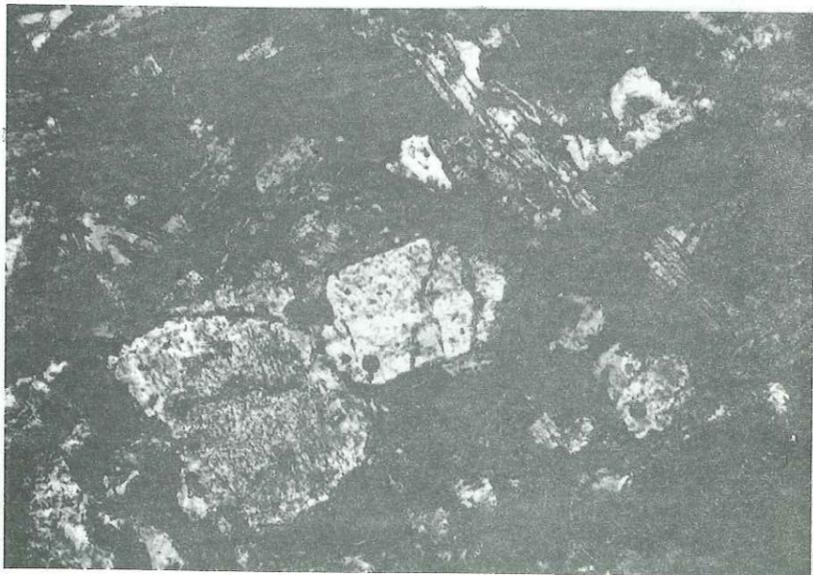


Fig. 30 - Spilite triasique. Au centre de la photo cristal de clinozoïsite. A côté pyroxène chloritisé (LP x 100).

Un filon de quartz traverse l'échantillon ainsi que de nombreux filons d'oligiste postérieurs au quartz, sans doute d'âge alpin.

Le verre est chloritisé et dans celui-ci on n'observe aucun minéral ferromagnésien de haute température mais des minéraux phylliteux (chlorite). La forme originale des pyroxènes a été souvent conservée et la chlorite est entourée d'une auréole de clinozoïsite (photo 30). Les anciens pyroxènes sont par endroit ouralitisés. L'amphibole a été ensuite chloritisée, mais la présence de celle-ci peut être mise en évidence par leur clivage que l'on peut encore reconnaître par endroit.

Il y a quelques cristaux de clinozoïsite. En lumière naturelle ils sont incolores, à forte réfringence. Les teintes de polarisation sont jaunes à gris-bleu, l'angle d'extinction est d'environ 8 à 10°. La clinozoïsite n'est jamais pure. Elle passe à de l'épidote s. st. car on ne voit jamais les teintes ultra bleues de la clinozoïsite franche. La formule de la zoïsite est $(Si_2O_7 / SiO_4 / OH / O) Ca_2Al_3$ donc le calcium de la roche est passé dans la clinozoïsite, l'altération étant de type hydrothermal.

De fins granules de leucoxène, rarement de sphène forment des traînées dans le verre. Le leucoxène provient de l'altération de minéraux titanifères. Le titane est sûrement exsudé des pyroxènes et il est probable que la roche originelle contenait aussi de l'ilménite.

Il y a enfin du quartz d'exsudation particulièrement dans les minéraux d'altération néo-formés. Le quartz est donc toujours secondaire et il montre aussi des inclusions de chlorite ou de plagioclase.

Les vacuoles que l'on observe sont remplies de calcite, avec sur les bords de la chlorite.

Dans les vacuoles de calcite se développe un faux clivage très visible sur la photo 32. Les lignes sombres parallèles correspondent à un cisaillement, les plans de glissement étant parallèles à une direction donnée du rhomboèdre de calcite. Le glissement est ici si rapide qu'il correspond en fait à l'écrasement d'un mince feuillet de calcite. L'origine de ce faux clivage doit être rapportée à un métamorphisme dynamique.

Il est délicat dans ces conditions de donner la composition exacte de la roche primitive. Les spilites constituent une anomalie pétrographique car on trouve des caractères de roches acides (feldspath alcalins) et de roches basiques (pyroxène). On peut toutefois penser que ces roches ont une paragenèse albite-pyroxène (augite titanifère ?) - chlorite.

4 - LE METAMORPHISME DANS LES "GRES D'ALLEVARD".

D. DONDEY a très bien étudié les caractères du métamorphisme alpin dans les roches du socle ainsi que dans le Permien du Collet d'Allevard, mais je ne pense pas que le seul métamorphisme alpin soit responsable des transformations observées dans les grès d'Allevard.

En particulier l'abondance du quartz de néoformation montre que de nombreuses silicifications se sont succédées après le dépôt de grès. De même, après le dépôt de ces grès, une phase d'oxydation importante s'est déroulée comme en témoignent les amas d'hématite observés autour d'albite détritique ou de minéraux ferromagnésiens provenant peut-être de lapilli volcaniques.

La paragenèse alpine est très marquée dans les "Grès d'Allevard". Nous trouvons là les espèces minérales typiques de la "Chlorite-zone" de HARKER,

. Les micas blancs :

Us sont très abondants, la phengite caractéristique du métamorphisme alpin, la muscovite, les micas ont le plus souvent un aspect séricitique. Ils forment des petites paillettes corrodant les minéraux primaires, et contiennent un grand nombre de petites aiguilles de rutile.

. La chlorite se présente en lamelles ayant un pléochroïsme dans le vert-jaune moins accentué que les chlorites typiques mais le plus souvent elle est en amas diffus dans la mésostase.

. L'albite :

La présence d'albite dans les sédiments alpins a fait l'objet de nombreuses études et controverses. Nous observons ici deux catégories d'albite. A côté d'albites détritiques, cassées très altérées envahies par la séricite on trouve des plages limpides avec des inclusions de quartz et même de rutile. Il est curieux de noter que cette albite est presque uniquement maclée Carlsbad. La présence d'albite dans les calcaires dolomitiques triasiques est une preuve supplémentaire de son origine anthigène. Il faut d'ailleurs noter que pour HARKER la présence d'albite est normale dans la "Chlorite zone".

