

THÈSE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ
DE BESANÇON

POUR OBTENIR

LE DIPLOME DE DOCTEUR DE 3^e CYCLE SPÉCIALITÉ GÉOLOGIE APPLIQUÉE

PAR

Pierre MOSSON et Gérard QUESNEL

Licenciés ès-Sciences

THÈSE

**CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOLOGIQUE
DE LA REGION COMPRISE ENTRE ALVDAL ET FOLLDAL
(Trondheim Méridional, Norvège)**

SOUTENUE LE 6 JUIN 1970, DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN

JURY : MM. **THIÉBAUT**, Professeur
DREYFUSS, Professeur
ELLENBERGER, Professeur
ROLLET, Maître-Assistant Docteur

Président

Examineurs

4332

A Hansen Heron
in central Louisiana.

THÈSE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ
DE BESANÇON

POUR OBTENIR

LE DIPLOME DE DOCTEUR DE 3^e CYCLE SPÉCIALITÉ GÉOLOGIE APPLIQUÉE

PAR

Pierre MOSSON et Gérard QUESNEL

licenciés ès-Sciences

THÈSE

**CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOLOGIQUE
DE LA REGION COMPRISE ENTRE ALVDAL ET FOLLDAL
(Trondheim Méridional, Norvège)**

SOUTENUE LE 6 JUIN 1970, DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN

JURY : MM. **THIÉBAUT**, Professeur
DREYFUSS, Professeur
ELLENBERGER, Professeur
ROLLET, Maître-Assistant Docteur

PROST, Maître Assistant

Président

Examineurs

UNIVERSITE DE BESANCON

FACULTE DES SCIENCES

-*-*-**--

DOYENS HONORAIRES : Mrs GLANCEAUD, JACQUETAIN

PROFESSEURS HONORAIRES : Mrs BAILLAUD, DUFFIEUX, THIRY, TRILLAT,
UEBERSFELD, VINCENSINI

MAITRE DE CONFERENCES
HONORAIRE : Mr GRANIER

DOYEN

Mr THIEBAUT Jean : Pétrographie Minéral.

ASSESSEUR

Mr BERNARD Jean : Physique-Chimie

PROFESSEURS

Mrs TRONCHET Antonin : Botanique
CHATELIER François : Mathématiques
PERROT Roger : Chimie Générale
PLUVINAGE Philippe : Physique Théorique
DREYFUSS Maurice : Géologie Minéralogie
MESSAGE Pierre : Chronométrie
THEOBALD Nicolas : Géologie historique
QUANTIN André : Botanique
CHALEAT Raymond : Mécanique Appliquée
RIPPLINGER Jean : Physiologie animale
VIENOT Jean : Physique Générale
GOMOT Lucien : Zoologie
ARBET Louis : Astronomie
GALATRY Louis : Physique Moléculaire
THEOBALD Jean-Gérard : Spectroscopie Hertz.
CERUTTI Ernest : Chimie Appliquée
DEVIN Claude : Chimie Générale
CAPODANNO Pierre : Mécanique Théorique

MAITRES DE CONFERENCES

Mrs BANTEGNIE Robert : Mathématiques
ROBERT Daniel : Physique
BIDAULT Michel : Botanique
BULABOIS Jean : Physique Gle
CHAUVE Pierre : Géologie
GAUDEMER Yves : Biochimie
MONTAGNER Hubert : Psycho-Physiologie
FUBOUCHET Jacques : Botanique
LAUDE Bernard : Chimie Appliquée
LHOTE François : Chronométrie
MARLE Charles : Mathématiques
ROBERT Guy : Chimie-Physique

CHARGES D'ENSEIGNEMENT

Mr HELLEGOUARCH Yves : Mathématiques
MIELLOU J. Claude : Calcul Numérique
RUEDIN Jean : Mathématiques

PROFESSEURS SANS CHAIRE

Mrs POTIER Robert : Physique des Solides
REAL Pierre : Biologie animale
VALLEE Robert : Mathématiques Appl.
GOUARNE René : Mathématiques
PARIZET Jean : Mathématiques
MERIGOUX Henri : Physique
ROBERT Jacques : Mathématiques
OLIVIER Marcel : Physique

CONSEILLER ADMINISTRATIF
UNIVERSITAIRE

Monsieur LAMBERT Georges

Nous remercions Monsieur le Doyen THIEBAUT d'avoir bien voulu présider le Jury.

Toute notre reconnaissance va à Monsieur le Professeur DREYFUSS qui nous a initiés à la géologie de terrain et nous a laissé carte blanche pour ce travail d'équipe.

Nous remercions aussi Monsieur le Professeur ELLENBERGER, animateur de la RCP 193, qui a bien voulu accepter de faire partie du Jury malgré ses multiples occupations. Grand spécialiste des Scandinaves, nous lui devons la compréhension de bien des problèmes.

A vous, Monsieur ROLLET, qui avez suivi ce travail de A jusqu'à Z, qui nous avez consacré un temps infini, tant sur le terrain qu'au laboratoire, et qui êtes devenu plus qu'un maître ou un collaborateur, un Ami, nous vous disons Merci. Vous avez dépensé vos forces sans compter pour vos étudiants de 3e cycle ; et bien des fois nous vous avons dérangé sans que pour cela vous refusiez d'écouter, de discuter et de critiquer.

Cette thèse nous vous la dédions ; elle est pleine d'imperfections mais nous y avons mis notre courage et notre conscience, ne faisant en cela que suivre votre exemple.

Nous remercions aussi tous les membres de la RCP, qui de près ou de loin se sont toujours intéressés à notre travail. Notre gratitude va en particulier à Monsieur DE LA ROCHE et tous ses collaborateurs du CRPG grâce à qui nous avons pu réaliser une étude chimique et une discussion des problèmes magmatiques.

Monsieur TOURET, vous nous avez guidés et conseillés dans l'étude de nos lames minces ; vous nous avez appris à y déchiffrer la tectonique et le métamorphisme : sans vous, ces deux chapitres seraient vides de sens. Vous méritez plus qu'un remerciement.

"Mange Takk" Monsieur PROST, c'est grâce à vous que ce travail a vu le jour.

Nous remercions infiniment la Follidal Verk A/S et tout particulièrement Monsieur HEIM, pour la gentillesse et la compréhension qu'il a manifestées à notre égard. Grâce à lui nous avons pu travailler dans de bonnes conditions matérielles ; et les heures qu'il nous a consacrées sur le terrain nous ont permis de profiter de sa grande connaissance de la région de Follidal.

Les discussions que nous avons eues avec notre ami Raymund KLEINE-HERRING sur tous les problèmes ont été très fructueuses ; nous le remercions pour le temps qu'il a passé à nous faire découvrir la géologie régionale du Trondheim. Nous n'oublierons pas l'équipe que nous formions avec lui et J.M. QUENARDEL.

