



HAL
open science

Haute-Tarentaise et Haute-Maurienne : Alpes de Savoie

Eugène Raguin

► **To cite this version:**

| Eugène Raguin. Haute-Tarentaise et Haute-Maurienne : Alpes de Savoie. 1930. insu-00667847

HAL Id: insu-00667847

<https://insu.hal.science/insu-00667847>

Submitted on 8 Feb 2012

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.

MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS

MÉMOIRES

POUR SERVIR À L'EXPLICATION

DE

LA CARTE GÉOLOGIQUE DÉTAILLÉE DE LA FRANCE

HAUTE-TARENTAISE
ET HAUTE-MAURIENNE
(ALPES DE SAVOIE)

PAR

EUGÈNE RAGUIN

INGÉNIEUR DES MINES

ADJOINT À LA DIRECTION DES SERVICES DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE
ET DES TOPOGRAPHIES SOUTERRAINES



PARIS

IMPRIMERIE NATIONALE

1930

*Professeur M. Gignoux
Reputé pour son œuvre
E. Raguin*

abrégé à IGA

M. Gignoux

102 10950 IGA

HAUTE-TARENTAISE ET HAUTE-MAURIENNE ALPES DE SAVOIE

HAUTE-TARENTEISE
ET HAUTE-MAURIENNE
(ALPES DE SAVOIE)

INTRODUCTION.

La région décrite ici est celle que représente la *Feuille de Tignes* au 50.000^e, levée sur la carte topographique avec courbes de niveau du Service géographique de l'Armée. Elle comprend les sources de l'Isère et de l'Arc, c'est-à-dire la naissance des grandes vallées de la Tarentaise et de la Maurienne. Elle comprend aussi les massifs du Mont Pourri et des Levannas, célèbres parmi les alpinistes, et, dans l'intervalle pourtant assez petit d'une trentaine de kilomètres, plusieurs autres beaux massifs culminant à plus de 3.500 mètres : la Grande-Motte, la Sassièrè, la Tsanteleina, ainsi que la Sana qui atteint seulement 3.437 mètres. Le touriste ne peut manquer d'être frappé de la diversité de constitution de ces montagnes qui se traduit par des caractères morphologiques très différents, d'autant plus accusés qu'elles sont souvent de constitution homogène. L'âpre silhouette des montagnes de gneiss et micaschistes, les murs blancs des calcaires, les empilements des Schistes lustrés créent, dans les paysages, de saisissants contrastes. Un seul caractère commun est donné par les grands glaciers immaculés, largement étalés sur les versants septentrionaux et indifférents à tel ou tel substratum.

La diversité des massifs correspond à une structure géologique compliquée. Trois unités tectoniques de premier ordre de la chaîne des Alpes sont représentées sur cette carte : les nappes du Grand-Saint-Bernard, du Mont Rose, de la Dent-Blanche (le fait est au moins très vraisemblable en ce qui concerne cette dernière).

Les problèmes géologiques posés dans cette région reviennent en dernière analyse à la mise en évidence des rapports mutuels de ces nappes (fig. 20).

Cette étude avait été entreprise en 1913 par Jean Boussac, dont les travaux ont été brusquement interrompus par la guerre, où il a trouvé une mort glorieuse en 1916. De m'avoir donné à reprendre une étude qui était destinée à un géologue tel que lui, c'est de la part de mon Maître Pierre Termier une marque d'estime et de confiance qui m'a très profondément touché.

J'ai utilisé naturellement, d'une façon constante, les feuilles *Tignes* et *Bonneval* de la Carte géologique au 80.000^e. Elles ont été levées de 1889 à 1898 principalement par Marcel Bertrand et lui ont fourni une grande partie des matériaux de son Mémoire de 1894 (3)⁽¹⁾. Par ses cartes et ce mémoire, il a été pour moi un guide excellent : on verra facilement que la plupart des questions délicates abordées dans le présent travail sont déjà posées par les tracés de ce fondateur de la Tectonique alpine.

Je ne pourrai jamais exprimer assez ma gratitude à mon Maître, Pierre Termier, auquel je dois toute ma formation et qui a été constamment, soit dans les conversations, soit sur le terrain, l'inspirateur et le conseil de mon travail. Je lui suis infiniment reconnaissant d'avoir accepté de faire figurer cette étude parmi les *Mémoires pour servir à l'explication de la Carte géologique détaillée de la France*. S'il lui a fait cet honneur, c'est sans doute bien moins à cause du mérite de ce travail que de la beauté de la région et des problèmes qui s'y posent.

M. A. Merle, Chef des travaux du Service de la Carte géologique, a été pour moi un appui et un conseil des plus dévoués et des plus précieux pour la réalisation matérielle de l'ouvrage. Qu'il veuille bien trouver ici l'expression de mes remerciements chaleureux.

⁽¹⁾ Les chiffres entre parenthèses indiquent les ouvrages cités, dont la liste est à la fin.

HAUTE-TARENTEAISE ET HAUTE-MAURIENNE.

(ALPES DE SAVOIE.)

CHAPITRE PREMIER.

STRATIGRAPHIE.

Indépendamment des formations récentes, les terrains de la *Feuille de Tignes* sont de deux catégories, qui correspondent au massif du Mont Pourri avec sa couverture normale et aux termes des nappes plus élevées, gneiss de Bonneval et Schistes lustrés à intercalations de lames de Roches vertes et gneiss.

TERRAINS DU MASSIF DU MONT POURRI.

*La série est identique à celle de la Vanoise; il est d'ailleurs indiqué de prendre en Vanoise l'échelle stratigraphique, car la tectonique y est moins tourmentée, du fait d'un éloignement un peu plus grand de la surface de charriage des Schistes lustrés, génératrice de structure en écailles et puissants laminages. C'est sans doute faute de cette précaution que Marcel Bertrand a beaucoup étendu le terme moyen t_1 (Marbres phylliteux et Cargneules) du Trias. Sur la *Feuille de Tignes* au 80.000^e, il y a fait rentrer beaucoup de faciès de calcaire identiques à ceux du t_1 (Calcaire massif) de la Vanoise, qui sont constamment au-dessus des Marbres phylliteux et Cargneules typiques dans la Vanoise.*

Ces terrains de la Vanoise ont été l'objet de descriptions très précises en ce qui concerne les termes inférieurs, ce qui me permettra de passer souvent sans insister (46).

Houiller métamorphique.

La présence très fréquente d'assises charbonneuses dans les schistes cristallins du Mont Pourri indique qu'ils sont en majorité dus à la recristallisation de sédiments d'âge houiller. Le Permien ne doit y entrer que pour une part minime, sauf peut-être dans la Vanoise (57, 59), et d'ailleurs indiscernable du reste. Ceci est conforme à l'énorme épaisseur de la formation houillère du Briançonnais.

Un exemple remarquable de roches à faciès houiller dans la série métamorphique est fourni par *les couches de Laisonnay* au nord de la Vanoise⁽¹⁾. Là, l'hypothèse d'une *fenêtre* montrant le Houiller briançonnais sous la série métamorphique avait été émise. Lors d'une première étude sur ce point, j'ai montré qu'elle ne s'imposait pas, car il y a, à la Pointe des Chardes, un peu au nord de Laisonnay, des bancs charbonneux analogues à l'affleurement envisagé et compris dans les phyllades métamorphiques (41). Ayant eu l'occasion d'y retourner, je puis être plus catégorique. Les couches houillères de Laisonnay se relient en continuité avec celles de la Pointe des Chardes. Au delà même, elles se prolongent sous les escarpements de la Becqui-Rouge jusque près du col de la Chiaupe. Au-dessus, dans les parois de Bellecôte, on observe en outre plusieurs bandes analogues, prouvant que ces couches sont incorporées dans la masse des phyllades. Ces contacts sont normaux selon toute apparence et il n'y a pas de fenêtre.

Dans ce qui suit, il est entendu que le terme de *Houiller métamorphique*, employé pour les micaschistes et gneiss du Mont Pourri, englobe le Permien associé et moins important.

Quartzites du Trias.

Je n'ai pas d'observations nouvelles.

Cargneules et Marbres phylliteux.

Le terme moyen du Trias de la Vanoise comprend des Cargneules et des Marbres phylliteux.

Les *Cargneules* sont quelquefois gypsifères, mais sans masses considérables de gypse. En effet, les paquets de gypse de Pralognan sont de vrais lambeaux

⁽¹⁾ Feuilles au 80.000° : *Saint-Jean-de-Maurienne, Albertville.*

de recouvrement indépendants de cette série, et les gypses de Modane, si continus jusqu'au lac de Tignes, sont en superposition anormale sur la Vanoise.

Les *Marbres phylliteux* forment un faciès très constant du Trias pennin depuis la Vanoise jusqu'au Semmering, à l'extrémité orientale de l'arc alpin (50). « Tout le long de la chaîne des Alpes, ils sont l'un des éléments essentiels et constants du Trias de la nappe briançonnaise, là où cette nappe est métamorphique » (59).

Bien que ces marbres ne soient pas fossilifères, leur situation dans le Trias n'est pas douteuse.

1. En effet, ils sont *presque toujours associés à des Cargneules, gypsifères ou non, dont personne ne conteste l'âge triasique*. Pour s'en convaincre, il suffit de consulter la carte de la Vanoise par Pierre Termier, qui a indiqué par les lettres (s) et (c') les deux formations. Les bandes lithologiques attribuées au terme moyen du Trias contiennent toujours une proportion plus ou moins grande de Cargneules, le reste étant Marbres phylliteux, ou schistes noirs et verts (46). J'ai eu l'occasion de vérifier le fait bien des fois sur le terrain.

Les mêmes circonstances persistent sur la *Feuille de Tignes*. Examinons en effet les principaux affleurements de Marbres phylliteux. Les schistes de la partie inférieure du vallon de la Leisse, reposant sur les micaschistes, passent à des Cargneules dans la cascade qui descend du col de la Vanoise sur Entredeux-Eaux et aussi au contact du Calcaire massif du verrou aval du Plan de Nette (environ 1.000 mètres ouest du point 2.638). Les Marbres phylliteux des Rochers de Pramecou se prolongent à l'Ouest par des Cargneules observables au-dessus des chalets de la Plagne, quand on descend du col du Palet sur la vallée de Champagny. Dans le massif de l'Aiguille Percée, au nord du lac de Tignes, même association. Enfin, les puissantes assises de Marbres phylliteux de la Tsanteleina contiennent des Cargneules au col de la Bailletta, et dans leur prolongement à l'Ouest auprès du village du Franchet. Je ne vois qu'une exception accidentelle à cette règle, dans les Marbres phylliteux du Chevril au nord de Tignes, mais ils se raccordent presque continûment vers l'Est auprès du lac de la Sassièra avec ceux de la Tsanteleina.

2. *Jamais les Calcaires massifs du Trias ne touchent les Quartzites sans qu'il ne s'intercale des Marbres phylliteux ou des Cargneules, au moins localement sur une partie de leur contact. C'est ce qui justifie l'attribution de ces terrains à*

un terme moyen du Trias. La conséquence en est que, si ces Marbres phylliteux n'étaient pas triasiques, les termes calcaires de la Vanoise ne seraient jamais en repos normal sur les micaschistes et les Quartzites; on ne verrait plus de succession normale dans les terrains de la contrée. Cet argument relatif à la simplicité des coupes n'est pas sans valeur, bien que moins décisif que celui de l'association aux Cargneules.

F. Hermann m'a dit avoir souvent observé des Marbres phylliteux identiques à ceux de la Vanoise comme zone de passage entre les Quartzites et les Calcaires massifs du Trias, dans la région valdôtaine et dans le Valais. Ce renseignement montre que les mêmes circonstances subsistent donc au delà du périmètre que j'ai parcouru, ce qui était bien à prévoir étant donnée la généralité des Marbres phylliteux triasiques constatée par Pierre Termier jusqu'au Semering.

Pratiquement, les critères pour identifier les Marbres phylliteux et les distinguer des schistes du Lias ou des Marbres en plaquettes sont leur magnifique recristallisation, leur association à des Cargneules ou à des Quartzites.

Les schistes liasiques peuvent être rapprochés du faciès des Marbres phylliteux appelé *Calcaire à zones siliceuses*, formé d'alternances de lits calcaires et de lits quartzo-phylliteux, épais de quelques centimètres. Cependant, comme on peut l'observer aux environs du col de la Leisse, ils sont assez différents : le quartz y est abondant, mais en général plus irrégulièrement dispersé dans la roche, les phyllites y sont peu développées.

Les Marbres en plaquettes crétacés ressemblent localement aux Marbres phylliteux, mais ils sont, dans la contrée, moins métamorphiques, en ce sens qu'ils contiennent fréquemment des intercalations de calcaires à grain fin non recristallisés, de schistes homogènes ou fissiles de nature argileuse.

Enfin, vis-à-vis des Schistes lustrés, il n'y a rien à ajouter aux observations de Marcel Bertrand et de Pierre Termier. Il y a quelquefois dans les Schistes lustrés des bancs identiques aux Marbres phylliteux. Considérés en affleurements étendus, les Marbres phylliteux sont généralement plus réguliers et homogènes, leurs variétés compactes sont plus massives, leurs variétés schisteuses moins entremêlées de veinules quartzieuses, moins ondulées.

Un faciès particulier des Marbres phylliteux se voit à la Tsanteleina; il correspond peut-être au cas où les Quartzites sont absents dans la série, sans qu'il y ait eu suppression par laminage tectonique. Je le décrirai ci-dessous dans la monographie de ce massif.

Calcaires massifs du Trias.

C'est le premier niveau dans la région ayant fourni des fossiles : *Encrines*, *Polypiers* indéterminables; près du col de Grosse-Tête, W. Kilian y a trouvé des *Gyroporelles* (30).

Il est très épais et très polymorphe; il renferme des types compacts et des types lités, clairs ou très sombres, presque noirs, homogènes ou à grain cristallin (cassure finement spathique). Les types peu cristallins ont généralement une patine gris très clair. Ils contiennent assez fréquemment de petits accidents siliceux, granules informes ou cloisons irrégulières accompagnées à l'occasion de pellicules phylliteuses rougeâtres ou vertes. Le Calcaire triasique a parfois un faciès bréchoïde en mode monogénique par nodules plus ou moins distincts flottant dans une pâte de même composition. Ces brèches se distinguent aisément de la Brèche du Télégraphe (30, II, fasc. 1^{er}, p. 191).

La limite du Trias et du Lias n'est pas déterminée; j'ai considéré comme Trias calcaire les assises qui restent en dehors de celles sûrement liasiques ou jurassiques.

Schistes et grès du lac de Tignes.

Des schistes luisants d'un noir bleuté et des plaquettes d'arkose rousse ou verdâtre constituent, près du lac de Tignes, des lambeaux pincés entre le Trias calcaire de la Vanoise et les masses de gypse charriées situées à la base de la nappe des Schistes lustrés. Ils forment plusieurs bancs peu épais et peu étendus, pris dans des replis du calcaire ou emballés dans les gypses avec un peu du même calcaire. Au microscope, on constate qu'ils sont argileux ou sériciteux; leur phyllite n'a pas subi de recristallisation notable, mais est seulement chargée de sagénite et de tourmaline néogène. L'arkose ne présente qu'un nourrissage des grains de quartz et feldspath. Ce terrain est donc peu métamorphique. Effectivement, dans celui des bancs situé environ 1.000 mètres au nord-nord-est de la Grande-Balme, les schistes noirs contiennent des vestiges de tiges végétales ramifiées, brunâtres, légèrement en relief, de 2 à 5 millimètres de largeur. Près du chemin du col du Palet, l'arkose en montre aussi quelques traces. Ces schistes sont semblables à certains de ceux intimement associés aux Marbres en plaquettes crétacés du col de la Leisse, à faible distance et presque en prolongement. Outre ce fait, leur faciès lithologique et les empreintes qui ressemblent à des algues m'avaient conduit à y voir du Flysch tertiaire.

? arkose = gypse à m. l.

Ultérieurement, j'ai rectifié cette détermination (44), à la suite de la trouvaille, sur la *Feuille de Briançon* (300 mètres au sud du Laus, près Cervières), d'un lambeau de schistes identiques avec les mêmes empreintes, associé à du Trias calcaire du Briançonnais. Par une coïncidence ce lambeau est d'ailleurs au voisinage de lambeaux de Schistes lustrés charriés sur le Briançonnais.

Ce second gisement est plus fossilifère; il m'a fourni d'abondants moulages d'un bivalve et un fragment végétal plus intéressant.

P. Bertrand a aimablement accepté que je lui soumette mes échantillons; il pense que le dernier est très probablement un *Equisetites*, qui est peut-être *Equisetites arenaceus* Jaeger. Quant aux empreintes végétales linéaires, certaines pourraient être des algues, mais elles ont paru à P. Bertrand représenter en général des racines. Le bivalve ressemble à une *Myophorie*, de l'avis de Ch. Barrois et P. Pruvost, qui ont eu l'obligeance de l'examiner.

Si l'*Equisetites* est bien de cette espèce, ces schistes sont triasiques. Sinon ils pourraient être un peu plus récents. On peut donc penser que *les schistes du lac de Tignes sont triasiques* et ne doivent pas être séparés du Calcaire de la Vanoise. Leur faible métamorphisme suggère qu'ils sont supérieurs à ces calcaires et forment la partie tout à fait haute du Trias; mais cela n'est pas démontré, car le métamorphisme comporte parfois des atténuations et irrégularités locales⁽¹⁾. Ils sont à rapprocher du Trias à végétaux connu sporadiquement dans la zone externe autochtone des Alpes, et sur lequel M. Gignoux a attiré récemment l'attention (14). Dans la Vanoise, Pierre Termier a signalé une couche de charbon dans les Marbres phylliteux du ravin des Prioux, près Pralognan (46); en outre j'ai eu l'occasion d'observer, après M. Gignoux, aux environs de Thermignon, au nord-est de la Losa, du calcaire carbonneux près d'un axe anticlinal de quartzite triasique.

Lias.

Les deux faciès typiques sont les *Brèches du Télégraphe* et les calcaires noirs de grain spathique.

Les premières sont polygéniques calcaires, à éléments de calcaires triasiques jaunes, gris foncé, gris clair. On y trouve quelquefois des galets quartzeux.

Les calcaires noirs sont associés, dans la paroi de la Grande-Motte et dans

⁽¹⁾ Tout dernièrement MM. Gignoux et L. Moret ont admis l'attribution probable de ces couches à la zone de passage du Trias au Lias (*Bull. Société géologique de France*, 4^e série, t. XXIX, 1929, C. R. sommaire, p. 17).

les deux Balmes, à des calcaires schisteux, siliceux et légèrement phylliteux, où l'on voit dans la cassure apparaître de petits lits de la même calcite foncée et scintillante que dans le faciès massif. Ils ressemblent parfois au *Calcaire à zones siliceuses* du Trias. Pour M. Gignoux, les calcaires massifs du Lias sont d'anciens calcaires à entroques recristallisés (13). De fait, les facettes de calcite sont parfois régulièrement ovales comme des articles d'Encrines. M. Gignoux y a trouvé des *Pentacrinus*. Ces calcaires sont assez souvent fossilifères, mais souvent les fossiles sont indéterminables, détériorés par la recristallisation métamorphique ou les laminages tectoniques.

Au verrou amont (septentrional) du Plan de Nette, M. Gignoux a trouvé des *Bélemnites*, des *Gastropodes* indéterminables, des *Limes*, de nombreuses sections de bivalves probablement *Gryphées* (13). Les calcaires noirs contiennent aussi des tubes de calcite blanche parallèles, attribuables à des polypiers recristallisés. Ils passent à un faciès schisteux un peu argileux, avec un clivage luisant, irrégulier, bréchoïde, qui ressemble çà et là à une lumachelle à petits éléments très laminés. J'ai suivi ce banc à la base de l'escarpement de la Grande-Motte depuis le verrou amont jusqu'à l'ouest du verrou aval du Plan de Nette; on y voit parfois de petites coquilles bien distinctes; à cause de sa patine luisante d'un jaune sale tirant sur le vert olive et de ses autres caractères, il me rappelle le banc rhétien de Bardonnèche étudié par S. Franchi (12). Ici d'ailleurs il est intercalé entre le Trias calcaire et les masses liasiques; je n'y ai malheureusement pas trouvé de fossiles déterminables.

Dans les schistes liasiques de la base de la Petite-Balme, M. Gignoux et L. Moret ont trouvé une *Bélemnite*. J'y ai ramassé, en outre, les mêmes polypiers que ci-dessus et de petites lumachelles dans le calcaire massif noir, et aussi plusieurs sections malheureusement recristallisées, mais pouvant bien appartenir à des *Bélemnites* au sentiment de MM. Gignoux, Moret, Jodot.

A la Roche des Fours, à la base du lambeau liasique formé de Brèche du Télégraphe qui est laminé sous les Schistes lustrés charriés, j'ai retrouvé un banc fossilifère. Ce sont des calcaires gris bleu foncé, un peu phylliteux, montrant des sections de bivalves (cf. *Mytilus?*) et des tubes de polypiers. La roche est très laminée. Il y a des échantillons identiques à certains provenant du gisement fossilifère du verrou amont du Plan de Nette, comme M. Gignoux me l'a fait observer.

Enfin, au-dessus du banc de Brèche du Télégraphe de la Pointe de Lavachet, sur le versant du lac de Tignes, les calcaires gris clair lités et très compacts

contiennent localement de nombreux moules grossiers de coquilles, en saillie à la surface des blocs.

De même que sa base, le sommet du Lias ne peut être précisé; nous ignorons si les épaisses masses schisto-calcaires de la Grande-Motte contiennent du Jurassique moyen, ou si les brèches du Jurassique supérieur correspondent à la fin d'une lacune importante de sédimentation.

Jurassique supérieur.

Le Jurassique supérieur a été découvert par W. Kilian et Pierre Termier au Plan de Nette. Il est formé de marbres très purs, légèrement colorés en gris verdâtre ou violacé. Contre eux s'accolent des brèches calcaires extrêmement colorées, rouges, vertes, noires, avec de minces lits schisteux ou des feuilletés luisants discontinus, irréguliers, de nature phylliteuse et très colorés eux-mêmes. Les brèches sont marmoréennes, éléments et ciment; parfois même on dirait de pseudobrèches ou des marbres amygdalaires. Comme W. Kilian, qui n'est pas affirmatif sur ce point, M. Gignoux est tenté de rattacher ces brèches au Jurassique supérieur (13). Elles me paraissent se relier intimement au banc de marbre homogène superposé et se distinguer avec facilité des brèches liasiques. Ces dernières sont parfois claires, jaunâtres, un peu rosées, mais ne sont pas franchement marmoréennes (sauf certains galets de calcaire spathique noir), ni franchement colorées en vert ou en rouge.

Dans ce Jurassique supérieur, W. Kilian et Pierre Termier ont signalé des Bélemnites, Aptychus, Crinoïdes, Phyllocrinus (28, 31). J'y ai vu des sections de bivalves et plusieurs fois des Bélemnites.

Certains marbres foncés, rougeâtres, qui forment soit des éléments de la brèche, soit des zones dans leur ciment, contiennent des débris d'organismes microscopiques. Ce sont des fragments de réseaux en oxyde de fer, tantôt intacts, tantôt disloqués par une recristallisation localement plus accentuée de la calcite. D'après P. Jodot, ils semblent appartenir à des Crinoïdes, bien qu'ils apparaissent souvent sur plusieurs plages de calcite d'orientation différente, car une recristallisation ménagée a pu se faire sans disloquer les réseaux.

Je n'ai pas observé le Jurassique supérieur auprès de Val-d'Isère, bien que W. Kilian ait suggéré sa présence (29); je ne l'ai retrouvé que dans un étroit synclinal qui suit le versant méridional de l'Aiguille des Aimes, près du col du Palet. C'est un marbre gris clair, pur et homogène, avec de grandes flocu-

lations rouges çà et là au sein de sa substance et de grosses Bélemnites. Il est intercalé entre des assises liasiques typiques et des schisto-calcaires crétacés à Foraminifères.

Crétacé.

Les Marbres en plaquettes du col de la Leisse contiennent des bancs peu cristallins, argileux ou calcaires, et leur aspect moins métamorphique que celui des Marbres phylliteux avait frappé M. Gignoux qui avait émis l'hypothèse du Crétacé (13). Ils m'ont fourni au-dessus du vallon du Paquier une faune de Foraminifères.

Le banc fossilifère, peu épais parce que les lits superposés deviennent immédiatement très cristallins, est un calcaire fin, çà et là recristallisé et accompagné d'une couche schisteuse chloriteuse. Il se trouve immédiatement à la base de l'écaille de Marbres en plaquettes que suit le chemin descendant du col de la Leisse sur le vallon du Paquier, mais du côté ouest de cette écaille. Les échantillons riches en Foraminifères proviennent d'un point situé au bord d'un petit vallonnement creusé par l'eau et ayant mis à nu le Calcaire triasique sous-jacent; ce point est en face de l'autre petit lambeau de Marbres en plaquettes, qui forme un chapeau isolé sur le Calcaire triasique, environ 600 mètres au nord-ouest de la bifurcation du chemin du col de Fresse. J'ai décrit les curieuses particularités de ce calcaire semi-cristallin, piqué çà et là de cristaux de glaucophane souvent épigénisés en chlorite, de magnétite et de pyrite localement macroscopique (40). Les genres observés sont : *Textularia*, *Globigerina*, *Rosalina*, *Cristellaria*. Ces assises sont les mêmes que certaines parties des Marbres en plaquettes du Briançonnais attribuées au Crétacé supérieur et analogues aux *Couches rouges* des Préalpes (35).

Dans un lambeau plus important de ces Marbres en plaquettes, environ 1.000 mètres au nord du col de la Leisse, j'ai retrouvé, dans des échantillons analogues, quelques sections de Globigérines. La coloration rougeâtre qu'ont beaucoup des marbres de cet ensemble tient à une fine poussière rouge, d'oxyde de fer sans doute, disséminée dans la calcite cristalline à l'intérieur de plages irrégulières et discontinues. Je n'ai pas retrouvé ce faciès un peu spécial dans les Marbres phylliteux. En outre, ces Marbres en plaquettes contiennent de l'épidote néogène, minéral peu usuel dans les Marbres phylliteux. Ils sont intimement mêlés de schistes argileux noirs ou verts à sagénite et à tourmaline.

Le Crétacé figure aussi dans le synclinal qui longe l'Aiguille des Aïmes; il s'y intercale entre le Jurassique supérieur et les Schistes lustrés charriés. Dans le calcaire schisteux et très argileux, riche en feldspath de néoformation, on voit des Globigérines et Rosalines très bien conservées, soit dans la masse de l'argile, soit dans la fine calcite granuleuse.

TERRAINS DES NAPPES SUPÉRIEURES.

Les Schistes lustrés forment le terrain le plus important de la *Feuille de Tignes* en ce qui concerne la surface d'affleurements. Ils appartiennent à une vaste nappe charriée sur les terrains de la série de la Vanoise ou du Mont Pourri. Ils contiennent des lentilles de *Roches vertes* interstratifiées et des lames de *gneiss*. Le massif gneissique du *Grand-Paradis*, qui se prolonge jusqu'à Bonneval, a été considéré jusqu'ici comme le terme profond de la nappe des Schistes lustrés, c'est-à-dire le substratum antétriasique de ces schistes. Les travaux récents de F. Hermann tendent à désolidariser les Schistes lustrés et le gneiss du *Grand-Paradis*, à en faire deux nappes distinctes, supérieures à celle du *Grand-Saint-Bernard* (Vanoise, Mont Pourri) : la plus haute des deux serait formée par les Schistes lustrés; l'autre, par les gneiss du *Grand-Paradis*; la première, débordant largement vers l'Ouest la seconde, vient reposer directement sur la nappe du *Grand-Saint-Bernard* (26).

En ce qui concerne les Schistes lustrés, je n'ai pas d'observations nouvelles. Ils deviennent parfois plus massifs et ressemblent aux Marbres phylliteux du Trias de la Vanoise, mais je n'ai pu tracer de délimitation précise. Je n'ai pu conserver la distinction de *Schistes lustrés micacés* (Ltm, 5), tentée par Marcel Bertrand; de ceux qu'il a notés, les uns sont associés aux lames de gneiss, les autres sont des schistes phylliteux peu calcaires qui se fondent de manière inextricable dans les schistes calcaires.

Le *Trias de la nappe des Schistes lustrés* est formé de bancs peu épais de Carnéules, Marbres phylliteux et marbres plus purs, souvent rubannés de blanc, gris ou rose. Les Quartzites y sont à peu près absents dans la région. Le gypse occupe une situation à part; il s'est accumulé dans la surface de charriage à la base des Schistes lustrés (41).

Je n'ai pas entrepris l'étude des gneiss du *Grand-Paradis*. G. B. dal Piaz a donné une étude pétrographique approfondie de ces gneiss ainsi que des au-

tres et des Roches vertes, dans une région très voisine au nord de celle que j'ai étudiée (39).

Examinons, par contre, avec quelque détail, les Roches vertes et les lames de gneiss des Schistes lustrés.

Roches vertes.

Les Roches vertes forment de nombreux bancs lenticulaires dans les Schistes lustrés. Ce sont des roches intrusives ou effusives de la famille des gabbros ou plus basiques, profondément modifiées par le métamorphisme alpin.

A la suite de V. Novarese (37), on appelle *prasinites* les roches formées d'un feldspath voisin de l'albite, comme constituant principal, et de chlorite, amphibole, épidote, zoïzite, seules ou coexistantes. L'un ou l'autre de ces derniers minéraux pouvant apparaître de façon prépondérante vis-à-vis des autres, on dira, suivant les cas : prasinite amphibolique, prasinite chloriteuse (ovardite) ou épidotique. Quand le feldspath est moins abondant que le minéral coloré, la roche prend le nom d'amphibolite, épidotite, zoïzite. Les prasinites contiennent parfois du quartz et de la muscovite. Outre les prasinites, les Roches vertes comprennent souvent des masses de serpentine.

Dans la région que j'ai étudiée, on n'a jamais rencontré de Radiolarites associées aux Roches vertes, comme il arrive plus au Sud (Briançonnais, Corse, 60, 56, 63).

PYROXÈNE RÉSIDUEL.

Les Roches vertes de la région sont presque toujours entièrement recristallisées et ne montrent que rarement du pyroxène résiduel de la roche initiale. Cependant j'en ai rencontré en quatre points.

1. A la Becca di Toss, à l'est du val Grisanche (en Italie, peu au nord de la *Feuille de Tignes*), F. Hermann a décrit une écaille de gneiss et Roches vertes, assimilable à une digitation étirée du noyau prétriasique de la nappe de la Dent-Blanche (20). J'y ai recueilli⁽¹⁾ une prasinite à grandes lamelles de

⁽¹⁾ Je profite de l'occasion pour exprimer à M. F. Hermann toute ma reconnaissance de la belle course dans les montagnes valdôtaines qu'il m'a fait faire en août 1927.

diallage, laminée mylonitiquement. Le fond de la roche est feldspathique avec de la chlorite et de l'amphibole; les minéraux accessoires sont de l'apatite, du grenat, de la magnétite, du rutile.

2. Au Colle Rossetto (en Italie, *Feuille de Tignes*), où se trouve un lambeau de gneiss de même signification que ceux de la Becca di Toss, j'ai recueilli une roche du même genre. Le pyroxène est fortement rongé par de la calcite, de l'amphibole ou du feldspath, développés au cours du métamorphisme.

3. Parmi les Roches vertes du massif de la Sana, où Pierre Termier a décrit des pyroxénites (46), on rencontre fréquemment, sous le versant occidental des Rochers du Génepy, une roche à grandes lamelles de diallage parfois de plusieurs centimètres. Au microscope, on constate que la substance ambiante qui contient ces lamelles est de nature prasinitique. Le diallage est attaqué et pénétré suivant des bandes parallèles au clivage.

4. Enfin, dans la masse de serpentine de Bonneval, un échantillon pris aux chalets des Roches montre des résidus de pyroxène envahis par de la bastite.

GLAUCOPHANE.

Les prasinites contiennent assez souvent du glaucophane, en petites lamelles éparses, d'ailleurs peu abondantes, accompagnant l'amphibole verte. A la Pointe du Chardonnet on trouve par contre une véritable glaucophanite. Le glaucophane se rencontre dans des roches diverses : amphibolite, épidotite, prasinite chloriteuse, épidotique. Sur 25 échantillons de prasinite, 7 ont montré du glaucophane. J'en ai trouvé, en outre, dans un micaschiste situé dans les Schistes lustrés au voisinage de la serpentine de Bonneval.

Pointe et lac du Chardonnet. — Au lac du Chardonnet (à l'ouest du lac de Tignes), la Roche verte est constituée par du glaucophane très abondant (allongement positif; angle d'extinction allant jusqu'à 20° de l'allongement). Ce minéral, ainsi que des grains d'épidote, pénètre un feldspath voisin de l'albite. Près de l'arête de la Pointe du Chardonnet ce banc se prolonge en une intercalation peu épaisse dans les Schistes lustrés. On y trouve la même glaucophanite; elle est plus riche en épidote, qui forme des agrégats de très petits grains; au bord de ces agrégats on observe quelques individus d'un

petit minéral en baguettes limpides et réfringentes, incolores, à biréfringence de l'ordre de 0,012, à extinction droite et allongement positif, minéral qui paraît être de la lawsonite.

Sources de l'Isère. — Outre de la prasinite ordinaire, j'ai recueilli une très belle prasinite, riche en cristaux prismatiques d'épidote atteignant 2 millimètres et contenant des lamelles de glaucophane. L'amphibole la plus abondante est extrêmement colorée et polychroïque (vert bleu, vert sale foncé, jaune clair); la biréfringence est de l'ordre de 0,015, et l'extinction des sections allongées a une obliquité maxima voisine de 30° : il s'agit sans doute d'une amphibole alcaline à grande obliquité des axes d'élasticité par rapport à l'axe vertical du prisme. Il y a, en outre, du grenat et de la magnétite.

Rochers du Génepy. — Dans la moraine des Rochers du Génepy, au-dessus du Plan de Nette, on rencontre fréquemment une roche à grandes lamelles luisantes vert noirâtre sur fond vert pâle ou blanc. C'est une épidotite d'une extrême finesse, contenant de grandes plages d'un minéral opaque en agrégats, bordées de petites lamelles de crossite disposées en mode kélyphitique.

Glacier de la Leisse. — Une roche vert pâle de grain fin et dur est une amphibolite à texture fibreuse, contenant des agrégats de granules d'épidote très fins et de rares lamelles de glaucophane.

Arêtes de l'Albaron. — Au col séparant l'Ouille Allegra des arêtes à l'ouest de l'Albaron (*Feuille de Bonneval* au 80.000^e), j'ai recueilli une ovardite à amphibole verte accompagnée d'un peu de glaucophane.