. Le quartz est presque toujours recristallisé. L'oxyde de fer est toujours de l'hématite. Les tourmalines détritiques montrent un accroissement secondaire sodique (à rapprocher avec le développement de l'albite). Cette présence de minéraux riches en soude, peut s'expliquer dans le cas des calcaires dolomitiques, dépôts d'origine lagunaire et indiquerait que les "Grès d'Allevard" se sont déposés dans de grandes étendues d'eau légèrement salées, à condition de considérer le sodium comme primaire.

. Le rutile se présente sous forme de petits granules très nombreux dans la matrice phylliteuse, en fines aiguilles et quelquefois avec des formes cristallines nettes. Le caractère anthigène du rutile est net. Pour D. DONDEY (1960), l'origine du rutile serait à rechercher dans la décomposition de vieilles biotites du socle. H. VINCIENNE et G. COURTY (1961), ont montré qu'il y avait une liaison entre les paragenèses des minéraux chloriteux et l'authigénèse du rutile dans des niveaux riches en chlorite, ainsi que les relations entre les phyllites et le rutile dans les "grès armoricains". Plusieurs auteurs ont insisté sur le caractère régulateur des minéraux phylliteux susceptibles d'échanger leurs bases, d'adsorber ou de libérer certains cations. Le titane pourrait être de ceux-ci et sa concentration à l'état de rutile anthigène pourrait provenir de l'action des phyllites (H. VINCIENNE - G. COURTY). La présence de rutile dans les "Grès d'Allevard" se rapporte peut-être à ce phénomène mais je pense qu'une autre solution de ce problème se trouve dans la transformation des minéraux ferromagnésiens et argileux (tels que l'illite) des cinérites gréseuses. Il faut d'ailleurs noter à ce sujet que les passées phylliteuses des dolomies triasiques contiennent de nombreuses paillettes du rutile, argument en faveur de la précédente hypothèse.

A côté de la recristallisation de certains éléments s'est opéré un changement de structure de la roche. Dans les grès, les micas forment des lits parallèles, les tourmalines ont toutes la même orientation. Cependant, les assises pélitiques de la partie supérieure des "Grès d'Allevard" montrent les transformations les plus nettes. Le métamorphisme aboutit à la formation de schistes chloriteux et sériciteux ou phyllites avec des lits alternants de chlorite-mica-hématite et de quartz (c'est ce que D. DONDEY appelle phyllitisation des sédiments).

Postérieurement sous l'effet d'un métamorphisme dynamique s'est développé un faux clivage ou clivage schisteux secondaire (D. DONDEY). Il n'est pas général dans les sédiments permotriasiques. Il se traduit par un ploie-ment ou des cassures observables dans les micas ou bien dans les "phyllites" par un cisaillement de l'orientation des

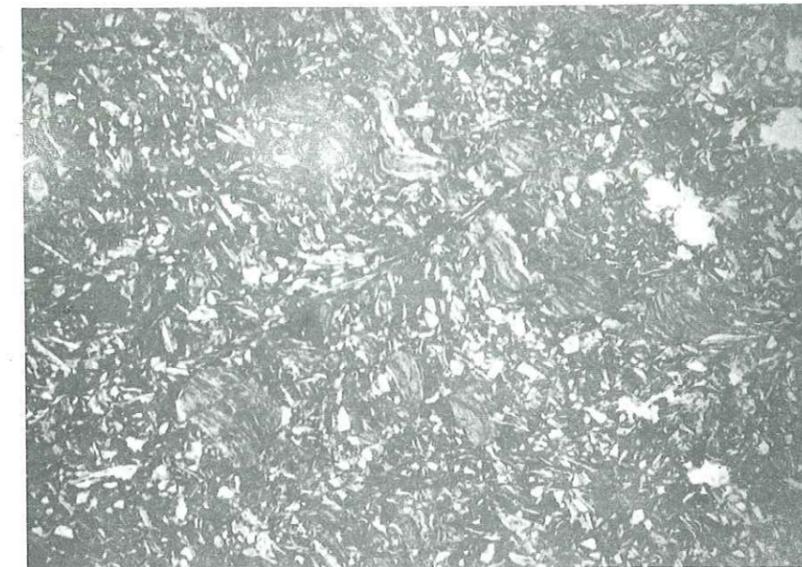


Fig. 31 - Clivage schisteux dans les schistes et pelites de la partie supérieure des "Grès d'Allevard". Le clivage schisteux se développe perpendiculairement à la stratification : les minéraux phylliteux sont plissés ou cassés (LN x 40).

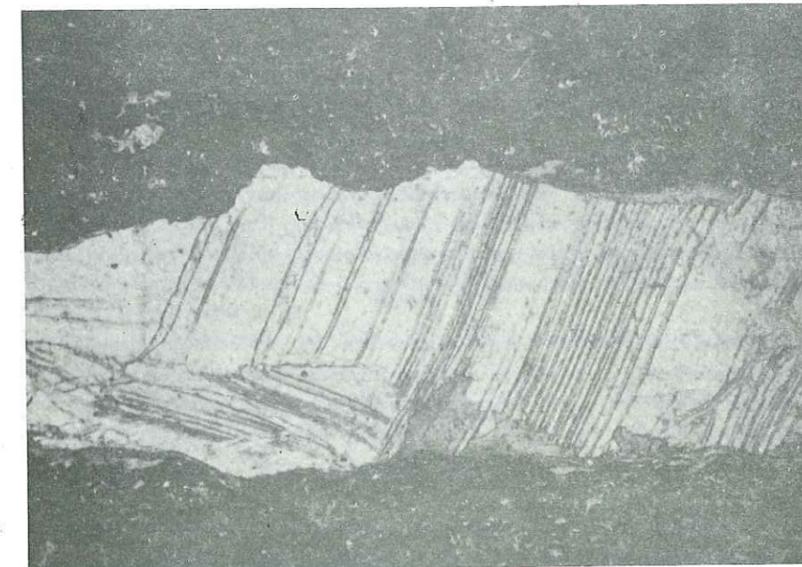


Fig. 32 - Faux clivage dans une vacuole de calcite du spilite triasique. Les lignes sombres correspondent à un cisaillement d'un mince feuillet de calcite (LP x 30).

lits des minéraux phylliteux.