Nous remercions enfin, tout spécialement, Mademoiselle CHARNAY à qui nous devons la présentation de cet ouvrage, ainsi que tout le personnel technique du laboratoire et en particulier Messieurs ANDRE, PEGUENET et TRUCHE.

Merci à tous nos camarades du "grenier" sans l'amitié et la participation de qui nous n'aurions pu mener à bien ce travail.

P R E F A C E

C'est à la suite d'une discussion entre A. PROST⁽¹⁾ et M. ROLLET en avril 1968 que nous avons eu connaissance de possibilités de stages offertes par H. HEIM⁽²⁾ et la Follidal Verk A/S, en Norvège.

Cette Société minière offrait, pour une durée de 3 à 4 mois, un contrat de travail à deux géologues français, moyennant la rédaction d'un rapport.

Le but du travail était la cartographie détaillée de la région située à l'Est de Follidal, avec pour application directe l'éventuelle découverte de nouveaux gisements métallifères.

Nous osons dire que cette idée nous a séduits dès l'abord ; après un premier défrichage des publications parues sur le Sud des Calédonides, nous sommes partis le 17 juin 1968 vers la Scandinavie. Nous fûmes rejoints quelques jours après notre arrivée par J.M. QUENARDEL⁽³⁾ avec qui nous avons fructueusement collaboré.

L'intérêt d'une étude plus détaillée du secteur à cartographier nous est très vite apparu et après la visite de P. COLLOMB⁽⁴⁾, A. PROST, M. ROLLET et M. SANTARELLI⁽⁵⁾, en août 1968, nous avons commencé à envisager l'orientation de nos travaux en vue d'une thèse de 3e cycle.

(1) Laboratoire de Géologie I, Faculté des Sciences, Paris.

(2) Géologue à la Follidal Verk A/S, Follidal (Norvège).

(3) Laboratoire de Géologie des G.R.G., Faculté des Sciences, Orsay.

(4) Faculté des Sciences, Alger.

(5) Faculté des Sciences, Marseille

C'est à notre retour, au mois d'octobre, avec l'approbation de H. HEIM, que nous avons définitivement orienté notre recherche en vue de la rédaction d'un mémoire de thèse.

Le premier semestre 1969 a été consacré aux études de laboratoire (lames minces, analyses chimiques, carte...).

La création au printemps de l'année 1969 de la RCP 193 "Scandinavie : Socle et Calédonides" (dont les promoteurs ont été plus spécialement F. ELLENBERGER⁽⁶⁾ et A. PROST) a permis d'étendre le cadre de recherche et de multiplier des contacts avec les chercheurs travaillant en Norvège.

En effet, sur l'initiative de M. ROLLET, membre de cette RCP, et après accord de tous les participants appartenant en particulier au Laboratoire de Géologie structurale d'Orsay, au C.R.P.G. et à l'Ecole de Géologie de Nancy et au Laboratoire de Géologie d'Orléans, nous avons été intégrés dans ce groupe de travail où l'esprit d'équipe de recherche se manifeste pleinement.

Enfin, au cours d'une campagne de 15 jours, au mois d'août 1969, avec M. ROLLET, nous avons abordé des problèmes précis sur la tectonique, la stratigraphie, et les roches vertes ; nous avons pu rendre visite à cette occasion à C. BERTHOMIER et J. MAILLOT⁽⁷⁾ qui travaillent au Nord de Folldal.

Si cette thèse a été l'occasion d'une fructueuse collaboration entre Besançon, Nancy et Paris, elle a aussi un caractère original : elle correspond à un travail réalisé en commun, mais qui a permis à chacun de nous de s'orienter plus spécialement vers les points qui l'intéressaient, tout en participant activement à la rédaction générale du mémoire.

Emportés par notre jeunesse et notre enthousiasme, nous avons tout de suite approuvé cette solution originale d'une telle thèse. M. ROLLET nous a poussé dans ce sens, et c'est à lui que nous devons notre apprentissage du travail en équipe où chaque observation, où chaque résultat est l'objet d'une discussion commune et d'une critique de chacun.

(1) Laboratoire de Géologie des C.R.G., Faculté des Sciences, Orsay.

(2) Centre de 3e cycle, Géologie appliquée, Besançon.

III

De nombreux membres de la RCP se sont intéressés à notre travail et chaque idée émise a été ainsi pour nous un sujet de réflexion et un pas de plus vers la solution de nos problèmes.

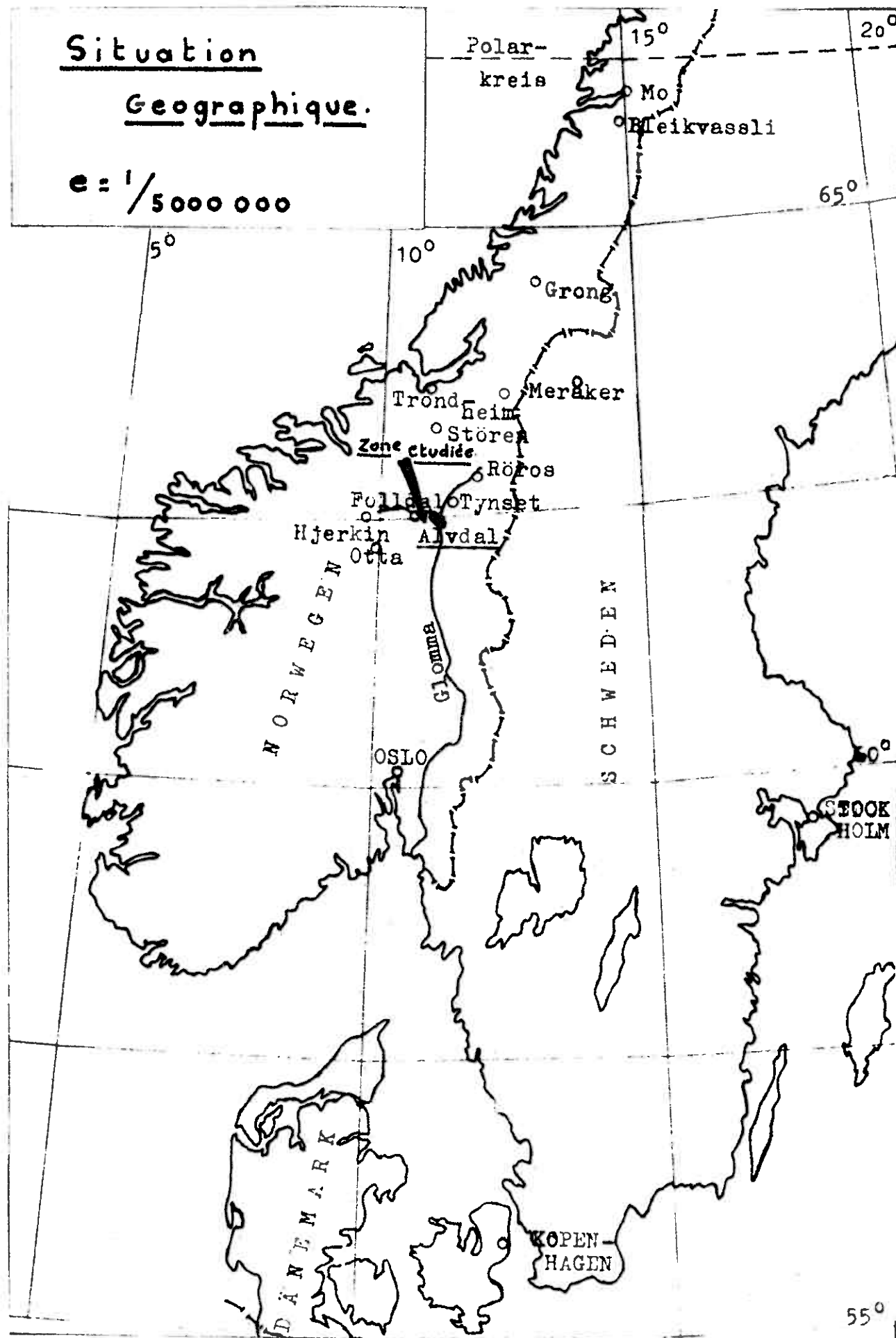
Nous ne croyons pas que ce soit là l'unique voie tracée pour une thèse de 3e cycle ; mais nous pensons qu'aucune recherche, à quelque niveau qu'elle se place, n'est véritablement possible sans des échanges constants sur Tout.