Refuge d'Avérole. — Dans un échantillon provenant du torrent qui charrie une grande quantité de Roches vertes originaires des hauts sommets de la frontière (*Feuille de Bonneval*), le feldspath forme de grandes facules blanches sur fond vert et produit un aspect rappelant de loin les variolites. C'est une prasinite à épidote très développée, muscovite, chlorite, glaucophane.

CONTACT DE LA SERPENTINE.

La limite supérieure du grand amas de serpentine de Bonneval affleure aux lacs d'Andagne. Dessus repose un banc de Schistes lustrés. Vers le sud-est des

lacs, ces schistes passent à un marbre clair montrant des cristallisations d'amphibole verte en grandes aiguilles de plus de 1 centimètre et une cornéenne épidotique de grain fin, formée d'amphibole, épidote, sphène. Peu à l'ouest des lacs, on peut voir dans la masse de serpentine des blocs de calcaire gris, avec les mêmes cristallisations formant de petits amas ou des veinules dans le calcaire. Il s'agit évidemment d'un métamorphisme dû au contact de la roche éruptive (métamorphisme de contact proprement dit, ou influence du métamorphisme général alpin faisant réagir la serpentine sur le calcaire).

J'ai trouvé le même marbre à grandes aiguilles d'amphibole à la Becca di Toss.

Lames de gneiss dans les Schistes lustrés.

Il existe parfois, dans les Schistes lustrés, des bancs de gneiss et de micaschistes; il y sont associés le plus souvent à des Roches vertes. Ces bancs ont toujours préoccupé les géologues qui ont étudié les Schistes lustrés. Sans pouvoir le conclure, Marcel BERTRAND émettait l'idée qu'ils aient une signification stratigraphique : « Il semble impossible jusqu'à nouvel ordre de dire avec certitude si ces roches sont spéciales à la partie triasique des Schistes lustrés ou si elles peuvent aussi se trouver dans le Lias » (5, notice).

Pierre TERMIER a distingué, dans l'ensemble des Roches vertes, deux grandes catégories. Dans une première, de nature éruptive certaine, elles ont une apparence massive et une quasi homogénéité chimique : ce sont des prasinites, serpentines, variolites, passant parfois à des gabbros, péridotites, diabases. « La deuxième catégorie comprend d'autres Roches vertes qui se résolvent au microscope en amphibolites chloritisées ou en micaschistes à biotite chloritisés. Elle comprend aussi des amphibolites zonées (à hornblende, actinote ou glaucophane), des pyroxénites (plus rares), des micaschistes, des cornéennes, des quartzites et enfin des gneiss. Ceux-ci alternent avec les micaschistes ou avec les amphibolites. Ils sont habituellement très micacés et se débitent en minces plaquettes. Quelques-uns deviennent localement porphyroïdes. Toutes ces roches sont zonées et leurs diverses zones ont des compositions chimiques fort différentes. La plupart sont très quartzieuses, les feldspaths sont toujours alcalins. Il y a souvent relation de voisinage entre les roches des deux catégories. Il existe aussi des régions où l'on ne voit que des roches de la seconde catégorie, formant des bancs presque réguliers, qui alternent avec les calcschistes

et passent même aux calcschistes. Les roches des deux catégories s'observent à diverses hauteurs dans la formation des Schistes lustrés; elles ne sont pas confinées dans un étage particulier». Ce seraient «des sédiments originellement analogues aux autres, mais modifiés plus profondément que les autres par des roches intrusives» (49).

A. HEIM admet aussi, dans sa grande synthèse de la Géologie de la Suisse, l'intercalation stratigraphique normale de gneiss au sein des Schistes lustrés (19, p. 498).

Récemment F. HERMANN a été conduit, par l'étude des montagnes des environs d'Aoste, à admettre que ces écailles de gneiss et micaschistes représentent des lambeaux extrêmement étirés des masses prétriasiques de la nappe de la Dent-Blanche. L'immense complexe des Schistes lustrés de la région serait l'enveloppe normale de ces masses prétriasiques; il aurait été décollé et entraîné vers l'Ouest en emportant avec lui des lames arrachées à son substratum (25, 26).

Je reviendrai plus loin sur la question tectonique de la nappe des Schistes lustrés et discuterai seulement ici l'hypothèse de l'âge prétriasique des gneiss et micaschistes.

GISEMENT.

Les lames de gneiss et micaschistes se trouvent dans deux types de gisement : soit en lentilles dans des surfaces de charriage (base de la nappe des Schistes lustrés ou de la digitation de l'Iseran), soit dans l'épaisseur des Schistes lustrés. Le premier type comporte un mélange tectonique évident de diverses roches; dans le second, l'association fréquente des gneiss et des Roches vertes ne paraît pas fortuite, comme elle peut l'être dans le premier.

Sur 7 gisements du second type, décrits ci-dessous, 3 montrent une association directe avec les Roches vertes, 2 présentent une juxtaposition à faible distance de celles-ci, et 2 seulement n'ont pas montré de Roches vertes au voisinage. Il faut ajouter ceux de la Becca di Toss et du Colle Rossetto, où gneiss et Roches vertes sont ensemble. Cette association, à elle seule, n'apporte pas d'argument pour ou contre les deux thèses en présence, car elle peut être génétique (métamorphisme des Roches vertes créant les gneiss) ou stratigraphique (situation initiale des Roches vertes à un niveau inférieur aux Schistes lustrés).

Les gisements de gneiss dans l'épaisseur des Schistes lustrés sont les suivants sur la *Feuille de Tignes*; j'y ai ajouté celui de Vincendières sur la *Feuille de Bonneval*.

Iseran. — Sur la pente ouest du Signal de l'Iseran se trouve un gros banc de micaschiste à chlorite et muscovite avec tourmaline.

Pont de la Neige. — Sur le chemin de l'Iseran à Bonneval, environ 700 mètres au sud du Pont de la Neige, est intercalé dans les Schistes lustrés un mince banc de gneiss très feldspathique à chlorite, muscovite, épidote. Il ne paraît pas se prolonger en dehors du talweg qu'il traverse.

Pays-Désert. — Sur le plateau de ce nom, situé au sud-est du col de l'Iseran, une lame d'un gneiss clair épaisse de plus de 100 mètres s'étend sur environ 1.000 mètres. Au Sud elle finit lenticulairement; au Nord elle s'enfonce sous le glacier et reparait à l'arête du Grand-Pissailas. Enfin j'ai retrouvé une lame de cette roche au nord de la moraine du glacier Pers, où elle paraît être la terminaison lenticulaire du même banc. Les échantillons que j'ai recueillis dans le Pays-Désert sont d'un gneiss à chlorite et muscovite très riche en albite; comme minéraux accessoires, il contient un peu de calcite, de l'épidote à noyaux d'allanite, du rutile, du sphène et des sections informes paraissant se rapporter à de l'apatite. Le gneiss est accompagné localement d'un peu de prasinite chlorito-épidotique.

Au sud-est de ce banc, la partie méridionale du Pays-Désert est traversée par un banc de Roche verte, prasinitique en général, mais comportant vers les petits lacs voisins du point culminant du plateau une masse de serpentine et une écaille de gneiss.

Col du Montet. — Au col, on a un banc de prasinite; au début de l'arête montant vers l'Ouest se trouve une alternance de Schistes lustrés calcaires et de gneiss clair à muscovite; puis commence la grande masse de prasinites qui forme le sommet de Roche-Noire.

Lacs d'Andagne. — Une faible épaisseur de Schistes lustrés sépare la serpentine de Bonneval d'un banc épais de quelques mètres et formé d'un gneiss ou micaschiste. L'échantillon que j'y ai recueilli est un micaschiste quartz-

teux à chlorite et muscovite avec grenat, tourmaline, rutile. Ce banc se prolonge vers le Sud-Ouest en même situation au moins jusqu'aux chalets d'Andagne (*Feuille de Bonneval*); il est analogue aux gneiss et micaschistes qui affleurent au versant sud de l'Ouille Allegra et rejoignent les arêtes à l'ouest de l'Albaron, arêtes formées principalement de Roches vertes. Au sud de l'Ouille Allegra, ce sont des micaschistes quartziteux à muscovite et des gneiss très feldspathiques à muscovite, chlorite, sphène. Aux chalets des Roches, on retrouve dans les Schistes lustrés, peu au-dessus de la serpentine, une faible épaisseur des mêmes micaschistes qu'aux lacs d'Andagne. Ils sont formés de quartz, muscovite et chlorite, avec grenat, glaucophane, tourmaline, rutile, sphène et allanite. Enfin on rencontre, peu au-dessus de la base des Schistes lustrés de la Pointe des Arses, du côté ouest, le même micaschiste avec les mêmes minéraux, moins le glaucophane et l'allanite.

Vincendières. — Dans la vallée d'Avérole (*Feuille de Bonneval*), au sud de Vincendières, nous avons observé, F. Hermann et moi au cours d'une excursion commune, le banc de gneiss indiqué sur la carte de Marcel Bertrand (5). Il paraît remarquablement massif et homogène. C'est un gneiss albitique à chlorite et muscovite avec apatite (?), rutile, sphène. L'échantillon que j'ai examiné était mylonitique. Au Sud ce gneiss se fond dans des prasinites.

Gisements dans des contacts tectoniques. — Le long de la lame triasique du col Pers, on observe, outre divers calcaires souvent broyés, des lames de gneiss, de micaschistes, de prasinites. Il en est ainsi au nord de l'Ouille de la Jave, sous la Pointe de Bezin et au col des Roches.

Au nord du glacier des Fours, à la base de la nappe des Schistes lustrés, des écailles de gneiss sont mêlées aux Marbres phylliteux qui forment l'arête 2858. Il y a de même du gneiss à la Pointe de l'Arcelle avec les Roches vertes, dans la même situation tectonique.

CARACTÈRES.

Ces gneiss sont souvent très feldspathiques (albite), mais il y a tous les intermédiaires avec des micaschistes sans feldspath. Ils ont la même texture et les mêmes minéraux que la plupart des gneiss prétriasiques des nappes pennines.

Ils ne présentent pas le faciès œillé fréquent dans ceux de la nappe du Grand-Paradis, ni le microcline que ces derniers renferment souvent.

Quand on examine au microscope certains de ces gneiss et micaschistes (Pays-Désert, chalets des Roches), on voit, dans l'intérieur des cristaux d'épidote, une zone centrale qui se distingue seulement de la périphérie par une extinction sous un angle différent et par une coloration intense avec polychroïsme dans les tons brun jaune et brun. Ce sont les propriétés de noyaux d'allanite (orthite) englobés dans l'épidote. G. B. dal Piaz a signalé aussi l'épidote à noyaux d'orthite dans les lambeaux de micaschistes qu'il a trouvés au sein des Schistes lustrés voisins de la Grivola (39). Ce minéral existe enfin dans d'autres lambeaux analogues étudiés par F. Hermann. Bien qu'il paraisse absent des gneiss de la coupole du Grand-Paradis (G. B. dal Piaz), il n'est pas exclusivement cantonné dans les lames de gneiss et micaschistes des Schistes lustrés, car G. B. dal Piaz le signale dans certains gneiss de la nappe du Grand-Saint-Bernard, et je l'ai retrouvé dans un gneiss chloriteux fin près de Balmaverain, sur le chemin de Rhême.

Les gneiss et micaschistes que j'ai examinés ne contiennent pas d'amphibole, sauf le micaschiste des chalets des Roches qui renferme un peu de glaucophane.

CONCLUSION.

Sans doute, il existe des gneiss amphiboliques et des prasinites quartzeuses qui sont probablement des faciès marginaux des Roches vertes. Mais les roches ci-dessus évoquent plutôt les gneiss du substratum prétriasique que le groupe des Roches vertes. En définitive, *je n'ai pas trouvé des éléments suffisants pour conclure en faveur de l'une ou l'autre hypothèse.*

En faveur d'un âge prétriasique de ces gneiss on peut faire les remarques suivantes. Si des récurrences de faciès à plusieurs hauteurs dans la série métamorphique sont évidemment possibles, si les Roches vertes peuvent avoir enrichi en quartz et feldspath les parties micacées non calcaires qui se rencontrent çà et là dans l'épaisseur des Schistes lustrés, il faut pourtant invoquer une coïncidence pour que cette action combinée du métamorphisme général et des Roches vertes ait produit des gneiss si semblables à ceux que le métamorphisme général produit à lui seul dans les terrain inférieurs. Sur la *Feuille de Tignes*, les lames de gneiss paraissent localisées dans la zone Galise — Ise-

ran — Méan Martin, et absentes dans la Sassièrre et la Sana, riches pourtant en Roches vertes. Cela tend à faire penser que leur présence tient à des causes tectoniques et non au contact des Roches vertes. Enfin les Schistes lustrés ont une structure très compliquée dont nous relèverons bien des indices, structure qui rend très concevable la présence de lames arrachées à leur substratum initial, étirées à l'extrême et emballées dans leur masse.

En faveur d'un âge mésozoïque des écaillés de gneiss, on notera l'absence presque complète de Trias (Cargneules, Marbres phylliteux ou zonés) contre ces écaillés. G. B. dal Piaz a signalé l'une d'entre elles avec Trias (38), mais ce n'est pas le cas sur la *Feuille de Tignes*, sauf dans des zones de mélange tectonique exceptionnel.

TERRAINS RÉCENTS.

Moraines de stades antérieurs au stade actuel. — On peut distinguer les moraines des stades antérieurs et celles qui s'alimentent de nos jours.

Les traces de modelé glaciaire sont très belles dans les verrous de la vallée de l'Isère en aval et en amont de Tignes. Le premier de ces verrous montre des ensellements encombrés de moraines aux Boisses, et séparés par des «bosses», suivant l'expression d'Emile Haug (48, p. 461), c'est-à-dire des monticules moutonnés qui sont ici de Quartzite. De l'autre côté de la profonde gorge épigénique où coule l'Isère, les bombements rocheux du Chevril, eux-mêmes moutonnés, occupent une position symétrique. Dans le verrou amont, les Quartzites du village du Franchet ont aussi un modelé glaciaire remarquable; à la sortie nord de ce village, j'ai d'ailleurs observé des stries glaciaires très nettes sur leur surface polie.

D'autres moraines plus élevées, d'altitude supérieure à 2.000 mètres, se raccordent quelquefois aux moraines actuelles, les glaciers actuels correspondant à une simple régression par rapport à ceux ayant donné ces anciennes moraines. C'est le cas auprès du lac de Tignes. D'autres fois ces moraines sont isolées dans des cirques ne comportant plus de glaciers, par exemple de part et d'autre du col de la Sache. Dans les deux cas, elles sont postérieures au visage topographique actuel, dont elles occupent les dépressions. Le grand cône torrentiel de Tignes, formé d'éléments empruntés aux moraines du lac de Tignes, semble un *cône de transition fluvio-glaciaire*; il se suit jusqu'auprès

du lac par des alluvions grossières et inclinées, collées le long du lit du torrent actuel. Les moraines en question (altitude supérieure à 2.000 mètres) sont donc postérieures à l'abandon de la vallée principale par les glaciers et aux moraines et polis glaciaires de l'altitude 1.800 qui sont le long de la vallée.

Alluvions anciennes. — Ce sont des alluvions torrentielles, à éléments de nature principalement morainique, dans les vallées principales. Elles sont recoupées par l'Isère et le torrent du Manchet, qui ont déposé des alluvions horizontales un peu en contre-bas.

Alluvions récentes. — Dans cette catégorie rentrent des dépôts horizontaux des zones où les torrents coulent avec lenteur, dans l'intervalle des verrous des vallées, et des dépôts lacustres postérieurs aux moraines anciennes dans les amphithéâtres morainiques.

CHAPITRE II.

ÉTUDE DE ROCHES MÉTAMORPHIQUES.

Les terrains de la Vanoise et du Briançonnais présentent un métamorphisme incomplet dont il est possible de suivre les progrès soit de haut en bas, soit latéralement du Sud-Ouest au Nord-Est. Cette accentuation graduelle du métamorphisme dans l'espace, que nous observons actuellement, est analogue au développement du phénomène dans le temps, tel qu'il a dû se passer en une région donnée de la zone la plus métamorphique. On ne peut le concevoir en effet que comme s'étant propagé peu à peu d'une zone profonde vers le haut et vers la périphérie.

Pour mettre en évidence ces étapes, étudions un type de roche déterminé, les calcaires argileux qui deviennent des marbres micacés. Ils se retrouvent en Vanoise dans le bas et dans le haut des assises mésozoïques. D'une part ils constituent l'un des termes de l'étage moyen du Trias et sont appelés *Marbres phylliteux*. D'autre part ils surmontent les calcaires jurassiques et contiennent une faune de Foraminifères crétacés; on peut les désigner sous le nom de *Marbres en plaquettes*, conformément à la dénomination des mêmes assises dans le Briançonnais. Là, ces derniers marbres, moins métamorphiques, fournissent des points de comparaison, ainsi que le niveau de schistes calcaires, d'ailleurs très restreint, que contient le Trias près de Briançon.

Quoique l'ordre normal consisterait à partir des types peu métamorphiques, puisque c'est l'ordre chronologique, examinons le phénomène en sens inverse en envisageant d'abord les types entièrement recristallisés dont les caractères sont plus accusés et plus constants. Suivront un rappel de ce qu'est la série métamorphique de la Vanoise et quelques remarques générales sur le métamorphisme. Les paragraphes ci-dessous sont donc :

- I. *Les Marbres phylliteux;*
- II. *Les Marbres en plaquettes de la Vanoise;*

- III. *Les schistes du Trias moyen du Briançonnais;*
- IV. *Les Marbres en plaquettes du Briançonnais;*
- V. *La série métamorphique de la Vanoise;*
- VI. *Progression du métamorphisme dans les calcaires phylliteux;*
- VII. *Caractères du métamorphisme dans la contrée;*
- VIII. *Question de l'origine du métamorphisme.*

I

MARBRES PHYLLITEUX.

Les Marbres phylliteux du Trias de la Vanoise sont composés de lits de l'ordre du millimètre ou du centimètre, alternants, formés principalement soit de calcite, soit de petits grains de quartz mêlés de phyllite (séricite, chlorite). Il y a un passage progressif des uns aux autres par modification de la quantité relative des éléments. *La recristallisation du sédiment est complète* dans la grande majorité des cas : aucun des minéraux du schiste ou marno-calcaire primitif n'a conservé son aspect détritique. Ce n'est qu'exceptionnellement qu'on voit, dans les préparations microscopiques, de la calcite granuleuse ayant subsisté; elle est toujours accompagnée de calcite largement recristallisée en mosaïque. De même, l'argile est l'exception. (Dans ce qui suit j'appellerai *argile* la matière à peu près isotrope, de réfringence égale à celle des phyllites, ne formant pas de lamelles discernables, limpide quand elle n'est pas souillée d'impuretés).

Les zones phylliteuses comprennent surtout de la séricite, mais souvent aussi de la chlorite, en touffes ou en écheveaux plus ou moins déliés et désordonnés. Un pullulement de très petites aiguilles de rutil (*sagénite*) accompagne constamment l'une et l'autre. Quand les phyllites manquent, la sagénite n'existe pas. Cette forme de rutil, banale dans les schistes argileux non métamorphiques, résulte sans doute de la diagénèse au sein d'un sédiment contenant des éléments détritiques titanifères, biotite en particulier. Dans les Marbres phylliteux, la sagénite est accompagnée de fréquents corpuscules noirs, opaques ou légèrement translucides en brun rougeâtre, qui sont sur-

tout de l'ilménite ou de l'oligiste. Parfois il y a association des prismes de rutile et de ces oxydes, sur lesquels les prismes s'implantent.

L'association constante de la sagénite à la séricite montre que *cette phyllite n'est pas détritique, mais néogène*, car la simple altération de débris micacés produirait chlorite et rutile. La même conclusion résulte de l'observation suivante : dans les parties quartzophylliteuses, les petits grains de quartz forment une mosaïque à éléments anguleux recristallisés; la phyllite occupe leurs interstices et s'est donc formée postérieurement.

La cristallisation des phyllites s'est faite sensiblement sur place, comme le prouve la coexistence de la sagénite et des corpuscules d'oxydes qui subsiste dans les lits phylliteux. Cependant on voit dans certains cas des traînées de sagénite et d'ilménite continuer indépendamment de toute phyllite et de toute argile au travers de la calcite, du quartz ou du feldspath, éléments recristallisés ou néogènes. Elles donnent l'indication que de l'argile ou de la phyllite primitive détritique ont été dissoutes au cours de la transformation; une partie de l'alumine est entrée dans la constitution des minéraux nouveaux, tourmalines et feldspaths.

Pour la *tourmaline*, petits prismes hémimorphes, polychroïques, disséminés, mais très constants, et fort nombreux en général, cette conclusion résulte de sa présence seulement dans les lits phylliteux, ou à leur voisinage immédiat dans le quartz, la calcite, le feldspath. Son antériorité à ces minéraux est certaine, car elle est parfois en inclusions dedans, et la circonstance inverse ne se produit jamais. Au contraire, elle renferme à l'occasion de petits rutilés. D'ailleurs la cristallisation de la tourmaline, commencée avant celle du feldspath et du quartz, s'est poursuivie ensuite en même temps : car les cristaux de tourmaline inclus dans ces minéraux sont plus petits que ceux dans la phyllite, qui ont continué à se nourrir.

Le *feldspath néogène* est fréquent dans les Marbres phylliteux, soit en plages informes dans les zones quartzophylliteuses, soit en cristaux idiomorphes (au moins sur une partie de leur périphérie) dans la calcite. Il est toujours très frais et limpide, tantôt pur, tantôt riche en inclusions : calcite, quartz, tourmaline, rutile. Dans les zones phylliteuses, les corpuscules opaques et impurétés ocreuses continuent souvent la stratification au sein des cristaux de feldspath. Les macles polysynthétiques et la biréfringence élevée montrent, dans beaucoup de cas, qu'il s'agit d'albite; parfois l'absence de macles et une biréfringence plus faible paraissent se rapporter à de l'orthose. De même

que la recristallisation du quartz s'est faite, au moins en partie, avant celle des phyllites, la formation du feldspath néogène a eu lieu aussi, en majeure partie, avant la recristallisation des phyllites. En effet, il est rare que des lamelles de séricite ou de chlorite soient incluses dans le feldspath néogène. Quand elles le sont, elles se localisent quelquefois de préférence vers les bords des cristaux de feldspath, comme si la croissance de ces derniers s'était achevée après le début de la formation des phyllites. Sur un échantillon, j'ai noté le cas typique de traînées micacées s'arrêtant net au bord des feldspaths, et seules leurs impuretés opaques corpusculaires continuent dans le feldspath, la matière micacée reprenant au delà. Outre celle de l'antériorité du feldspath aux phyllites, une seconde hypothèse expliquerait ces faits: le feldspath, en se formant, aurait détruit les phyllites qui auraient commencé d'abord à cristalliser. Elle me paraît à rejeter pour les deux raisons suivantes :

1° Comme nous le verrons dans d'autres roches ci-dessous, il y a souvent un grand développement de feldspath dans la matière argileuse encore non recristallisée en phyllite. L'antériorité est donc là certaine. 2° Dans les gneiss chloriteux du Houiller métamorphique (46), on a des exemples de phyllites conservées dans les feldspaths, n'ayant donc pas été détruites par le développement de ces derniers. Le métamorphisme de ces roches doit être du même genre que celui des Marbres phylliteux puisque le Houiller métamorphique contient parfois des bancs pétrographiquement identiques aux zones mica-schisteuses des Marbres phylliteux (46, p. 431). Mais il est le plus souvent beaucoup plus poussé, la cristallisation du feldspath plus intense s'est prolongée plus longtemps. Ce qui précède n'infirme donc pas l'observation de Pierre Termier sur la postériorité du feldspath aux phyllites dans ces assises, pour une partie du moins de ce feldspath. Dans les Marbres phylliteux, moins métamorphiques, on voit que la cristallisation du feldspath s'est commencée avant celle des phyllites.

Remarquons, en passant, combien les feldspaths se comportent différemment vis-à-vis des lamelles amphiboliques dans les prasinites. Ils sont toujours littéralement lardés par les fines aiguilles de ce minéral qu'ils englobent en abondance. Le phénomène est tout différent, comme aussi la nature de la roche soumise au métamorphisme.

Dans les Marbres phylliteux, le quartz est en agrégats de grains recristallisés, comme dans un quartzite, notamment dans les zones phylliteuses, où il est moulé par les phyllites. Il forme aussi des inclusions de toutes tailles

dans la calcite recristallisée en mosaïque. Dans les plages où le quartz prédomine sur la calcite, la calcite s'étire souvent dans ses interstices et constitue un ciment qui moule, avec même orientation optique, plusieurs petits grains de quartz. Cette calcite est donc postérieure au quartz. Par contre, la calcite en grandes plages a souvent des contours rhombes au bord des zones quartzzeuses qui dans ce cas la moulent; et on peut observer aussi dans le quartz ou le feldspath des inclusions de calcite qui possèdent la même orientation optique que la calcite du bord de ces quartz ou feldspath; et aussi plusieurs inclusions de calcite voisines dans un même cristal et ayant même orientation. Dans ce cas, la calcite a cristallisé avant quartz ou feldspath. Ainsi le développement de ces trois minéraux paraît, dans l'ensemble, s'être poursuivi simultanément.

Les inclusions de quartz dans calcite sont souvent fort curieuses : nous verrons qu'elles ont évolué *in situ* dans le cristal englobant; l'examen d'échantillons de Marbres en plaquettes permettra de les interpréter. Elles ont souvent une forme capricieuse à sinus comme Pierre Termier l'a constaté (46, p. 432); elle est analogue à certains quartz de porphyres. Les inclusions de calcite dans le quartz ou le feldspath ont soit un contour irrégulier (et dans ce cas quelquefois unité d'orientation avec de la calcite contiguë à l'extérieur à ce quartz ou ce feldspath), soit la forme de petits rhomboédres complets ou non, soit celle de globules sphériques ou ellipsoïdes. Les petits rhomboédres sont analogues à certains autres qu'on voit dans les intervalles des petits grains de quartz à peu près jointifs. Nous les retrouverons ci-dessous dans les Marbres en plaquettes.

Conclusion.

L'examen des Marbres phylliteux conduit aux résultats suivants :

Tous les éléments sont recristallisés.

Après le rutile, la tourmaline est le premier élément qui se forme; elle est antérieure au feldspath, mais elle continue pendant qu'il cristallise lui-même.

Une partie de l'argile initiale est utilisée pour servir à la formation de la tourmaline et du feldspath.

La formation du feldspath est antérieure à la cristallisation des phyllits,

mais se prolonge durant cette cristallisation. Le début de la cristallisation du quartz est antérieur aussi à la cristallisation des phyllites.

La cristallisation du quartz, du feldspath et de la calcite se poursuit simultanément.

II

MARBRES EN PLAQUETTES DE LA VANOISE.

La recristallisation de la calcite et des phyllites est très incomplète dans les bancs compacts et homogènes, soit calcaires, soit argileux; celle des feldspaths et de la tourmaline est au contraire très belle. Dans les bancs où se mêlent la calcite, le quartz et les phyllites, la recristallisation est assez complète et souvent analogue à celle des Marbres phylliteux. Un exemple du premier cas est fourni par le niveau à Foraminifères crétacés du vallon du Paquier et de l'Aiguille des Aimes. C'est un calcaire finement granuleux, bien homogène, mêlé de plages argileuses et accompagné d'un lit chloriteux. Les organismes se retrouvent dans les trois natures de roche. Du feldspath a cristallisé *in situ* dans la calcite granuleuse ou l'argile (Aiguille des Aimes); il englobe même des Foraminifères (Pl. I). Localement les plaques minces (vallon du Paquier) montrent l'envahissement par le métamorphisme : calcite et phyllite recristallisent largement comme dans les Marbres phylliteux, et un peu de tourmaline se voit aussi.

Les assises normalement situées au-dessous sont les marbres du Jurassique supérieur. Ils sont très purs, imparfaitement cristallins, et contiennent des débris de réseaux ferrugineux d'organismes (Crinoïdes ?) assez abîmés.

Au-dessus du niveau à fossiles crétacés se trouvent des bancs de marbres micacés entièrement recristallisés, avec de l'épidote en outre des minéraux habituels du métamorphisme de la région. Puis des schistes argileux à sagénite, avec tourmaline abondante et quelques feldspaths néogènes. La phyllite n'y est pas recristallisée; au sein de la matière argileuse très souillée, on distingue seulement des filaments d'une extrême ténuité ou de très petites lamelles éparses de séricite.

Au vallon du Paquier on constate un curieux développement de glaucophane dans le calcaire crétacé semi-métamorphique, où cette amphibole larde la roche et traverse même des organimes (Pl. I). Comme nous le verrons,

ce fait semble dû à un léger métamorphisme tardif et local, postérieur à la mise en place de la nappe des Schistes lustrés riche en Roches vertes, et très distinct du métamorphisme général.

Conclusion.

Ces observations confirment l'antériorité du développement de la tourmaline et du feldspath à la cristallisation des phyllites et montrent la même antériorité vis-à-vis de la recristallisation de la calcite.

On voit aussi la faculté qu'a le feldspath de dissoudre de l'argile pour cristalliser lui-même: il est, en effet, souvent idiomorphe au sein de l'argile sans autres inclusions que les corpuscules opaques. Même phénomène en ce qui concerne la calcite granuleuse disparue dans la formation du glaucophane ou du feldspath.

III

SCHISTES DU TRIAS MOYEN DU BRIANÇONNAIS.

J'ai examiné des échantillons provenant de la petite bande de Marbres phylliteux surmontant les Quartzites, à l'est du Signal du Sablier (à quelques kilomètres au sud-ouest de Briançon). Ces marbres forment un banc de quelques mètres; ils sont accompagnés de schistes luisants verts et noirs et de cargneules.

Les échantillons montrent la présence de tourmaline et feldspath néogènes, une recristallisation du quartz et de la calcite, et très peu de recristallisation des phyllites. Le caractère distinctif vis-à-vis des Marbres phylliteux de la Vanoise est l'absence de la haute cristallinité des phyllites si typique dans les belles roches de ce massif.

IV

MARBRES EN PLAQUETTES DU BRIANÇONNAIS.

Le métamorphisme est moins avancé; la recristallisation des phyllites n'apparaît pas; la tourmaline et le feldspath sont rares; le quartz et la calcite n'ont que partiellement recristallisé.

Examinons des échantillons de la Cucumelle (montagne située quelques kilomètres à l'ouest de Briançon) qui sont parmi les plus cristallins des Marbres en plaquettes de la région. Ceux-ci diffèrent en général des échantillons décrits ici par la rareté du feldspath et une cristallisation beaucoup moins marquée de la calcite; par contre le quartz est toujours recristallisé.

Les Marbres en plaquettes de la Cucumelle contiennent des zones argileuses où la séricite est à peine développée. De rares prismes de tourmaline très petits se montrent dans cette argile criblée de sagénite, dont ils renferment parfois des inclusions. La calcite est tantôt recristallisée en grandes plages, tantôt a conservé sa structure cryptocristalline de fin sédiment calcaire. L'albite est fréquente, surtout dans les zones argileuses dont elle oriente quelquefois les éléments suivant ses clivages : ces inclusions ne sont pas des phyllites dues à la décomposition de ce feldspath, car elles sont accompagnées des mêmes particules opaques et sagénite que l'argile. En plusieurs points l'albite s'est développée parmi des plages de calcite granuleuse. Même phénomène en ce qui concerne du quartz néogène, qui englobe de la calcite granuleuse.

Voyons plus spécialement les rapports de la calcite avec le quartz et le feldspath. On peut constater l'évidence d'un nourrissage des grosses enclaves de quartz dans la calcite. Elles ont des prolongements chevelus. Elles renferment parfois de petites inclusions de calcite de même orientation optique que les éléments voisins de la mosaïque de calcite ambiante, ou de même orientation pour des inclusions voisines l'une de l'autre. Phénomène analogue avec les feldspaths. Ainsi *quartz et feldspath ont cristallisé en même temps que la calcite*, puisqu'ils peuvent soit inclure de la calcite granuleuse, soit ronger de la calcite en mosaïque.

D'autre part, il y a des agrégats de grains de quartz juxtaposés dans les intervalles de la calcite. Leurs interstices sont parsemés de très petits éléments de calcite souvent rhombes. Par la fusion de ces grains de quartz sous une orientation optique unique, se forment les inclusions de quartz à contour crochu dans la calcite. En même temps, les très petits éléments de calcite, englobés dans l'individu quartzueux unique créé, peuvent être partiellement dissous, ce qui explique les globules sphériques à côté des rhomboédres. Les inclusions de la calcite dans le quartz proviennent tantôt de la corrosion des plages de calcite par le quartz, tantôt de la calcite des interstices de grains de quartz qui se fondent en individus cristallins uniques. Nous saisissons

ainsi les transformations opérées dans l'agrégat déjà recristallisé, et tendant à grossir son grain, par le nourrissage de cristaux et la cristallisation par rassemblement. La calcite et le quartz sont doués d'une grande mobilité au cours de ces phénomènes.

V

LA SÉRIE MÉTAMORPHIQUE DE LA VANOISE.

Au-dessus des micaschistes et gneiss provenant, en grande majorité sans doute, de sédiments houillers avec un peu de Permien généralement indistinguable, vient le Trias avec ses divers termes bien connus les uns et les autres par les travaux de Pierre Termier. Dans le terme supérieur, Calcaire massif, la calcite a tantôt conservé sa texture cryptocristalline, tantôt elle a pris celle d'un marbre.

Parmi les terrains rapportés au *Lias* figurent de la Brèche du Télégraphe et des calcaires noir bleuâtre foncé, compacts ou schisteux. Les calcaires compacts sont souvent très cristallins avec des facettes spathiques de calcite dans la cassure. D'après M. Gignoux, ils proviennent de calcaires initialement à entroques, et plus ou moins recristallisés. Ils contiennent parfois de petits cristaux d'albite néogène. Ils sont accompagnés d'une épaisseur considérable de calcaires schisteux moins purs, plutôt quartzeux que phylliteux. Dès que les phyllites existent, la tourmaline néogène se montre en outre des feldspaths. Un cas particulier est le banc très schisteux de nature argilo-calcaire de la base du *Lias* de la Grande-Motte. Là les feldspaths se sont intensément développés surtout dans la matière argileuse, traversés parfois par les files de particules opaques stratifiées, ou contenant des inclusions de calcite ou de tourmaline néogène elle-même.

Le *Jurassique supérieur* comprend des marbres et des brèches calcaires. Le feldspath néogène s'y rencontre aussi; sur un échantillon j'ai trouvé de petits cristaux de glaucophane.

Les *Marbres en plaquettes* contiennent tantôt des bancs entièrement recristallisés, analogues aux Marbres phylliteux triasiques, tantôt des bancs très peu recristallisés avec calcite granuleuse et argile d'aspect amorphe. Ces derniers contiennent cependant de la tourmaline et des feldspaths néogènes. L'épidote et le glaucophane se sont parfois développés dans ces assises.