Le métamorphisme dynamique est, nous l'avons vu, responsable de l'apparition d'un faux clivage dans les vacuoles calcitiques du spilite triasique.

En conclusion, les formations détritiques permotriasiques ne sont pas passées per saltum au grès et schistes actuels. Les "Grès d'Allevard" ont sûrement subi l'action de plusieurs métamorphismes aboutissant au brouillage de la structure initiale des sédiments. Dans cet ensemble, les traces du métamorphisme alpin sont les plus nettes. Celui-ci a provoqué la néoformation de minéraux phylliteux (phengite-séricite), d'albite, de quartz, de rutile, caractéristique d'un métamorphisme d'épizone. Postérieurement, le développement d'un clivage schisteux secondaire dû à un métamorphisme dynamique, atteste de la complexité du métamorphisme alpin.

le fait exagéré

CONCLUSION

LA PALEOGEOGRAPHIE PERMO-TRIASIQUE DANS LE SECTEUR DU GRAND ROCHER

La paléogéographie permotriasique dans les Massifs cristallins externes représente classiquement l'histoire de la submersion de la chaîne hercynienne par la mer triasique alpine.

Après la phase majeure de plissement (phase Sudète) les schistes et conglomérats du houiller ce sont déposés probablement dans les joints tectoniques séparant les différents blocs de la chaîne hercynienne car le houiller est actuellement pincé dans le socle dans les pseudo synclinaux apparents ou inapparents. Des mouvements à l'intérieur du Carbonifère (phase Asturienne) ou entre Carbonifère et Permien ont peut-être eu lieu mais sont difficile à mettre en évidence sur le terrain.

L'abrasion de la chaîne hercynienne, déjà importante au cours du Carbonifère, s'est poursuivie pendant le Permien.

Les sédiments permien proviennent de relief situé au Nord-Est du lieu de dépôt. Leur étude morphoscopique a montré un transport bref, fluvial à torrentiel, ou par coulées boueuses. Les grès permien se sont épanchés dans des cuvettes situées au pied même des reliefs. Ces cuvettes étaient en réalité de vastes deltas ou des glacis d'érosion sensiblement plats, à chenaux divagants (dépression de type "chott", comme le suggèrent les intercalations de dolomie, bien que, pour des raisons climatiques, cette hypothèse ne soit guère satisfaisante).

Dans le Massif de Belledonne les "Grès d'Allevard" forment une bande allongée et continue de vingt cinq kilomètres depuis le Collet d'Allevard jusqu'au Mont Saint Méry. P. BORDET (1961) y voit là un graben ouvert vers le Nord et très étroit vers le Sud où il prend l'allure d'un joint tectonique. En tout état de cause, il est difficile de se prononcer, mais, si un fossé existait à cette époque, il est curieux de constater qu'aucun indice ne montre un apport de matériel détritique en provenance de l'Ouest et qui prouverait l'existence de relief symétrique de celui d'où proviennent en réalité les sédiments.

Il est logique d'admettre que des mouvements tardi-hercyniens faisaient rejouer les accidents du socle localement, des compartiments surélevés étaient en proie à l'érosion et au pied de ces blocs se déposaient les grès. Les mouvements de ces différents blocs se traduisent actuellement par la présence de passées conglomératiques ou plus grossières. Mais ces grès grossiers signalent peut-être tout simplement un climat différent, où l'érosion était plus active, puisqu'aussi bien le climat au Permien était chaud, à alternance de saisons sèches et humides.

De toutes façons, les reliefs étaient peu importants car la sédimentation est dans l'ensemble fine et les produits détritiques en provenance du socle n'entrent que dans une faible part dans la formation des "Grès d'Allevard". Par les fractures du socle, d'importantes venues magmatiques se sont épanchées, et plusieurs arguments tendent à

mi
mi
mi
mi

DE
et le quartz?

montrer en effet que la plus grande partie du matériel s'est originellement déposé sous forme de cendres volcaniques, avant d'être resédimenté. Ainsi, les "Grès d'Allevard" auraient été à l'origine des cinérites gréseuses.

Dans la région du Grand Rocher la preuve d'une discordance entre le Permien et le Trias n'est pas nette. Le Trias est marqué par la transgression de la mer alpine sur les paléoreliefs permien. Les anciens auteurs pensaient que la limite entre la mer alpine et la mer germanique était représentée par la chaîne vindelicienne. Actuellement après le colloque de Montpellier (1961), J. RICOEUR, R. BARBIER et J. SARROT-REYNAUD entre autres préfèrent la notion de "seuil vindelicien". Cette zone de seuil était formée de hauts fonds et de cuvettes affectés de mouvements de réajustement.

De nombreux auteurs voient dans cette structure un héritage de la structure de la chaîne hercynienne. Dans les nombreuses fractures du socle qui séparaient la chaîne en autant de horsts et graben, se sont accumulés les sédiments houillers, permien puis triasiques. En réalité les graben devaient plutôt s'assimiler à des joints tectoniques entre les différents blocs, ainsi que nous l'avons vu plus haut. La présence de hauts fonds explique que les séries triasiques des Massifs cristallins externes soient réduites. Le dépôt de gypse et d'anhydrite a pu s'effectuer lors de phases d'évaporation donc pendant des phases de retrait de la mer. L'absence de produits détritiques montre que les reliefs émergés au cours du Trias étaient de faible importance ou inexistant (nous avons vu qu'au Permien la chaîne hercynienne était déjà passablement démantelée).