Il n'est pas toujours facile de vivre à deux, de travailler à deux, de critiquer et d'être critiqué, de se faire l'avocat du diable pour chaque chose. C'est un apprentissage que nous avons fait, c'est un mode de vie que nous avons accepté et c'est grâce à lui que nous avons pu mener à bien ce travail.

Situation

Geographique.

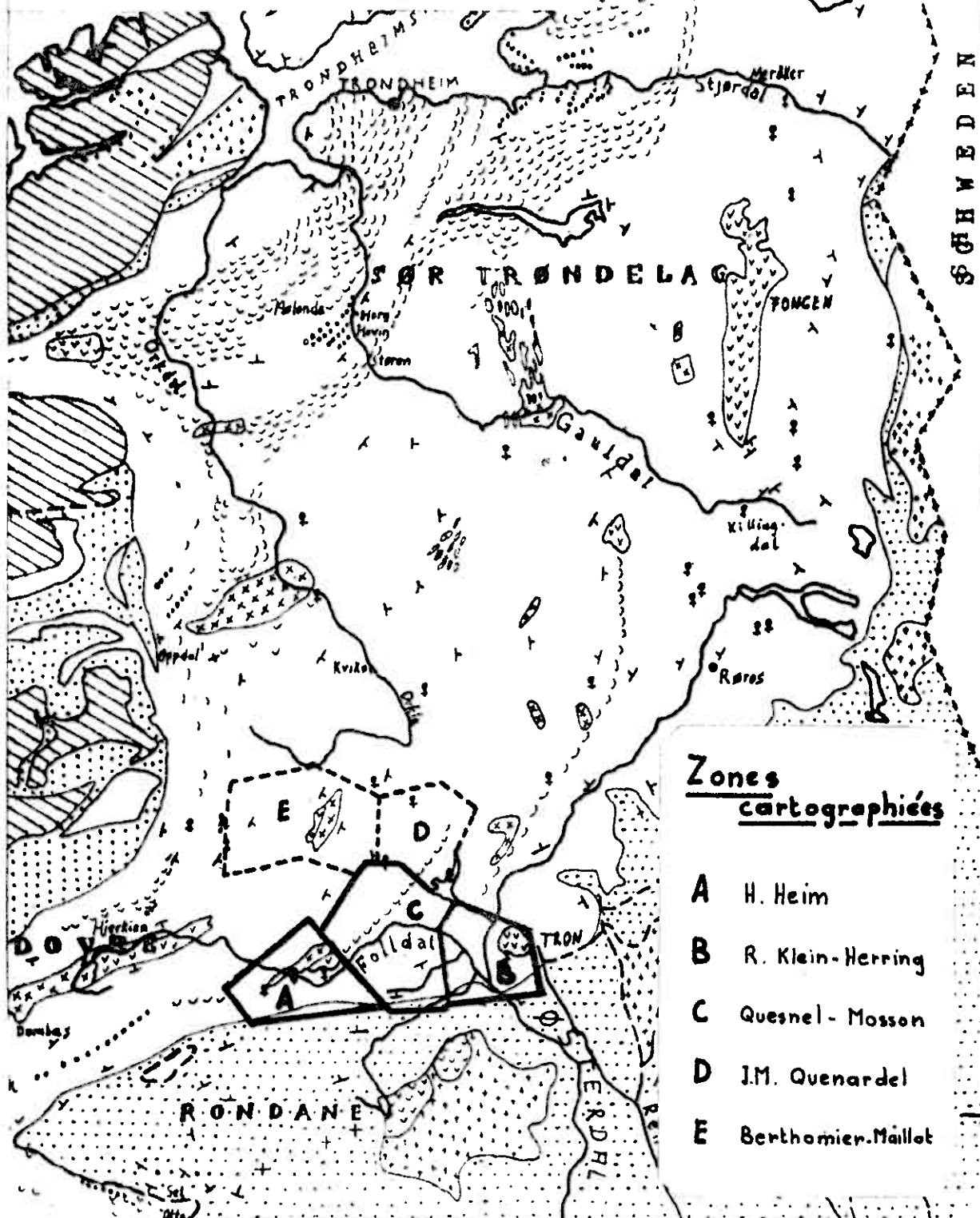
e = 1/5000 000



Geologie du Trondheim

d'après O. Høltedahl.

	conglomerat		gneis		Granite
	roches vertes		Trondjemites		Gabbro
	Cambro-Silurien		Eocambien	$E = 1/1000000$	



Zones cartographiées

- A H. Heim
- B R. Klein-Herring
- C Quesnel-Mosson
- D J.M. Quenardel
- E Berthomier-Maillet

INTRODUCTION

SITUATION GEOGRAPHIQUE

Le terrain que nous avons cartographié se situe dans la partie moyenne de la Norvège, au Nord de l'important massif des Rondane.

C'est plus précisément à l'Est de Folldal (département de Dombås) que nous avons levé 300 km².

Folldal, comme son nom l'indique, est située dans la vallée de la Folla. La région est montagneuse et les dénivelées sont importantes. La végétation se compose de forêts de résineux et bouleaux (jusqu'à 800 m d'altitude), et d'immenses étendues de lichens, mousses et arbustes, masquent les affleurements. En altitude les marécages et les tourbières sont fréquents.

Le climat nordique est rude : à 9 mois d'hiver succèdent 3 mois d'un été chaud mais pluvieux : les campagnes de terrain sont donc courtes.