Dans les terrains de la Vanoise, le métamorphisme s'atténue dans les termes supérieurs; il devient très inégal, s'annule parfois (conservation intégrale de fossiles microscopiques), se concentre de préférence dans certains faciès lithologiques. Mais, de bas en haut, on observe une série métamorphique unique avec les mêmes minéraux néogènes (tourmaline, feldspaths), et le même mode de recristallisation, qui produit dans les Marbres en plaquettes crétacés les plus métamorphiques des types identiques aux Marbres phylliteux triasiques, et dans les zones quartzophylliteuses de ces derniers des types identiques aux micaschistes houillers (46).

VI

PROGRESSION DU MÉTAMORPHISME DANS LES CALCAIRES PHYLLITEUX.

Le terme ultime du métamorphisme de ces roches, dans la région, est le calcschiste classique qui constitue la plus grande partie des *Schistes lustrés* des nappes supérieures charriées sur la Vanoise. En quoi les échantillons de Schistes lustrés se différencient-ils des Marbres phylliteux ? Ils sont quelquefois tout à fait analogues, mais en général *les cristallisations sont plus amples* : les minéraux recristallisés ou néogènes sont en moyenne de plus grande taille. Pierre Termier a signalé le fait pour le grain du quartz (46). On le constate pour le rutile et la tourmaline. La sagénite subsiste souvent cependant, dernier vestige des minéraux du sédiment avant le métamorphisme. Surtout la muscovite et la chlorite forment de grandes lamelles qui surprennent quand on n'a considéré que les faisceaux de petits feuillets déchiquetés des phyllites des Marbres phylliteux. Ceci corrobore la continuité du phénomène de cristallisation des phyllites. On relève, d'autre part, *un progrès vers l'homogénéisation* dans la répartition des cristaux. Le mica et la chlorite lardent souvent le quartz et la calcite, tandis qu'ils limitaient leur développement dans la cristallisation des Marbres phylliteux. Ainsi les Marbres phylliteux, bien qu'*entièrement* métamorphiques, le sont *moins intensément* que les Schistes lustrés.

Dans la transformation des calcaires argileux en Schistes lustrés, il y a un certain ordre pour la cristallisation des trois termes : 1, tourmaline; 2, feldspath et quartz, calcite; 3, phyllites. *Le début de ces trois cristallisations se fait dans l'ordre indiqué, mais elles se prolongent ensuite simultanément.*

Pour justifier ces conclusions, observons que *l'argile* était bien dans le sédiment avant le métamorphisme et ne s'est pas produite au cours des transformations. Dans l'assise crétacée, elle contient fréquemment de minces coques de Foraminifères en calcite hyaline, qui eussent été trop fragiles pour survivre à une recristallisation ambiante. Même observation pour la *calcite granuleuse*. D'ailleurs on ne connaît pas de processus faisant passer la calcite cristallisée à de la calcite granuleuse, sauf l'action de certaines algues contemporaines au dépôt du sédiment (33, p. 338). La venue des *feldspaths néogènes* précède et accompagne la recristallisation d'ensemble du quartz et de la calcite. Cette formation est très différente de celle qu'on observe dans certains calcaires indépendamment de tout métamorphisme (8, 15, 16). D'abord elle est connexe de la formation de la tourmaline. En outre, elle est beaucoup plus générale et abondante que celle de la diagénèse des calcaires. F. Grandjean n'en a rencontré que dans 5 niveaux sur 60 étudiés dans le bassin de Paris et celui d'Aquitaine. Dans la Vanoise, c'est à tous les niveaux, et il est rare qu'une plaque mince n'en présente pas, au moins, deux ou trois cristaux.

Il est certes beaucoup plus délicat de parler d'un *ordre de cristallisation*, quand elle a eu lieu non à partir d'un magma, mais au sein d'un agrégat solide. L'idiomorphisme d'un minéral A vis-à-vis d'un autre B, et même le fait qu'il est inclus dans B, ne prouvent pas que ce cristal A s'est formé avant B. Si toujours cependant l'élément A est inclus dans B et jamais l'inverse n'a lieu, si surtout A se trouve dans les roches de métamorphisme moins avancé et B est absent, on est en droit d'affirmer l'antériorité de A à B. C'est ce genre d'observations que j'ai cherché ci-dessus.

Par ailleurs, L. Déverin a observé que la naissance de feldspath et de tourmaline correspond au tout premier stade du métamorphisme général alpin dans les calcaires (marnocalcaires et calcaires magnésiens) (11).

VII

CARACTÈRES DU MÉTAMORPHISME DANS LA CONTRÉE.

Un caractère à noter, d'autant que le contraire eût été *a priori* plus vraisemblable, est que le *phénomène débute par la création de cristaux néogènes* (tourmaline, feldspath), et la cristallisation des éléments normaux du sédiment (quartz,

calcite, phyllite) vient principalement ensuite. Une période de réactions chimiques, où des composés nouveaux apparaissent en des points isolés, précède la recristallisation d'ensemble.

Remarquons que ce fait est favorable à l'hypothèse de l'ascension de substances d'origine profonde, ces « colonnes filtrantes » de vapeurs dont parle Pierre Termier, qui montent dans la série sédimentaire en cours de métamorphisme (54). Dans l'hypothèse contraire, qui considérerait les cristallisations métamorphiques comme un regroupement sur place d'éléments chimiques préexistants, il faudrait envisager une intense concentration en certains points de substances diffuses à très faibles teneurs dans le sédiment. Cela s'accorde très peu avec l'inertie, constatée ci-dessus, de l'ensemble de la roche quand feldspaths et tourmalines cristallisent épars çà et là. D'ailleurs, suivant Pierre Termier, la formation généralisée de la tourmaline ne peut guère s'expliquer sans l'intervention de ces vapeurs profondes (57).

Tandis que les minéraux néogènes continuent à naître ou se nourrissent, les éléments normaux, quartz, calcite, phyllites recristallisent ensuite. Ce n'est pas une simple cristallisation sur place par rassemblement, les individus minéraux de même espèce juxtaposés s'unifiant sous une orientation unique : il y a *déplacement mutuel, corrosion, nourrissage*. J'insiste sur ce que la cristallisation de la calcite est bien liée au métamorphisme, concomitante à celle des autres minéraux, et n'est pas un phénomène ultérieur, accessoire, dû à sa mobilité particulière. Les arguments que j'en ai donnés dans les Marbres phylliteux et les Marbres en plaquettes se retrouvent aussi dans les Schistes lustrés. Naturellement, dans les uns et dans les autres, on voit quelquefois de petites cassures avec remplissage de calcite, bien nettes notamment dans le quartz ou le feldspath. Il s'agit là d'un phénomène tardif, mais tout à fait subordonné et tout à fait différent de la cristallisation générale de la calcite.

VIII

QUESTION DE L'ORIGINE DU MÉTAMORPHISME.

Beaucoup de pétrographes envisagent le métamorphisme comme s'étant fait *sous l'influence des mouvements orogéniques le long des zones géosynclinales*, par une déformation générale répartie jusque dans l'intime au sein des assises.

Les efforts mis en jeu entre toutes les particules contiguës de la matière (*stress*) produiraient un déséquilibre favorisant la recristallisation et provoquant dans chaque parcelle de petits *mouvements différentiels* : de sorte que le métamorphisme serait, d'après Albert Heim, une « déformation plastique avec recristallisation et minéralisation » (19).

Examinons les trois points suivants :

A. Y a-t-il un accord entre la distribution du métamorphisme et la tectonique ?

B. Le métamorphisme peut-il se continuer au cours des phénomènes tectoniques ?

C. Observe-t-on dans les structures métamorphiques l'influence de tensions accompagnées de déformations ?

A. Y a-t-il un accord entre la distribution du métamorphisme et la tectonique ?

L'idée de relier le métamorphisme général aux mouvements de l'écorce est très séduisante puisque ce phénomène est localisé dans les zones orogéniques. Mais elle se heurte à une grave objection : *dans les régions où elle est bien connue, la tectonique est en désaccord avec le métamorphisme.*

Des terrains affectés d'une tectonique très tourmentée se montrent indemnes de métamorphisme, *même dans des aires géosynclinales*. C'est le cas, notamment, du géosynclinal liasique dauphinois et de beaucoup de régions de Flysch. De celles-ci le Briançonnais est un exemple. « Les efforts orogéniques ont été à tout le moins aussi énergiques dans le Briançonnais que dans les autres régions des Alpes, écrit Pierre Termier (52, p. 20). Ce n'est donc point par simple action mécanique, ou, si l'on veut, par dynamométamorphisme que s'est exagérée la cristallinité dans les sédiments houillers, permien et triasiques de la Vanoise, de la Tarentaise, de la Haute-Maurienne et du Piémont. Le métamorphisme général de ces dépôts est, sans aucun doute, antérieur au plissement définitif; il a pris naissance dans la phase préparatoire de ce plissement. »

Cette constatation est d'autant plus importante que sur cette nappe du Briançonnais peu ou pas métamorphique reposent *d'autres nappes pennines où le métamorphisme est poussé à fond, et qui sont cependant tectoniquement moins*

profondes. Nous connaissons un grand nombre de lambeaux de recouvrement de ces nappes épargnés par l'érosion, flottant sur le pays briançonnais qui n'a donc pas seulement été pressé et poussé mais bien recouvert par les nappes supérieures (60). Au contact de la nappe du Briançonnais peu métamorphique et des nappes cristallophylliennes superposées, il n'y a aucune transition graduelle. Ainsi les terrains de la Vanoise, sauvagement étirés et laminés en écailles mécaniquement mêlées et pétries, sont bien reconnaissables cependant toujours, sous les Schistes lustrés. Ce que les charriages ont produit dans ce pays, c'est une mylonitisation s'appliquant indifféremment à tous les étages, métamorphiques ou non. Peu visible dans les schistes, elle se distingue bien dans les roches compactes, quartzites, cargneules, calcaires, et elle est responsable de la structure lenticulaire généralisée (équivalente d'une mylonitisation en grand). Elle *déforme* les terrains, *ne les transforme pas*, pour rappeler une formule de Pierre Termier (51, 54).

Dans son étude sur le métamorphisme alpin, R. Staub cite des cas de complète *interversión de la série métamorphique* par les plissements et charriages, les roches à métamorphisme de type profond surmontant les roches à métamorphisme de type superficiel. Il conclut que le métamorphisme le plus important est antérieur au plissement des Alpes (45). H. P. Cornelius a objecté que, dans les exemples cités, il peut s'agir de métamorphisme anté-alpin de type profond, de sorte qu'il n'y aurait pas interversion de la série métamorphique alpine par les charriages alpins (9). Quoi qu'il en soit, une telle objection n'est pas soutenable pour le Briançonnais.

Enfin Pierre Termier a montré *la naissance progressive du métamorphisme dans une même nappe*, quand on se déplace suivant la direction axiale de la nappe et sans que la tectonique se modifie. Il s'agit de la nappe du Briançonnais — Grand-Saint-Bernard qui devient de plus en plus cristalline du Sud au Nord. «Il n'existe pas, dit-il, contre l'erreur du dynamométamorphisme, d'argument plus fort que cette indépendance absolue, manifestée par les terrains briançonnais, entre la déformation dynamique (partout à son maximum dans la nappe) et le degré de la recristallisation» (59). H. P. Cornelius veut expliquer les variations du métamorphisme dans une même nappe, quand on se déplace en direction, par le jeu des culminations et des dépressions axiales qui font affleurer des parties plus ou moins profondes de la nappe. Mais cet argument ne peut valoir pour le cas présent. Dans la Vanoise on est dans une zone d'abaissement d'axe, entre la région où le Mont

Blanc s'est ennoyé au Sud et celle de la dépression de Lanzo, qui sépare les massifs du Grand-Paradis et de Dora-Maira. Au contraire, près de Briançon, on est dans la zone de culmination axiale du massif du Pelvoux. La décroissance du métamorphisme de la Vanoise au Briançonnais est donc contraire à l'explication proposée.

La conclusion est manifestement qu'il n'y a pas de rapport entre la tectonique actuelle et le métamorphisme général qui est antérieur.

B. Le métamorphisme peut-il se continuer au cours des phénomènes tectoniques ?

Un cas particulier curieux est celui où les charriages ont amené des masses importantes de Roches vertes au contact de sédiments calcaires peu ou pas métamorphiques. Il s'est alors fait, postérieurement à la tectonique, un certain métamorphisme *local* dans le calcaire au voisinage des Roches vertes.

J'ai rencontré trois points où l'on est conduit à cette conclusion, les deux premiers sont d'ailleurs en dehors de la *Feuille de Tignes*. Dans les trois, la Roche verte était en place dans l'une des nappes avant le charriage, car elle y est exclusivement cantonnée : il ne peut s'agir d'intrusion syntectonique ou post-tectonique. On a une sorte de *métamorphisme de contact secondaire* ; la Roche éruptive solide, amenée par les mouvements orogéniques au contact d'un calcaire à une profondeur suffisante, peut y développer à petite distance des cristallisations d'albite ou de glaucophane.

Les trois exemples sont les suivants :

1° L'albite célèbre du calcaire du Bourget (*Feuille de Saint-Jean-de-Maurienne*), en cristaux macroscopiques, est d'un caractère exceptionnel dans la région. Elle est attribuable, ainsi que A. Lacroix le suggère, à l'influence de la Roche verte de Villarodin (32, p. 162). Or, celle-ci appartient à la nappe des Schistes lustrés et le calcaire à la nappe du Grand-Saint-Bernard sous-jacente.

2° Au sud du grand massif de Roches vertes du Chenaillet (*Feuille de Briançon*), le Rocher Renard est formé de Calcaire triasique mêlé tectoniquement à du Flysch (62). Tandis que le Chenaillet est la base de la nappe des Schistes lustrés charriée sur le Briançonnais, le Rocher Renard appartient certainement

à la nappe briançonnaise sous-jacente. En effet, il n'est séparé que par du Glaciaire des masses de Calcaire triasique du Lasseron, qui font évidemment partie de la nappe briançonnaise. Un peu plus au Nord, ce qu'on trouve dans la fenêtre de Gimont, percée à travers les Roches vertes, c'est aussi du Calcaire triasique (60). Enfin le Flysch laminé avec le Trias au Rocher Renard n'est séparé que par une faible distance (en grande partie occupée par des éboulis ou de la moraine) du Flysch briançonnais du Gondran. Or, j'ai aussi constaté un développement abondant de petits cristaux d'albite dans le calcaire du Rocher Renard. Ils ont plus de 1 millimètre de grandeur et présentent aussi la macle du Bourget; ils sont parfois si nombreux qu'ils forment de petits agrégats.

3° Le troisième exemple est le développement de glaucophane macroscopique dans le Crétacé du vallon du Paquier sur la *Feuille de Tignes*. Ce Crétacé forme la partie haute de la nappe du Briançonnais — Grand-Saint-Bernard. Dessus repose, par l'intermédiaire d'un banc de gypse, la nappe des Schistes lustrés qui débute ici par une lentille laminée de Roche verte. Le glaucophane est une singularité dans les terrains mésozoïques de la Vanoise, où il se rencontre seulement dans des amphibolites du Houiller métamorphique. Il est très tentant d'attribuer sa genèse au vallon du Paquier à l'action des Roches vertes de la nappe supérieure qui sont toutes voisines tandis que le Houiller n'affleure nulle part à proximité. Cette opinion est renforcée du fait que ce glaucophane est exceptionnel, même en ce point: après beaucoup de recherches, je ne l'ai retrouvé qu'à l'état microscopique dans un seul échantillon de marbre chloriteux du Jurassique supérieur du Plan de Nette. Au vallon du Paquier, il est régulièrement développé, en petits cristaux de quelques millimètres, précisément dans le lit où sont les fossiles crétacés et dont j'ai donné la localisation ci-dessus. Ce lit est à la base des schistes crétacés posés sur le Calcaire triasique; çà et là, de la pyrite et d'autres minerais se sont aussi formés. Tout indique un phénomène local dû à une cause peu éloignée.

Cette formation tardive du glaucophane, postérieure à la tectonique, m'a été suggérée par Pierre Termier. Il m'a fait observer que, d'une façon générale, le glaucophane forme, dans les roches des Alpes, des aiguilles fragiles souvent intactes, comme si elles n'avaient pas subi les déformations mylonitiques connexes des charriages.

Ainsi un certain métamorphisme atténué peut se manifester encore après

la grande phase tectonique, et *a fortiori* il peut s'être continué pendant cette phase. Ce fait est d'accord avec les observations de R. Staub dans les Grisons; il a distingué une série de phases de métamorphisme dont certaines sont postérieures aux nappes (45).

Dans le phénomène évoqué ici, analogue au métamorphisme de contact d'une roche éruptive, le mouvement tectonique n'a pas été un agent de la cristallisation, mais seulement l'occasion du rapprochement fortuit de deux roches, susceptibles de s'influencer pourvu qu'elles se trouvent à un niveau assez profond.

C. Observe-t-on dans les structures métamorphiques l'influence de tensions accompagnées de déformations ?

Envisageons le métamorphisme alpin le plus important, celui qui a fait cristalliser les Schistes lustrés et les gneiss pennins, et qui est antérieur aux grands charriages. Ne peut-on le rapporter à une phase de déformation initiale qui aurait précédé la période des charriages ? Le processus ne serait d'ailleurs pas exclusivement mécanique; la profondeur, génératrice de compression et de haute température, la circulation de solutions et vapeurs collaboreraient à la transformation.

Pour Grubenmann et Niggli, le facteur mécanique est prépondérant dans le phénomène : «L'étude de métamorphismes purement géothermiques montre que, sans la collaboration de circonstances favorables, l'effet est en général petit.» «Pendant la *Dislokationsmetamorphose*, la température régnante est un des plus importants facteurs et règle la composition minéralogique dans la recristallisation. Mais elle ne peut être le principal facteur pour l'intensité» (47, p. 206). La pression hydrostatique joue un rôle analogue à la température. Les circonstances favorables, c'est le travail mécanique dû au mouvement qui les crée. A la façon de métaux déformés à froid et recuits ensuite, la recristallisation est plus accentuée dans l'agrégat minéral mis d'abord en tension. Ou bien, dans la suite du processus, l'effort déformateur augmente l'instabilité du milieu en faux équilibre physico-chimique et détermine la transformation comme le catalyseur dans les réactions chimiques.

Comme il est difficile de se rendre compte de ce qui a pu se passer au fond des géosynclinaux avant les charriages, examinons si l'étude pétrographique des roches de la Vanoise fournit des lumières sur cette question.

Le chimisme du début du métamorphisme, naissance de tourmaline et feldspaths dans les roches qui ne sont pas en même temps transformées dans leur masse, est un phénomène tranquille et effectué en l'absence de déformations. On le constate par le grain de la calcite granuleuse, demeuré homogène sans laminage ni orientation. Des fossiles ont gardé leur forme intacte au voisinage ou au contact de minéraux néogènes. Des exemples frappants en sont donnés par les Foraminifères du Crétacé inclus dans les feldspaths (Pl. I). Un fait analogue est cité par L. Déverin : il s'agit d'un Foraminifère à test épigénisé par de très petits cristaux de feldspath néogène, qui dessinent par leur juxtaposition la paroi des loges (10, p. 349).

En bas comme en haut (c'est-à-dire dans les Marbres phylliteux du Trias, où le métamorphisme complet est la règle, et dans les bancs entièrement recristallisés parmi les Marbres en plaquettes), c'est la transformation d'ensemble du quartz et de la calcite qui achève le métamorphisme avec la cristallisation des phyllites. Cette transformation est accompagnée d'un regroupement, avec déplacement mutuel, dont nous avons considéré en détail les curieux effets. Ces substitutions, de forme compliquée, devraient être sensibles à l'influence d'efforts produisant une orientation. Elles ne traduisent rien d'analogue, ressemblent plutôt aux dessins de corrosion du quartz rongé par le magma dans certaines roches éruptives acides, c'est-à-dire à un phénomène effectué en milieu hydrostatique. En même temps les phyllites cristallisent suivant la stratification primitive, ce qui ne donne pas d'arguments pour ou contre une cristallisation sous l'influence de glissements le long de la stratification ou une cristallisation statique. Dans l'observation des plaques minces, *tout se passe donc comme si le phénomène métamorphique s'était opéré en l'absence du mouvement mécanique* que nous ne pouvons concevoir que comme agent de fragmentation, déformation ou orientation.

Ce qui précède se rapporte aux éléments banals de la série métamorphique, et non à certains bancs où se sont développés des *porphyroblastes*, c'est-à-dire de grands minéraux de métamorphisme flottant dans un fond à éléments plus fins de la roche. Il se rencontrerait parfois des indices de mouvement, dus à des déformations contemporaines de la naissance des porphyroblastes.

D'après Becke et Niggli, il se développe contre ces minéraux, dès leur formation et sous l'influence des efforts appliqués à la roche, de petites zones de distension (*Streckungshöfe*) créant des espaces vides par décollement de la substance ambiante dans la direction perpendiculaire à la pression (17,

p. 171). Dans ces petites cavités recristallisent des éléments du fond avec un grain plus gros; ils s'orientent sur le porphyroblaste. Niggli a décrit le phénomène dans des schistes à chloritoïde du Gotthard (36). Remarquons que l'interprétation de tels phénomènes est assez délicate et n'est peut-être pas à généraliser. Par exemple, autour des glaucophanes qui parsèment la calcite cryptocristalline du Crétacé du Paquier et sont dus à une sorte de métamorphisme de contact, on trouve des aspects tout à fait analogues : de la calcite hyaline s'appuie souvent sur le minéral en petits éléments normaux à sa surface; elle forme soit une enveloppe complète, soit une petite cristallisation locale adventive. Ici il est certain que la roche n'a pas été soumise à des tensions pendant ces cristallisations; tout indique que le développement du glaucophane a seulement *amorcé un début de recristallisation du milieu ambiant*.

Dans les schistes à chloritoïde, décrits par Pierre Termier dans les Marbres phylliteux (46), il n'y a pas de *Streckungshöfe*. Quelquefois un peu de muscovite est associée lamelle contre lamelle au chloritoïde, aussi bien entre les lamelles de ce minéral que du côté externe de leur empilement : ce ne paraît pas le remplissage d'un vide. Dans la roche volcanique de la Portetta, prise dans le métamorphisme alpin, le chloritoïde a cristallisé en rosettes, donc sans orientation due à un mouvement différentiel (42). Quand les feldspaths se développent, ils prennent souvent l'aspect de porphyroblastes dans les chloritoschistes de la Vanoise. On n'observe pas de minéralisation particulière à leur bordure, soit régulière, soit le plus souvent dentelée avec fantaisie.

Il ne m'a pas été possible, non plus, de mettre en évidence le déplacement des porphyroblastes en cours de formation par la disposition des lignes d'inclusions, à la façon de ce qu'ont décrit P. Niggli dans des chloritoïdes et L. Krige dans des grenats (36, 19, p. 101). Dans les roches de la Vanoise, les files d'inclusions passent généralement du fond de la roche dans les porphyroblastes sans déviation systématique. Ou bien elles se dispersent, s'ordonnent plus ou moins régulièrement en zones concentrique suivant les surfaces d'accroissement du porphyroblaste ou ses clivages. On le voit nettement dans certains feldspaths des Marbres en plaquettes, du Lias, du Trias et du Houiller. Ces derniers repoussent parfois légèrement les phyllites à leur périphérie, comme ayant gonflé parmi elles (46). Dans ces divers cas on a des effets de la *force de cristallisation*, capable de produire certaines tensions et de petits transports par le fait même du développement du cristal.

Je n'ai observé que sur un échantillon (schistes chloriteux de la Traversière) de petits plissements aigus des zones d'inclusions au milieu des feldspaths qu'elles traversent. Mais, dans cet échantillon, de tels plissements existent aussi en dehors des feldspaths, dont certains sont d'ailleurs traversés sans déviation. Les petits mouvements évoqués dans ce cas semblent antérieurs à la formation des feldspaths. Rien ne s'oppose d'ailleurs à ce que des déformations mécaniques d'un caractère accidentel aient pu se produire quelquefois au sein des assises au cours de leur métamorphisme.

CONCLUSIONS.

1° L'étude pétrographique des échantillons métamorphiques de la région ne m'a pas donné d'arguments en faveur de l'hypothèse que des tensions, génératrices de déformations et réparties dans les assises au cours de leur métamorphisme, aient constitué l'un des facteurs principaux de la transformation. En effet, je n'y ai pas observé de fragmentation, de laminage, d'orientation systématiques dans les cristallisations, en dehors de l'orientation des phyllites qui peut provenir de la pression statique ou de la stratification originelle.

2° Les assises de la Vanoise forment une série métamorphique unique depuis le Houiller jusqu'au Crétacé. L'intensité du métamorphisme y croît avec la profondeur stratigraphique (Cf. R. Staub, 45).

3° Ce métamorphisme est antérieur à la tectonique des charriages, car il y a un désaccord entre la structure telle que les charriages l'ont produite et la distribution du métamorphisme.

A partir du moment où les charriages se sont déclenchés, les terrains ont été soustraits à la cause qui provoquait leur métamorphisme.

CHAPITRE III.

DESCRIPTION TECTONIQUE.

Sur la *Feuille de Tignes* les zones tectoniques s'allongent du Sud-Ouest au Nord-Est. Nous prendrons trois bandes successives de cette direction : le versant méridional du Mont Pourri et la Grande-Sassière; puis le massif de la Grande-Motte, la Sana, la Tsanteleina; enfin les montagnes de Bonneval. Les deux premières mettent en évidence les rapports complexes des Schistes lustrés charriés et du pays de la Vanoise et du Mont Pourri. La troisième fait pénétrer dans les nappes supérieures à ce pays.

La description tectonique ci-dessous doit se suivre sur les Planches VI et VII et sur la *Feuille de Tignes* au 50.000^e du Service de la Carte géologique. Elle comprend six parties :

- I. *Versant méridional du Mont Pourri;*
- II. *La Grande-Sassière;*
- III. *La Grande-Motte;*
- IV. *La Sana et la fenêtre du Manchet;*
- V. *La Tsanteleina;*
- VI. *Les montagnes de Bonneval.*

I
LE VERSANT MÉRIDIONAL DU MONT POURRI.

1° Montagnes entre le Mont Pourri et le col du Palet.

L'alignement montagneux sensiblement Nord-Sud qui prolonge le massif du Mont Pourri jusqu'au col du Palet et sépare les deux grandes dépressions

du lac de Tignes et de la vallée de Pesey est à peu près perpendiculaire aux plis. Il fournit une coupe remarquable (C. III)⁽¹⁾ mettant particulièrement en lumière le caractère de zone surélevée, d'*anticlinorium*, du Mont Pourri vis-à-vis du synclinal complexe du col du Palet. Car, du Sud au Nord, les charnières des plis se succèdent à des altitudes croissantes, et il en existait évidemment au-dessus de la surface topographique actuelle du centre du massif. On ne voit plus dans les parties hautes que des micaschistes; ils ont la même structure plissée, mais sans qu'on puisse l'analyser.

Au col septentrional de la Sache, plusieurs petits replis successifs forment de véritables coins synclinaux. Le plus curieux est une pittoresque dent isolée de Calcaire massif posée sur les Cargneules. Les Quartzites, presque laminés entre les micaschistes houillers et les Calcaires triasiques, constituent cependant une écaille témoin. Par contre, sous le Dôme de la Sache, ils marquent le dernier synclinal avant la masse homogène des micaschistes. Les Cargneules accompagnent fidèlement le soubassement des Calcaires massifs dans le prolongement du pli, jusqu'au fond des deux dépressions de part et d'autre du col, où la dénudation a mis à découvert les micaschistes ou les Quartzites.

Au col méridional de la Sache (*alias*, de la Sachette), un banc de Brèche du Télégraphe liasique est intercalé verticalement au sein des masses calcaires. Il est associé à des calcaires noirs à cassure spathique, massifs ou en lits, liasiques eux-mêmes très vraisemblablement. Ces roches sont bien visibles sur le versant occidental. Au col même, et en contrebas à l'Est sur le chemin, une lame de Cargneule paraît jalonner un pointement anticlinal laminé, contigu à la bande synclinale liasique.

Si le col de la Sache correspond à un synclinal, celui de la Tourne est le long d'une voûte anticlinale ouverte par l'érosion. Un grand affleurement de Quartzite l'indique au col même. Il touche les Calcaires massifs par quelques lentilles de Marbres phylliteux. Mais cet étage moyen du Trias, ici laminé, réapparaît largement, quand on suit l'axe de ce pli vers l'Ouest, sous la forme des masses de Cargneules du col de la Grasse, non gypsifères, différentes de celles de la base des Schistes lustrés du lac de Tignes. La retombée de cet anticlinal au Sud est accidentée d'un repli montrant une bande de Lias au pied de l'Aiguille Noire. C'est un banc de calcaire clair, à grain fin et homogène, blanc ou gris et à patine orangée, associé à un peu

¹⁾ Les indications (C) renvoient aux coupes de la Planche VI.

de brèche calcaire polygénique identique à celle de la lame liasique du lac de Grataleu située dans le synclinal suivant.

Les masses de Calcaire triasique de l'Aiguille Noire et des montagnes de part et d'autre du col de la Tourne sont formées, au moins pour moitié, de calcaires très noirs, massifs, quelquefois spathiques dans la cassure, mais ni siliceux, ni phylliteux, différents ainsi du Lias de la Grande-Balme, et qu'on n'a donc pas de motif de séparer du Trias.

Au delà, nous trouvons le synclinal le plus remarquable de toute la région, montrant, en superposition régulière, le Lias, le Jurassique, le Crétacé, et finalement les Schistes lustrés et gypses charriés (C. II). Le Lias et le Jurassique sont continus du soubassement de l'Aiguille Noire au lac de Grataleu. Le Lias se suit encore à l'Est, car, après une interruption due au laminage, on retrouve, sur l'arête de la Pointe du Chardonnet, un banc d'une vingtaine de mètres de Brèche du Télégraphe. Telle qu'on peut l'observer près du lac, la brèche est polygénique calcaire, parcourue de fines pellicules quartzieuses capricieusement anastomosées, qui parfois traversent des galets et semblent créées par la silicification de fines brisures et de surfaces de glissement. Elle est accompagnée de calcaire à grain fin et patine orangée et de schistes noirs calcaires avec phyllite noire luisante. Le banc jurassique est un marbre gris clair à grosses facettes spathiques; il est localement versicolore, c'est-à-dire devient çà et là rouge lie de vin ou vert par une transition rapide formant de grandes facules ou des écheveaux colorés au sein de la roche. J'y ai trouvé des Bélemnites. Vers l'extrémité sud-ouest, ils passent à des Marbres en plaquettes rouge foncé. Ce sont, en somme, les faciès classiques du Plan de Nette. Enfin, contiguë au Sud, une écaille de Crétacé complète la série. Elle est presque complètement laminée; environ à «C» de l'inscription *C. du Palet* sur la carte au 50.000^e, on voit quelques schistes luisants noirs ou verts, rappelant immédiatement ceux du vallon du Paquier et très différents des Schistes lustrés contigus. Ils contiennent, dans un lit marneux, *Rosalina* et *Globigerina*, avec un curieux développement de feldspath néogène.

A cette série succède la grande masse de schistes de la Pointe du Chardonnet. Marcel Bertrand avait noté leur ressemblance avec les Schistes lustrés qui leur font face de l'autre côté du lac de Tignes, à la Pointe de Fresse (3, p. 133). C'est une identité, et je n'hésite pas à dire que seule l'érosion, dans une masse autrefois continue, les a séparés. Une preuve en est l'existence d'un gros banc de Roches vertes (glaucophanites), intercalé peu au nord de la Pointe

du Chardonnet et descendant jusqu'aux petits lacs à l'Est. Il n'existe pas de roches analogues dans les schistes triasiques ou liasiques de la série du Mont Pourri. Ce banc correspond à l'un de ceux de la Pointe de Fresse ou de la Sana. Les Schistes lustrés du Chardonnet sont très redressés et se coïncent à l'ouest du col du Palet. Au Nord, ils touchent le Lias avec un peu de Cargneule intercalée sur l'arête du Chardonnet et près du lac de Grataleu. Au Sud, ils sont contigus à des masses de gypse qui sont charriées avec eux, comme nous l'apprennent les rapports de ces gypses et des Schistes lustrés jusqu'à Modane, en Maurienne (41). L'inégale résistance des deux roches à la dénudation a produit la dépression où s'allongent les placages gypseux, dominés par les escarpements du Chardonnet. Au contact même des gypses et des Schistes lustrés, l'érosion a mis à nu deux petites fenêtres où apparaît le Calcaire triasique. La plus importante est près du lac du Chardonnet; les calcaires sont verticaux et dirigés Est-Nord-Est. Dans l'autre, à l'ouest du col du Palet, le calcaire est mylonitique.

A mi-distance et au sud du chemin du col du Palet au lac de Tignes, les gypses ont été à peu près complètement entraînés par la dénudation, et les Calcaires triasiques apparaissent de nouveau. Ils sont en bancs verticaux et alternent avec quatre bandes de schistes.

Les schistes sont noirs ou verdâtre clair, d'aspect ardoisé ou à consistance gréseuse. Ils sont peu métamorphiques et contiennent des empreintes végétales au nord de la Grande-Balme et peu au-dessus du chemin du col du Palet au lac de Tignes à mi-distance. Les bancs gréseux sont d'une arkose très feldspathique. Nous avons vu que ces couches paraissent triasiques.

Une grande lame de ces schistes et grès, avec un peu de Calcaire massif triasique, est aussi noyée dans la masse des gypses du Tuf-de-la-Tovière, du fait d'un mélange tectonique lors des charriages.

2° L'Aiguille Percée.

Envisageons maintenant la continuation orientale des plissements ci-dessus jusqu'à l'Isère.

L'Aiguille Percée (ainsi nommée d'un curieux effet d'érosion donnant une ouverture ogivale vers l'extrémité ouest de la muraille calcaire) est formée d'une épaisse couche de Calcaire massif, ondulée en plis peu aigus dirigés Ouest-Est. Elle repose sur des Cargneules et Marbres phylliteux, largement

développés sur le versant du lac de Tignes, presque laminés au Nord, posés eux-mêmes sur les Quartzites (fig. 2). Cette structure montre une atténuation progressive des plissements dans la direction du soubassement méridional de la Grande-Sassière.