La période permo-triasique est donc essentiellement marquée par l'héritage de la tectonique hercynienne. Cette tectonique hercynienne est encore visible après l'orogénèse alpine. Pour J. SARROT-REYNAUD (1965), les phases tectoniques qui ont affecté la chaîne de Belledonne se sont manifestées d'abord par un premier stade de compression correspondant à des plissements et chevauchements et ensuite par une phase de détente, avec réajustement des blocs, grâce à des failles verticales ou subverticales NS ou EW.

Pendant le premier stade la couverture sédimentaire, ainsi que le socle, se sont déversés provoquant le basculement vers le NW du rameau externe et le chevauchement du rameau interne sur le rameau externe. Les accidents préexistants ont pu réjouer, en particulier l'accident de Fond de France qui décroche le synclinal médian. Mais c'est au cours de la phase de détente que de nombreux accidents hercyniens de direction NNW-SSE ont eu un jeu vertical en même temps que naissaient des accidents NNE-SSW. La conséquence de ces mouvements a été le découpage en blocs disjoints les uns par rapport aux autres de l'ensemble du socle et de la couverture. Ces blocs sont de plus en plus élevés du Nord vers le Sud et en même temps sont décalés vers l'Ouest en allant vers le Sud, ce qui amène un guachissement général de la chaîne.

Les failles et les diaclases qui ont été l'objet de dépôts filoniens de type hydrothermaux (sidérose-quartz) sont bien visibles dans la morphologie actuelle.

La période alpine a été une période de métamorphisme. Les traces de ce métamorphisme sont bien visibles dans les cinérites gréseuses ; il se caractérise surtout par la formation de minéraux phylliteux et la néogénèse de minéraux sodiques (albite, tourmaline). Localement on peut mettre en évidence les traces d'un métamorphisme dynamique provoquant le développement d'un faux clivage ou d'un clivage schisteux secondaire.

L'âge des "Grès d'Allevard" sera toujours discuté tant que l'on n'aura pas découvert une importante faune ou flore permettant une datation précise. Toutefois, depuis les découvertes de P. GIDON et A.C. TOBI, l'âge permien de ces formations semble admis. La présence de manifestations volcaniques importantes, les traces constantes de remaniement épirogénique, le fait que les "Grès d'Allevard" aient des rapports plus étroits avec le socle qu'avec la couverture mésozoïque formant toujours une sorte de "tégument", sont autant de caractères qui présentent une analogie avec les grès permien de l'Estérel et qui rend plausible l'âge Permien des "Grès d'Allevard".

BIBLIOGRAPHIE

BELLAIR P. (1957) - Les métamorphismes superposés des Massifs centraux alpins. C.R.A.S., t. 245, p. 2337-2339.

BORDET Cl. (1961) - Recherches géologiques sur la partie septentrionale du Massif de Belledonne (Alpes Françaises) Mém. Expl. carte Géol. dét. France.

BORDET P. (1961) - Données provisoires sur la structure du Massif de Belledonne (sensu stricto). B.S.G.F., n° 269, p. 161.

CAILLEUX A., TRICART J. (1959) - Initiation à l'étude des sables et des galets. 2 vol., C.D.U., Paris.

CORSIN P. et TOBI A.C. (1954) - Nouvelles données sur l'âge des grès d'Allevard. C.R.A.S., t. 232, p. 984-986.

DEN TEX E. (1950) - Les roches basiques et ultrabasiques des lacs Robert et le Trias de Chamrousse (Massif de Belledonne). Thèse Leiden, Géol. Med., deel. 15.

DONDEY D. (1958) - Contribution à l'étude tectonique et pétrographique de la Belledonne méridionale. C.R. Som. S.G.F., p. 332-334.

DONDEY D. (1960) - Contribution à l'étude de la série cristallophylienne et de la couverture sédimentaire de la chaîne de Belledonne méridionale. Tr. Lab. Géol. Grenoble, t. 36, p. 285.

GIDON P. (1950) - L'âge des "Grès d'Allevard". C.R.A.S., t. 231, p. 974.

GIGNOUX M. et MORET L. (1948) - Le Permien des zones externes des Alpes françaises. C.R.A.S., t. 226, p. 853-856.

GIGNOUX M. et MORET L. (1952) - Géologie dauphinoise. 2e éd., Masson et Cie Paris.

GUBLER Y. et coll. (1966) - Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires. 1 vol., 291 p., Ed. Technip. Paris.

HARKER A. (1932) - Métamorphism 1 vol., 362 p., 3e éd., Methen, Londres.