Les voies de communication sont rares et des marches d'approches de quelques heures sont souvent nécessaires.

SITUATION GEOLOGIQUE

La région de Folldal s'intègre dans la chaîne calédonienne et plus précisément dans les formations cambro-siluriennes du Sud du Trondheim, à la limite des "sparagmites" éocambriennes.

Il n'existe que peu de cartes géologiques sur cette région :

- carte de la Norvège au 1/1.000.000
- carte au 1/100.000 de Marlow, 1938.

Les cartes topographiques (1/50.000 et 1/100.000) étant très mauvaises, nous avons bénéficié pour le travail de terrain de photographies aériennes au 1/15.000 gracieusement fournies par la Follidal Verk A/S.

Nos limites cartographiques correspondent :

- au Sud, aux sparagmites
- au Nord, au lac Savalen et à la limite méridionale des levés de J.M. Quenardel
- à l'Est, aux levés de R. Kleine-Hering⁽¹⁾
- à l'Ouest, aux levés de H. Heim

PLAN D'ETUDE

- + Introduction (P. Mosson & G. Quesnel)
 - + Lithostratigraphie (G. Quesnel)
 - + Métamorphisme (P. Mosson & G. Quesnel)
 - + Analyses structurale et dynamique (P. Mosson)
 - + Conclusions (P. Mosson & G. Quesnel)
-

(1) Université de Mayence (Allemagne)

GEOLOGICAL MAP OF THE TRONDHEIM REGION

GEOLOGISK KART OVER TRONDHEIMSFELTET

1: 500 000

COMPILED BY FR. CHR. WOLFF AFTER:
SAMMENTEGNET AV FR. CHR. WOLFF ETTER

T. BIRKELAND, C. W. CARSTENS, H. CARSTENS, J. CHALOUPEY, G. GRAMMELTVEDT, F. FEDIUK,
M. FIŠERA, S. FOSLIE, J. FÆRDEN, A. HAUGEN, H. HEIM, P. HOLMSEN, H. J. KISCH, CHR. OFTE DAHL,
J. PEACEY, Z. PELC, D. ROBERTS, I. J. RUI, G. SCHAAR, A. SIEDLECKA, S. SIEDLECKI,
T. STRAND, TH. VOGT, FR. CHR. WOLFF.

LEGEND TEGNFORKLARING

- RORAGEN BEDS (DEVONIAN)
RORAGENFELTET (DEVON)
-  CONGLOMERATE AND SHALE
KONGLOMERAT OG SKIFER
- SLAGÅN GROUP - HORG GROUP (SILURIAN)
SLAGÅNGRUPPEN - HORGGRUPPEN (SILUR)
-  DARK SHALE AND SANDSTONE
MØRK SKIFER OG SANDSTEIN
- KJØLHAUGEN GROUP - RØROS GROUP - UPPER HOVIN GROUP (UPPER ORDOVICIAN)
KJØLHAUGGRUPPEN - RØROSGRUPPEN ØVRE HOVINGRUPPEN (ØVRE ORDOVICIUM)
-  PHYLLITE, METAGRAYWACKES, WITH INCREASING AMOUNTS OF BIOTITE,
HORNBLEND AND GARNET TOWARDS THE SOUTHEAST. PARTLY CONGLOMERATIC
FYLLITT, METAGRÅVAKKER MED ØKENDE MENGDER AV BIOTITT,
HORNBLLENDE OG GRANAT MOT SYDØST, DELVIS KONGLOMERATISK
-  POLYGENOUS CONGLOMERATE
POLYMIKT KONGLOMERAT
- SULAMO GROUP - LOWER HOVIN GROUP (MIDDLE ORDOVICIAN)
SULAMOGRUPPEN - UNDER HOVINGRUPPEN (MIDTRE ORDOVICIUM)
-  DARK SHALE AND RHYOLITE TUFF IN WEST, GREENSTONE IN EAST
MØRK SKIFER OG RHYOLITT TUFF I VEST, GRØNNSTEN I ØST
-  GREY CALCAREOUS SANDSTONE AND GREY TO DARK PHYLLITE
GRÅ KALKHOLDIG SANDSTEIN OG GRÅ TIL MØRK FYLLITT
-  HÖLONDA, TROMSDALEN, BRENNÅ AND SIMILAR LIMESTONES
HÖLONDA, TROMSDALEN, BRENNÅ OG LIGNENDE KALKSTEINER
-  VENNA, STOKKVOLA, LILLE FUNDSJØ AND SIMILAR CONGLOMERATES
VENNA, STOKKVOLA, LILLE FUNDSJØ OG LIGNENDE KONGLOMERATER
- FUNDSJØ GROUP - STØREN GROUP (LOWER ORDOVICIAN)
FUNDSJØGRUPPEN - STØRENGRUPPEN (UNDER ORDOVICIUM)
-  GREENSTONES AND QUARTZKERATOPHYRES
GRØNNSTENER OG KVARTSKERATOFYRER
-  GRANODIORITIC GNEISS
GRANODIORITISK GNEISS
- SONYATN GROUP - GULA SCHIST GROUP (CAMBRIAN)
SONYATNGRUPPEN - GULASKIFERGRUPPEN (KAMBRIUM)
-  MICA SCHISTS, OFTEN WITH GARNET
GLIMMERSKIFER, OFTE MED GRANAT
-  CONGLOMERATES OF THE GUDÅ CONGLOMERATE ZONE
KONGLOMERATER TILHØRENDE GUDÅKONGLOMERATSONEN
-  LIMESTONE
KALKSTEIN