Le long de l'arête unissant les Rochers Rouges à l'Aiguille Percée, on observe le passage de l'anticlinal du col de la Tourne (fig. 1). Il se divise en

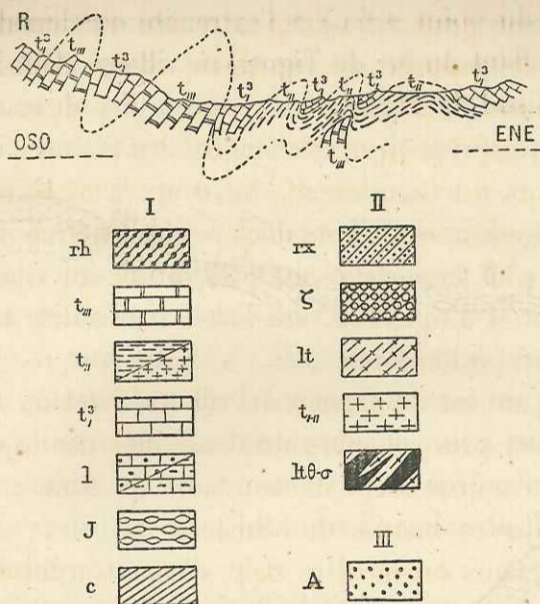


Fig. 1. — Coupe des Rochers Rouges (R) à l'Aiguille Percée.
(Échelle : 20.000°.)

LÉGENDE (valable pour toutes les figures, sauf la fig. 20, et pour la Pl. VI) :

I. *Terrains de la Nappe du Grand-Saint-Bernard.*

rh : Permo-houiller métamorphique. t_m : Quartzites du Trias inférieur. t_i : Marbres phylliteux (tirets) et Cagneules (croix). t₃ : Calcaire massif triasique. l : Lias bréchiq (points) et schisteux (avec tirets). J : Jurassique supérieur. c : Marbres en plaquettes.

II. *Terrains des Nappes supérieures.*

rx : Gneiss du Grand-Paradis. ζ : Gneiss en lames dans les Schistes lustrés. lt : Schistes lustrés. t_m : Cagneules et Marbres triasiques. ltσ : Roches vertes.

III. *Terrains récents (moraines, alluvions, éboulis) : A.*

plusieurs lames faisant réapparaître les Quartzites sous les Calcaires et Cagneules, et file au Nord-Nord-Est se perdre dans la grande masse de Quartzites dominant les Brévières.

Sous l'Aiguille Percée des laminages considérables d'assises s'observent, bien que les plis ne soient pas très violents. Au Nord les Calcaires sont en contact avec

les Quartzites presque directement. Le caractère laminé de ce contact se poursuit vers l'Est par le Franchet jusqu'à la base méridionale de la chaîne du Dôme, c'est-à-dire sur 10 kilomètres. Il est essentiel de remarquer que, *de temps en temps, des écaillés du terrain laminé réapparaissent*, par exemple une double petite bande de Marbres phylliteux et Cagneules au nord de l'Aiguille Percée. Le long de ce contact, *il y a d'ailleurs de curieuses mylonitisations* : dans les Calcaires, près du point 2.615 à l'extrémité occidentale et surtout dans le bas du chemin allant du lac de Tignes au village; dans les Quartzites, sur la grande route au sud de Tignes.

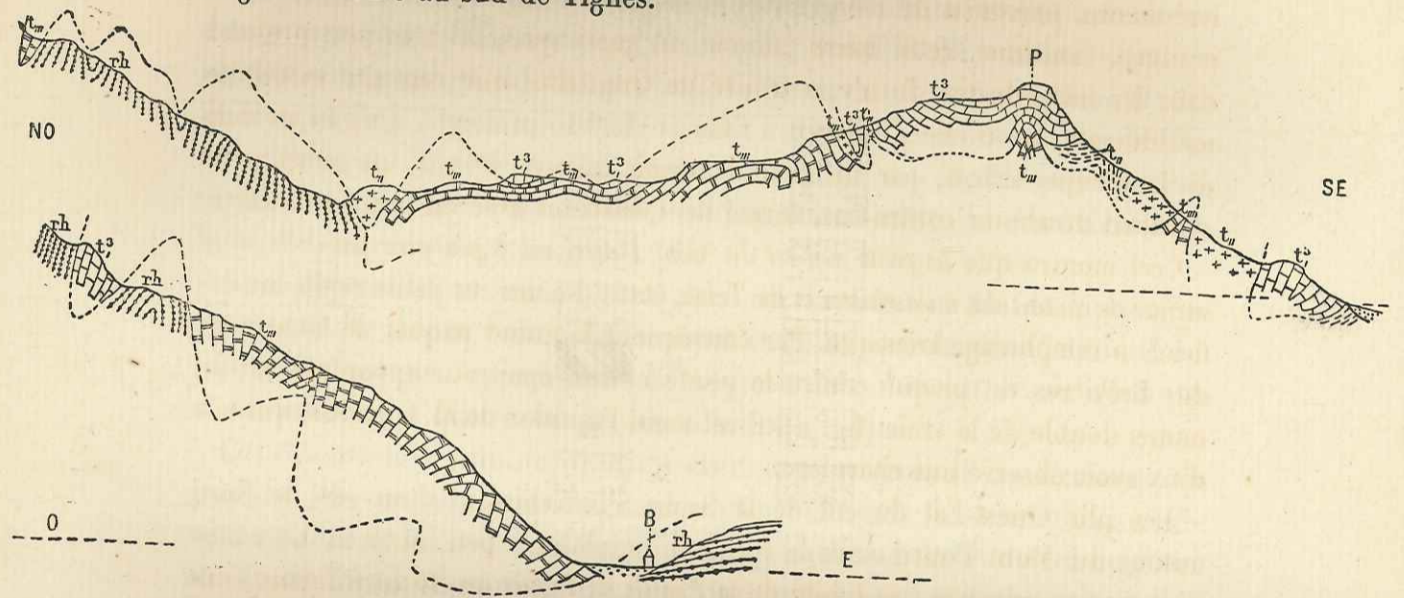


Fig. 2. — Coupes par l'extrémité orientale du chaînon de l'Aiguille Percée (P) et par les Brévières (B).
(Échelle : 20.000°.)

LÉGENDE : Comme la fig. 1.

Dans l'axe même du chaînon de l'Aiguille Percée, les Calcaires reposent à l'Ouest sur les Cagneules et à l'Est sur les Quartzites; mais au Sud, ils sont sur des Marbres phylliteux posés eux-mêmes sur des Cagneules (non gypsifères) largement développées (fig. 2).

3° Les pentes du Mont Pourri sur les Brévières.

Les Quartzites épais d'au moins 400 mètres forment, avec un pendage occidental, la base des escarpements dominant les Brévières à l'Ouest. Ils se prolongent

largement autour de Tignes, accidentés d'ondulations mais sans pli important.

Au Nord, ils finissent aux Granges-Martin en un synclinal de direction sensiblement méridienne, qui se vide rapidement par montée axiale. Ce synclinal est doublé d'un second repli parallèle, situé plus haut, constitué par une barre calcaire. Il s'agit de Calcaire massif triasique, à très grand pendage occidental ou vertical, soit marmoréen gris très clair, en petits bancs homogènes avec très peu de phyllite éparse, localement à entroques, soit blanc et à texture irrégulière, parcouru de membranes siliceuses ou calcaires, avec une patine orangée. Continue, cette barre jalonne un repli synclinal très peu profond dans les micaschistes. Je n'y ai trouvé de Quartzites que vers son extrémité méridionale, là où elle s'infléchit à l'Ouest. Elle se prolonge, un peu au delà de la croupe 2.390, par un petit lambeau calcaire et par un autre petit synclinal décalé en contre-bas, formé de Quartzites avec un peu de Calcaire.

Ceci montre que la pente sud-est du Mont Pourri est à peu près parallèle à la surface de contact des micaschistes et du Trias, étant donnés ces petits replis superficiels à remplissage triasique. Par conséquent le grand paquet de Quartzites des Brévières est plaqué contre la pente et son épaisseur apparente est au moins double de la vraie (fig. 2). C'est aussi l'opinion de M. Gignoux, qui m'a dit y avoir observé une charnière.

Les plis Ouest-Est du col de la Sache s'infléchissent donc vers le Nord autour du Mont Pourri sous la forme d'ondulations peu intenses. La même direction se retrouve à la limite de la *Feuille de Tignes* au 50.000^e, dans l'ondulation synclinale de la Savine, où sont impliqués les Schistes lustrés. Au delà, ce léger plissement s'amortit très vite, et on retrouve la direction normale Ouest-Est dans les plis très accentués de la Foglietta et du Passage du Rocher Blanc (*Feuille du Petit-Saint-Bernard*).

II

MASSIF DE LA GRANDE-SASSIÈRE.

L'Aiguille de la Grande-Sassière (3.746) est le plus haut sommet de la *Feuille de Tignes* après le Mont Pourri (3.787). Elle est le point culminant d'un

vaste massif de Schistes lustrés. Du côté sud, l'escarpement très abrupt montre un empilement de 1.500 mètres d'épaisseur de ces schistes peu inclinés. C'est un mur très sombre contrastant vivement avec les claires montagnes de la Tsanteleina et de la chaîne du Dôme. Au Nord, la Sassièrè s'abaisse progressivement sous un revêtement de vastes et beaux glaciers.

Ces Schistes lustrés forment une masse très homogène avec des intercalations lenticulaires de Roches vertes. Ils reposent sur divers terrains et notamment au Sud-Ouest sur un banc de Marbres phylliteux clairs et massifs, faciles à distinguer des Schistes lustrés. C'est à la base des Schistes lustrés que se place la limite de la nappe du Grand-Saint-Bernard et de la nappe supérieure; au-dessus de la base, ils sont indivisibles, et les bancs de Roches vertes ne peuvent ici servir de limite entre les nappes.

Nous examinerons le soubassement de la Sassièrè d'abord près des Brévières, ensuite autour de la Pointe de Picheru.

1° Soubassement de la Sassièrè près des Brévières.

Les Schistes lustrés reposent soit directement sur les micaschistes houillers du Mont Pourri, soit sur un terme quelconque du Trias de sa couverture, et dans ce cas avec une extrême irrégularité. *Nulle part le caractère capricieusement laminé de cette couverture, au voisinage de la surface de charriage des Schistes lustrés, n'est marqué avec plus de netteté.*

Les terrains du Mont Pourri, ainsi que les Schistes lustrés, sont affectés par un faisceau de plis dirigés Sud-Est. D'abord un anticlinal, accidenté de quelques replis, produit l'indentation du contour des micaschistes entre le Rocher Blanc et les Schistes lustrés de Plan Clapey. Et plus au Sud une série de petits plis plus aigus se voient auprès du Chevril. Généralement très redressés, ils sont déversés plutôt au Nord près des Brévières et franchement au Sud près de Tignes. Leur irrégularité de composition, à cause des laminages certainement antérieurs à ce plissement, et aussi leur irrégularité de forme, à cause du changement dans le sens du déversement, créent des complications locales. Le grand affleurement calcaire dominant au Sud-Est les Brévières avait été interprété par Jean Boussac comme *une fenêtre*, qui ferait apparaître sous les micaschistes un Trias plus profond appartenant à une nappe inférieure au Mont Pourri (7). J'ai montré, grâce aux tracés détaillés pour le lever de la

Feuille de Tignes, que les coupes dans le prolongement oriental de cet affleurement ne permettent pas cette interprétation (43).

L'affleurement calcaire dominant les Brévières constitue avec les Schistes lustrés de Plan Clapey un synclinal complexe entre deux anticlinaux de micaschistes houillers (fig. 3). Ce synclinal est à fond très plat vers le Nord, car l'érosion d'un vallon le vide rapidement de son remplissage. Quand on le suit en direction de Tignes, des replis anticlinaux aigus au-dessus du Chevril

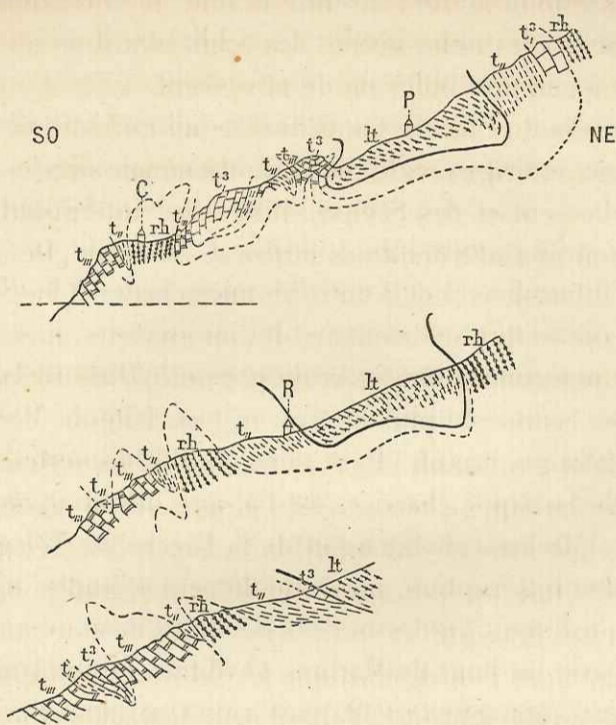


Fig. 3. — Trois coupes au S.E. des Brévières.

1. Coupe S.O.-N.E. du Chevril (C) à Plan Clapey (P);
2. Coupe S.S.O.-N.N.E. par la Revirette (R);
3. Coupe S.O.-N.E. passant par un point situé à 600 mètres au S.E. de la Revirette.

(Échelle : 20.000°.)

percent les calcaires et font réapparaître même des micaschistes. Au delà, la structure se simplifie, une coupe par la Revirette montre un synclinal déversé avec Marbres phylliteux et Schistes lustrés entre les micaschistes.

Il est à noter que cet ensemble de petits plis ne forme pas un faisceau important se dirigeant au Nord parallèlement à la vallée de l'Isère, comme la simple inspection de la carte le suggère. Vers les Brévières, ces plis s'atténuent,

et ils iraient se fondre dans la masse des Quartzites situés au Nord-Ouest si la coupure de la vallée ne supprimait pas les affleurements. Une indication de leur inflexion vers l'Ouest-Nord-Ouest se voit par la coupe de la grande route entre Tignes et les Brévières. Un grand coin synclinal de Marbres phylliteux prend la route en écharpe en se dirigeant Nord-Ouest; l'anticlinal qui lui fait suite, avant les Brévières, montre des Quartzites, puis des micaschistes dirigés Ouest-Nord-Ouest généralement très redressés. Ces plis correspondent à des ondulations sans grande continuité, entre la zone de Quartzites uniformément inclinés de Tignes et le soubassement des Schistes lustrés au nord des Brévières, lui-même à peu près indemne de plissement.

Au-dessus des plis du Chevril, l'anticlinal de micaschistes entre Plan Clapey et le Rocher Blanc se dirige vers le Sud-Est, et s'enneoie sous les Schistes lustrés de la Sassièrre. Le contact des Schistes lustrés est intéressant à étudier, *très conforme à ce qu'on peut attendre d'une surface de charriage*. Des écailles irrégulières de Trias s'intercalent çà et là entre les micaschistes et les Schistes lustrés : fragments de la couverture sédimentaire des micaschistes, morcelés et laminés, traînés quelque peu comme lambeaux de poussée. D'abord la grande écaille du Rocher Blanc, épaisse de plus de 200 mètres, faite de Marbres phylliteux couronnés de Calcaires massifs. Puis, sous les Roches vertes qui sont de ce côté à la base de la nappe charriée, du Calcaire massif accompagné à petite distance par des Marbres phylliteux et de la Brèche du Télégraphe liasique. Au delà, après une interruption, une série de petites écailles mêlées de Quartzites et Marbres phylliteux. Au-dessus de la Revirette, de nouveau un lambeau de Calcaire massif, avec un banc de Marbres phylliteux et une lame de Quartzite. A Plan Clapey, un autre plus grand, mais sans Quartzite. Un léger repli synclinal accidenté les micaschistes au milieu de l'axe anticlinal. C'est lui qui contient l'affleurement liasique ci-dessus. L'anticlinal de micaschistes s'enfonce assez brusquement sous les Schistes lustrés au Sud-Est. Je ne pense pas que ce soit le même qui émerge à l'Est, à la Pointe de la Traversière, car le soubassement méridional de la Sassièrre ne comporte pas de plis réguliers et continus.

2° Soubassement des Schistes lustrés au voisinage de Picheru.

Dans l'ensemble, les Quartzites de Tignes forment le soubassement. Quand on monte au village du Saut, on est frappé de leur régularité; avec un léger pendage septentrional uniforme, ils s'étagent sur 600 mètres d'épaisseur.

Naturellement cette épaisseur apparente est exagérée, car ils forment un grand anticlinal accidenté de replis isoclinaux. L'anticlinal est déversé vers le Sud, avec une retombée très brusque sous les calcaires du Roc de la Tovière et du Franchet (C. VII). Le flanc normal supporte les Schistes lustrés. Très souvent un banc d'épaisseur irrégulière de Marbres phylliteux s'intercale. Cà et là, des écailles de Calcaire massif ont subsisté dans le laminage à la base de la nappe des Schistes lustrés. D'autres lambeaux discontinus, appartenant aussi aux calcaires de la couverture normale des Quartzites, sont conservés dans quelques replis, là où les Schistes lustrés sont aujourd'hui disparus. Ils forment, sur les pentes dominant Tignes, les « dents » ou les morceaux de falaises dont la coloration blonde tranche sur celle des Quartzites verdâtres ou un peu roux.

On observe trois replis de ce genre, l'un en contre-bas de la Revirette, l'autre par la Clettaz, le troisième au nord du village du Franchet. Ils contiennent surtout du Calcaire massif avec des Marbres phylliteux. Le dernier est surtout formé de Cagneules. A la Clettaz s'y ajoute un banc de Brèche du Télégraphe, dont les galets calcaires polygéniques s'adjoignent quelques galets de quartz blanc. Avec l'affleurement analogue sous le Rocher Blanc, ceux du glacier de Santet près de la Tsanteleina, et un autre que j'ai trouvé à l'ouest du Passage du Rocher Blanc (bordure septentrionale de la Grande-Sassière, *Feuille de Tignes* au 80.000°), on a ainsi un essaim d'affleurements de Lias, qui confirment l'observation de W. Kilian sur l'existence du Lias dans le soubassement de la Grande-Sassière (28, 30). Ils sont indépendants de la nappe des Schistes lustrés, et intimement associés au Trias de la couverture du Mont Pourri laminée sous la nappe. Les lambeaux calcaires Trias-Lias ne forment pas des synclinaux réguliers avec doublement de la série autour de la charnière, les terrains sont laminés.

Au nord-est de Tignes et autour de Picheru, les Schistes lustrés reposent sur les Quartzites par l'intermédiaire d'un gros banc de Marbres phylliteux. Ceux-ci, fort massifs et clairs, tranchent suffisamment avec les Schistes lustrés fissiles et sombres pour qu'on n'ait pas de peine à tracer la limite. D'ailleurs des lentilles de Calcaire massif s'introduisent dans ce contact. Localement seulement, par la présence de variétés fissiles de Marbres phylliteux, on pourra avoir l'illusion d'un passage continu avec superposition stratigraphique normale. C'était l'opinion de Marcel Bertrand à la Pointe de Picheru (3, p. 127). Jean Boussac a insisté sur ce qu'une telle illusion est naturelle, et se produira

de temps en temps nécessairement dans ce genre de pays (7). Avec lui, je crois qu'il n'y a pas de passage continu.

Comme Marcel Bertrand l'indique, seule l'érosion du vallon du Saut a coupé Picheru de la masse des Schistes lustrés de la Sassièrre, dont les Roches vertes se retrouvent à la base occidentale de Picheru. C'est sur l'abrupt méridional de la Pointe de Picheru que le passage graduel des Schistes lustrés aux Marbres phylliteux a été surtout signalé comme manifeste. Mais, en suivant ce contact, on trouve, de part et d'autre, une grande lentille de Calcaire massif, à l'ouest du point 2.660 et 300 mètres à l'est de la Pointe de Picheru. Au delà, les Marbres phylliteux se suivent dans les aiguilles de la Tsanteleina au-dessus du lac du Santet, tandis que les Schistes lustrés se relient à la grande muraille dominant le lac de la Sassièrre : en considérant ce paysage, le contraste lithologique des deux formations est saisissant.

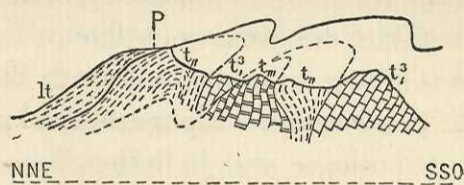


Fig. 4. — Coupe par la Pointe de Picheru (P).
(Échelle : 20.000°.)

Les plissements presque absents dans la région septentrionale reparaissent immédiatement au sud de Picheru, et l'on entre dans le faisceau de plis de Val-d'Isère. L'anticlinal limitant au Sud les Quartzites de Tignes passe en effet dans le col entre Picheru et l'Aiguille du Franchet, pour former au delà la chaîne du Dôme (fig. 4).

III

MASSIF DE LA GRANDE-MOTTE.

Le massif de la Grande-Motte se rattache directement au système de plis de Pralognan, qui forme une chaîne imposante contournant par le Nord la haute région cristalline du centre de la Vanoise. A l'Est, près du col de la Leisse, les plis se déversent, s'atténuent et s'envoient sous les gypses et

Schistes lustrés charriés. Examinons d'abord la partie méridionale du massif, c'est-à-dire spécialement la Grande-Motte, ainsi que les environs du Plan de Nette, ensuite les Rochers de Pramecou, avec la zone d'écaïlles du col de la Leisse et du vallon du Paquier.

1° La Grande-Motte et le Plan de Nette.

Entre les micaschistes du glacier de Pramort et ceux qui dominent les chalets d'Entre-deux-Eaux, les assises calcaires de la muraille de la Grande-Motte forment un grand synclinal légèrement déversé au Sud, et accidenté de replis. C'est l'aplanissement de son flanc inférieur (normal) qui crée les assises tabulaires du Rocher du Col (fig. 5 et C. I).

L'étage de Quartzites est entièrement supprimé à la base du Trias. Tout

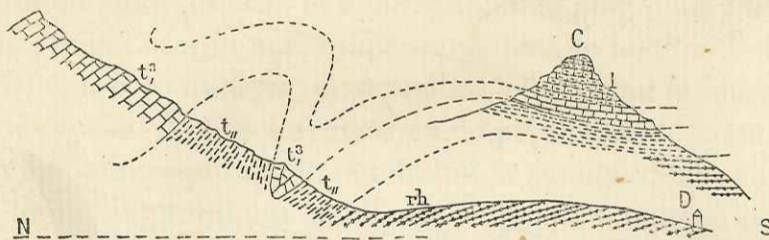


Fig. 5. — Coupes par les chalets d'Entre-deux-Eaux (D) et par le Rocher du Col (C).
(Échelle : 50.000°.)

indique que c'est par laminage tectonique, puisqu'ils reparassent brusquement, puissants et homogènes, dans le voisinage : sous la Réchasse, en prolongement immédiat de la zone d'écaïlles du Rocher du Col; dans les Aiguilles de la Glière, c'est-à-dire sur le prolongement occidental des plis de la Grande-Motte (*Feuille de Saint-Jean-de-Maurienne*); et à l'Est, au-dessus du Manchet, là où les terrains de la Grande-Motte reviennent au jour sous les Schistes lustrés.

Sur le méridien des chalets d'Entre-deux-Eaux, le noyau du synclinal est formé par le Calcaire triasique de la muraille de la Grande-Casse (point 3.547). De part et d'autre sont des Marbres phylliteux. Sur le vallon de la Leisse, leur épaisseur apparente très forte tient à quelques replis dont l'un est indiqué par la barre calcaire dominant le point 2.202 du talweg. Au Nord, ils sont représentés par le gros banc qui s'appuie contre les Calcaires massifs et sépare les glaciers de la Grande-Motte et de Pramort. Le surgissement des mica-

schistes houillers des deux côtés du pli complète cette coupe très simple; très redressés sur le glacier de Pramort, ils forment, au contraire, un grand dôme surbaissé à Entre-deux-Eaux, car le soubassement de la Sana n'a pas été l'objet de plissements intenses.

Quand on se dirige sur le Plan de Nette, une série principalement liasique s'introduit au centre du synclinal de la Grande-Motte. Elle débute au col de Pramou, s'épaissit au-dessus du verrou aval (méridional) du Plan de Nette et

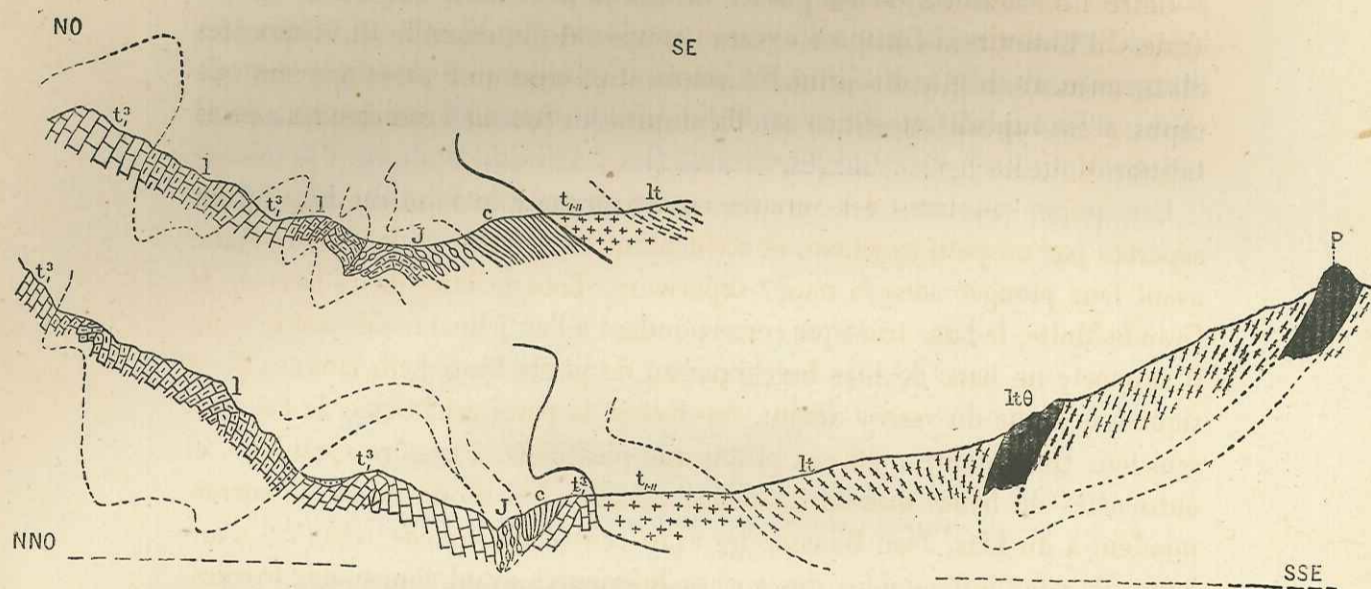


Fig. 6. — Coupes du verrou amont du Plan de Nette et de son verrou aval (par la Pointe du Charbonnier P).
(Échelle : 20.000°.)

forme alors la majorité de l'escarpement de la Grande-Motte. En même temps, l'axe du pli s'abaisse rapidement et arrive au niveau du chemin auprès du verrou amont (septentrional). Dans le Plan de Nette, le flanc normal du synclinal, c'est-à-dire son flanc inférieur, est affecté de plissements assez prononcés et supporte du Jurassique supérieur en outre du Lias. C'est là que ces terrains furent signalés pour la première fois dans la série de la Vanoise par W. Kilian et P. Termier, en 1905.

Les coupes du Plan de Nette sont compliquées à cause des replis des couches qui ne s'enfoncent pas tout uniment sous les masses charriées de la Sana, et à cause de laminages d'assises (fig. 6). En effet, je crois, comme M. Gignoux

(13), que les calcaires du verrou aval à patine jaune clair, à cassure de grain très fin et homogène et de nuance grise, soit très pâle soit plus foncée, sont triasiques. Ils sont, en effet, très différents du Lias noir contigu, et les brèches ne me paraissent pas se fondre dans ce calcaire. D'ailleurs, ils sont continus vers l'Ouest avec ceux de l'arête de la Grande-Casse. Il en résulte que la bande de brèches et marbres du Jurassique supérieur, bande qui s'allonge parallèlement au sentier et est accompagnée d'une assise de schistes qui me paraissent prolonger les Marbres en plaquettes du col de la Leisse, est pincée dans le Trias. Au contraire, la coupe du verrou amont est plus régulière quoique très contournée. Le Lias y est formé de Brèche du Télégraphe passant à des calcaires noirs massifs ou schisteux, identiques à ceux de l'escarpement de la Grande-Motte.

Les coupes ci-jointes des verrous montrent deux ondulations anticlinales séparées par un petit synclinal, et accidentant les terrains de la Grande-Motte avant leur plongée sous la nappe supérieure. Tout le long de la base de la Grande-Motte, le banc triasique correspondant à l'anticlinal occidental se suit; il supporte un banc de Lias bréchi que ou de petite lumachelle laminée identique à la roche du verrou amont. Au-dessus, la paroi est formée de calcaires schisteux très sombres, siliceux plutôt que phylliteux, à cassure spathique, et entremêlés de bancs massifs du même calcaire. Nul doute qu'ils ne correspondent à du Lias. Jean Boussac les avait considérés comme tels (7); d'ailleurs, ils sont inséparables des roches inférieures ayant fourni des fossiles, et identiques aux schisto-calcaires de la Petite-Balme fossilifères. Enfin l'arête est un mur de calcaire clair. J'ai pu la toucher grâce à l'aide de L. Neltner, vis-à-vis du milieu du Plan de Nette, vers 3.100 mètres. C'est un calcaire spathique gris de grain moyen, entrecoupé de très nombreux filons de calcite blanche et paraissant triasique.

Dans la chute du glacier sur le petit lac entre Plan de Nette et col de la Leisse, un morceau de falaise rocheuse est à découvert sous les séracs. Elle est formée d'un banc inférieur identique au Trias de l'anticlinal de la base de l'escarpement de la Grande-Motte, auquel est superposé un banc de Lias schisteux, supportant lui-même le calcaire gris clair de l'arête de la Grande-Motte. Ainsi le synclinal qui forme la muraille de la Grande-Motte sur 1.100 mètres de hauteur, s'est abaissé considérablement vers le Nord-Est et s'est réduit à un noyau liasique de quelques dizaines de mètres d'épaisseur dans le Trias.

2° Rochers de Pramecou. Zone d'écaillés du col de la Leisse.

Les Rochers de Pramecou, entre le glacier de la Grande-Motte et le col du Palet, sont une région de plis serrés presque verticaux. Quand on remonte la moraine du glacier de Pramort jusqu'aux environs du point 2.692, on recoupe successivement quatre lames anticlinales de Marbres phylliteux au sein des Calcaires massifs (fig. 7; C. II). Pour trois d'entre elles, une lentille de Quartzites constitue le noyau laminé du pli. Les deux anticlinaux septentrionaux sont presque verticaux, ceux du glacier de Pramecou et du point 2.692 se couchent vers le Sud, comme le pli suivant qui forme la Grande-Motte.

Les Calcaires massifs sont marmoréens, blancs ou gris très clair comme la

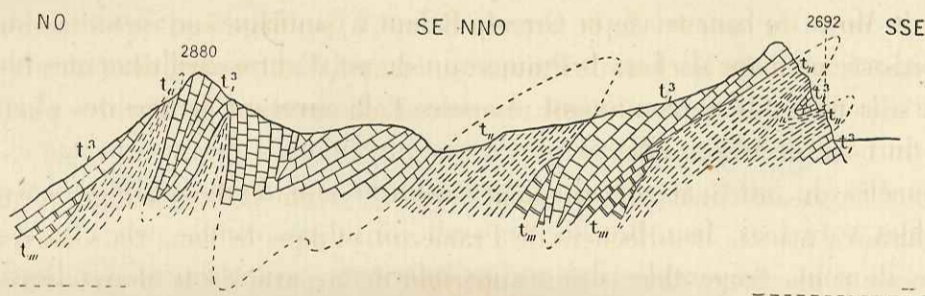


Fig. 7. — Coupe des sommets 2880, 2692 à l'ouest du glacier de Pramecou.
(Échelle : 20.000°.)

roche du sommet de la Grande-Motte, et les calcaires du chemin du col de la Vanoise, près de Pralognan (*Feuille de Saint-Jean-de-Maurienne*). Ils sont extrêmement brisés, à la façon d'une mylonite non ressoudée. Les Marbres phylliteux contiennent, à côté des faciès à phyllite verte abondante, beaucoup de Calcaire à zones siliceuses. Les deux lentilles méridionales de Quartzites ont quelques dizaines de mètres de puissance; la lentille septentrionale est ruinée et n'apparaît que par beaucoup de blocs épars, qui semblent cependant en place. Ces plis remarquables des Rochers de Pramecou ont été décrits avec grande précision par Pierre Termier (46). Je les redonne ici, parcequ'il faut partir de ces coupes très nettes pour étudier la complexe région du col de la Leisse.

Après du col du Palet, les plis sont affectés d'une déviation locale vers le Nord avec une brusque torsion, indiquée par deux lames anticlinales de Marbres phylliteux très redressés, dans la muraille du sommet 3.017 au-dessus du chemin du col du Palet. A partir de l'Aiguille Noire de Pramecou, la direction redevient normale, puis s'infléchit vers le Sud-Est, tandis que les plis se déversent au Nord peu à peu.

On accède facilement, en longeant le pied oriental de cette aiguille, sur le haut plateau morainique entre les Rochers de Pramecou et la Grande-Balme. Dans cette dépression ont été dénudés largement les Marbres phylliteux subordonnés aux calcaires des Rochers de Pramecou, d'autant mieux qu'on se trouve dans l'axe d'un anticlinal déversé peu à peu vers le Nord. En effet, à l'Ouest, au bord de la muraille de 3.017, l'anticlinal signalé tout à l'heure dans cette muraille apparaît sous forme de Marbres phylliteux verts et schistes luisants noirs verticaux. Ils se prolongent, avec une discontinuité insignifiante due aux masses d'éboulis et moraine, par les Marbres phylliteux et les schistes noirs et verts du sommet de la Grande-Balme, à pendage sud-ouest modéré. Au soubassement des Rochers de Pramecou, on suit, d'autre part, des Calcaires à zones siliceuses qui viennent aussi rejoindre l'affleurement de Marbres phylliteux du bord de la muraille.

Sur ce noyau anticlinal à déversement nord-est, viennent dans le flanc normal les Calcaires massifs des Rochers de Pramecou, et dans le flanc renversé ceux qui forment une barre dans le tiers supérieur de la paroi de la Grande-Balme en face du lac de Tignes. Ces derniers prolongent sans interruption les assises verticales de l'Aiguille Noire de Pramecou. L'anticlinal est déversé sur un synclinal de Lias qui forme la plus grande partie des assises de la Grande-Balme et de la Petite-Balme. Les calcaires gris foncé schisteux (siliceux et phylliteux), mêlés de bancs massifs, rapportés au Lias, sont identiques à ceux de la muraille de la Grande-Motte. Dans un échantillon de la Petite-Balme, MM. Gignoux et Moret ont trouvé une Bélemnite. J'y ai rencontré plusieurs fois des tubes de polypiers et de petites lumachelles dans le calcaire compact, identiques à des échantillons du Lias du verrou amont du Plan de Nette. Enfin, sous ces couches, le Calcaire massif du Trias reparait dans le couloir morainique entre les deux Balmes; il y forme un anticlinal dirigé Sud-Est et monte très haut sous la Petite-Balme. Les deux premières coupes de la figure 8 indiquent la structure de la Grande-Balme.