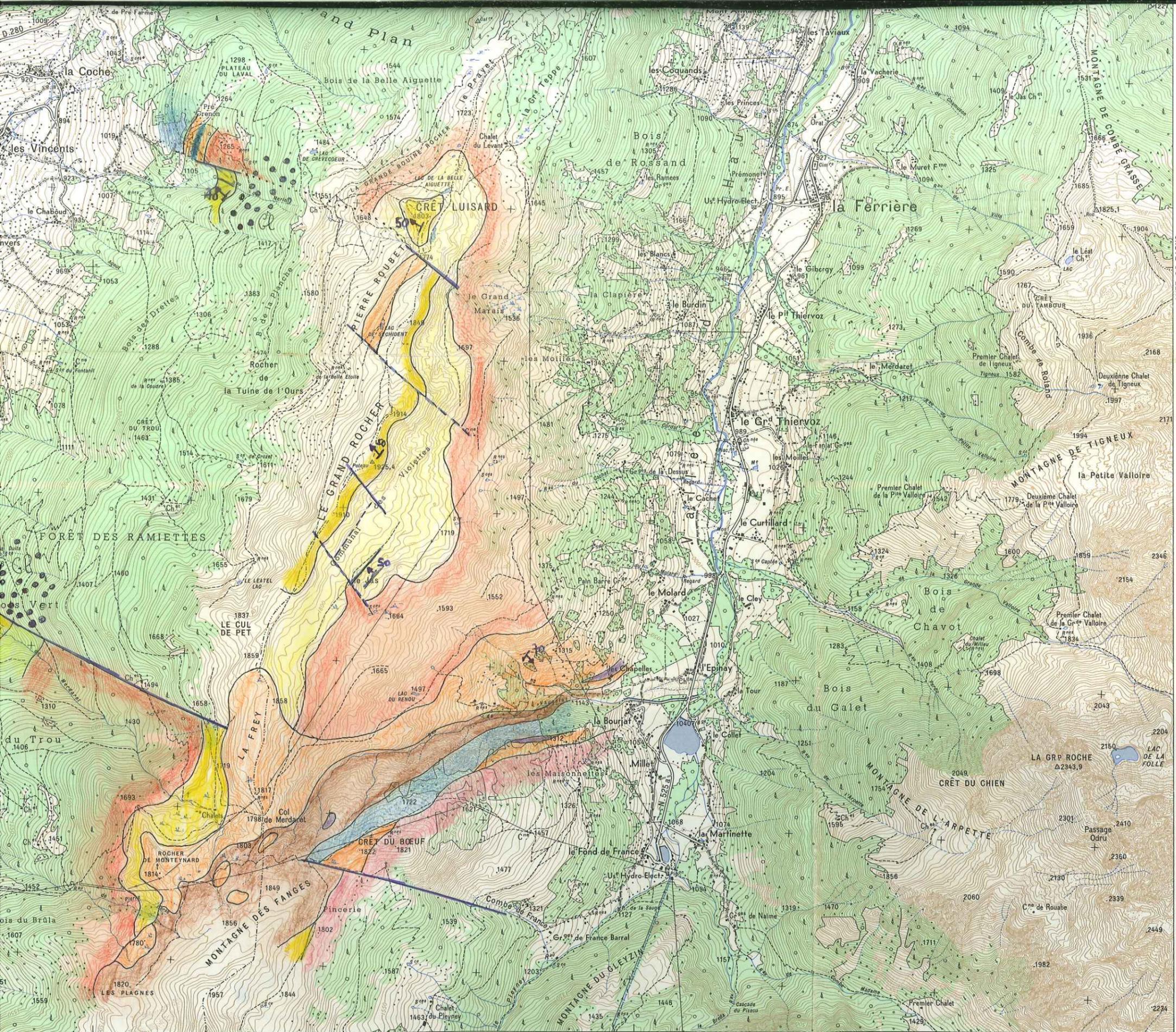
KALSBECK F., KONING H., DENTEX E. (1961) - Complementary wrench faults and related structures in the crystalline rocks of the Belledonne massif (French Alps). Geol. in Mijnb., t. 40, p. 241.

bug mine ??

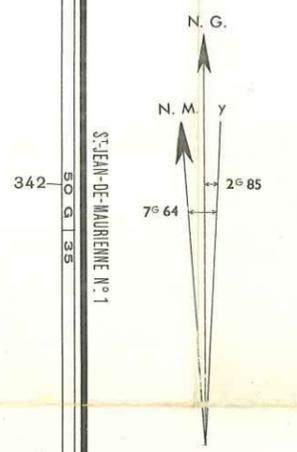
plut au
Bog = HET
KEP

9??
D.D.
Cela va à l'ouest
des débris de Boreas

- LORY P. (1893) - Etudes géologiques dans la chaîne de Belledonne. Note sur la bordure occidentale du Massif d'Alleverd.
Ann. Univ. Grenoble, t. 5, n° 1.
- LORY P. (1894) - Contribution géologique de la région d'Alleverd.
B. S. Stat. Isère, (4), t. 2.
- MORET L. et MICHEL R. (1958) - Observations sur un spilite triasique du massif d'Alleverd (Isère).
C. R. Somm. S. G. F., p. 335-337.
- NOUGIER J., SANTALLIER D., GUILLET-VILLE J. (1966) - Guide pratique d'analyses chimiques des roches.
Lab. Géol. S. P. C. N., Paris.
- PERRIAUX J. (1961) - Contribution à l'étude des Vosges gréseuses.
Mémoires Serv. de la Carte Géol. d'Alsace Lorraine, n° 18.
- RICOUR J. (1961) - Contribution à une révision du Trias français.
Mém. expl. Carte dét. France.
- SARROT-RENAUD J. (1958) - Comparaisons des conditions de sédimentation et du comportement tectonique des assises du Trias dans les zones externes et internes des Alpes françaises.
B. S. G. F., p. 699.
- SARROT-RENAUD J. (1961) - Le Trias des zones externes des Alpes françaises.
Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes.
Montpellier, Mémoires du B. R. G. M., n° 15, p. 205.
- SARROT-RENAUD J. (1964) - Accidents transverses et structure de la chaîne de Belledonne au Sud d'Alleverd.
C. R. A. S., t. 259, p. 191.
- SARROT-RENAUD J. (1965) - Style tectonique et morphologie de la bordure occidentale de la chaîne de Belledonne au Sud d'Alleverd.
Tr. Lab. Géol. Grenoble, t. 41, p. 7.
- TANE J. L. (1961) - Contribution à l'étude des laves d'âge triasique de la zone alpine externe.
T. L. G. G., t. 37, p. 157.
- TOBI A. C. (1958) - Pétrographical and geological investigation in the Merdaret lac Crop region (Belledonne Massif, France).
Thèse, Leiden.
- VEILLET M. (1964) - Etude du Trias de la bordure ouest de la chaîne des Grandes Rousses.
D. E. S., Paris.
- VINCIENNE H., COURTY G. (1961) - Sur le caractère authigène du rutile dans quelques formations sédimentaires.
C. R. A. S., t. 253, p. 2729-2731.