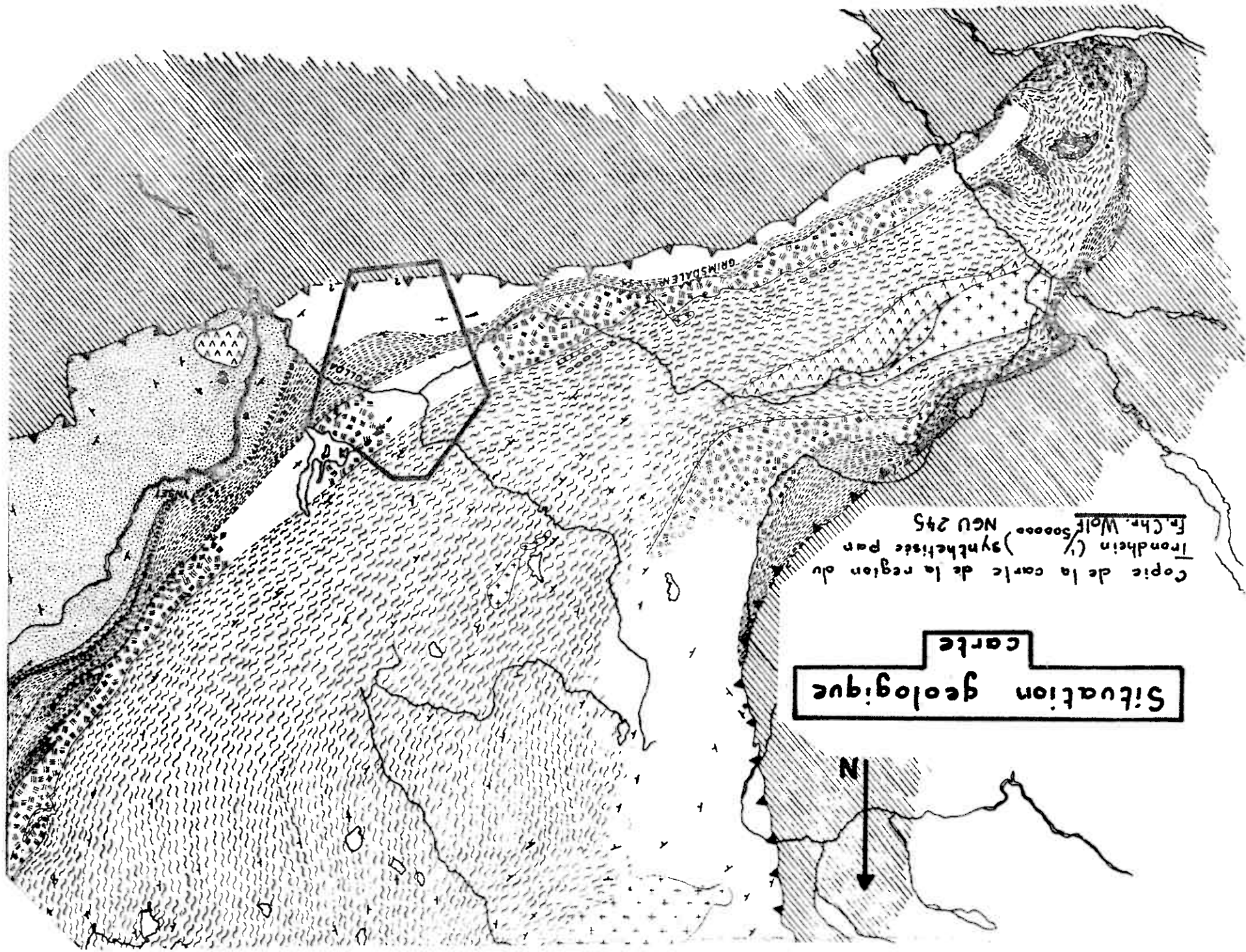
Situation geologique Legende

tirée de la carte géologique de la
region de Trondheim NGU.245

CALEDONIAN INTRUSIVES
KALEDONISKE INTRUSIVER

-  LARGER BODIES OF TRONDHEMITE
STØRRE LEGEMER AV TRONDHEMITT
-  LARGER BODIES OF GABBRO
STØRRE LEGEMER AV GABBRO
-  NORITE
NORITT (DYRHAUGEN)
-  SERPENTINITES
SERPENTINER

-  UNDIFFERENTIATED ROCKS BELOW THE TRONDHEIM NAPPE
UDIFFERENSIERTE BERGARTER UNDER TRONDHEIMSDÆKKET
-  STRIKE AND DIP
STRØK OG FALL
-  TRONDHEIM NAPPE THRUST PLANE
TRONDHEIMSDÆKKETS SKYVEPLAN
-  MINOR THRUST PLANES
MINDRE SKYVEPLAN
-  SUPPOSED THRUST PLANE
ANTATT SKYVEPLAN



LITHOSTRATIGRAPHIE

PLAN D'ETUDE

-----oOo-----

I - Introduction

II - Etude des différentes unités lithostratigraphiques

- A - Le complexe inférieur
- B - Le complexe supérieur
- C - Sparagmite et Sölna
- D - Origine des amphibolites
- E - Essai génétique

III - Discussion sur la position et l'âge des formations

IV - Le Glaciaire

V - Conclusions

Remarque : Il y a donc deux grandes parties dans cette étude lithostratigraphique ; la première est uniquement fondée sur des données d'observation ; la seconde ne fait place qu'à l'interprétation en fonction des observations précédentes.

I - INTRODUCTION

Ce n'est pas à la suite de 2 campagnes de terrain et dans le cadre d'une thèse de 3e cycle, qu'il est possible d'établir, avec précision, une stratigraphie détaillée dans des formations métamorphiques qui n'avaient jamais fait l'objet d'aucune reconnaissance méthodique. Et si le champ de nos investigations a été limité dans le temps, il l'a été aussi en superficie.

Nous ne prétendons donc pas résoudre les problèmes stratigraphiques et pétrographiques des Calédonides avec les quelques observations que nous avons faites dans un petit périmètre de travail.

Les différentes unités lithostratigraphiques ont été définies d'après des observations détaillées de terrain et la réalisation d'un log aussi précis que possible.

Nous avons bénéficié pour cela, d'excellentes coupes, ce qui représente une singularité dans un pays où le Glaciaire a laissé une profonde empreinte ; les dépôts d'argiles à blocs et les blocs erratiques qui ont recouvert le substratum, parfois sur plusieurs mètres d'épaisseur, n'offrent au géologue, assorti de renseignements, que de grandes étendues de Lichens, mousses et arbustes où la densité des affleurements reste très faible.

Nous avons déterminé un certain nombre de formations - nous ne parlerons pas ici d'étages puisqu'il ne s'agit que d'une lithostratigraphie - dont les différentes limites correspondent à des changements de faciès pétrographiques.

Nous décrirons successivement de la base au sommet :

A - Le complexe inférieur comprenant :

- 1°) les quartzites de l'Einnunvarden
- 2°) les schistes graphiteux
- 3°) les quartzites micacés et micaschistes quartziques

B -- Le complexe supérieur comprenant :

- 1°) la série de l'Einunna
- 2°) la série du Lomnes-Vola
- 3°) la série de la Folla
- 4°) le conglomérat de Dölplass
- 5°) la série de Nausterdalen

Nous consacrerons enfin deux brefs paragraphes à la série de la Sölna et aux "Sparagmites" (Eocambrien).

Pour l'étude de chaque formation, nous suivrons toujours le même plan :

- X situation géographique
- XX description lithologique de l'ensemble
- XXX description d'un ou plusieurs types pétrographiques au sein de cet ensemble (les minéraux constitutifs de chaque type seront énumérés par ordre d'importance).

Chacune des séries a subi plusieurs phases tectoniques et métamorphiques ; il reste donc assez utopique de vouloir déterminer avec précision l'épaisseur de formations plissées et replissées ; nous nous contenterons donc d'une approximation en tenant compte des observations de terrain et des structures.

Remarque : La distinction en un complexe inférieur et en un complexe supérieur n'est pas en fait une nécessité stratigraphique ; ce n'est que pour une raison de clarté dans l'exposé tectonique, où chacun de ces deux ensembles joue différemment, que nous avons fait cette coupure arbitraire.