En passant de la Grande-Balme au lapiaz situé au sud de la Petite-Balme,

le plissement s'atténue et les terrains deviennent ondulés autour de l'horizontale, mais ils prennent une structure compliquée qu'ils n'avaient pas à l'Ouest. Une écaïlle, émanée des assises de Calcaire triasique qui portent la base du glacier de la Grande-Motte, repose sur une masse de Lias qui s'épaissit

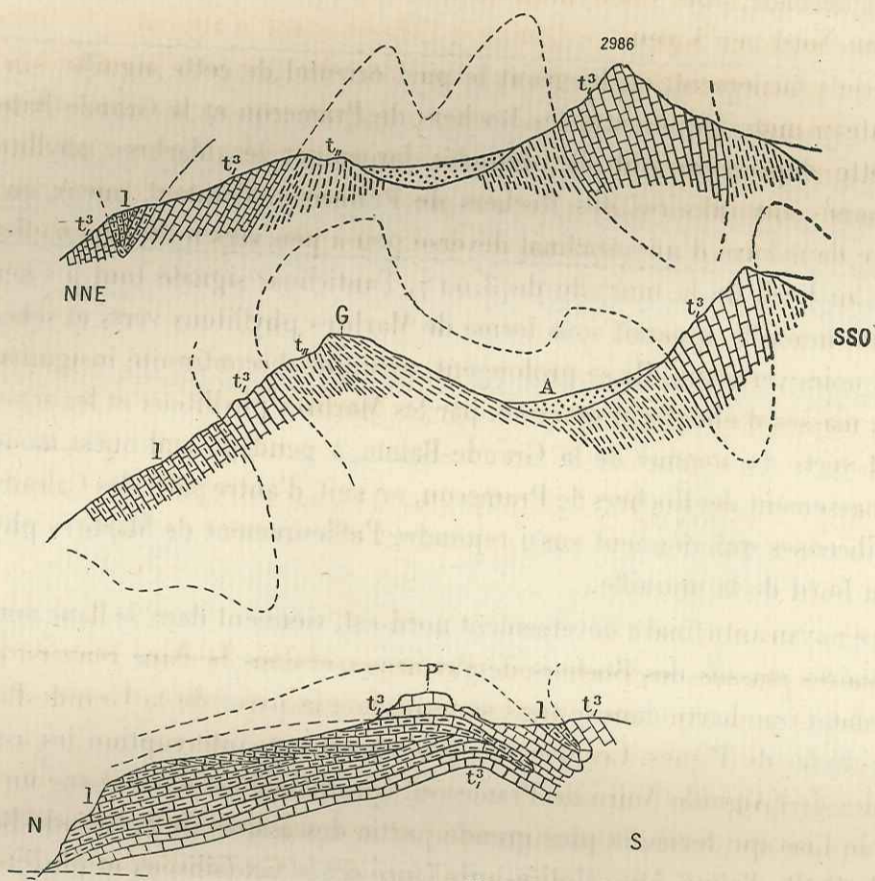


Fig. 8. — Trois coupes par le point 2986 des Rochers de Pramecou, par la Grande-Balme (G), par la Petite-Balme (P).
(Échelle : 20.000°.)

vers le Nord. Elle forme le sommet de la Petite-Balme et le plateau situé à l'Est. Elle supporte d'abord un peu de Lias au sud de la Petite-Balme, puis une écaïlle de Marbres en plaquettes au vallon du Paquier. Ensuite elle plonge très vite au nord-est sous les gypses et les Schistes lustrés charriés. Au contraire, immédiatement au sud de la Petite-Balme, la structure paraît redevenir normale sous le glacier, car le Lias n'a qu'une faible épaisseur à la Petite-Balme

et doit se coincer rapidement. On a alors des assises étendues de Calcaire triasique subhorizontal, ondulé (fig. 9), sans doute en repos normal, à des laminages près, sur son substratum, et supportant les écailles de Marbres en plaquettes du col de la Leisse.

Le Calcaire triasique de la Petite-Balme est donc une écaille qui s'enracine immédiatement au Sud et se lamine à l'Ouest avant d'atteindre la Grande-Balme; le prolongement axial du synclinal de cette dernière passe au sud de la Petite-Balme. La structure de celle-ci appartient au système d'écailles subhorizontales du col de la Leisse, qui s'est formé au plus tard lors de la mise en place des Schistes lustrés posés horizontalement dessus (fig. 9, C. IV). Au contraire, la tectonique de la Grande-Balme se rapporte à un

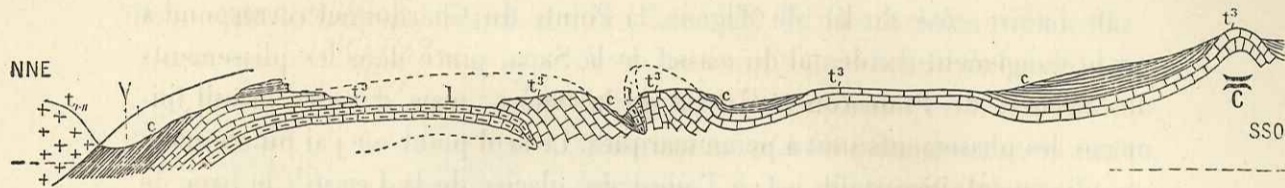


Fig. 9. — Coupe du plateau situé entre le vallon du Paquier (V) et le col de la Leisse (C).
(Échelle : 20.000°.)

système de plis très redressés, où sont impliqués les Schistes lustrés du col du Palet et qui sont donc postérieurs à la mise en place de ces schistes (C. II).

Une interprétation plus simple n'est-elle pas possible? Le calcaire du vallon du Paquier ne serait-il pas jurassique et normalement intercalé entre Lias et Marbres en plaquettes? Mais le calcaire de la Grande-Balme est certainement triasique par continuité avec ceux de Pramecou et il se raccorde directement avec celui de la Petite-Balme. D'ailleurs le faciès du calcaire ne rappelle pas le Jurassique supérieur mais le Trias marmoréen. Notons que W. Kilian l'a examiné et n'a pas eu l'idée de l'attribuer au Lias ou au Jurassique (30, II, fasc. 1, p. 182). L'interprétation ci-dessus de la tectonique des deux Balmes me paraît donc la plus vraisemblable, quoiqu'elle implique une coïncidence : à savoir, que la zone d'écailles, non plissée, montre un grand lambeau de Calcaire triasique reposant sur le Lias à la Petite-Balme, alors qu'un peu à l'Ouest le Trias est déversé sur le Lias de la Grande-Balme par un phénomène de plissement postérieur.

IV

MASSIF DE LA SANA ET FENÊTRE DU MANCHET.

Le massif de la Sana est constitué en entier par une masse de Schistes lustrés avec Roches vertes, charriée sur le pays du Mont Pourri. Une puissante couche de gypses avec cargneules forme la base de la nappe. Et on la suit dans cette situation sur 35 kilomètres jusqu'à Modane sur la Feuille de Saint-Jean-de-Maurienne. Au Nord et à l'Est, les Schistes lustrés de la Sassièrre et des sources de l'Isère reposent, au contraire, directement sur leur substratum de terrains du Mont Pourri.

De l'autre côté du lac de Tignes, la Pointe du Chardonnet correspond à un prolongement occidental du massif de la Sana, pincé dans les plissements des Rochers de Pramecou et du col de la Sache; mais dans ce massif lui-même, les plissements sont à peine marqués. Le seul point où j'ai pu observer un plissement important est à l'ouest du glacier de la Leisse : le banc de Roche verte du Charbonnier forme un synclinal en accord avec les plis du Plan de Nette (fig. 6).

Parcourons, du Nord au Sud, sur les deux versants, l'affleurement de la surface de charriage de la Sana.

1° Contact occidental.

Au-dessus du lac de Tignes, les gypses reposent sur les calcaires très redressés du Roc de la Tovièrre. Ils apparaissent en position synclinale, car leur substratum forme, immédiatement au Nord, le pli anticlinal dont la charnière se suit dans les Quartzites, du village du Franchet à la Pointe du Dôme. A la Pointe de Lavachet, un banc de Lias avec Brèche du Télégraphe et moules de coquilles indéterminables surmonte régulièrement le Trias sous la nappe. Deux grands lambeaux de grès et schistes triasiques accompagnés d'un peu de calcaire sont noyés dans la masse des gypses, en prolongement de ceux rencontrés au pied de la Grande-Balme; ils doivent cette situation à un mélange tectonique dans la base de la nappe. Les Schistes lustrés de la Pointe de Fresse reposent sur les gypses par un banc laminé de Roches vertes, qu'on retrouve pendant plusieurs kilomètres sous forme de lentilles étirées et discontinues.

Du vallon du Paquier au col de la Leisse, nous avons noté l'enfoncement général des terrains de la Grande-Motte sous les masses de gypses et carnéules. Elles sont très mylonitiques et ont l'allure d'une véritable zone de mélange. A l'est du Plan de Nette, un banc épais de schistes et marbres schisteux prolonge les Marbres en plaquettes du col de la Leisse, se suit sous la base de la nappe supérieure et se coince dans le synclinal avec Jurassique supérieur du verrou aval du Plan de Nette. Ils ont été interprétés antérieurement comme triasiques (46, 61), mais je ne crois pas possible de les séparer des Marbres en plaquettes si métamorphiques du col de la Leisse.

Le Rocher du Col est constitué d'assises faiblement inclinées à l'Est et comprenant, de haut en bas : des schistes liasiques identiques à ceux de la Grande-Motte, un gros banc de Calcaire massif triasique à patine claire, des Marbres phylliteux, les micaschistes houillers (fig. 5). Ces terrains prolongent

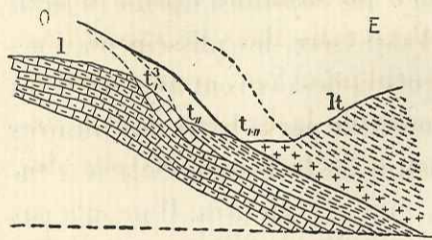


Fig. 10. — Coupe du col de Pierre-Blanche.
(Échelle : 20.000°.)

directement ceux du synclinal de la Grande-Casse, dont ils ne sont que le flanc inférieur, aplani dans le passage vers une zone épargnée par les plissements. Le creusement des deux vallons de la Rocheure et de la Leisse a mis à nu les micaschistes sous leur enveloppe de Calcaires triasiques. Du verrou aval du Plan de Nette, la continuité du banc calcaire clair se suit

sans peine jusqu'à la falaise du Rocher du Col. C'est un calcaire de grain très fin gris foncé, recoupé souvent de veines de calcite blanche d'origine mylonitique.

Au-dessus de cette série normale, une éaille de Trias renversé s'étire au col de Pierre-Blanche sous le gypse de la nappe supérieure. Elle comporte du Calcaire massif et des Marbres phylliteux très cristallins. Le premier disparaît dès qu'on atteint le versant méridional du col, les seconds se suivent presque jusqu'au fond de la vallée de la Rocheure (fig. 10).

2° Contact oriental.

Entre le Roc de la Tovière et la Pyramide de Belvedere, les gypses charriés sont conservés dans un synclinal des Calcaires triasiques (C. VI). La partie

septentrionale de Belvarde est formée de couches Est—Ouest verticales, dont le plissement prolonge celui du faisceau de la Tsanteleina. Au sud-ouest de Belvarde, au contraire, les assises s'abaissent sous les gypses à la façon d'un dôme.

Le Rocher du Charvet a aussi, sur son versant sud-ouest, la disposition d'un dôme plongeant modérément sous les gypses, et de même le Roc de la Croix-du-Pisset. Là, on observe une voûte presque hémicylindrique, qui s'enfonce en tunnel sous les Schistes lustrés en direction de la Sana. Elle est constituée de Calcaire massif du Trias, et elle est coiffée d'une curieuse écaille de schistes correspondant à un lambeau de poussée sous la nappe des Schistes lustrés. Ce sont des Marbres phylliteux et des Calcaires à zones siliceuses, avec un banc de Calcaire massif intercalé, selon toute vraisemblance, par mélange tectonique (C. V).

Ainsi le substratum nord-est du massif de la Sana a une disposition ondulée en forme de dômes. Auprès de la vallée du Manchet à Val-d'Isère, les plissements s'accusent plus franchement et les trois bombements ci-dessus vont rejoindre un axe anticlinal unique, à déversement oriental, constitué par la barre de Calcaires triasiques dominant la vallée. Les Schistes lustrés de la Tête-de-Solaise s'enfoncent quelque peu, avec un pendage moyen, sous ces calcaires. Il ne m'a pas paru possible, en effet, de distinguer les schistes des deux versants de la vallée comme Marcel Bertrand l'indique (5); les uns et les autres sont des Schistes lustrés. Au Joseray, l'érosion a atteint le noyau de Quartzites de l'axe anticlinal (fig. 14). Le pli est complet, et on voit qu'il se prolonge directement par les Quartzites de Val-d'Isère dans le faisceau plissé de la Tsanteleina.

En face de la Croix-du-Pisset, le bombement de la Roche des Fours permet d'observer encore les terrains du substratum des Schistes lustrés sur plusieurs kilomètres vers l'Est. De ce point, où le plissement est peu prononcé, à la Pointe de l'Arcelle, où il devient très marqué, on a sous la nappe une grande *fenêtre*, dont le contour est toutefois incomplètement fermé au Manchet. On y observe d'intenses laminages d'assises produits par le charriage antérieurement aux plissements, puisqu'ils se voient aussi bien dans les assises non plissées que dans les autres. Le plus bel exemple est donné par la grande masse de Brèche du Télégraphe liasique reposant horizontale sur les Quartzites. Les étages ont des épaisseurs rapidement variables; par exemple le Lias semble à peu près inexistant à la Pointe de l'Arcelle.

Vers le milieu de la fenêtre, à mi-distance du Manchet au col des Fours,

les terrains forment un anticlinal déversé au Nord-Est, dans l'axe duquel les micaschistes houillers apparaissent (fig. 11). Ils ont été signalés par Marcel Bertrand (3). Toutefois, ils me semblent rejoindre directement le petit affleurement de Quartzites sous le Lias du Manchet. Marcel Bertrand avait rapporté, dans l'intervalle, les schistes chloriteux au terme Ltc des Schistes lustrés, mais leur séparation ne me paraît pas possible d'avec les schistes houillers.

Au Nord, l'anticlinal principal s'ennoie sous les Schistes lustrés de la Tête-de-Solaise. Seule, l'ondulation secondaire sur la gauche de la figure 11

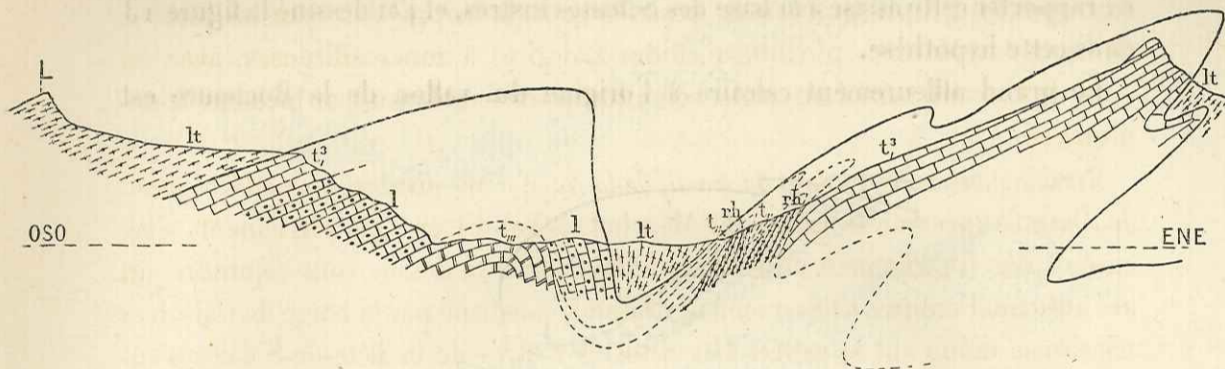


Fig. 11. — Coupe O.S.O.-E.N.E. par la Pointe de Lorès-Nord (L).

(Échelle : 20.000°.)

se prolonge jusqu'au Manchet (fig. 12). Par une incurvation de sa direction à l'Ouest, elle va rejoindre l'axe anticlinal qui borde les Schistes lustrés du Manchet au Joseray. *Ce raccordement, de direction un peu anormale par un pli d'ailleurs peu intense, tient au voisinage de la zone indécise du substratum de la Sana où les terrains sont ondulés sans direction précise.*

A l'autre extrémité de la fenêtre, à la Pointe de l'Arcelle, les plissements ont par contre la direction normale nord-nord-est, et ils se continuent au sein des Schistes lustrés vers le col de l'Iseran. Les coupes de l'Arcelle et du Pelaou-Blanc montrent la façon dont *les Schistes lustrés et leur substratum sont plissés ensemble.* On remarque un petit banc de gneiss chloriteux, pincé en écaille au contact des Schistes lustrés de l'Arcelle. Au Pelaou, un lambeau de Roches vertes (prasinite et serpentine) est plaqué sur le Calcaire massif triasique de la face ouest. D'après une observation de P. Lory (3, p. 139), de la serpentine se retrouve au contact oriental du calcaire du sommet et

des Schistes lustrés. Cela précise le dessin de l'anticlinal. Elle se continue par un banc de prasinite allant jusqu'au col de l'Iseran.

La prasinite du versant ouest du Pelaou contient parfois du quartz en quantité appréciable et il y a des échantillons qui semblent passer à du gneiss; il est probable que l'écaille de l'Arcelle correspond au prolongement de cette roche. Marcel Bertrand avait noté la présence de ces chloritoschistes et y voyait l'extrémité de la lame des schistes anticlinaux du talweg, qui aurait monté jusqu'au sommet du Pelaou, déversée sur le calcaire (*Id.*, p. 139). Comme les prasinites sont parfois accompagnées de gneiss, je crois préférable de rapporter cette assise à la base des Schistes lustrés, et j'ai dessiné la figure 13 dans cette hypothèse.

Le grand affleurement calcaire à l'origine du vallon de la Rocheure est

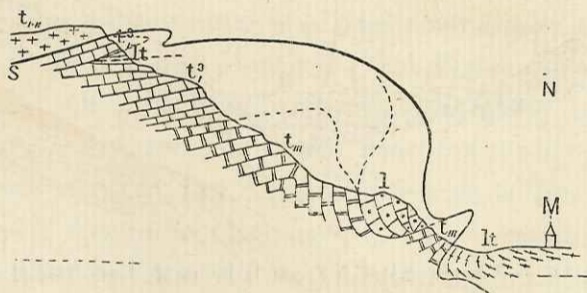


Fig. 13. — Coupe par le Manchet (M).
(Échelle : 20.000°.)

une autre fenêtre sous les Schistes lustrés. C'est du Calcaire massif triasique, gris clair ou jaunâtre, à multiples veinules irrégulières de calcite ou de silice, peut-être d'origine mylonitique. Il est accompagné de quelques Calcaires à zones siliceuses et Marbres phylliteux. Les bancs ont une surface onduleuse à pendage septentrional léger, qui s'accroît brusquement jusqu'à la verticale au bord des Schistes lustrés. Ce qui indique le caractère de fenêtre est l'absence de masses calcaires analogues dans les Schistes lustrés de la région, et la situation en prolongement des calcaires de l'Arcelle. L'arête 2.858 du glacier des Fours donne des affleurements intermédiaires. Cette arête est formée surtout de Marbres phylliteux et Calcaires à zones siliceuses, très froissés et mêlés de bancs laminés de schistes verts. Ces bancs ont un pendage occidental moyen sous les Schistes lustrés, avec interposition de quelques Cargneules. Celles-ci, qui se retrouvent au col du Pisset, indiquent la base de la nappe

des Schistes lustrés. Les schistes verts sont d'un gneiss chloriteux et micacé, analogue aux lames de gneiss emballées quelquefois dans les Schistes lustrés. Les Marbres phylliteux correspondent soit à un lambeau de poussée sous les Schistes lustrés, comme les écailles de la Croix-du-Pisset, soit à un banc très compact de ces schistes. Mais, en tous cas, l'ensemble des assises de l'arête

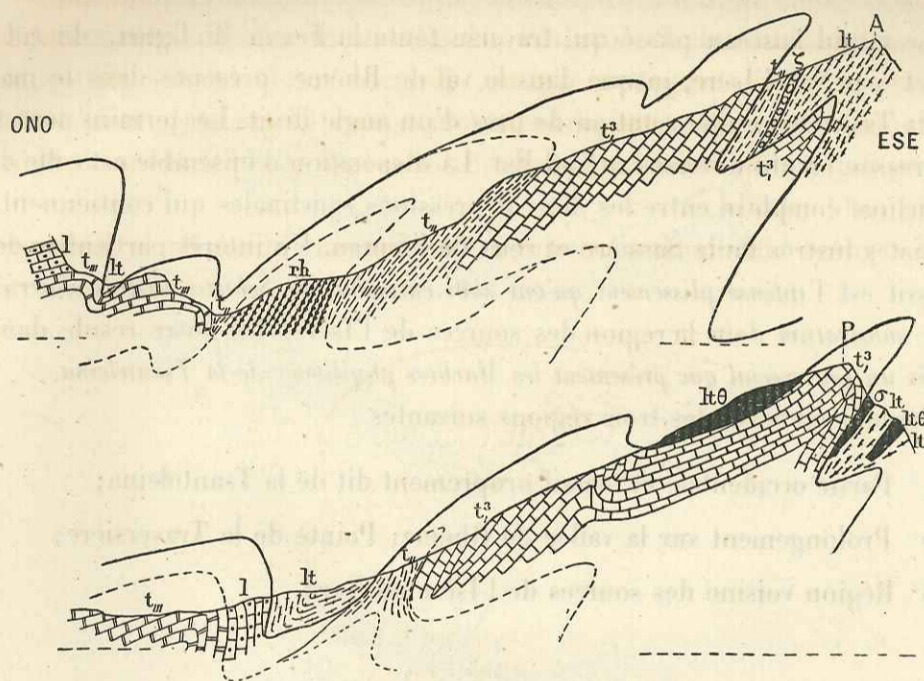


Fig. 13. — Coupes O.N.O.-E.S.E. de l'Arcelle (A) et du Pelaou-Blanc (P).
(Échelle : 20.000'.)

correspond à la partie inférieure des masses charriées. C'est corroboré, d'une part, par le surgissement d'un lambeau de Calcaire massif émergeant sous les assises précédentes, situé 100 mètres en contre-bas du point 2.815 et analogue aux termes supérieurs qui se voient dans la fenêtre du Manchet au sud de la Roche des Fours; et d'autre part, par l'existence d'une écaille de Lias du type de la Grande-Motte, accolée aux Cargneules avec une lame de gneiss près du ruisseau peu au nord du point 2.815.

V

LA TSANTELEINA.

Le grand faisceau plissé qui traverse toute la *Feuille de Tignes*, du col du Palet, par Val-d'Isère, jusque dans le val de Rhême, présente dans le massif de la Tsanteleina une rotation de près d'un angle droit. Les terrains sont très redressés, en plis déversés au Sud-Est. La disposition d'ensemble est celle d'un anticlinal complexe entre les deux dépressions synclinales qui contiennent les Schistes lustrés de la Sassièrè et ceux de l'Iseran. Un intérêt particulier de ce massif est l'intense plissement qu'ont subi ensemble les Schistes lustrés charriés et leur substratum dans la région des sources de l'Isère. Un autre réside dans le faciès un peu spécial que présentent les Marbres phylliteux de la Tsanteleina.

Passons en revue les trois régions suivantes :

- 1° Partie occidentale et massif proprement dit de la Tsanteleina;
- 2° Prolongement sur la vallée de Rhême; Pointe de la Traversière;
- 3° Région voisine des sources de l'Isère au Nord.

1° Partie occidentale et massif proprement dit de la Tsanteleina.

A l'Ouest, le faisceau plissé comprend deux anticlinaux principaux. Le premier est jalonné par les Quartzites du Franchet et du Dôme; le second par ceux de Val-d'Isère. L'un et l'autre sont dédoublés auprès de Val-d'Isère (fig. 14). Sous la Pointe du Front, en effet, une charnière anticlinale de Quartzites s'enfonce en tunnel sous les Calcaires massifs. Et de même en aval du Fornet, une ondulation synclinale divise les Quartzites, introduisant au-dessus du Laisinant un banc calcaire et au Joseray un repli des Schistes lustrés de la Tête-de-Solaise. Près de Val-d'Isère, les Marbres phylliteux sont presque supprimés entre Calcaires et Quartzites; ils me paraissent, en effet, grâce à la comparaison avec la série de la Vanoise, n'avoir pas l'extension que leur a donnée Marcel Bertrand (6); ce sont des calcaires massifs, ou en petits bancs comme à la Grande-Casse, à patine plus ou moins claire, mais non phylliteux.

C'était aussi l'opinion de Jean Boussac, qui était frappé de la subite apparition, à l'Est, des Marbres phylliteux très épais de la Tsanteleina (7). Ce brusque changement d'épaisseur n'est pas anormal dans la contrée; le laminage général l'explique.

L'ondulation synclinale qui divise les Quartzites en aval du Fornet comporte trois affleurements calcaires séparés par l'érosion. Deux d'entre eux se trouvent sur le versant méridional de la vallée de l'Isère au-dessus du Laisinant. Ce

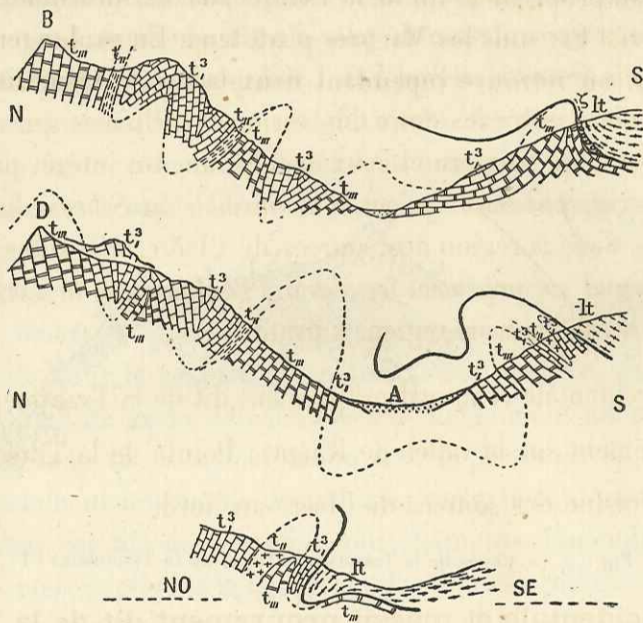


Fig. 14. — Coupes N.-S. par la Pointe de la Bailletta (B) et le Dôme (D).
Coupe N.O.-S.E. passant 300 mètres au sud du Joseray.
(Échelle : 50.000'.)

sont eux, semble-t-il, que Jean Boussac a considérés comme apparaissant *sous les Quartzites, c'est-à-dire en fenêtre sous la série normale du Mont Pourri*. Je crois qu'ils appartiennent simplement à un synclinal vertical ou légèrement déversé au Nord. La figure 14 donne trois coupes successives du même pli; c'est sur la seconde que le calcaire semble franchement pénétrer sous les Quartzites. Mais ce calcaire était certainement continu avec celui de la première coupe avant le creusement du talweg du ruisseau des Leissières, et là on a un synclinal manifeste dans les Quartzites : le dessin en voûte synclinale est précisé par l'affleurement des Quartzites presque horizontaux au débouché du chemin de l'Iseran sur la vallée, alors qu'ils deviennent progressivement verticaux au

Sud. Sur la troisième coupe, la situation synclinale des Schistes lustrés qui prolongent le même pli est aussi manifeste. Peut-être, au-dessus du Laisinant, le pendage un peu anormal du calcaire est-il dû au phénomène du « balancement des couches », que M. Lugeon et N. Oulianoff nous ont appris à connaître (34), et qui incline vers la vallée, par poussée au vide, des couches initialement voisines de la verticalité. Cette interprétation m'a été suggérée par Pierre Termier, qui a bien voulu visiter lui-même ce point avec moi.

Dans le massif proprement dit de la Tsanteleina, les anticlinaux de Quartzites s'enfoncent vers l'Est sous les Marbres phylliteux. En prolongement de l'arête de la Bailletta, on retrouve cependant deux lames de Quartzites, assez chlo-

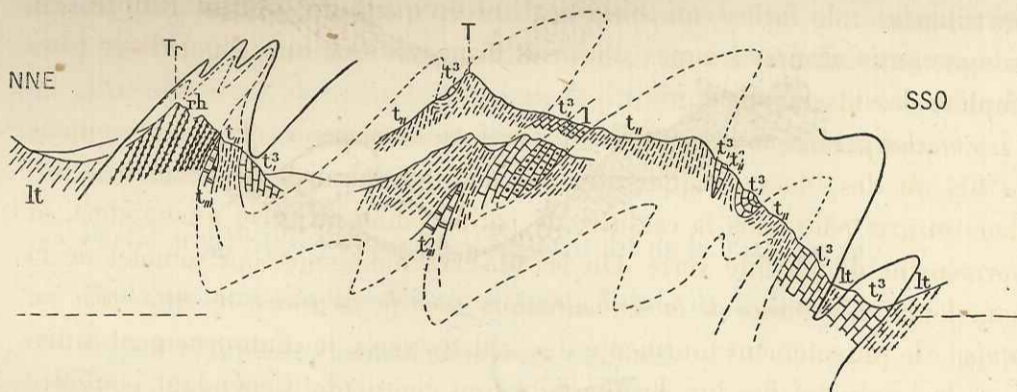


Fig. 15. — Coupe de la Traversière (Tr) et de la Tsanteleina (T).
(Échelle : 50.000°.)

riteux et ressemblant aux micaschistes houillers. Un autre banc de Quartzites, très homogènes ceux-ci et plus épais, forme une lame anticlinale qui s'enfonce sous les Marbres phylliteux de l'arête nord du glacier de Santet. La grande majorité des assises de la Tsanteleina est constituée par les Marbres phylliteux. Cependant çà et là des barres synclinales de Calcaires massifs triasiques y sont pincées; leur superposition est manifeste, car elles disparaissent dans le bas et s'élargissent dans le haut des escarpements. L'ensemble est très plissé, ce qui explique en partie la grande épaisseur apparente de ces Marbres phylliteux. Un gros banc de Lias est associé au Calcaire triasique le long de l'arête méridionale du glacier de Santet. C'est de la Brèche du Télégraphe typique, c'est-à-dire calcaire et polygénique, nullement mêlée de schistes verts, comme certains bancs bréchiques ci-dessous (fig. 15).

Les Marbres phylliteux de la Tsanteleina présentent souvent de petits lits de

quartzite blanc en alternance avec le marbre, et aussi d'importantes intercalations de schistes verts. Enfin, il se mêle à ces schistes des bancs bréchiques à éléments calcaires ou quartzeux irréguliers. Les schistes verts apparaissent en particulier avec épaisseur au pied du glacier du Quart-Dessus; ce sont des gneiss chloriteux; localement, quand le quartz devient rare, on a de vraies ovardites. Peut-être représentent-ils là exceptionnellement une lame anticlinale de Houiller, car ils sont identiques à ceux du soubassement méridional de la Traversière au bord du glacier de Rhême. *Les schistes verts forment de fréquentes intercalations dans les Marbres phylliteux à faciès normal; le plus souvent, comme à Jean Boussac, il ne me paraît pas possible de douter de leur alternance stratigraphique avec ceux-ci* (7). Il en est de même des petits lits ou lentilles quartziteuses : le faciès composite marbre et quartzite, qui en résulte, est analogue aux Calcaires à zones siliceuses mais avec une individualisation plus complète des lits de silice.

Les brèches paraissent accompagner çà et là ce faciès composite; elles comprennent des lits ou des blocs de quartzite, des nodules calcaires de grain très fin, blanc ou gris pâle dans la cassure, de patine jaune ou grise quelquefois, et énormément de phyllite verte. On les observe notamment au sommet de la Tsanteleina. L'influence de la mylonitisation pour la formation de cette roche est certaine : le plissement tourmenté des schistes verts, le contournement capricieux, le brisement des lits de quartzite sont éloquents. Cependant peut-être ne suffit-elle pas pour expliquer la formation des nodules calcaires de la brèche qui serait en partie sédimentaire.

Ces assises sont subordonnées aux Calcaires triasiques en synclinaux dans la partie haute du massif et superposées à des Quartzites du Trias ou du Houiller métamorphique; elles sont associées à des Cargneules au col de la Bailletta. Quand on va à l'ouest de ce col, les intercalations anormales dans ce complexe disparaissent et les Marbres phylliteux se prolongent jusqu'au-dessus de Tignes dans le substratum des Schistes lustrés, où ils reposent sur les Quartzites sur une grande étendue. Il est intéressant de noter qu'on y retrouve plus loin au Chevril le même faciès à alternances quartziteuses, toutefois sans brèches d'apparence sédimentaire.

Jean Boussac a décrit les curieuses variétés lithologiques des Marbres phylliteux de la Tsanteleina. A cause de la grande épaisseur de ce complexe, qui lui parut exceptionnelle, à cause de l'abondance des phyllades verts dans ces marbres et de l'association aux gneiss de la Traversière inséparables de ceux

du val Grisanche, il a émis, à titre d' « hypothèse de travail », la suggestion suivante : « l'étage des Marbres phylliteux se fondrait vers l'Est dans la partie haute des micaschistes dits permo-houillers » (7).

Il est inévitable que l'on ait cette impression quand les Quartzites manquent dans la série par laminage ou lacune de sédimentation et quand les Marbres phylliteux débutent par des bancs riches en schistes chloriteux. Pierre Termier nous a en effet appris que, dans les Marbres phylliteux, des « agrégats quartzophylliteux avec rutile et tourmaline forment des zones assez continues, grossièrement parallèles à la stratification. *Ces zones sont pétrographiquement identiques à certains schistes permiens* ». (46, p. 431.) En fait, quand on parcourt la région, on n'a que très localement l'impression de passage continu, et on peut en général marquer nettement la limite du Permo-houiller à la base des Quartzites ou des sédiments calcaires. *Il ne faut donc pas, à mon avis, tirer argument de la Tsanteleina pour dire que les gneiss et micaschistes du val Grisanche pourraient comprendre une bonne partie du Trias en outre du Permo-houiller* et qu'ils seraient « plus compréhensifs qu'on ne pensait ». Mais, dans le cas particulier de la Tsanteleina, le passage est-il réel ou est-il une illusion due au laminage? J'opinerai volontiers, à la suite de Jean Boussac, pour la première hypothèse. Car les faciès irréguliers des Marbres phylliteux (lits quartziteux et bréchoïdes) peuvent correspondre à des conditions de sédimentation qui excluent la présence des Quartzites massifs à la base du Trias : persistance des sédiments psammitiques jusqu'à la formation des calcaires, ou suppression des sables purs par érosion avant le dépôt des calcaires et remaniement du substratum au début de ce dépôt. Dans le val Grisanche et celui de Rhême, les Quartzites sont beaucoup moins développés que dans les parties françaises de la nappe du Grand-Saint-Bernard. A la Tsanteleina, les Marbres phylliteux passeraient par une transition continue de haut en bas au substratum houiller, avec des récurrences des phyllades verts de ce substratum dans le Trias.