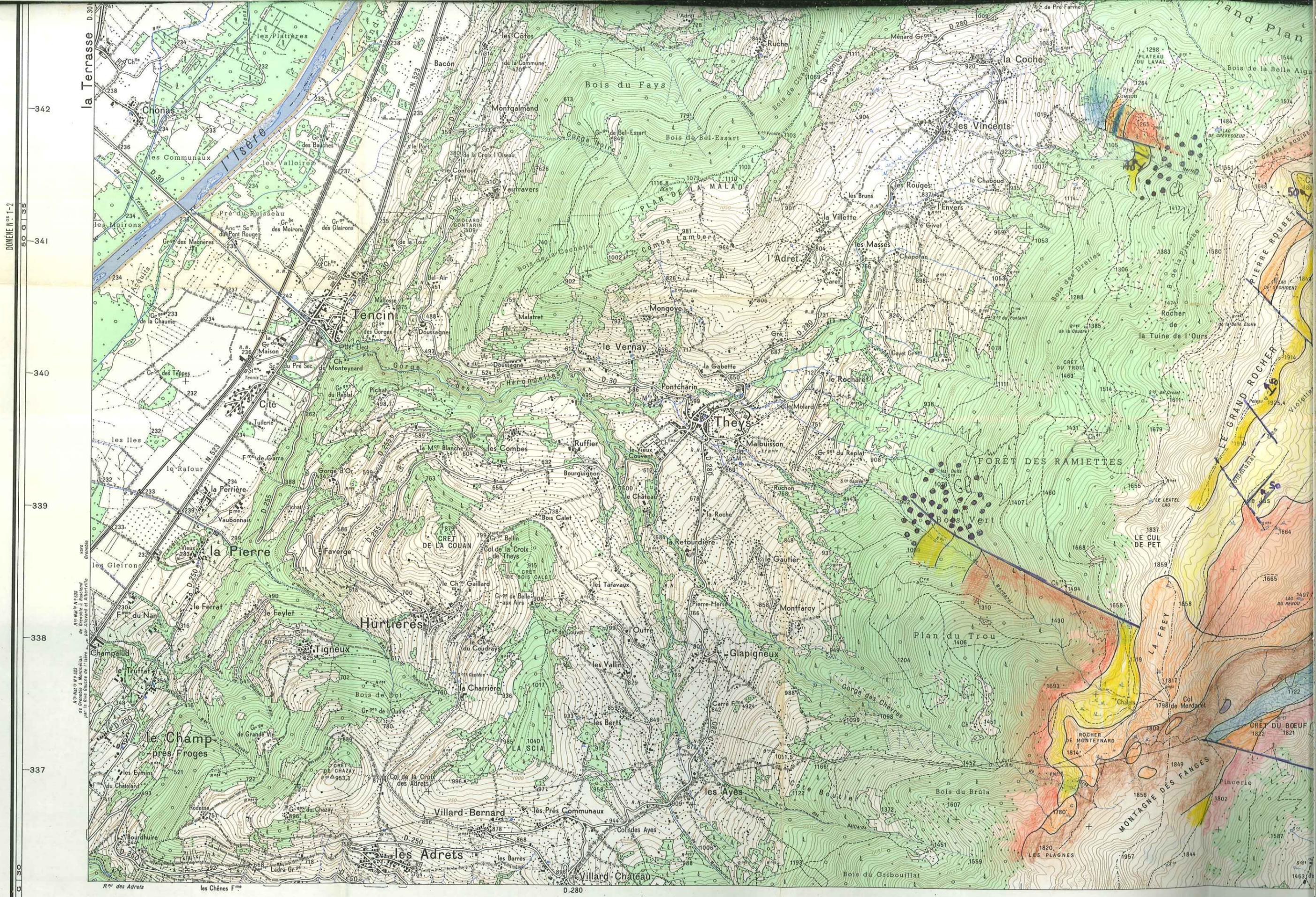
La déclinaison magnétique correspond au centre de la feuille et au 1^{er} Janvier 1961.



La déclinaison magnétique diminue chaque année de 12 minutes centésimales.

Equidistance des courbes: 10 mètres.