+

+

+

II - ETUDE DES DIFFERENTES UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES

A - LE COMPLEXE INFERIEUR

1°) Les quartzites de l'Einunnvarden

X Ils affleurent principalement à l'Einunnvarden et se prolongent vers le Nord au Strålsjöåsen. On les retrouve aussi à l'extrémité méridionale du terrain, au contact des Sparagmites, et dans la région de Gamalsætra.

XX L'ensemble représente 200 à 250 m de quartzites micacés, riches en grenats, disposés en bancs épais, avec des intercalations décimétriques de micaschistes à muscovite et biotite riches en quartz.

XXX LM.59FN - quartzite micacé à structure granoblastique.

- *Quartz* : grains hétérométriques de 0,1 à 1 mm, à extinction roulante, et à contours très irréguliers.
- *Biotite* : petites paillettes brun-clair, très souvent à l'état isotrope et parfois transformées en chlorite ; riche en grain de zircon.
- *Muscovite* : elle provient essentiellement de la biotite.
- *Grenats* : poecilolithiques avec inclusions de quartz.
- *Plagioclases* : quelques cristaux, de composition albite - oligoclase An 5-15.

2°) Les schistes graphiteux

X C'est un ensemble de faible épaisseur (environ 50 m), très replissé, qui affleure difficilement. Son extraordinaire plasticité lui a permis de jouer un rôle important en tectonique. Ces micaschistes graphiteux sont donc fréquemment laminés.

On les trouve essentiellement de part et d'autre de l'anticlinal de l'Einunnfjellet et en quelques endroits à l'extrême Sud du terrain.

C'est dans la vallée de l'Einnunna, au Nord d'Einnunfoss que nous avons prélevé les échantillons de notre Log.

XX Ce sont des micaschistes à grenats, riches en quartz et en graphite. Le passage entre les quartzites de l'Einnunvarden et ces schistes graphiteux se fait de façon progressive sur 10 m environ (cf. LM.N34).

Cette formation est limitée au sommet par un banc très graphiteux tachant les doigts.

XXX LM.N34 - Micaschiste de la base, à structure granolépido-blastique.

- *Biotite* : de couleur brun-clair, en petits cristaux sains. Biréfringence moyenne 0,039.
- *Muscovite* : provient de la biotite dont elle conserve des traces d'oxydes de fer dans ses clivages. Biréfringence moyenne de 0,028.
- *Quartz* : en grains assez isométriques, de l'ordre du demi-millimètre, à extinction plus ou moins roulante.
- *Grenats* : ils sont petits et poecilolithiques (inclusions de quartz)
- *Zircon* : petits cristaux dans les biotites.
- *Graphite*

LM.N23 - Micaschiste ^{allite que} graphiteux du sommet, à structure granolépido-blastique.

- *Biotite* : en petites paillettes, non alignées.
- *Chlorite* : en grandes plages. Transformation de la biotite.
- *Plagioclases* : pourcentage important d'albite (20 %) déterminé par coloration (méthode de Laduron). Origine tardive très probablement.
- *Grenats* : automorphes, poecilolithiques avec inclusions de quartz et calcite. De la chlorite apparaît souvent dans leurs craquelures.
- *Quartz* : en grains isométriques sauf quelques filonnets recristallisés en gros grains.
- *Carbonates* : d'origine secondaire et déterminé par coloration à l'alizarine : présence de calcite et dolomite.
- *Minéraux opaques* : essentiellement du graphite. Remarquables surtout dans les grenats où ils soulignent les mouvements qu'ont subis ces derniers.

3°) Les quartzites micacés et micaschistes quartziques

X Nous pouvons diviser cette formation de 180 à 200 m d'épaisseur en deux sous-séries avec à la base les quartzites micacés s.s. et au sommet les micaschistes quartziques s.s.

Si nous avons groupé ces deux sous-ensembles, c'est qu'en fait ils représentent le type même de l'évolution d'un cycle sédimentaire.

Cette formation quartzitique affleure bien sur les flancs Est et Ouest de l'anticlinal de l'Einunnfjellet. Elle participe à la fermeture de cet anticlinal. On la retrouve en outre au Nord, au Björnkletten, et à l'extrémité méridionale du terrain, au Sud du Kjemsjöfjellet, au Nord et au Sud de Gamalsætra, et dans la vallée de Sagbekken. L'échantillonnage a été fait le long de la route qui va de Einabu à Einunnfoss.

XX Le passage des schistes graphiteux aux quartzites micacés est assez net. Ces quartzites micacés sont riches en biotite, muscovite et grenats. Les bancs de quartzites, dont l'épaisseur varie de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, sont séparés par des niveaux de micaschistes de même nature que ceux qui forment le sous-ensemble supérieur.

Les micaschistes quartziques sont eux-mêmes séparés par des petits bancs de quartzites.

On trouvera sur la Fig. 51 le Log détaillé de cette série.

XXX LM.N38 - Micaschiste à grenats, à structure porphyro-lépidoblastique (situé à la base des quartzites micacés)

- *Muscovite* : constituant principal. A côté du mica blanc provenant de la déferrification de la biotite, on a de la phengite primaire qui a subi des déformations tectoniques.
- *Biotite* : souvent à l'état isotrope et transformée en chlorite. Inclusions de zircon.
- *Grenats* : bien cristallisés, poecilitiques (quartz, calcite)
- *Plagioclases* : pourcentage important d'albite (30 %)
- *Quartz* : en grains isométriques à extinction roulante
- *Calcite* : rare et tardive
- *Minéraux opaques* : graphite surtout

LM.N41 - Quartzite micacé à structure granoblastique
(dans les quartzites micacés).

- *Quartz* : en grains de taille variable, à contours irréguliers, engrenés et à extinction ondulante.
- *Muscovite* : en petites lamelles orientées. C'est une biotite déferrifiée. Traces rouilles d'oxydes de fer dans les clivages.
- *Biotite* : parfois transformée en chlorite.
- *Plagioclases* : les mesures effectuées sur les plagioclases maclés donnent une composition variant d'une albite An 5 à un oligoclase An 15. Il semble qu'on ait ici quelques cristaux d'albite - oligoclase primaire sédimentaire et de grands cristaux poecilites d'albite tardive plus ou moins tectonisés.
- *Calcite*

LM.N53 - Micaschiste à grenats à structure porphyro-
lépidoblastique (situé à la base des micaschistes quartziques).

- *Muscovite* : phengite primaire très replissée.
- *Biotite* : parfois déferrifiée et transformée en chlorite.
- *Grenats* : ils sont nombreux, bien cristallisés, poecilites (quartz).
- *Quartz*
- *Zircon* : dans les biotites et les chlorites.
- *Minéraux opaques*

Nous venons d'achever la description de trois niveaux qui représentent pour nous le complexe quartzitique inférieur. Ce "socle quartzique" a un rôle tectonique bien précis ; il représente aussi 2 grands cycles sédimentaires où grossier détritique et péli-
tique fin sont mis en évidence (quartzites de l'EinnunVarden et schistes graphiteux d'une part ; quartzites micacés et micaschistes quartziques d'autre part).