2° Prolongement sur la vallée de Rhême.

Pointe de la Traversière.

On retrouve dans le val de Rhême le faciès composite des Marbres phylliteux, par alternance de lits de marbre et quartzite, trop réguliers pour être le fait d'un mélange mylonitique. Je l'ai observé aux chalets de Lavassey où il est associé à un banc de Quartzite ordinaire. Ces roches sont dans un repli synclinal

des micaschistes houillers, déversé vers l'Est comme l'ensemble des plis de la région. Elles sont en prolongement des Calcaires massifs de la Granta-Parei, qui se relie aux parties hautes de la Tsanteleina (fig. 16). Ce synclinal n'est qu'un repli accessoire du grand faisceau anticlinal qui constitue le massif de la Tsanteleina entre les deux dépressions où sont les Schistes lustrés de l'Iseran et de la Sassièrre. La situation de la Granta-Parei dans un synclinal secondaire accidentant un anticlinal principal ressort très bien sur les beaux stéréogrammes de F. Hermann (22, 23, 24). Ils nous montrent en même temps la continuité et la régularité relative de ces plis suivant la direction nord-nord-est.

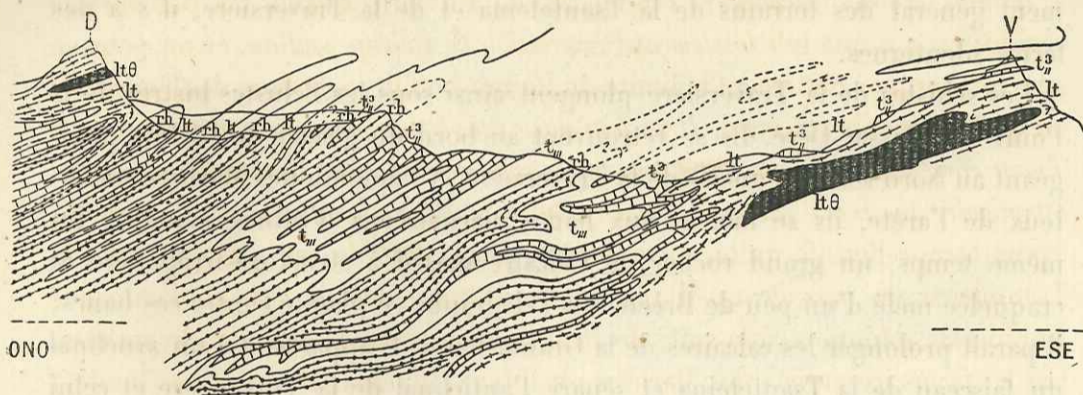


Fig. 16. — Coupe de la Pointe de Bassac-Déré (D) à la Gran-Vandala (V),
extraite d'une coupe inédite dessinée par F. Hermann.
(Échelle : 50.000°.)

FIGURÉ : Comme la fig. 1, sauf pour les Quartzites du Trias laissés en blanc pour rendre le tracé plus distinct.

Les deux autres termes du Trias ont été réunis sous le signe : t^3 .

Dans le but de faciliter la vue du passage progressif de ces coupes à celles de la haute vallée de l'Isère, je donne ci-dessus (fig. 16), avec l'autorisation de F. Hermann, une partie de la coupe inédite de la Pointe de Bassac-Déré à la Cima Gran-Vandala, qu'il m'a aimablement communiquée.

En allant dans la direction de la France, l'anticlinal occidental vient former la Pointe de la Traversière, puis s'enfonce en tunnel sous les Schistes lustrés de la Sassièrre. L'autre se perd dans le faisceau de replis multiples voisin des sources de l'Isère au Nord (il s'aperçoit encore dans la Pointe de Calabre, fig. 17).

Examinons la Pointe de la Traversière. Si l'on suit vers l'Est, à partir du Petit-Glacier, l'arête qui réunit la Sassièrre à la Traversière, on rencontre succes-

sivement les Schistes lustrés à faible pendage occidental, puis très redressés, ensuite des Marbres phylliteux très redressés eux-mêmes, et un banc de Quartzites. Ces deux dernières assises ont deux ou trois cents mètres d'épaisseur. Enfin, on rencontre un gneiss clair qui persiste jusqu'à la pointe elle-même; il n'en forme pas le sommet, mais y est coiffé d'un lambeau de chloritoschistes feldspathiques; ces roches ont un grand pendage vers le Nord. Le gneiss, de grain fin, presque aplitique, peu schisteux et peu micacé, est bien en pointement anticlinal au sein des schistes, car dans les masses de gneiss et micaschistes du val de Rhême qui prolongent vers le Nord-Est le soubassement général des terrains de la Tsanteleina et de la Traversière, il y a des faciès identiques.

Les schistes de la Traversière plongent ainsi sous les Schistes lustrés de la Pointe de Bassac-Déré. Ils se retrouvent au bord du glacier de Rhême plongeant au Nord sous les gneiss de la Traversière. A l'aplomb des Marbres phylliteux de l'arête, ils se mêlent aux bancs marmoréens d'intime manière. En même temps, un grand rocher de Calcaire massif à structure irrégulière et craquelée mêlé d'un peu de Brèche du Télégraphe se plaque contre ces bancs; il paraît prolonger les calcaires de la Granta-Parei. Il appartient à un synclinal du faisceau de la Tsanteleina et sépare l'anticlinal de la Traversière et celui de la Tsanteleina proprement dite (fig. 15). Les pentes septentrionales de celle-ci sont formées des mêmes schistes verts et Marbres phylliteux.

3° Plis voisins des sources de l'Isère au Nord.

La limite des Schistes lustrés charriés passe à la Gran-Vandala et au Roc de Bassagne; ils plongent sous les Calcaires triasiques, par suite du déversement général du faisceau de la Tsanteleina. Au nord des sources de l'Isère, le contact ne se présente pas suivant une surface simple, mais suivant une surface affectée de replis. Ils correspondent aux plis méridionaux du faisceau de la Tsanteleina, *manifestement postérieurs au charriage des Schistes lustrés*. Les Schistes lustrés forment de petites bandes synclinales serrées dans les calcaires. Les coupes de la figure 17 montrent la continuité de ces plis entre la frontière italienne et le débouché des gorges du Malpasset.

Dans ces bandes, *Marcel Bertrand a pensé voir le passage insensible des Schistes lustrés au Trias* (3, p. 90); il a cependant indiqué le contournement extraordinaire des couches qui suggère immédiatement la possibilité de complica-

tions tectoniques. Maintenant que nous connaissons le charriage d'ensemble des Schistes lustrés, cette circonstance locale ne peut nous arrêter. D'ailleurs, l'étude des affleurements dans le détail montre que ces bandes se raccordent avec continuité, en devenant progressivement plus larges, avec la grande masse homogène des Schistes lustrés : s'il s'agissait du passage progressif d'un faciès schisteux à un faciès calcaire massif, on verrait des récurrences des deux

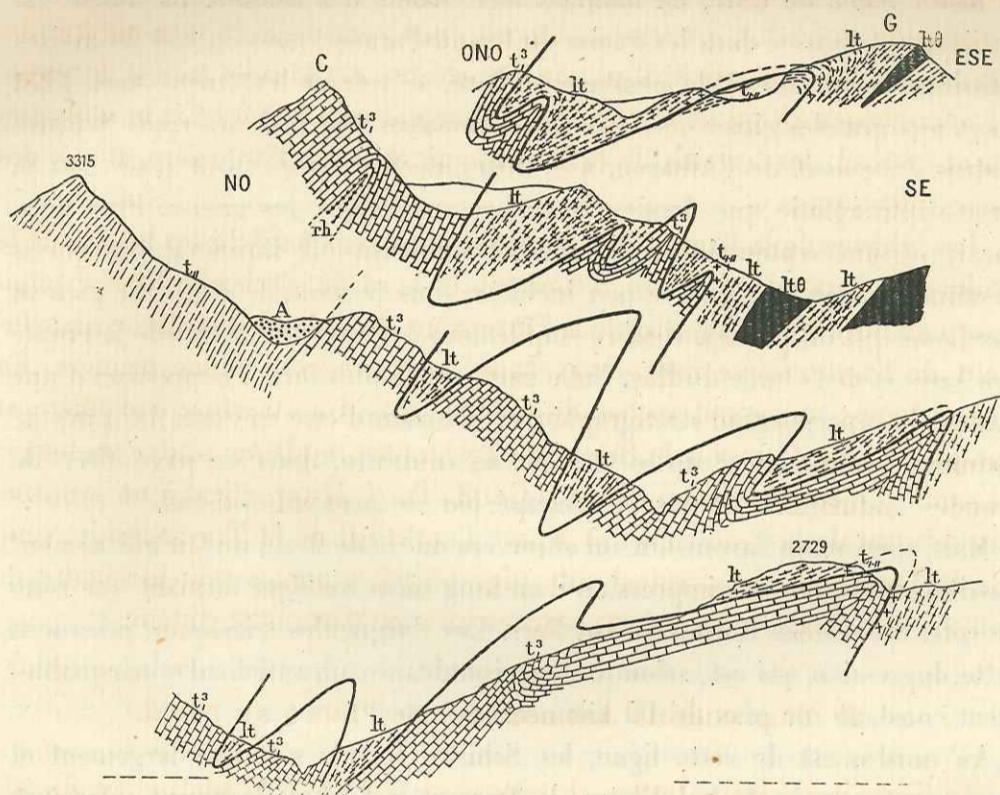


Fig. 17. — Quatre coupes entre la frontière italienne et le débouché des gorges du Malpasset.
(Échelle : 25.000°.)

SITUATION : Elles passent respectivement par la Pointe de la Galise (G), la Pointe de Calabre (C) le point 3315 situé 1 kilomètre Sud de la Tsanteleina, le point 2729 situé 1 kilomètre Est de la Pointe du Vallon. Sauf la première, elles sont orientées N.O.-S.E.

faciès, les schistes formant par exemple des lentilles discontinues au sein des calcaires, et ce caractère lenticulaire n'aurait pu qu'être très accentué par les plissements. Par conséquent, il ne peut s'agir que de *replis synclinaux dans les Calcaires triasiques*, quoique les charnières soient difficilement observables. Cependant l'anticlinal à gauche de la première coupe de la figure 17 s'observe très bien du glacier au nord du col de Bassagne.

VI

LES MONTAGNES DE BONNEVAL.

Tout près de Bonneval, on a facilement une vue d'ensemble excellente de la haute vallée de l'Arc, en montant aux chalets des Roches. La vallée est entièrement creusée dans les gneiss du Grand-Paradis, dont on voit les assises massives, régulières et de pendage modéré, se relever lentement vers l'Est jusqu'aux grandes cimes découpées des Levannas. Au Sud, les épais Schistes lustrés du massif de l'Albaron, avec leurs Roches vertes, sont posés sur la large voûte aplatie que dessine la surface supérieure des gneiss. Plus près, sur le versant septentrional de la vallée au-dessus de Bonneval, les gneiss s'enfoncent, par une surface peu inclinée, sous le banc de Trias du plateau des Loses qui supporte le sombre empilement des Schistes lustrés de la Pointe des Arses et de l'Ouille du Rey. Nulle part, on n'a plus forte l'impression d'une tranquille superposition stratigraphique, l'illusion d'être très loin des pays de tectonique tourmentée; de se trouver, au contraire, dans un pays affecté de grandes ondulations douces et découpé par de profonds cañons.

Mais, continuant l'ascension, on observera du col de Bezin un fait qui dément aussitôt cette première impression : un long *sillon rectiligne* formant une zone de cols, du col des Roches au col Pers. Les Cargneules triasiques jalonnent cette dépression qui est, selon toute vraisemblance, un anticlinal remarquablement constant sur plus de 10 kilomètres.

Au nord-ouest de cette ligne, les Schistes lustrés s'étalent largement et recouvrent, auprès de Val-d'Isère, le Trias et le Lias de la nappe inférieure à faciès de la Vanoise (nappe du Grand-Saint-Bernard).

Nous examinerons :

- 1° Les environs du col de l'Iseran;
- 2° Les contacts des gneiss de Bonneval.

1° Environs du col de l'Iseran.

La bande des Cargneules du col Pers contient, au col même, une écaille de Quartzite triasique, trouvée par Marcel Bertrand; elle lui a servi d'argument pour attribuer à cette bande triasique une situation anticlinale (3).

Aujourd'hui, cette écaille a une valeur peu démonstrative, car on sait que toute la région est « Pays de nappes » et comporte de fréquentes surfaces de chevauchement avec lambeaux étirés de divers terrains. Cependant, la conclusion sur la situation anticlinale reste très vraisemblable, car la généralité des études alpines a montré la superposition stratigraphique des Schistes lustrés à des Cargneules triasiques.

La bande de Cargneules du col Pers comporte d'autres écailles de divers terrains. Au sud-ouest du Pont de la Neige (chemin de l'Iseran), les Cargneules sont bordées à leur lisière orientale d'une lame de gneiss épaisse de quelques mètres, séparée des Schistes lustrés par un peu de marbre zoné gris et blanc. Il y a des singularités analogues entre le glacier de Bezin et le col des Roches. Les Cargneules y sont flanquées de deux bandes de Roches vertes, remplacées par du gneiss sous la Pointe sud de Bezin; une très petite écaille de mica-schistes quartziteux se voit au sud-est du col des Roches. Les cargneules sont accompagnées de marbres zonés et de calcaire gris analogue au Calcaire triasique de la Vanoise. *L'ensemble est très brisé.* Les mêmes Cargneules et les mêmes marbres, accompagnés toutefois de Marbres phylliteux, forment la base des Schistes lustrés sur les gneiss de Bonneval.

Au nord-ouest de l'anticlinal du col Pers, la grande arête joignant la Pointe des Leissières au Pelaou-Blanc montre vers le sommet un banc continu d'une prasinite amphibolique à zoïzite, très claire, accompagnée de serpentine près de cette dernière cime. Il se continue au delà par le banc de prasinite du col des Fours avec un léger décalage vers le Sud. De l'autre côté du chemin de l'Iseran, une grosse lentille de micaschistes se trouve (en prolongement?) sur le versant ouest du Signal de l'Iseran.

De la Pointe des Leissières à la Tête-de-Solaise, les Schistes lustrés deviennent peu inclinés. Ils contiennent trois intercalations particulières. La plus basse est une serpentine visible à l'ouest du chemin du col de l'Iseran à Val-d'Isère. Au-dessus se trouve une grande lame de Trias prise dans le curieux repli déjà noté par Marcel Bertrand à l'extrémité de l'arête septentrionale des Leissières (3, p. 88; C. VII). Elle comporte surtout des Cargneules et aussi du Calcaire massif triasique. Enfin, dans les Schistes lustrés superposés à cette lame, un mince banc de prasinite se suit jusqu'au lac de l'Ouglietta.

Si l'on peut douter de la valeur des lames de gneiss comme *témoignage de la réelle complexité structurale des masses de Schistes lustrés d'apparence tranquille*, la grande écaille de Trias des Leissières est l'indication manifeste d'une imbri-

cation importante des Schistes lustrés à l'ouest de l'Iseran. Il est très tentant d'enraciner cette écaïlle dans l'axe anticlinal du col Pers. Si l'on prolonge le pli de l'Arcelle vers le Nord-Est, on constate, en effet, que les deux bancs de Roche verte du col de l'Iseran doivent se rejoindre en un anticlinal (C. VII), et, par conséquent, que la lame de Trias de l'arête des Leissières doit venir s'implanter dans la bande du col Pers. C'est dans cette hypothèse que j'ai dessiné les coupes VI, VII, VIII de la Planche VII. Cette lame y apparaît comme le noyau d'un pli couché à grand cheminement horizontal, ou comme la base d'une digitation supérieure dans le paquet de Schistes lustrés. L'existence d'écaïlles de divers terrains écrasés le long de la bande du col Pers s'explique dans ces conditions. La lame de Trias des Leissières n'est pas très étendue. Elle se lamine dès la Tête-de-Solaise, puisque les Schistes lustrés supérieurs et inférieurs à elle se superposent directement peu au sud de cette montagne. De l'autre côté, vers l'Est, elle est aussitôt interrompue par l'érosion, mais elle devait sans doute aussi disparaître très rapidement par laminage. Dans cette direction, le substratum de la nappe des Schistes lustrés se relève; la bande triasique du col Pers se continue quelque temps, dans la région des sources de l'Isère, par un mince liseré de Cagneules qui s'étirent à la base des schistes jusqu'au col de Bassagne.

Si nous revenons au sud-est de l'anticlinal du col Pers, nous rencontrons d'abord une lame de gneiss longue de près de 5 kilomètres, du Pays-Désert où elle a une centaine de mètres d'épaisseur au Grand-Pissaillas et jusqu'au versant de l'Isère au sud du Prariond. Elle est d'un gneiss fin très clair et exceptionnellement mêlé d'un peu de prasinite. Peut-être la petite écaïlle de gneiss, visible sur le chemin de l'Iseran 700 mètres au sud-est du Pont de la Neige, est-elle un témoin étiré de la même lame.

Au delà, le trait le plus frappant de la région est donné par la zone de prasinites qui viennent de la Grivola et des sources de l'Isère, et se retrouvent à la Roche-Noire où elles sont très épaisses. Sans doute continues sous le glacier du Montet, elles vont à l'Ouille-Noire et se laminent dans le Pays-Désert. C'est en prolongement de la même zone que l'on retrouve la grande masse de serpentine de Bonneval. Il y aurait peut-être continuité, si l'érosion de la vallée de l'Arc n'interrompait pas les assises supérieures au gneiss. A ces Roches vertes sont associés quelques gneiss. Par exemple au col du Montet, ces gneiss forment plusieurs petites lames mêlées de Schistes lustrés. De même une petite lentille de gneiss s'étire contre la prasinite du Pays-Désert.

2° Les contacts des gneiss de Bonneval.

La coupole de gneiss du Grand-Paradis ne s'enfonce pas tout uniment vers l'Ouest à Bonneval sous les Schistes lustrés. On observe d'abord une ondulation synclinale passant à travers la vallée, de Lécharenne aux lacs d'Andagne. Une autre est marquée par les Schistes lustrés du plateau des Loses, compris entre des Cargneules au Sud et au Nord. Ce synclinal est flanqué, au Nord, d'un pli anticlinal plus important qui fait monter les gneiss des Parses jusqu'à l'altitude 2.850, et qui se suit vers l'Est-Nord-Est par les Cargneules du plateau des Loses prolongées jusque dans l'Ouille du Rey (C. VII, VIII). C'est sans doute le même anticlinal qui reparaît en Italie au versant oriental du Colle di Nivolet. Enveloppés par les mêmes Cargneules supportant les mêmes Schistes lustrés, il n'est pas douteux que les gneiss des Parses se raccordent directement aux gneiss de Bonneval sous le synclinal que jalonnent les Schistes lustrés au sein des Cargneules des Loses.

Sur tout leur contact septentrional, les gneiss supportent les Schistes lustrés par une lame de Trias plus ou moins étirée. Au Sud, au contraire, le Trias est généralement absent; mais il s'en retrouve des lentilles à un second niveau, plus haut, à la base des serpentines.

Le bombement des gneiss des Parses ne montre de Cargneules à son bord nord que sur une faible longueur. Au sud-ouest de Pied-Montet, une écaille de quelques mètres de quartzite et de marbre blanc est pincée dans le contact des Schistes lustrés. A l'Est, peu au-dessus de la base des Schistes lustrés de la Pointe des Arses, il y a une lame peu épaisse de micaschistes; à la base elle-même, il y a une petite lentille de Cargneule.

Si nous suivons vers le Nord-Est le contact des gneiss de Bonneval, les Cargneules sont à peu près continues. En deux points, on peut constater que la surface de contact forme de petites imbrications pinçant un peu de Cargneule en coin dans les gneiss : à l'est de l'Ouille du Rey, et sur la croupe entre le ruisseau des Verdettes et celui de Plan-Sec. A l'ouest de là et à l'Aiguille de Gontière, les Schistes lustrés débutent par un banc de serpentine et prasinite. Les terrains sont très brisés au nord-ouest de l'Aiguille de Gontière; au petit col entre celle-ci et l'Aiguille Rousse, une écaille de marbre et quartzite de quelques mètres est pincée au bord des Roches vertes. A part les irrégula-

rités ci-dessus et l'anticlinal du plateau des Loses qui la double localement (C. VIII), je ne vois qu'une seule bande continue de Cargneules le long du contact septentrional des gneiss.

Au sud de Bonneval, la base des Schistes lustrés ne présente de Cargneules qu'en deux points : auprès du Refuge des Evettes avec un peu de Quartzite, et dans l'ondulation synclinale de la surface du gneiss de Bonneval située à l'est-sud-est du village. Au-dessus de cette surface apparaît un régime de *grandes écailles* très remarquable. En effet, l'amas de serpentine que la vallée coupe en aval de Bonneval, et qui a plusieurs centaines de mètres d'épaisseur à la traversée de la vallée, s'étend vers l'Est en un banc très massif, mais moins épais, jusqu'au Plan des Evettes et au delà. Tandis qu'à l'ouest de Bonneval, il repose sur les Schistes lustrés, il vient directement sur les gneiss au sud du village; puis les Schistes lustrés laminés reparaissent entre gneiss et serpentine, avec au nord de l'Ouille de Midi un chapelet de lentilles de Cargneules étirées sur ces Schistes lustrés à la base de la serpentine. Aux lacs d'Andagne, après une faible épaisseur de Schistes lustrés sur la serpentine, on trouve un banc de micaschistes et gneiss. Il lui correspond quelques petites lentilles d'un micaschiste identique situé vis-à-vis, aux chalets supérieurs des Roches, peu au-dessus des serpentines. La lame de micaschistes et gneiss des lacs d'Andagne supporte les Schistes lustrés de l'Ouille Allegra; des roches analogues forment les arêtes à l'ouest de l'Albaron, où elles se mêlent à des Roches vertes.

Nulle part mieux qu'à Bonneval on n'a plus nette la vision du contraste entre les gneiss clairs, acides, de la nappe du Mont Rose et les grands amas de roches basiques. Leur contact, d'ailleurs tracé ici par des surfaces lenticulaires où se laminent Trias et Schistes lustrés, paraît le fait des phénomènes tectoniques.

CHAPITRE IV. OBSERVATIONS D'ENSEMBLE.

I

PREUVES DU CHARRIAGE DES SCHISTES LUSTRÉS.

Les Schistes lustrés, avec les Roches vertes qu'ils contiennent et les masses de Gypses et Cargneules qu'ils ont souvent à leur base, appartiennent à une grande nappe de charriage qui a recouvert la nappe briançonnaise plus profonde, c'est-à-dire les terrains du Briançonnais et de la Vanoise ainsi que leurs prolongements septentrionaux. Un motif très sûr d'admettre ce fait est la superposition générale de ces schistes complètement métamorphiques à des terrains peu ou pas métamorphiques, du moment que le métamorphisme général ne peut être un processus *per descensum*.

Cependant, dans un pays de tectonique compliquée, les superpositions peuvent n'être qu'apparentes et seule une analyse tectonique approfondie est démonstrative.

Pierre Termier a émis, en 1899, l'hypothèse du grand transport horizontal vers l'Ouest de l'ensemble des Schistes lustrés, pour expliquer la situation de la « Quatrième écaille briançonnaise », lambeau de recouvrement venu de la zone des Schistes lustrés et reposant sur les terrains briançonnais, ainsi que les extraordinaires laminages affectant la masse entière de ces terrains (48). En 1907, il a confirmé cette théorie en prolongeant en France par continuité les nappes du Piémont, dont M. Lugeon et E. Argand révélaient l'existence, et en insistant sur la présence dans la Vanoise de la même tectonique laminée, inexplicable sans le passage, sur tout le pays, de masses puissantes à grand cheminement horizontal (53). Après avoir suivi, sur plus de 100 kilomètres, entre le Queyras et la Maurienne, le bord des Schistes lustrés, Pierre Termier et Wilfrid Kilian ont vérifié l'inconstance des rapports de ces assises avec leur substratum, leur superposition rapidement variable

à n'importe quel terrain du Houiller au Nummulitique, et le caractère de contact anormal de cette ligne (61). J'ai montré que des circonstances analogues existent aux environs de Modane, sous le banc puissant de gypse qui forme la base de la nappe au bord de la Vanoise (41).

De toute évidence, l'argument de continuité est dorénavant valable, quand on envisage une portion quelconque de la bordure des Schistes lustrés des Alpes franco-italiennes, pour affirmer le caractère exotique de ceux-ci vis-à-vis de leur substratum. L'apparence *locale* d'un passage continu entre du Trias briançonnais et des Schistes lustrés n'est plus très impressionnante, quand on considère la *généralité* des anomalies, permettant d'affirmer que le contact tout entier est anormal. De telles superpositions ont été décrites par S. Franchi, mais dans leur voisinage immédiat réapparaissent aussitôt les contacts les plus capricieux (56). D'ailleurs la concordance des assises est presque la règle de part et d'autre des surfaces de charriage, le laminage mylonitique est à peu près indiscernable dans les bancs schisteux et souvent dans les calcaires, et on ne voit pas quel pourrait être le critérium absolu d'une superposition stratigraphique normale des couches sur le contact en discussion. « Sans doute *a priori*, écrit Marcel Bertrand, il semble que la distinction entre une surface de stratification et une surface de superposition mécanique doit toujours être facile à faire, et que le raccord ne puisse être assez parfait pour qu'une observation un peu attentive ne suffise à lever tous les doutes. Mais l'examen de nombreuses coupes, en Provence et dans les Alpes, où l'origine des lacunes n'est pas contestable, montre au contraire que ces raccords se font sans biseau de couches, sans irrégularité spéciale, que la superposition par glissement reproduit tous les caractères apparents de la superposition par sédimentation. Le *réarrangement* des assises déplacées est si parfait que toute trace de déplacement a disparu... » (2; ou 4, p. 485).

L'argument de continuité rendrait évidemment superflu d'analyser la situation des Schistes lustrés en Haute-Tarentaise. Il est cependant intéressant de le faire, ne serait-ce que pour préciser la physionomie de la contrée.

1. Sur la *Feuille de Tignes*, les Schistes lustrés forment une masse continue sur toute la région de Bonneval à la Sana et aux sources de l'Isère. La Grande-Sassière en est un second paquet très étendu, autrefois d'un seul tenant avec le premier, aujourd'hui séparé du premier par le pli du Franchet où l'érosion a dénudé les couches supérieures de la charnière anticlinale.

2. Ils sont semblables à un manteau vaste et épais, recouvrant indifféremment tous les terrains de la série de la Vanoise, du Houiller des Brévières aux schistes crétacés près du lac de Tignes. La superposition est évidente dans les parties peu plissées. Là où il y a des plis, les Schistes lustrés sont en position synclinale. Par exemple, au col du Palet, ils sont en rapport avec le Crétacé, à la Roche des Fours avec le Lias, aux gorges du Malpasset, près des sources de l'Isère, ils sont percés d'anticlinaux de Calcaire du Trias.

3. Il y a une opposition frappante entre cette constance et cette monotonie des Schistes lustrés et la diversité des terrains avec lesquels ils viennent en contact. Un tel désaccord ne peut s'expliquer que soit par une transgression de l'époque tertiaire ayant déposé les Schistes lustrés sur un substratum usé au préalable inégalement par l'érosion, soit par le charriage en masse de ces terrains. La première hypothèse est une impossibilité, car ils n'ont pas les caractères d'une formation transgressive mais plutôt d'une série géosynclinale, et aussi parce qu'ils sont métamorphiques, et leur substratum l'est peu.

4. Les Schistes lustrés ont été amenés par charriage sur les terrains de la Vanoise. Ceux-ci ont été laminés et réduits en écailles au cours de ce charriage, écailles arrachées au substratum de la nappe et traînées sur quelque distance, mais non venues de très loin comme les Schistes lustrés, et nullement exotiques par rapport aux massifs de micaschistes du Mont Pourri ou de la Vanoise. En effet, quand on suit les contacts de ces terrains, on retrouve toujours facilement des séries normales, les terrains laminés réapparaissent, s'intercalent à leur vraie place dans les lacunes dues au laminage : les déplacements des écailles n'ont en somme jamais dépassé quelques kilomètres.

5. La conclusion est que les Schistes lustrés de la *Feuille de Tignes* appartiennent à une *nappe de charriage bien définie* ayant subi une translation de grande envergure par rapport au complexe des terrains de la Vanoise.

Dans cette région comme dans l'ensemble du pays de nappes des Alpes françaises, on peut dire de la nappe des Schistes lustrés, avec Pierre Termier : « De toutes les surfaces de charriage que contient le pays de nappes, sa surface de base est la plus évidente, celle dont l'affleurement saute le plus aux yeux » (59).

II

MODE DE PLISSEMENT DE LA CONTRÉE.

Quand on parcourt la Haute-Tarentaise, on est souvent étonné de voir les plissements s'atténuer, et sur de vastes espaces les couches onduler sans grande inclinaison. D'une manière générale, les plis ne sont jamais d'une extrême intensité : sans doute, ils sont souvent aigus, serrés, dissymétriques, mais ils ne s'exagèrent pas jusqu'à des plis-failles couchés à grand cheminement horizontal. Par contre, les laminages d'assises sont, au contraire, d'une ampleur surprenante, comme dans la Vanoise. Des étages de plusieurs centaines de mètres sont supprimés çà et là, d'une façon capricieuse, dans la série des assises. Il y a disproportion entre l'intensité des plis et l'ampleur des laminages qui n'ont pu être produits par le plissement lui-même. *Donc les plis se sont formés dans un matériel ayant déjà une structure très compliquée, celle d'empilement d'écailles.*

D'autre part, les Schistes lustrés charriés sont impliqués dans les plis de la contrée. Ces plis se sont faits après leur mise en place. Ils ne se sont pas faits pendant l'avancée de la nappe, car ils ne sont pas couchés, et sont trop irréguliers et trop sinueux, alors que la progression de masses charriées aussi étendues a certainement exercé sur le substratum un effort de direction constante sur de grands périmètres. Le plissement postérieur au grand transport horizontal est postérieur aussi au phénomène connexe du charriage : la disjonction en écailles du substratum. Pour cette raison encore, on retrouve la conclusion ci-dessus.

La nappe a raboté le substratum suivant une surface sensiblement plane, provoqué la formation d'écailles dans les parties voisines de la surface de charriage, au-dessus et au-dessous, mêlé et empilé ces écailles. Les plissements postérieurs se sont propagés dans ces assises à structure complexe. Cette conclusion est énoncée par Pierre Termier, dès 1907, à propos de la Vanoise. Il distingue des plis *primaires* contemporains des charriages et des plis *secondaires* postérieurs (53). Les plis secondaires sont facilement observables, et ce sont eux dont il est question ci-dessus comme incapables d'avoir produit les laminages d'assises. Les plis primaires sont très difficiles à voir, et c'est à leur formation que les laminages se rattachent.

1° Plis ou écailles primaires.

Y a-t-il des plis primaires *antérieurs* aux charriages, ou sont-ils seulement *contemporains* ? Il faudrait, dans la première hypothèse, observer au sein des terrains de la Vanoise des plis qui ne se propagent pas dans les masses charriées. En fait, on a l'impression, en regardant les coupes, d'une différence de style tectonique entre la Vanoise et les pays de Schistes lustrés, l'une affectée de plis serrés, les autres formant de grands empilements souvent peu plissés. Cette impression est quelquefois exagérée parce que les plis secondaires de la Vanoise, peu continus, s'arrêtent devant de grandes dépressions synclinales où les Schistes lustrés sont conservés, et semblent à tort se continuer en tunnel dessous; ou parce que les charnières de plis sont peu visibles dans les masses monotones de Schistes lustrés. D'ailleurs certains plis aigus locaux, par exemple au Plan de Nette, sont peut-être dus à des écailles contemporaines aux charriages et redressées par les mouvements secondaires; il est normal qu'ils disparaissent sous les Schistes lustrés sans se propager en réalité sous eux, et malgré l'apparence ce ne sont pas des plis antérieurs aux charriages.

Quoi qu'il en soit, la superposition si capricieuse des masses de Schistes lustrés charriées sur tous les terrains de la région, du Houiller au Crétacé, rend très vraisemblable qu'elles n'avaient pas un substratum uniforme devant elles lors de leur progression, mais un pays déjà plissé. Malheureusement, les laminages, lors du charriage, sont tels qu'il est *illusoire de vouloir discerner dans les plis primaires la part qui revient à une tectonique antérieure*, et celle due au laminage général lié au charriage. Je les considère donc dans leur ensemble.

Dans les zones épargnées par les plis secondaires ou seulement parcourues d'ondulations à grands rayons de courbure, on peut observer la structure des terrains telle qu'elle existait à l'issue des charriages. Cette circonstance se produit dans la partie méridionale du massif de la Sassièrè et dans celui de la Sana. On constate une distribution lenticulaire des assises avec des lacunes et des interversions, sans charnières visibles. Des suppressions d'étages par laminage, particulièrement frappantes, sont par exemple celle des Quartzites si puissants au Pelvoz, supprimés au Rocher du Col entre le Houiller et le Trias calcaire; ou celle du Trias calcaire entre Quartzites et Lias à la Roche des Fours. Des interversions ou répétitions dans la série s'observent notamment

au Rocher du Col, à la Croix-du-Pisset, au plateau de la Petite-Balme et dans les Cargneules de la base des Schistes lustrés qui se répètent à deux niveaux à l'est de Bonneval. Nous notons ici des anomalies affectant des étages entiers, variations brutales d'épaisseur ou interversions dans la série. Si l'on pouvait faire de la plus fine stratigraphie, repérer des niveaux peu épais comme dans les pays non métamorphiques, le tableau serait encore beaucoup plus saisissant. Des étirements considérables qui passent inaperçus, s'ils sont compensés notamment par un gonflement dans les couches voisines, apparaîtraient avec évidence. Le phénomène mécanique capable d'avoir effilé jusqu'à zéro des bancs de 100 mètres de Calcaires massifs ou de Quartzites, de les avoir fait glisser à la façon de copeaux décollés de leur substratum pour les superposer, se présenterait à coup sûr comme un véritable pétrissage des terrains, dont l'action ne se borne pas à des ruptures suivant quelques surfaces, mais déforme plus intimement. A l'appui de ceci, on sait que dans les terrains cristallins, qui affichent beaucoup mieux les déformations, les bandes mylonitiques jalonnant les surfaces de charriage sont épaisses de plusieurs dizaines ou centaines de mètres : la mylonitisation se diffuse pour ainsi dire.