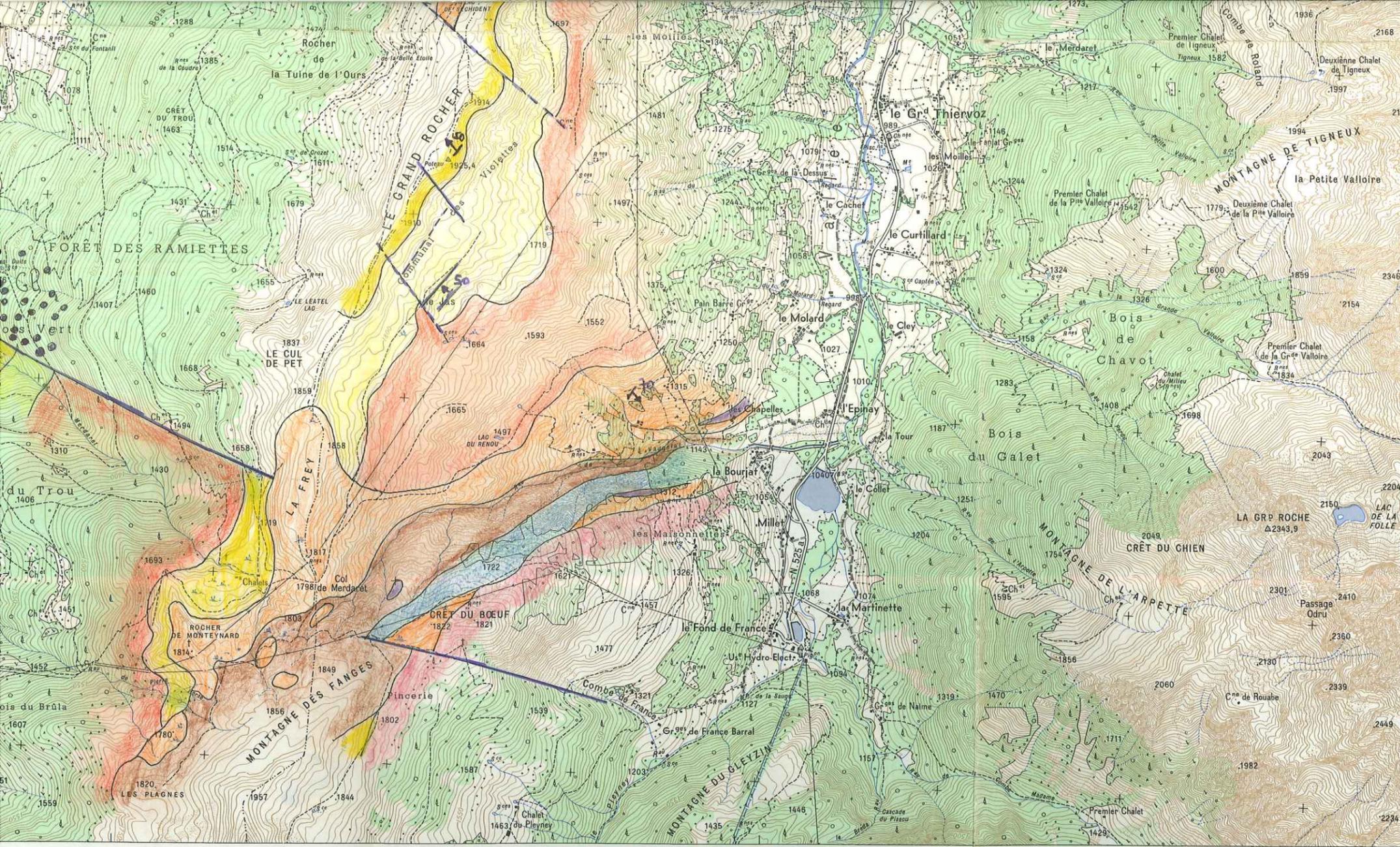
889 890 891 892 893 894 895 896



Levés stéréotopographiques aériens complétés sur le terrain en 1953.
(restitution à l'appareil Poivilliers)

Dessiné et publié par l'Institut Géographique National.

DOMÈNE N° 7-8



341
340
339
338
337

La déclinaison magnétique diminue chaque année de 12 minutes centésimales.

889 890 891 892 893 894 895 896

Equidistance des courbes: 10 mètres.

DOMÈNE N° 7-8

Nouvelle triangulation de la France.
Ellipsoïde de Clarke.
Nivellement général de la France.

Echelle 1/25 000

Echelle de pentes. (éq=10 m.)

DES TRAVAUX PUBLICS ET DES TRANSPORTS

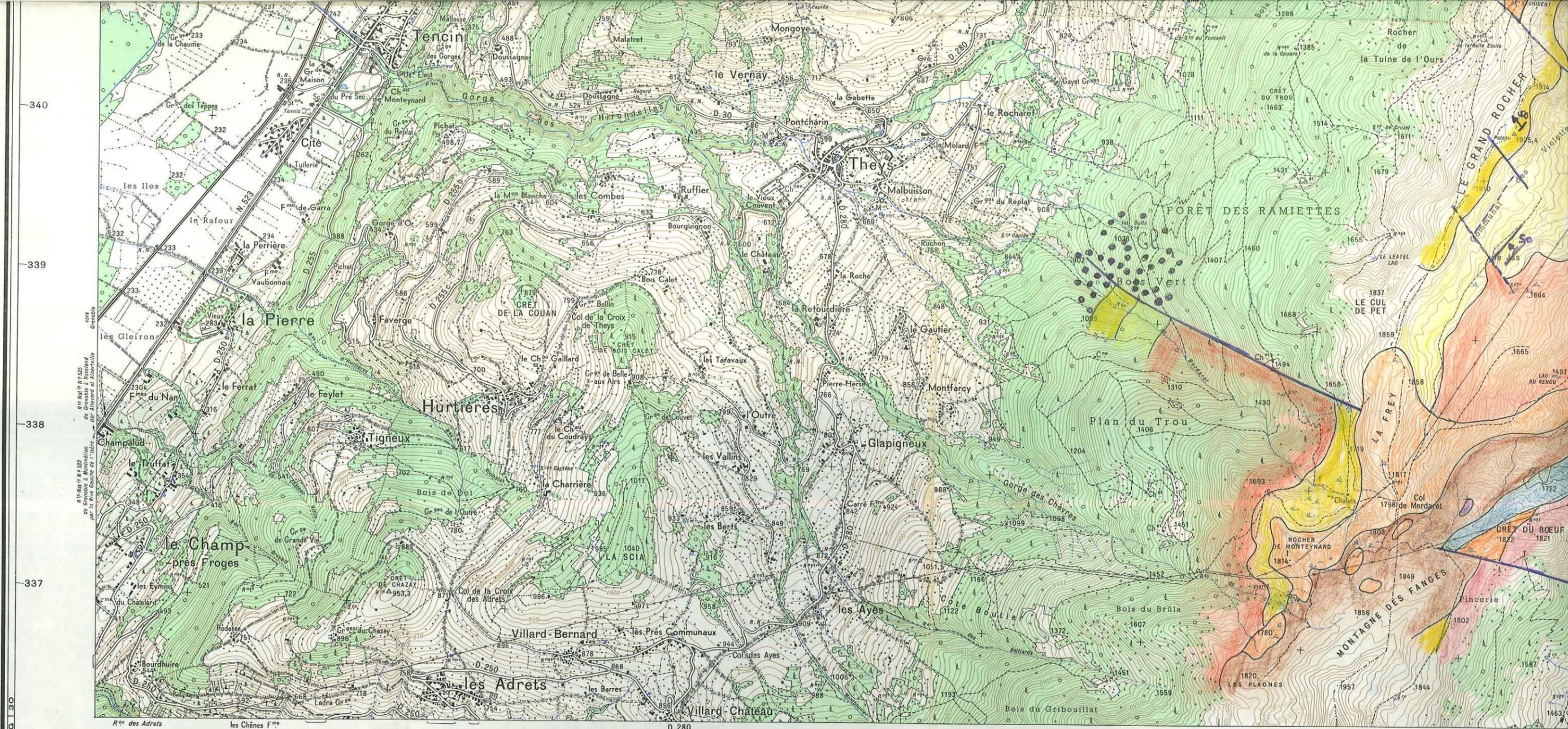
GRAPHIQUE NATIONAL — 136 bis Rue de Grenelle - Paris (VII^e)

La chiffraison des courbes est disposée de telle sorte que le sommet des chiffres soit orienté vers le haut du terrain.