Comme nous le verrons plus loin, c'est là un argument de valeur permettant d'établir une polarité de la série.

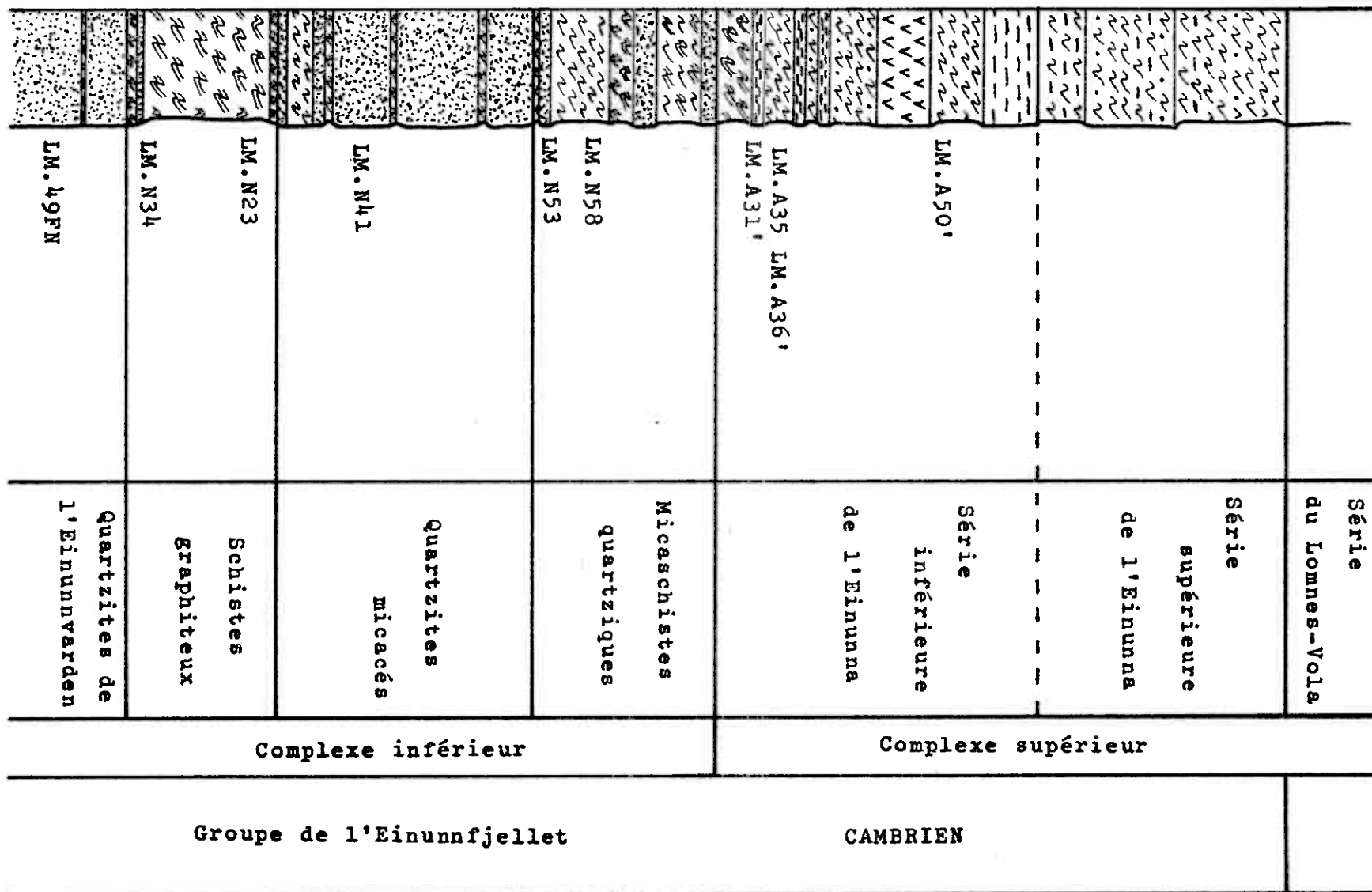


FIG. S.1

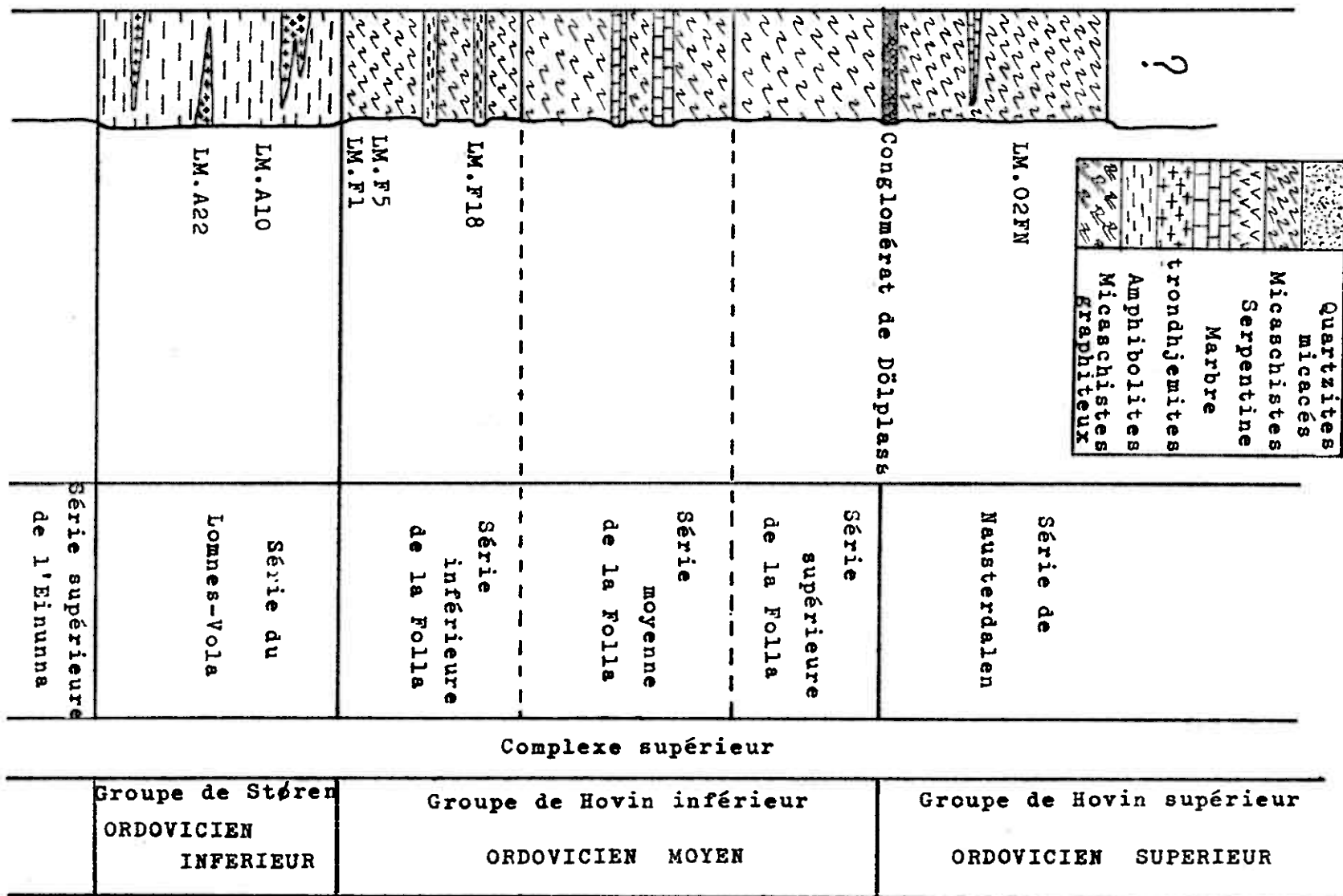


FIG. S.2

B - LE COMPLEXE SUPERIEUR

1°) La série de l'Einunna

X La série de l'Einunna ou Série sombre de l'Einunna représente une formation d'environ 200 m d'épaisseur dont la variété n'a d'égale que les problèmes qu'elle pose.

Elle affleure en de nombreux endroits. Nous l'avons définie sur le flanc Est de l'anticlinal de l'Einunnfjellet dans la basse vallée de l'Einunna. On la retrouve symétriquement sur le flanc Ouest de cet anticlinal.

C'est principalement cet ensemble qui au Sud chevauche les sparagmites où il affleure tout le long de la vallée de l'Hausta (Haustdalen) et sur les flancs Nord et Sud du Kjemsjölfjellet jusqu'à la vallée de Skarvdalen à l'Ouest et Flåane au Sud.

Cette série de l'Einunna est aussi caractéristique au Högåsen, dans la vallée de Sagbekken et au Reisliåsen.

On constate donc que cette formation a une extension importante.

Avant d'aborder l'étude de détail de la lithologie et de la pétrographie, il est utile de signaler un fait qui nous a posé quelques problèmes sur le terrain. En effet, au fur et à mesure de nos observations nous nous sommes aperçus que les faciès pétrographiques des formations observées au Nord et au Sud différaient les uns des autres.

Nous avons pensé d'abord que les niveaux observés de chaque côté des structures anticlinale (Einunnfjellet) et synclinale (Nausterdalen) n'étaient pas comparables et que leur origine était différente.

Nous avons pu ensuite, grâce à des Logs détaillés et une étude précise de lames minces, mettre en évidence que ces différences étaient dues à trois facteurs :

- variations latérales de faciès sédimentaires originels
- influence d'une tectonique importante (mylonitisation)
- différence de métamorphisme (apparition des grenats).

Nous ferons d'ailleurs les mêmes constatations à propos des micaschistes gris de la Folla (série de la Folla).

XX Cette série sombre de l'Eimunna ainsi définie et géographiquement située peut être divisée en deux ensembles : à la base, la série sombre inférieure, d'origine volcano-sédimentaire ; au sommet, la série sombre supérieure, d'origine sédimentaire.

La limite entre les micaschistes quartziques et la série inférieure de l'Eimunna a été fixée à un niveau graphiteux. On trouve ensuite, sur environ 60 m d'épaisseur, plusieurs alternances de niveaux amphibolitiques (amphibolites et micaschistes à amphiboles) et de niveaux de micaschistes et quartzites.

Précisons que les contacts entre les amphibolites et les micaschistes sont des contacts francs.