Malgré ce pétrissage des terrains, dans les écaillés les plus violemment laminées de la région, il n'y a pas eu de métamorphisme particulier : les divers étages se reconnaissent sans difficulté avec les mêmes caractères que dans les parties régulières. J'ai souligné ci-dessus le fait à propos du métamorphisme alpin. Il ne faut pas oublier d'ailleurs un point très important. L'intensité des laminages n'est pas telle que l'on ne puisse reconnaître la série stratigraphique normale. Les terrains laminés ne sont généralement pas supprimés en entier, il en reste des témoins; ou, s'ils le sont, ils ne tardent pas à se réintercaler à peu de distance dans les contacts où ils manquent.

Les plis primaires sont donc en somme des systèmes d'écaillés. Il est difficile de retracer leur distribution parce que les plis secondaires les oblitèrent. Cependant une certaine loi préside à l'agencement des laminages, et elle peut nous donner une idée approximative de cette distribution. Si l'on examine les cartes géologiques de la Haute-Tarentaise et de la Vanoise, on peut observer trois zones de direction grossièrement méridienne et que j'ai désignées par les lettres *a*, *b*, *c* sur la carte schématique de la figure 18.

Dans la zone (*a*), la série du Trias et du Lias est complète en général (sauf, bien entendu, des variations importantes d'épaisseur et des suppressions locales); elle comprend les environs de Tignes, de Val-d'Isère, de la Pointe de

l'Arcelle. Dans la zone (b), les Quartzites sont entièrement supprimés entre les micaschistes et la série calcaire; elle comprend le Tuf-de-la-Grassa, la Grande-

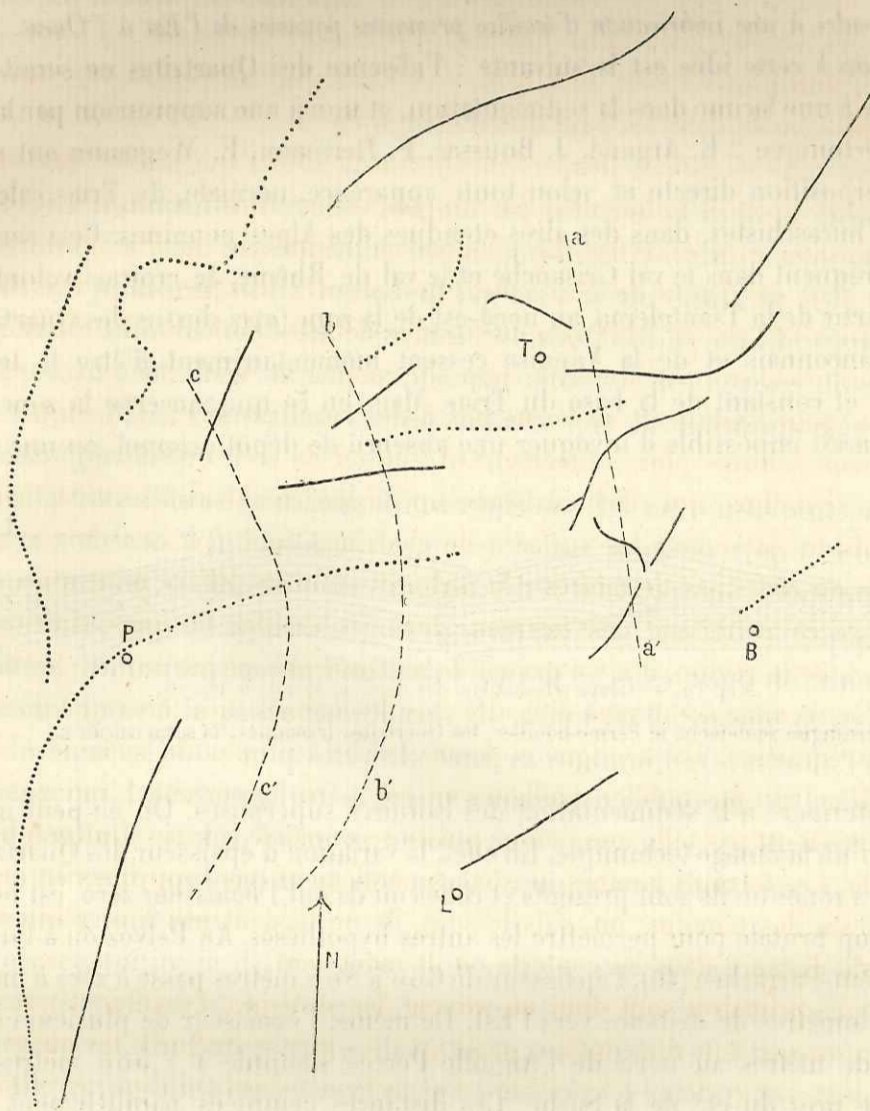


Fig. 18. — Carte schématique au 320.000° indiquant les principaux plissements de la région.

LÉGENDE. — Traits : zones anticlinales; pointillés : zones synclinales; tirets : zones correspondant aux écaillés primaires.

LOCALITÉS. — B : Bonneval; L : Lanslebourg; P : Pralognan; T : Tignes.

Motte, le Rocher du Col, la Dent-Parrachée. Dans la zone (c), les Quartzites reparaissent avec une épaisseur considérable et la série était sans doute com-

plète (au même sens que dans la zone *a*) avant les dénudations qui sont souvent descendues jusqu'aux Quartzites; elle comprend la Pointe du Valonnet, le Pelvoz, la Fournache. Ces trois zones forment *des alignements qui me paraissent correspondre à une imbrication d'écaillés primaires poussées de l'Est à l'Ouest*. Une objection à cette idée est la suivante : l'absence des Quartzites ne serait-elle pas due à une lacune dans la sédimentation, et non à une suppression par laminage tectonique ? E. Argand, J. Boussac, F. Hermann, E. Wegmann ont noté la superposition directe et, selon toute apparence, normale, du Trias calcaire sur les micaschistes, dans des aires étendues des Alpes pennines. Cela semble le cas fréquent dans le val Grisanche et le val de Rhême. Je croirais volontiers qu'à partir de la Tsanteleina, au nord-est de la zone (*a*) ci-dessus, les Quartzites du Briançonnais et de la Vanoise cessent momentanément d'être le terme normal et constant de la base du Trias. Mais, en ce qui concerne la zone (*b*), il me paraît impossible d'invoquer une absence de dépôt originel, ou une éro-

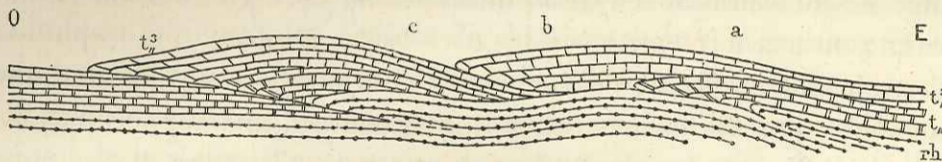


Fig. 19. — Coupe schématique des zones *a*, *b*, *c* de la fig. 18.

On a distingué seulement le Permo-houiller, les Quartzites triasiques, la série calcaire.

sion antérieure à la sédimentation des calcaires superposés. On ne peut invoquer qu'un laminage tectonique. En effet, la variation d'épaisseur des Quartzites entre les zones où ils sont présents et celles où ils ont l'épaisseur zéro, est beaucoup trop brutale pour permettre les autres hypothèses. Au Pelvoz ou à l'ouest de la Dent-Parrachée (46), l'épaisseur de 600 à 800 mètres passe à zéro à moins de 3 kilomètres de distance vers l'Est. De même, l'épaisseur de plusieurs centaines de mètres au nord de l'Aiguille Percée s'annule à 1.500 mètres de distance près du col de la Sache. Ces distances comptées parallèlement aux plis qui affectent ces terrains sont des distances réelles et non des distances apparentes réduites par le plissement. Des modifications latérales dans la sédimentation devraient se faire par une transition plus ménagée, par des talus moins inclinés. D'ailleurs, au Pelvoz, la preuve que les Quartzites ont été décollés et traînés sur les micaschistes, donnée par les lambeaux de calcaires mécaniquement intercalés, a été signalée par Pierre Termier (46).

L'interprétation des trois zones *a*, *b*, *c*, impossible à faire avec précision, paraît correspondre à un schéma analogue à celui de la figure 19, celui de plis laminés à l'extrême ou d'écaillés.

2° Plis secondaires.

Les plis secondaires forment souvent de grandes charnières facilement observables. Ils sont indépendants des alignements ci-dessus correspondant aux écaillés primaires, et les recoupent parfois à angle droit (fig. 18). Ils se sont formés après la mise en place des Schistes lustrés; ces derniers sont impliqués, en effet, dans les plis, localement intenses, des sources de l'Isère et du col du Palet. Cette phase correspond à ce que F. Hermann nomme le plissement *grai* (21).

Ces plis secondaires sont loin d'être réguliers. Ils ne constituent pas de faisceaux continus d'intensité constante et faciles à suivre très longtemps. Ils s'amortissent, s'effacent pour traverser de grandes zones indécises très peu ondulées, puis ils reparissent et sont de nouveau continus sur quelques kilomètres. On constate sur la *Feuille de Tignes* deux telles zones de calme correspondant l'une à la partie méridionale du massif de la Sassièrre et au Trias à l'est de Tignes, l'autre au massif de la Sana, en continuité avec celle du Pelvoz. Dans ces zones, les Schistes lustrés et leur substratum de terrains de la Vanoise sont seulement ondulés, balancés autour de l'horizontale, tandis qu'à très faible distance le prolongement des mêmes assises est affecté avec intensité par les plis secondaires.

Parfois, au voisinage de ces zones, l'irrégularité des plis est telle qu'ils se ramifient à angle droit à la façon de mouvements d'une surface gondolée capricieusement. On l'observe près de l'Arcelle, au sud de Val-d'Isère (fig. 18). Pierre Termier a décrit ces curieux phénomènes plus à l'Ouest, dans la partie méridionale du massif du Mont Pourri. L'indécision du plissement y est particulièrement nette : c'est la zone médiane de l'éventail que forme l'ensemble des plissements secondaires dans la chaîne alpine franco-italienne, entre les régions où les assises s'inclinent vers la France et celles où elles s'inclinent vers l'Italie. « Le Mont Pourri est un dôme de terrains cristallins encadré de profonds synclinaux où le Trias domine et qui, le plus souvent, sont droits ou presque droits. Ces synclinaux s'ordonnent en un système orthogonal,

les uns étant à peu près Nord—Sud, les autres à peu près Est—Ouest. On les voit fréquemment confluer; ils se sont formés simultanément.» Et plus loin: «Tous les plis que je viens d'énumérer sont des *plis secondaires* qui ont affecté la nappe du Briançonnais postérieurement à sa mise en place. Ils ont une énorme amplitude verticale, la surface de base du Trias oscillant, semble-t-il, d'une cote maxima voisine de 4.000 à une cote minima voisine de zéro» (58).

Le dessin des plis secondaires tel que je le donne dans ce travail appelle une observation. Quand on trace les coupes représentant les plis actuellement visibles, on se sert des surfaces limitant les étages. Comme elles n'étaient pas horizontales avant le plissement secondaire qui fut appliqué au matériel déjà façonné par les charriages, mais lenticulaires, il en résulte dans les plis que l'on dessine *un aspect déformé, plus irrégulier que la nature des plis ne le comporterait*. Heureusement, ces surfaces lenticulaires étaient en général peu inclinées; autrement la reconstitution des plis serait souvent illusoire. Mais tel repli violent, dessiné sur les coupes près de la limite de deux terrains affectés ailleurs de plis plus larges, doit souvent correspondre à un simple écaillage au contact de ces deux terrains. En toute rigueur, il ne devrait pas être marqué. J'ai cependant indiqué de tels replis, car on ne voit guère moyen de discriminer les deux cas, et aussi pour souligner ces irrégularités (*ex.* : fig. 2, au nord-ouest de l'Aiguille Percée).

III

TECTONIQUE GÉNÉRALE DE LA CONTRÉE

À LA SUITE DES PLISSEMENTS POSTÉRIEURS AUX CHARRIAGES.

Les deux faits généraux les plus frappants de cette tectonique sont l'*inflexion locale Est—Ouest du faisceau de plis* et l'*élargissement rapide de l'étroite zone de Schistes lustrés* de Valsavaranche vers le Sud, dans tout le pays de Lanslebourg.

1. Les plis ont une direction Est—Ouest des environs de Pralognan aux sources de l'Isère. La zone synclinale complexe du col de la Vanoise est relayée par les plis des Rochers de Pramecou et du col du Palet. Ils se prolongent par ceux de Val-d'Isère; dans le massif de la Tsanteleina, ils s'incurvent progressivement mais très rapidement dans la direction nord—nord—est des plis de la

vallée de Rhême. Cette rotation est tout à fait analogue à celle du faisceau de plis à Pralognan. Dans ces plis, tous les terrains de la Vanoise sont impliqués, ainsi que les terrains charriés : près du lac de Tignes, les Schistes lustrés de la Pointe du Chardonnet et les gypses; aux gorges du Malpasset, les Schistes lustrés affectés de charnières synclinales aiguës dans les Calcaires de la Vanoise. Au Nord, la même inflexion se fait sentir le long de l'arête de l'Archeboc (Ormeluna), qui raccorde, avec la direction Est-Ouest, les schistes cristallins du Mont Pourri et du val Grisanche dirigés eux-mêmes Nord-Nord-Est. De même au Sud, l'anticlinal triasique perçant les Schistes lustrés de Lanslebourg, ainsi que la direction du bord des Schistes lustrés jusqu'à Modane reflètent de manière atténuée cette même inflexion (fig. 18).

2. L'élargissement brusque de la bande de Schistes lustrés résulte d'un ennoyage des unités tectoniques. La nappe du Grand-Saint-Bernard très pauvre en Trias dans le val Grisanche, où il ne forme que des coins synclinaux étroits, s'enrichit beaucoup en Trias dans la Vanoise, grâce à la conservation des parties plus hautes de cette nappe. Les Schistes lustrés, en lames serrées et redressées dans le val Savaranche, forment dans la Haute-Maurienne de vastes massifs où les couches s'étalent largement, en grands paquets souvent peu inclinés. Enfin, le Grand-Paradis tout entier disparaît près de Bonneval sous les Schistes lustrés et les Roches vertes. Ses terrains ne reviennent au jour qu'au delà de Suse dans le massif Dora-Maira. Cette dépression est connue sous le nom de dépression de Lanzo.

3. *L'épanouissement de la zone de Schistes lustrés se conforme parfaitement à l'inflexion Est-Ouest des plis.* Les deux phénomènes sont les effets d'une même cause : c'est un *plissement transversal*, localement intense, qui a produit à la fois les directions anormales Est-Ouest et l'abaissement de l'ensemble des terrains au sud de la vallée de l'Isère. Étant donnée la souplesse du raccordement entre les parties normales et les parties infléchies des plis, soit aux sources de l'Isère, soit auprès de Pralognan, il est très vraisemblable de penser que *le mouvement général qui créa les plis et les composantes locales transversales furent simultanés*. Si ces efforts transversaux étaient venus ultérieurement, en travers du faisceau déjà plissé, ils ne se seraient pas développés avec cette régularité, ils auraient décroché et brisé les plis. D'ailleurs, plus à l'Ouest, le réseau grossièrement orthogonal du Mont Pourri tient évidemment au même conflit

des sens de poussée; et Pierre Termier n'hésite pas à admettre que les rameaux Nord-Sud et Est-Ouest qui confluent se sont formés simultanément (58). Ainsi la dépression tectonique de Lanzo, liée à l'inflexion des plis de la *Feuille de Tignes*, est donc contemporaine du plissement secondaire de l'ensemble du pays, d'une grande phase orogénique qui a prolongé l'ère des charriages.

Au sujet des plis transversaux des Alpes pennines et en particulier de ceux du val Chisone, dans le massif Dora-Maira, E. Argand s'exprime ainsi : « L'existence de ces plis transversaux fort accentués et même légèrement déversés vers le Sud se concilie très bien et sans paradoxe avec la continuité axiale méridienne des grandes nappes : ce sont des replis intérieurs de ces dernières. . . Nées trop grandes pour l'espace qui devait finalement les recevoir, les nappes ont utilisé cet excès local de matière pour la production de plis transversaux, spécialement nombreux et développés au côté interne de l'arc » (4). C'est cette interprétation d'E. Argand que Jean Boussac adopta dès qu'il se rendit compte de la complexité des plis de la Haute-Tarentaise (7), et elle me paraît bien adéquate aux faits. Lors du serrage définitif qui a replissé l'ensemble des nappes, certaines zones n'ont pas eu, faute de place, la liberté de se distribuer en faisceau de plis parallèles. D'où les chaînons brusquement incurvés que nous rencontrons. On dirait qu'ils se moulent à d'imaginaires obstacles, qu'ils contournent étroitement les massifs de micaschistes de la Vanoise et du Mont Pourri. C'est une illusion : les massifs elliptiques surélevés en dômes, comme aussi ces sortes de cuvettes plates qu'on dirait avoir échappé aux mouvements orogéniques, sont dûs au conflit des sens de poussée presque à angle droit.

Dans mon travail sur le bord de la Vanoise et des Schistes lustrés (41), je signalais le caractère assez remarquable du pli en retour qui affecte la surface de base des Schistes lustrés au sud du massif de la Vanoise. Là où les Schistes lustrés plongent sous la Vanoise, c'est sous les termes inférieurs de sa série (Quartzites); là où le contact redevient normal, à partir d'Aussois vers le Nord-Est, ils reposent sur les termes supérieurs (Calcaires triasiques). Il est évident que ce pli en retour se prolonge vers le Nord-Est, ou est relayé par des plis équivalents, puisque nous savons que la masse des Schistes lustrés a été plissée avec son substratum après sa mise en place, en plis déversés très généralement vers l'Est-Sud-Est. Si donc nous voyons au sud de la Vanoise le flanc inverse du pli en retour, nous n'en voyons plus à partir d'Aussois que le flanc normal, la charnière s'étant enfoncée par plongement axial et n'apparaissant plus à la

surface topographique. « On peut concevoir le pli en retour comme présentant sous la Vanoise un flanc inverse laminé, où les étages calcaires sont supprimés entre Quartzites et Schistes lustrés et un flanc normal complet où les calcaires supportent les Schistes lustrés ». Mais il faut bien observer que le pli en retour envisagé, pli secondaire de forme peu aiguë, n'est pas responsable d'un tel laminage. Ce laminage existait avant le pli. A partir de Modane, dans la direction nord-est, on va vers la zone correspondant à la dépression tectonique évoquée ci-dessus : les étages calcaires y sont beaucoup plus généralement conservés entre le cristallin de la Vanoise et les Schistes lustrés charriés, et ceux-ci s'étalent avec ampleur en superposition anormale sur les terrains de la Vanoise. Ainsi s'explique la disposition évoquée du bord sud-est de la Vanoise.

Il y a un certain désaccord entre les effets de la dépression tectonique de Lanzo sur la Vanoise et sur la nappe des Schistes lustrés : 1° au Nord, la dépression est plus accusée en Vanoise. En effet, la surface supérieure du Houiller de la Vanoise s'enfonce en moyenne plus que la surface de base des Schistes lustrés, puisque la série calcaire de la Vanoise s'épaissit entre les deux quand on passe du val Grisanche au pays de Tignes; 2° la dépression ne coïncide pas exactement en latitude dans les deux unités tectoniques. Tandis que la série de la Vanoise se relève vers le nord dès Tignes, ce point est à peu près à l'aplomb du milieu de la dépression de la surface de base des Schistes lustrés; il est, en effet, entre les deux grands paquets de la Sana et de la Sassièrè; 3° enfin, la dépression dans la nappe des Schistes lustrés se relève franchement au Sud et les massifs cristallins de Dora-Maira et Ambin émergent. Au contraire, dans la nappe briançonnaise, la série sédimentaire demeure complète au sud de la Vanoise, après avoir à la vérité été peu épaisse momentanément auprès de Modane.

Ainsi la dépression tectonique ne s'est pas formée très simplement par les seuls plissements secondaires après la mise en place des terrains, puisqu'elle n'affecte pas de la même manière les deux nappes. F. Hermann a insisté sur la relative indépendance de structure entre les nappes contiguës des Alpes valdôtaines. L'idée de simples culminations et dépressions axiales de l'ensemble de l'édifice tectonique lui apparaît une manière de voir schématique « qui ne s'accorde guère avec la réalité des faits détaillés » (21).

Pour expliquer cette complexité dans les rapports mutuels des deux nappes, on peut invoquer deux causes : soit des circonstances locales paléogéographiques (c'est-à-dire, en somme, des plissements originels antérieurs aux charriages, et accompagnés sans doute d'érosions), soit les réactions entre les masses

en mouvement *pendant* ces charriages. J'ai dit qu'il n'apparaissait guère praticable de distinguer les effets de ces deux causes possibles. Pour le cas particulier de la dépression tectonique axiale de Lanzo, je la verrais volontiers s'ébaucher lors même du cheminement des grandes nappes, par une accumulation de matière dans une zone transversale à la direction tectonique principale nord-nord-est. Et ensuite elle s'est achevée lors des plissements secondaires, transversaux aussi, dans la région de Tignes, à cette direction. « Les deux phénomènes tectoniques, celui de la mise en place des nappes et de la constitution du paquet de nappes, et celui du plissement secondaire ont, l'un et l'autre, duré longtemps » (58). Les phases qui se sont succédé ont accumulé tantôt des effets variés et discordants, tantôt elles ont convergé érigeant par retouches successives et avec une certaine continuité une même structure, et alors elles sont là plus rebelles à notre analyse.

IV

DISTRIBUTION DES PLISSEMENTS POSTÉRIEURS AUX CHARRIAGES.

La *Feuille de Tignes* est traversée par un faisceau de plis en moyenne Est-Ouest, très continu du col du Palet, par le Roc de la Tovière, la Tsanteleina, jusqu'à la haute vallée de Rhême et au delà. Dans les Rochers de Pramecou, ces plis sont affectés de torsions, ils se déversent alternativement au Nord et au Sud, mais demeurent en moyenne très redressés; à partir de la vallée de l'Isère, ils sont plus réguliers, déversés vers le Sud et vers le Sud-Est. *Ils confinent alternativement à d'autres zones plissées ou à des espaces simplement ondulés.* Du côté méridional, dans le massif de la Grande-Motte, ils touchent l'extrémité du faisceau plissé du col de la Vanoise qu'ils semblent en quelque sorte relayer avec un décalage latéral. Puis la zone de calme sous la Pointe de Fresse. Enfin, les massifs plissés de Schistes lustrés des sources de l'Isère. Du côté septentrional, ce sont successivement : la zone ondulée du Tuf-de-la-Grassa, les plis serrés du col de la Sachette, de nouveau la zone ondulée de l'Aiguille Percée et des Quartzites de Tignes, enfin l'anticlinal de la Traversière.

En dehors des massifs de Schistes lustrés bordant les gneiss de Bonneval et prolongeant la bande de Valsavaranche-col de la Galise, *les autres faisceaux plissés sont bien moins continus* que le précédent et n'ont de commun que leur

direction moyenne. Les plis du col de la Vanoise s'annoient et s'effacent au col de la Leisse. Après les plateaux ondulés entre la Pointe de Fresse et le Charvet, d'autres plis les prolongent. Ce sont l'anticlinal du Joseray, qui va rejoindre le faisceau de la Tsanteleina; l'anticlinal du Roc-du-Pisset, qui va rejoindre l'Arcelle et la Pointe des Leissières, et sans doute au delà confluer encore avec les plis des sources de l'Isère. Dans le soubassement du Mont Pourri, les plis du col de la Sache tournent vers le Nord momentanément, pour s'amortir bientôt dans la zone d'écaillés des Clous, à partir d'où naîtront d'autres plis Est-Ouest au col du Rocher-Blanc (*Feuille de Tignes* au 80.000^e). Sur le chemin du col de la Sache, ces plis sont contigus aux épais Quartzites des Boisses non plissés. Immédiatement à l'est de ceux-ci réapparaissent quelques plissements dans les pentes du Chevril; ils sont orientés Sud-Est, mais un raccordement avec la direction primitive au col de la Sache s'esquisse au contact du Houiller et des Quartzites sur la grande route entre les Brévières et Tignes. Le faisceau plissé s'ouvre ici pour embrasser tout le massif de la Sassièrre, entre une branche méridienne et une branche est-sud-est; mais ces plis ne sont pas très continus et souvent peu accusés, c'est un phénomène très superficiel.

La description qui précède montre l'inconstance de ces plissements et leur caractère, somme toute, accessoire dans la structure de la contrée. Et pourtant ce sont eux qui marquent le plus dans le visage actuel des montagnes : ils ont créé les voûtes, les replis les plus apparents des assises, et surtout ils ont individualisé les grands massifs tels que la Vanoise et le Mont Pourri par de profonds synclinaux. Dans le conflit des poussées que décèle la tectonique tourmentée de cette phase, il est vraisemblable que les terrains trouvèrent un appoint de détente par le mouvement vertical. Il en résulta peut-être la surrection des montagnes et en particulier de ces grands massifs homogènes, ayant aujourd'hui la plus vaste superficie de sites à haute altitude et les sommets culminants.

Dans l'histoire d'une chaîne de montagnes, les nappes de charriage se font probablement par cheminement sur des surfaces peu inclinées; elles créent des empilements à structure compliquée, mais nullement en position dominante. Puis les mouvements verticaux transforment ces complexes, ils portent aux altitudes certains secteurs de la chaîne naissante, dépriment les autres⁽¹⁾. On peut penser que la surrection s'est produite ici du fait des derniers plissements, de style si contrarié, qui ont affecté les montagnes de la région.

⁽¹⁾ Pierre TERMIER. La Synthèse des Alpes, in 55, p. 76.

V

UNITÉ DE LA NAPPE DU GRAND-SAINT-BERNARD
JUSQUE DANS LE BRIANÇONNAIS.

Les micaschistes du Mont Pourri et de la Vanoise, ainsi que leur couverture sédimentaire, se relie d'une part au Sud et à l'Ouest aux terrains briançonnais, d'autre part au Nord aux micaschistes du val Grisanche, c'est-à-dire à la nappe classique du Grand-Saint-Bernard.

La liaison avec le Briançonnais est maintenant bien établie (58). Le métamorphisme des micaschistes de la Vanoise se développe progressivement à partir des sédiments houillers et permien du Briançonnais sans qu'il soit jamais possible de trouver une démarcation précise. Il y a des récurrences entre les deux faciès, et même, très loin dans les assises métamorphiques, des parties ayant échappé à la transformation. De même, la série sédimentaire de la Vanoise est analogue à celle du Briançonnais, mais affectée d'un semi-métamorphisme. La transformation est incomplète, certaines assises sont çà et là indemnes à la partie supérieure de la série; et pas plus que pour le substratum de terrain houiller on ne peut douter du caractère progressif et insensible de la transition. Enfin les conditions tectoniques compliquées qui, çà et là, ont paru correspondre à des fenêtres montrant la série briançonnaise sous la Vanoise et le Mont Pourri, sont seulement des synclinaux à structure localement irrégulière et tourmentée. La bande triasique de l'Aiguille Grive, à l'ouest du Mont Pourri, n'est pas une lame profonde séparant deux digitations de nappes, c'est un synclinal très superficiel.

Dans le Briançonnais, il y a d'ailleurs une tectonique tout à fait analogue à celle décrite ici. On y retrouve le laminage capricieux des terrains rendu classique par Pierre Termier (52), et les plissements secondaires postérieurs, inconstants, localement absents. Ces plissements secondaires sont même rendus bien plus frappants par les nombreux petits lambeaux de recouvrement, témoins de l'ancienne extension de la nappe des Schistes lustrés et pincés dans de profonds replis synclinaux du Briançonnais (60). Des exemples de zones peu atteintes par le plissement secondaire sur la *Feuille de Briançon*, sont celles de la « *Quatrième écaille* » à l'ouest de Briançon, du Gondran, de l'Enlon au

sud de Névache. Elles passent très rapidement à des zones où les plis sont serrés : entre la Quatrième écaïlle et la région du Gondran se trouve une bande très plissée; la région de la Quatrième écaïlle se prolonge axialement au Sud par celle d'intense plissement du Réotier et du Plan de Phazy. Auprès des zones de faible plissement les plis prennent parfois, comme sur la *Feuille de Tignes*, des directions aberrantes, s'ordonnent en sortes de cloches. Par exemple, au sud de Cervières, une zone synclinale fait à peu près un tour complet autour du Lasseron; ou, auprès des Acles, autour de la Pointe de Charra.

Envisageons maintenant *les rapports du Mont Pourri avec les massifs plus septentrionaux*. Les schistes cristallins du val Grisanche et du val de Rhême ont les caractères de ceux de la Vanoise, comme Marcel Bertrand et Pierre Termier l'ont constaté il y a longtemps (6, 47). Il y a continuité entre eux. Au nord de Val-d'Isère, cette continuité n'est que momentanément voilée par le grand lambeau de recouvrement constitué par la Sassièrre. De part et d'autre, elle apparaît clairement. Les couches verticales et Est-Ouest de l'Archeboc (Mont Ormeluna de la carte italienne) s'infléchissent au Sud-Ouest et vont dans le Mont Pourri, au Nord-Est et vont sur Valgrisanche. Elles sont très froissées comme il convient à un substratum de Schistes lustrés charriés, et parfois très peu métamorphiques, rousses et gréseuses ou même anthraciteuses.

Au sud-est de la Sassièrre, la continuité envisagée se voit de même autour du massif de la Tsanteleina. En effet, les Calcaires triasiques de la Granta-Parei se relient, sans autre interruption que le glacier, aux synclinaux avec Calcaires du Trias et Lias de la Tsanteleina. Ils ont pour substratum des schistes métamorphiques et gneiss continus avec l'universalité de ceux du val Grisanche. Il ne faut pas douter que ce substratum des calcaires ne leur soit normal (à un laminage près) pour deux raisons. D'abord ces gneiss sont en prolongement avec ceux de la Traversière, qui apparaissent dans un anticlinal juxtaposé aux synclinaux de la Tsanteleina, et où la série normale Gneiss, Quartzites, Marbres phylliteux, Calcaire massif est complète au Sud. Ensuite, près de Lavassey, sur la Doire de Rhême, les termes laminés entre le calcaire de la Granta-Parei et les gneiss et micaschistes se retrouvent tout proches : ce sont des Quartzites classiques et des Marbres phylliteux prolongeant la zone synclinale sur les schistes métamorphiques. Les séries sont donc normales, à des laminages près comme partout : les schistes métamorphiques du val de Rhême ont la même couverture sédimentaire que ceux du Mont

Pourri, représentée en l'espèce par le Trias de la Tsanteleina; ils sont donc continus avec ces derniers.

A ce raccordement, on pourrait faire une objection : les cartes italiennes des massifs de Rhême et de Valgrisanche montrent l'absence des épais Quartzites massifs de la base du Trias de la Vanoise et l'existence de nombreuses minces bandes de Schistes lustrés apparaissant comme des termes de la couverture normale de ces gneiss. Je ne parle pas, bien entendu, des masses de Schistes lustrés certainement en recouvrement comme celles de la Sassièrè ou de la Becca di Toss. N'est-ce pas une différence importante avec les terrains de la Vanoise ? En ce qui concerne les Quartzites, il est certain que la composition de la série change ; parmi les sédiments qui se transformèrent plus tard en ces terrains métamorphiques, les sables ne se sont souvent pas établis entre les grès argileux de dessous et les calcaires de dessus. Mais la limite des faciès ne peut coïncider avec une ligne tectonique puisque nous retrouvons près de Lavessey des Quartzites tout à fait typiques et qu'à partir de là, vers le Nord, les gneiss et micaschistes forment une masse tout à fait indivisible. Pour la seconde question, j'ai constaté, en traversant ce pays sous la conduite de F. Hermann, que les Schistes lustrés posés sur le Houiller métamorphique de la chaîne Becca di Toss-Grande Rousse ont souvent le faciès massif et homogène caractéristique des Marbres phylliteux de la Vanoise. Je crois que les coins synclinaux très allongés marqués sur les cartes italiennes en Schistes lustrés dans le Houiller métamorphique sont souvent du Trias identique au terme de la Vanoise. Si, plus au Nord, les Schistes lustrés en grandes masses forment la couverture normale des mêmes micaschistes et gneiss de la nappe du Grand-Saint-Bernard et comprennent bien autre chose que du Trias, le passage de la série de la Vanoise semi-métamorphique à la série des Schistes lustrés est un phénomène progressif. La distinction dont F. Hermann suggère la possibilité, dans la Grande-Sassièrè, de Schistes lustrés appartenant à la nappe du Grand-Saint-Bernard et de Schistes lustrés appartenant à la nappe supérieure, est exacte (25). Les premiers sont les Marbres phylliteux du soubassement méridional de ce massif, qui se retrouvent si développés à la Tsanteleina et ne cessent certainement pas de jouer un rôle important plus au Nord.

VI

LA QUESTION DE LA NAPPE DES SCHISTES LUSTRÉS.

A la suite de Marcel Bertrand et de Pierre Termier, on considère en général le massif de gneiss du Grand-Paradis, qui vient jusqu'à Bonneval, comme le substratum normal antétriasique des Schistes lustrés franco-italiens. Une lame de Trias (cargneules et marbres) est souvent intercalée entre les deux formations. L'ensemble appartiendrait à la nappe du Mont Rose, nappe V de la synthèse d'Emile Argand. Récemment F. Hermann, guidé par des considérations géométriques et pétrographiques, a été conduit à attribuer à la nappe de la Dent-Blanche, nappe VI, plus élevée, le lambeau de recouvrement de la Becca di Toss qui repose directement sur le Paléozoïque de la nappe IV (nappe du Grand-Saint-Bernard) à l'est du val Grisanche (20). L'absence des éléments de la nappe V, entre ce Paléozoïque et le lambeau de la nappe VI, tient à l'encapuchonnement classique de la nappe V dans la région.