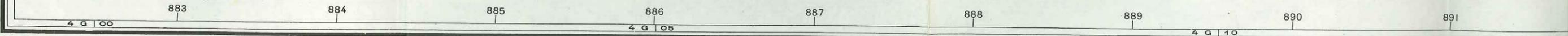
Toutes les cotes figurant sur la carte se rapportent au sol.
Les repères de nivellement sont indiqués par l'abréviation R.N.

Routes en remblai	Signaux géodésiques	Rochers. Affleurement rocheux
Routes en déblai	Eglises. Clocher. Chapelle. Petite chapelle	Carrière. Sablière
Murs de soutènement	Mairie. Gendarmerie. Monument. Cheminée	Courbes: intercalaire (1), sous intercalaire (2)
Routes en construction	Caserne. Hôpital. Couvent	Courbes de cuvette (flèche dirigée vers le fond)
Vestiges d'ancienne voie carrossable	Bâtiments importants. Usine avec cheminée	Bois
à niveau	Baraquement. Kiosque. Halle ou hangar	Conifères
Passages supérieurs	Moulin à eau, à vent. Habitations souterraines	Brousses hautes
inférieurs	Gazomètre. Haut fourneau. Puits de mine. Grotte	Brousses basses
Haie. Haie avec arbres	Murs. Murs en ruines. Ruines	Jardins
Levée de terre, avec haie, avec arbres	Cimetières: chrétien, israélite	Verger
Grille en fer. Palissade. Fil de fer	Station de télégraphie, de téléphonie sans fil. Pylône	Pépinière
Tranchée. Boyau. Réseau de fil de fer	Abris: ordinaire, bétonné. Tour. Point de vue	Peupliers
Vestiges de guerre: tranchée, boyau	Terrains d'atterrissage (1-2). Base d'hydravions	Vignes
		Oseraie
		Limite de camp. Limite de concession minière
		Limite d'état
		Limite de département, d'arrondissement
		Limite de canton, de commune

344



Levés stéréotopographiques aériens complétés sur le terrain en 1953.
(restitution à l'appareil Poivilliers)



Dessiné et publié par l'Institut Géographique National.

Reproduction interdite.

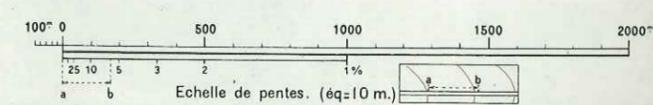
Autoroute (largeur réelle)		
Routes nationales	d'excellente viabilité	N.P. 7 ou N. 31
	de bonne viabilité	N.P. 19 ou N. 228
N.P. (Nat. prioritaire) ou N. (Nationales)	de viabilité moyenne	N. 696
Chemins départementaux	de bonne viabilité	D.P. 5 ou D. 12
	de viabilité moyenne	D. 47
D.P. (Dép. prioritaire) ou D. (Dép.)	de viabilité médiocre	D. 38
Ch ^{ms} empierrés	régulièrement entretenus	
	irrégulièrement entretenus	
Chemin d'exploitation		
Lait forestière		
Sentier mulotier, ligne de coupe		
Sentier		

à deux voies	
à une voie	
à voie étroite	
Chemins de fer	
en tunnel	
à crémaillère	
en construction	
abandonné	
Voies de garage	
Voie inférieure à 1 m., tramway	
Electrobus	
Chemin de fer transporteur plan incliné	
Câble transporteur, téléphérique	
Câbles transporteurs d'énergie électrique	

Points (pierre, bois, fer, suspendu), Passerelle	
Barrage et prise d'eau. Gué. Bac	
Ruisseau. Ruisseau à sec	
à navigable avec écluse, port	
à traction mécanique	
non navigable	
de dérivation, à sec	
Aqueducs: sur le sol, sur viaduc	
Source. Fontaine. Puits. Citerne. Château d'eau	
Abreuvoir. Lavoir. Réservoirs. Eolienne	
Etangs: permanent, périodique	
Calets, graviers. Marais. Tourbière	
Origine de la navigation. Cascade	

Nouvelle triangulation de la France.
Ellipsoïde de Clarke.
Nivellement général de la France.

Echelle 1/25 000



MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS ET DES TRANSPORTS
INSTITUT GÉOGRAPHIQUE NATIONAL — 136 bis Rue de Grenelle - Paris (VII^e)

Routes en remblai	
Routes en déblai	
Murs de soutènement	
Routes en construction	
Vestiges d'ancienne voie carrossable	
à niveau	
Passages supérieurs	
inférieurs	
Haie. Haie avec arbres	
Grille en terre, avec haie, avec arbres	
Grille en fer. Palissade. Fil de fer	
Tranchées. Boyau. Réseau de fil de fer	
Vestiges de guerre: tranchée, boyau	



Dépôts morainiques (la plus grande partie du versant
NW du grand rocher)



Schiste du Trias



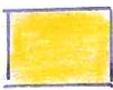
Coulee de spilite Trias sup'



Dolomies calcaires et coquilles Trias sup'



Gypse et anhydrite Trias



Série sup' des Gres d'Allevard: schistes et petits versicolores
avec intercalations grossiers



Série inf' des Gres d'Allevard: Gres grossier gris



Schistes et grès carbonifères



Micaschistes et Leptynites du rameau externe



Gneiss, micaschistes amphibolites du rameau interne



Failles