Or, la masse de recouvrement de la Grande-Sassière est dans une situation homologue de celle de la Becca di Toss, et il est très tentant d'y voir aussi un élément avancé de la nappe VI, quoique je n'aie pas trouvé de gneiss à la Sassière. Mais alors la grande masse de Schistes lustrés, qui forme en France la *nappe des Schistes lustrés* de Pierre Termier, devient par continuité la couverture mésozoïque de la nappe VI, ayant dépassé dans son charriage vers l'Ouest la nappe du Mont Rose. F. Hermann a été fortifié dans cette idée par la découverte d'écailles de gneiss au sein de ces Schistes lustrés, soit en France au cours d'un voyage que nous fîmes en commun, soit en Italie, où G. B. dal Piaz en a trouvé, en outre, des exemples auprès de la Grivola (39). Ces écailles de gneiss, qui peuvent être prétriasiques, sont souvent longues de plusieurs centaines de mètres sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Beaucoup d'entre elles étaient d'ailleurs connues antérieurement, mais elles avaient été assimilées au cortège des Roches vertes, et l'on n'avait pas envisagé la possibilité de leur importance tectonique. Pour F. Hermann, elles représentent des digitations multiples et complètement étirées du noyau prétriasique de la nappe de la Dent-Blanche.

Voyons la contribution que l'étude de la *Feuille de Tignes* peut apporter à ce problème.

Il est certain qu'un laminage important des terrains existe au-dessus de la coupole de gneiss du Grand-Paradis dans la région de Bonneval, les Schistes lustrés ayant été déplacés sur les gneiss. En effet, la lame de Trias n'est pas régulièrement intercalée entre gneiss et Schistes lustrés; si elle paraît simple et normale au nord de Bonneval, elle est supprimée tout près au Sud, mais doublée quoiqu'étirée dans la région des Evettes.

Peu au-dessus des gneiss de Bonneval, les Schistes lustrés, avec les Roches vertes et bancs de gneiss, présentent une disposition laminée et lenticulaire dont nous avons

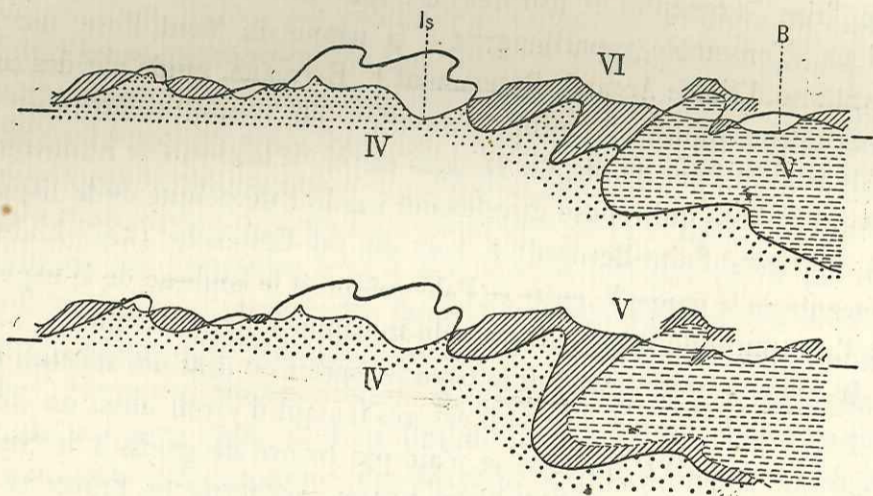


Fig. 20. — Coupes schématiques au 200.000^e de Val-d'Isère (Is) à Bonneval (B).

La première correspond à l'hypothèse où les Schistes lustrés appartiennent à une nappe indépendante (VI) supérieure aux gneiss du Grand-Paradis (V). — La seconde correspond à l'hypothèse où ils forment la couverture de ces gneiss, faiblement décollée, mais normale dans l'ensemble.

FIGURÉ. — Points: nappe du Grand-Saint-Bernard (IV); tirets: nappe du Grand-Paradis (V); hachures: Schistes lustrés.

vu le détail: repos des serpentines sur les gneiss de Bonneval, soit directement, soit avec Schistes lustrés intercalés, ces derniers étant ou seuls, ou accompagnés d'une lame de Cargneules dessus ou dessous, ou compris entre deux lames de Cargneules; lame de gneiss des lacs d'Andagne superposée aux serpentines avec intercalation de Schistes lustrés d'épaisseur variable. A noter que les gneiss de Bonneval ont souvent tout près de leur limite supérieure le faciès glanduleux à grands éléments qui est dans d'autres régions enveloppé de gneiss plus fins, comme si ces derniers avaient été enlevés lors du traînage des masses supérieures.

D'autre part, l'absence de Roches vertes dans les masses de gneiss du Grand-Paradis, quand elles sont si abondantes dans les Schistes lustrés superposés, me paraît une raison de penser que les deux complexes étaient éloignés l'un de l'autre quand ces roches furent mises en place.

Si les lames de gneiss englobées dans les Schistes lustrés sont prétriasiques, il est certain que la nappe des Schistes lustrés a subi une translation très vaste par rapport à la coupole du Grand-Paradis; en effet, dans la région frontale de cette coupole, près de Bonneval, il n'est pas possible d'enraciner ces lames, car le massif de gneiss s'enfonce vers l'Ouest entièrement enveloppé de Trias ou de Schistes lustrés.

Sur la figure 20, j'ai indiqué quelle serait la structure d'ensemble de la région suivant que l'on rapporte les Schistes lustrés à la Nappe VI ou à la Nappe V. Cette figure (faite d'après la coupe VII de la planche VII, complétée schématiquement en profondeur) explique comment l'ensemble des coupes de cette planche doivent être interprétées au point de vue de la structure générale des Alpes.

VII

CONCLUSIONS.

La plupart des conclusions suivantes ont déjà été énoncées par Pierre Termier; beaucoup de pages de ce travail apparaissent comme un commentaire des grands faits de la Géologie alpine qu'il nous a appris à connaître. Mais ce commentaire, je crois l'avoir relu très net et lumineux sur le terrain. Je n'ai garde d'oublier d'ailleurs plusieurs splendides journées où il a bien voulu parcourir avec moi et m'expliquer les montagnes du Briançonnais et de la Vanoise qu'il aime tant et qu'il connaît si bien. Des observations anciennes poussées plus loin, quelques observations nouvelles rentrent sans effort dans la synthèse qu'il nous a enseignée et viennent l'enrichir. Qu'on y voie mon excuse si je souligne ici quelques résultats généraux *déjà connus depuis les études de Pierre Termier*, résultats qui se dégagent très directement de l'analyse des Alpes de la Haute-Tarentaise et de la Haute-Maurienne, retracée ici. Ce sont les cinq premières propositions ci-dessous; en ce qui concerne la quatrième (sur la pétrographie des roches métamorphiques), je me suis efforcé

d'approfondir un peu plus l'étude des types semi-métamorphiques pour voir la progression du phénomène. Les deux dernières conclusions sont nouvelles.

1. *La nappe du Briançonnais et de la Vanoise se prolonge directement en Suisse par celle du Grand-Saint-Bernard.* C'est une *simple continuité axiale*, et non une succession de digitations d'une même nappe séparées par de profonds replis et se succédant en échelons le long de l'arc des Alpes occidentales. Dans la contrée décrite ici, la nappe du Briançonnais-Grand-Saint-Bernard contient des zones synclinales obliques par rapport à la direction tectonique générale de l'arc. Mais ces synclinaux ne correspondent pas à des imbrications successives de la nappe : ils ne sont que superficiels et ne troublent pas la continuité. Dans les Alpes, par conséquent, non seulement les mêmes zones de faciès, mais les mêmes nappes peuvent être suivies sur des centaines de kilomètres, et même peut-être d'un bout à l'autre de la chaîne. (Naturellement sans coïncidence nécessaire entre une nappe et une zone de faciès déterminée). Dès 1907 (53), Pierre Termier n'hésitait pas à admettre la prolongation directe en France des nappes de Suisse. La même continuité est admise par E. Argand dans ses célèbres coupes de 1912.

Enfin, le raccordement Briançonnais-Grand-Saint-Bernard est considéré comme un résultat acquis dans la toute récente synthèse sur « Le pays de nappes des Alpes françaises » (59), par Pierre Termier.

2. *Le métamorphisme général est indépendant du style tectonique.* En effet, dans la même nappe du Grand-Saint-Bernard conservant constante sa structure, le métamorphisme se développe progressivement, quand on se déplace parallèlement à la direction axiale de la nappe, depuis un métamorphisme nul jusqu'à une recristallisation complète.

3. *Le laminage tectonique ne produit aucun métamorphisme appréciable.* Les écaillés imbriquées, laminées avec intensité dans la surface de charriage basale des Schistes lustrés, n'ont pas été transformées. Leurs terrains demeurent bien distincts et reconnaissables, identiques à ceux des séries normales peu tourmentées.

4. L'étude pétrographique des roches métamorphiques de la Vanoise et du pays de Tignes est favorable à la notion d'un métamorphisme général

indépendant de déformations mécaniques et de petits déplacements différentiels hypothétiques au sein des assises.

5. *Les mouvements proprement orogéniques, c'est-à-dire ayant créé les montagnes dans leur forme actuelle, sont postérieurs aux grands phénomènes tectoniques des charriages.* Ces plissements secondaires, propagés dans les empilements de nappes et parfois très serrés, ont organisé la disposition actuelle des assises; à eux se rapportent les plis les plus évidents aujourd'hui, les plus importants à première vue.

6. *La couverture sédimentaire de la Vanoise comprend des termes montant jusqu'au Crétacé et le métamorphisme s'y élève jusqu'en haut avec une intensité décroissante.* Les termes supérieurs sont laminés et imbriqués, mais au même titre que tous ceux de la série. En particulier, je ne vois pas d'autre surface de charriage au Plan de Nette que celle de la nappe des Schistes lustrés.

7. La structure de la Vanoise et du Mont Pourri telle que l'ont produite les mouvements de la seconde phase de plissements (plis secondaires) est fort complexe. Cependant elle s'explique dans l'ensemble par l'action des compressions transversales qui ont provoqué, dans la zone interne des Alpes franco-italiennes, la grande dépression séparant le massif de gneiss Dora-Maira et celui du Grand-Paradis.

E. RAGUIN.

Janvier 1929.

OUVRAGES CITÉS.

1. ARGAND (E.). Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux. *Beiträge z. geol. Karte der Schweiz*, Neue Folge, XXXI, n° 1, 1911.)
2. BERTRAND (Marcel). Le massif d'Allauch. (*Bull. Serv. Carte géol. France*, III, 1891-1892, p. 283.)
3. — Études dans les Alpes françaises. (*Bull. Soc. géol. de France*, 3^e sér., XXII, 1894, p. 69.)
4. — OEuvres géologiques de Marcel Bertrand, recueillies par E. de Margerie et publiées sous les auspices de l'Académie des sciences, t. I, Paris, 1927.
5. BERTRAND (Marcel) et TERMIER (Pierre). *Feuille de Bonneval*. (Carte géologique détaillée de la France au 80.000^e, 1895.)
6. — *Feuille de Tignes*. (*Idem*, 1899.)
7. BOUSSAC (Jean). Feuille de Tignes au 50.000^e. C. R. des collaborateurs. (*Bull. Serv. Carte géol. France*, XXIII, 1913-1914, p. 193.)
8. CAYEUX (L.). Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. (*Mémoires pour servir à l'explication de la Carte géologique détaillée de la France*, Paris, 1916.)
9. CORNELIUS (H. P.). Über einige Probleme der penninischen Zone der Westalpen. (*Geol. Rundschau*, Berlin, XI, 1921, p. 289.)
10. DÉVERIN (L.). Étude lithologique des roches crétacées des Alpes maritimes. (*Bull. Serv. Carte géol. France*, XXVI, 1922-1923, p. 267.)
11. — Minéraux authigènes dans les roches sédimentaires. (*Actes Soc. helvétique des sciences naturelles*, Aarau, 1925, 2^e partie, p. 138.)
12. FRANCHI (S.). Il Retico quale zona di transizione fra la Dolomia principale ed il Lias a facies piemontese nell' Alta Valle di Susa. (*Bollettino del R. Comitato geol. d'Italia*, XLI, 1910, fasc. 3.)

13. GIGNOUX (M.). Revision de la feuille de Saint-Jean-de-Maurienne au 80.000°. C. R. des collaborateurs. (*Bull. Serv. Carte géol. France*, XXVIII, 1923-1924, p. 13.)
14. — Sur un gisement de végétaux triasiques près de Saint-Jean-de-Maurienne [Savoie]. (*C. R. Académie des sciences*, 186, 1928, p. 41.)
15. GRANDJEAN (F.). Propriétés optiques et genèse du feldspath néogène des sédiments du Bassin de Paris. (*C. R. Académie des sciences*, 148, 1909, p. 723.)
16. — Le feldspath néogène des terrains sédimentaires non métamorphiques. (*Bull. Soc. franç. de minéralogie*, 32, 1909, p. 103; et 33, 1910, p. 92.)
17. GRUBENMANN (U.)-NIGGLI (P.). Die Gesteinsmetamorphose (Allgemeiner Teil), Berlin, 1924.
18. HAUG (E.). Traité de Géologie, t. I, Paris, 1911.
19. HEIM (A.). Geologie der Schweiz, t. II, Leipzig, 1922.
20. HERMANN (F.). Sur l'éventail de Bagnes et la Nappe de la Dent-Blanche. (*C. R. Académie des sciences*, 180, 1925, p. 1118.)
21. — Problèmes de géologie alpine. (*Bull. de la Soc. flore valdôtaine*, n° 19, Aoste, 1927, p. 1.)
22. Stereogramma tectonico delle Alpi Valdostane Centrali [Échelle : 37.500°]. (*Memorie dell' Istituto geol. della R. Università di Padova*, vol. VII, 1927.)
23. — *Idem*, Alte Valli Aostane meridionali [Échelle : 25.000°]. (*Idem*.)
24. — *Idem*, Il lembo di Toss [Échelle : 16.666°]. (*Idem*.)
25. — La Nappe de la Dent-Blanche et les Nappes des Schistes lustrés en Maurienne et Tarentaise. (*Actes Soc. helvétique des sciences naturelles*, Bâle, 1927, 2° partie, p. 158.)
26. — Conceptions nouvelles sur la tectonique des Alpes franco-italiennes. (*C. R. Académie des sciences*, 185, 1927, p. 1204.)
27. — Sulla Tectonica Valdostana. (*Memorie dell' Istituto geol. della R. Università di Padova*, vol. VII, 1928.)
28. KILIAN (W.). Sur la Fenêtre du Plan de Nette et sur la Géologie de la Haute-Tarentaise. (*C. R. Académie des sciences*, 143, 1906, p. 470.)

29. KILIAN (W.) et PUSSENOT (C.). La série sédimentaire du Briançonnais oriental. (*Bull. Soc. géol. de France*, 4^e sér., XIII, 1913, p. 17.)
30. KILIAN (W.) et RÉVIL (J.). Études géologiques dans les Alpes occidentales. (*Mémoires pour servir à l'explication de la Carte géologique détaillée de la France*, Paris, 1904.)
31. KILIAN (W.) et TERMIER (P.). Nouvelles observations dans les Alpes occidentales. (*Bull. Soc. géol. de France*, 4^e sér., V, 1905, p. 859.)
32. LAGROIX (A.). Minéralogie de la France et de ses colonies, t. II, Paris, 1897.
33. LAPPARENT (J. DE). Leçons de Pétrographie, Paris, 1923.
34. LUGEON (M.) et OULIANOFF (N.). Sur le balancement superficiel des couches et sur les erreurs que ce phénomène peut faire commettre. (*Bull. des Laboratoires de géol., géographie physique, etc., de l'Université de Lausanne*, n° 32, 1922.)
35. MORET (L.) et BLANCHET (F.). Contribution à l'étude du Crétacé intra-alpin (Alpes occidentales). Le problème des Marbres en plaquettes. (*Bull. Soc. géol. de France*, 4^e sér., XXIV, 1924, p. 312.)
36. NIGGLI (P.). Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am N. O.-Rand des Gotthardmassivs. (*Beiträge z. geol. Karte der Schweiz*, XXXVI, 1912.)
37. NOVARESE (V.). Nomenclatura et sistematica delle Rocce verdi nelle Alpi Occidentali. (*Bollettino del R. Comitato geol. d'Italia*, 1895, n° 2.)
38. PIAZ (G. B. DAL). Su alcuni lembi del ricoprimento della Dent-Blanche (VI) compresi entro le formazioni post-triasiche della Grivola. (*Rendiconti della R. Acad. Nazionale dei Lincei*, VI [sér. 6 a], fasc. 11, 1927, p. 525.)
39. — Geologia della Catena Herbetet-Grivola-Gran Nomenon. (*Memorie dell' Istituto geol. della R. Università di Padova*, vol. VII, 1928.)
40. RAGUIN (E.). Découverte d'une faune de Foraminifères, très probablement crétacés, dans les calcaires hautement métamorphiques du vallon du Paquier, près de la Grande-Motte [Savoie]. *C. R. Académie des sciences*, 181, 1925, p. 726.)
41. — Nouvelles observations sur la région des Alpes françaises comprise entre Modane et Tignes. (*Bull. Soc. géol. de France*, 4^e sér., XXV, 1925, p. 703.)
42. — Revision de la Feuille de Saint-Jean-de-Maurienne au 80.000^e. C. R. des collaborateurs. (*Bull. Serv. Carte géol. France*, XXXI, 1926-1927, p. 15.)

43. RAGUIN (E.). A propos du Mont Pourri [Alpes de Savoie]. (*Bull. Soc. géol. de France*, 4^e sér., XXVII, 1927, p. 461.)
44. — Rectification de ma détermination stratigraphique de certains schistes de la Feuille de Tignes. (*Bull. Soc. géol. de France* [C. R. sommaire], 4^e sér., XXVIII, 1928 p. 269.)
45. STAUB (R.). Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden. (*Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich*, LXV, 1920.)
46. TERMIER (Pierre). Étude sur la constitution géologique du massif de la Vanoise [Alpes de Savoie]. (*Bull. Serv. Carte géol. France*, II, 1890-1891, p. 367.)
47. — Feuilles de Briançon et de Bonneval. C. R. des collaborateurs. (*Bull. Serv. Carte géol. France*, VII, 1895-1896, p. 147.)
48. — Les Nappes de recouvrement du Briançonnais. (*Bull. Soc. géol. de France*, 3^e sér., XXVII, 1899, p. 47.)
49. — Sur les micaschistes, les gneiss, les amphibolites et les roches vertes des Schistes lustrés des Alpes occidentales. (*C. R. Académie des sciences*, 133, 1901, p. 841.)
50. — Sur quelques analogies de faciès géologique entre la zone centrale des Alpes Orientales et la zone interne des Alpes Occidentales. (*Idem*, 137, 1903, p. 807.)
51. — Les schistes cristallins des Alpes occidentales. (*C. R. IX^e Congrès géol. international*, Vienne, 1903.)
52. — Les montagnes entre Briançon et Vallouise. (*Mémoires pour servir à l'explication de la Carte géologique détaillée de la France*, Paris, 1903.)
53. — Sur la nécessité d'une nouvelle interprétation de la tectonique des Alpes franco-italiennes. (*Bull. Soc. géol. de France*, 4^e sér., VII, 1907, p. 174.)
54. — Sur la genèse des terrains cristallophylliens. (*C. R. XI^e Congrès géol. international*, Stockholm, 1912.)
55. — A la Gloire de la Terre. Souvenirs d'un géologue, Paris, 1922.
56. — Compte rendu d'une excursion géologique dans les hautes vallées de la Dora-Riparia, de la Maira et de la Stura. (*Bull. Soc. géol. de France*, 4^e sér., XXV, 1925, p. 839.)
57. — Que la série cristallophyllienne de la Vanoise et du Mont Pourri (Alpes de Savoie) est bien d'âge permien ou carbonifère. (*C. R. Académie des sciences*, 184, 1927, p. 641.)

58. TERMIER (Pierre). Que l'ensemble tectonique Vanoise—Mont Pourri, dans les Alpes de Savoie, n'est pas séparable de la nappe du Briançonnais. (*C. R. Académie des sciences*, 185, 1927, p. 1548.)
59. — Le Pays de nappes des Alpes françaises. (*Idem*, 186, 1928, p. 113.)
60. TERMIER (P.) et KILIAN (W.). Sur la signification tectonique des lambeaux de mica-schistes, de roches cristallines diverses et de roches vertes, qui affleurent çà et là près de Briançon, au sein ou à la surface des terrains à faciès briançonnais. (*Idem*, 171, 1920, p. 766.)
61. — Le bord occidental du Pays de Schistes lustrés dans les Alpes franco-italiennes, entre la Haute-Maurienne et le Haut-Queyras. (*Idem*, 171, 1920, p. 885.)
62. — Réponse à deux notes de M. Pussenot. (*Bull. Soc. géol. de France* [C. R. sommaire], 4^e sér., XXII, 1922, p. 14.)
63. TERMIER (P.) et MAURY (E.). Nouvelles observations géologiques dans la Corse orientale. — I. Les radiolarites. (*C. R. Académie des sciences*, 186, 1928, p. 1077.)

TABLE DES MATIÈRES.

	Page
INTRODUCTION.....	v
<hr style="width: 10%; margin: auto;"/>	
CHAPITRE PREMIER. — STRATIGRAPHIE.....	1
Terrains du Massif du Mont Pourri.....	1
Terrains des Nappes supérieures.....	10
Terrains récents.....	19
CHAPITRE II. — ÉTUDE DE ROCHES MÉTAMORPHIQUES.....	21
I. Marbres phylliteux.....	22
II. Marbres en plaquettes de la Vanoise.....	26
III. Schistes du Trias moyen du Briançonnais.....	27
IV. Marbres en plaquettes du Briançonnais.....	27
V. La série métamorphique de la Vanoise.....	29
VI. Progression du métamorphisme dans les calcaires phylliteux.....	30
VII. Caractères du métamorphisme dans la contrée.....	31
VIII. Question de l'origine du métamorphisme.....	32
CHAPITRE III. — DESCRIPTION TECTONIQUE.....	41
I. Le versant méridional du Mont Pourri.....	41
II. Massif de la Grande-Sassière.....	47
III. Massif de la Grande-Motte.....	52
IV. Massif de la Sana et Fenêtre du Manchet.....	60
V. La Tsanteleina.....	66
VI. Les Montagnes de Bonneval.....	74
CHAPITRE IV. — OBSERVATIONS D'ENSEMBLE.....	79
I. Preuves du charriage des Schistes lustrés.....	79

CHAPITRE IV. — OBSERVATIONS D'ENSEMBLE. (*Suite.*)

II. Mode de plissement de la contrée	82
III. Tectonique générale de la contrée à la suite des plissements postérieurs aux charriages	88
IV. Distribution des plissements postérieurs aux charriages	92
V. Unité de la Nappe du Grand-Saint-Bernard jusque dans le Briançonnais	94
VI. La question de la Nappe des Schistes lustrés	97
VII. Conclusions	99
LISTE DES OUVRAGES CITÉS	103
PLANCHES	109

PLANCHES HORS TEXTE.

- I. Microphotographies de calcaires crétacés.
- II. La Grande-Casse en face d'Entre-deux-Eaux.
- III. Le Grand-Roc-Noir.
- IV. Le Dôme de Val-d'Isère.
- V. La Galise.
- VI. Coupes au 50.000^e à travers la *Feuille de Tignes*.
- VII. Carte structurale.

PLANCHE I

PLANCHE I.

FIG. 1. — Microphotographie d'un échantillon de CALCAIRE CRÉTACÉ provenant de la base méridionale de l'Aiguille des Aimes, près du Col du Palet.

Foraminifère dans un feldspath néogène. Le pigment opaque au sein du feldspath dessine le test de cet organisme dont la substance calcaire a disparu entièrement.

(Lumière naturelle : $\times 220$.)

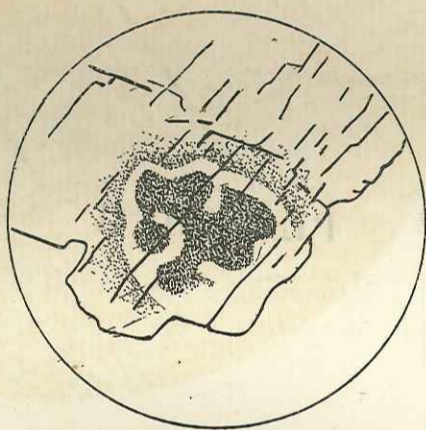


FIG. 2. — Microphotographie d'un échantillon de CALCAIRE CRÉTACÉ du Vallon du Paquier, près du Col de la Leisse.

Foraminifères et cristaux de glaucophane néogène. Ces cristaux traversent parfois les organismes. On remarque une frange de calcite cristalline qui borde souvent le glaucophane. La substance ambiante est de la calcite cryptocristalline.

(Lumière naturelle : $\times 55$.)

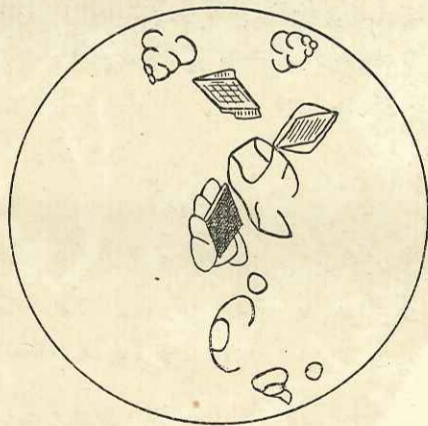




Fig. 1



Fig. 2

Cliches H. Ragot

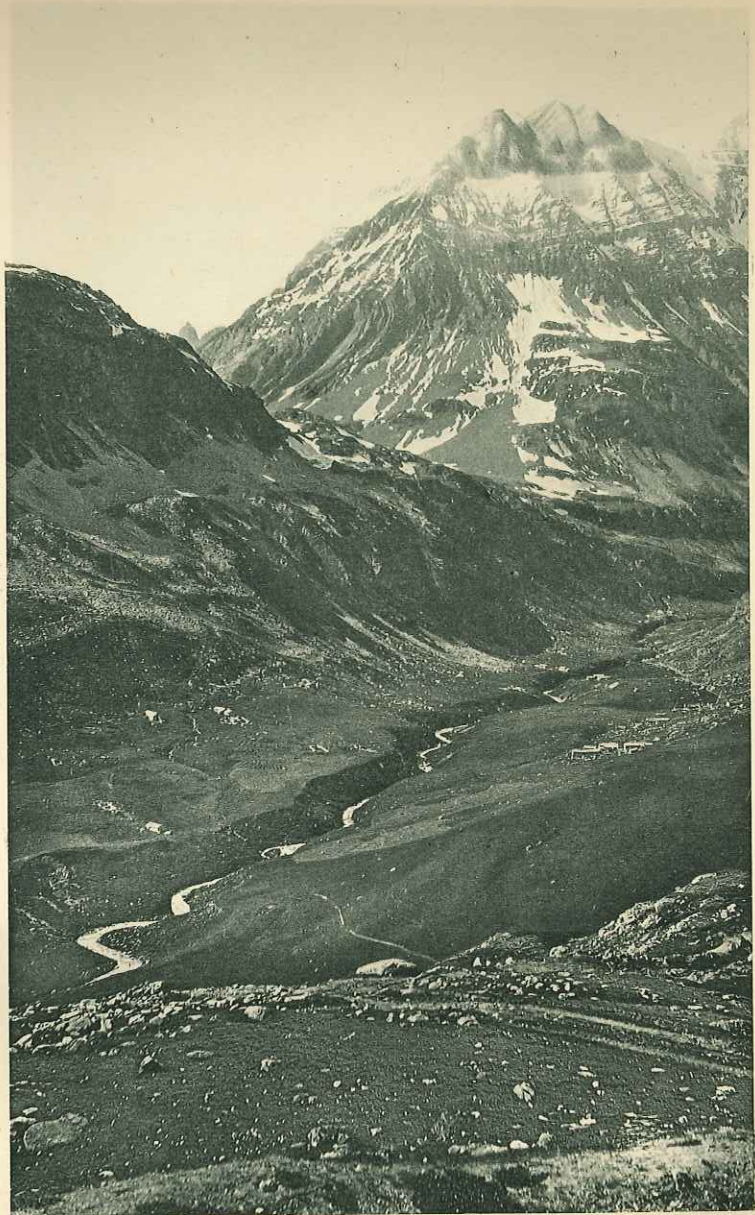
Héliogr. L. Schützenberger

PLANCHE II

PLANCHE II.

LA GRANDE-CASSE EN FACE D'ENTRE-DEUX-EAUX.

Les micaschistes houillers d'Entre-deux-Eaux, visibles à gauche et au centre de la photographie, disparaissent vers le Nord sous les masses de Calcaires triasiques de la Grande-Casse et de la Grande-Motte.



Cliché E. Raguin

Héliog. L. Schützenberger

La Grande-Casse en face d'Entre-deux-Eaux

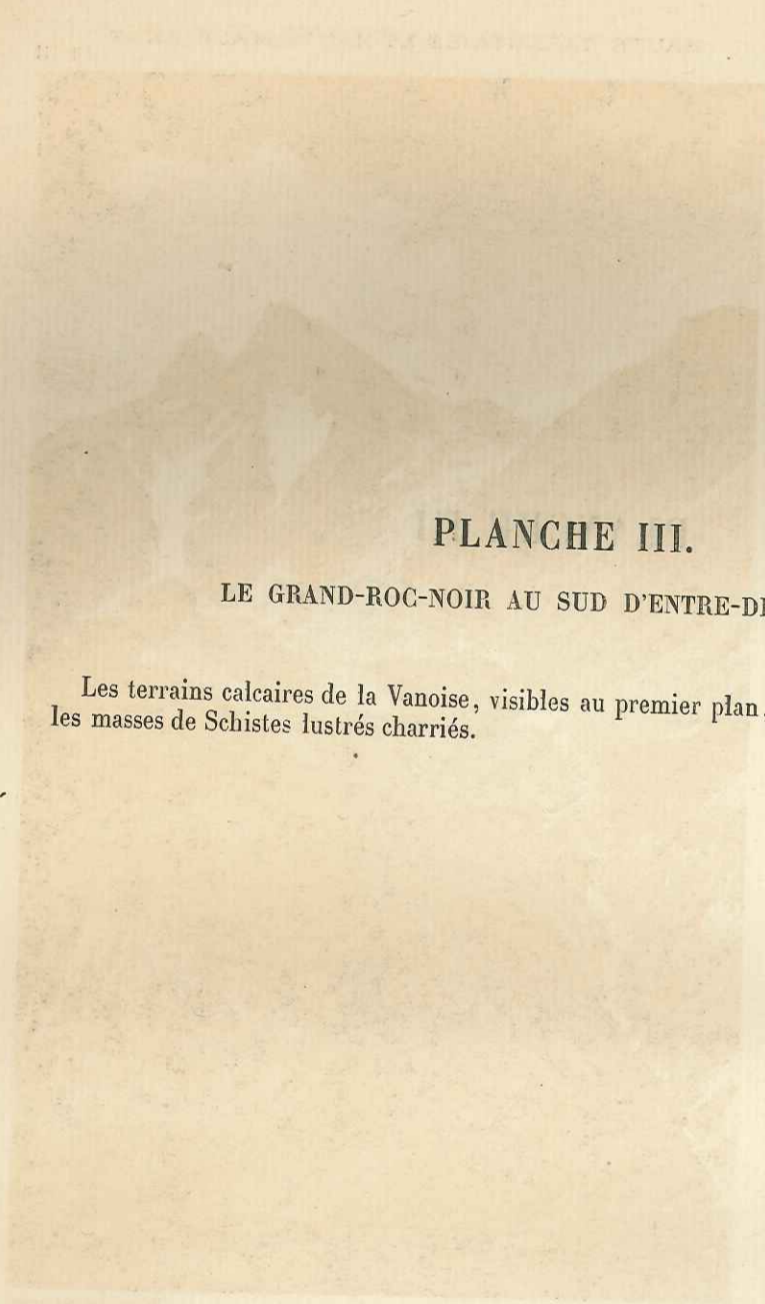


PLANCHE III.

LE GRAND-ROC-NOIR AU SUD D'ENTRE-DEUX-EAUX.

Les terrains calcaires de la Vanoise, visibles au premier plan, s'enfoncent vers l'Est sous les masses de Schistes lustrés charriés.



Cliché E. Raguin

Héliog. L. Schützenberger

Le Grand-Roc-Noir au sud d'Entre-deux-Eaux

PLANCHE IV.

LE DÔME DE VAL-D'ISÈRE.

Les Quartzites triasiques forment toute cette chaîne. Ils sont verticaux ou très redressés et ont une grande épaisseur.

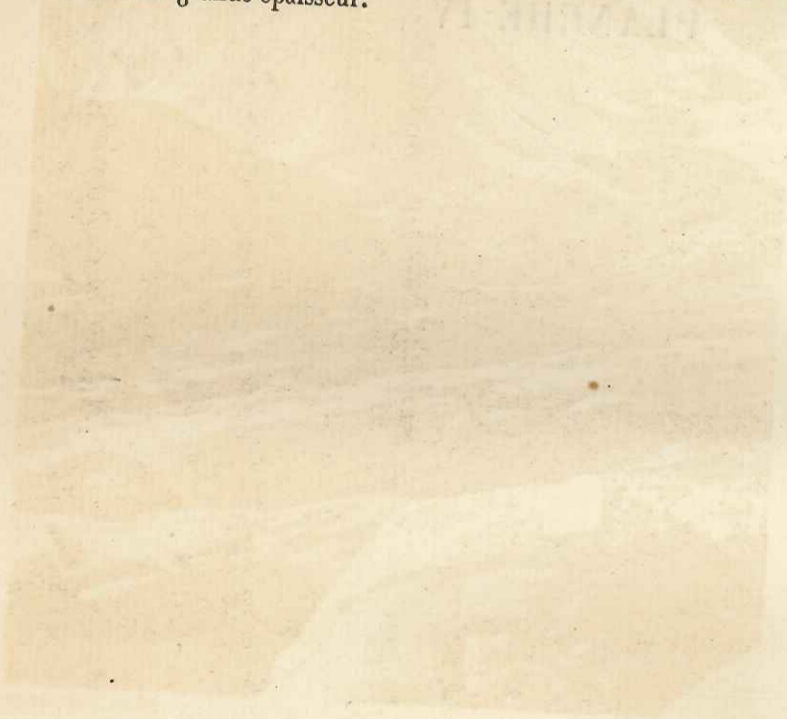




Photo. E. Raguin

HéhogL. Schützenberger

Le Dôme de Val d'Isère

PLANCHE V.

LA GALISE.

Les Calcaires triasiques de la Pointe de Calabre (bord gauche) sont renversés sur les Schistes lustrés avec Roches vertes de la Galise (au centre et à droite).

La Pointe de la Galise est la cime tabulaire à droite.

La montagne intermédiaire est la Pointe de Bassagne; le contact des deux terrains passe dans le haut plateau de glacier qu'elle supporte. Mais une lame de Calcaire triasique se retrouve plus bas dans l'escarpement de la partie gauche de la photographie.

HAUTE-TARENTEISE ET HAUTE-MAURIENNE

PL.V



Cliché E. Raguin

La Galise

Héliogl. Schützenberger