Un banc de serpentine stratiforme sus-jacent, d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, représente un niveau repère ; cette serpentine est souvent transformée en talc et asbeste.

Cette serpentine affleure dans l'Eimunna (et symétriquement sur le flanc Ouest de l'Eimunnfjellet), au Reinsliåsen, à Flåane et au Sud du Tjörnåsstea.

La serpentine et les amphibolites ont fait l'objet d'analyses géochimiques sur lesquelles nous reviendrons plus loin et nous aborderons aussi le problème de l'origine des amphibolites.

Sur environ 50 m d'épaisseur, au-dessus, nous avons de nouveau micaschistes et amphibolites.

La coupure entre série sombre inférieure et série sombre supérieure n'est pas franche. Nous quittons le domaine volcano-sédimentaire de la base pour tomber dans le domaine des micaschistes, quartzites et garbenschiefer qui s'étendent sur environ 90 m d'épaisseur. (voir définition des Garbenschiefer, p. 14).

C'est à l'apparition des premiers schistes verts que se situe la limite supérieure de cette série de l'Eimunna.

XXX LM.A31 - Amphibolite de la série sombre inférieure

- *Amphibole* : en cristaux allongés poecilitiques, vert franc, de taille variable (1 à 10 mm). Inclusions de quartz, épidote, calcite, biotite, albite. Les mesures d'angle d'extinction sont faibles : 15° (voir étude géochimique des amphiboles).
- *Biotite* : parfois rendue isotrope, parfois transformée en chlorite. Sans orientation définie.
- *Epidote, zoïsité* : en inclusions dans les amphiboles ou en traînées épidotitiques.
- *Plagioclase* : Albite en petits cristaux non mâclés. L'étude des plagioclases des amphibolites du Högåsen (59FS) et de Skarvdalen

(115FS) sur lesquelles des analyses chimiques ont été effectuées, nous a donné une composition variant de l'albite An 5 à l'oligoclase - andésine An 30.

- *Quartz* : en grains hétérométriques peu nombreux
- *Calcite* : tardive.
- *Minerais*

LM.A35 - Epidotite à structure granolépido-
blastique de la série sombre inférieure.

- *Epidote* : en petits grains isométriques disposés en trainées
- *Biotite* : en paillettes d'environ 1 mm, de teinte brun-vert sombre, surtout concentrée près de l'épidote.
- *Chlorite* : en cristaux rayonnants ou en plages fibreuses.
- *Amphibole* : rare, en cristaux vert-clair, poecilites (2 à 3 mm).
- *Albite* : en petits cristaux, parfois maclés
- *Quartz* : grains très hétérométriques à extinction roulante
- *Calcite* : grands cristaux tardifs.
- *Minéraux opaques* : oxydes de fer

LM.A36' - Micaschiste albitique à structure granoblastique de la série sombre inférieure.

- *Muscovite* : elle représente 90 % des micas. Il n'y a donc que très peu de biotite et chlorite.
- *Albite* : 80 % de la roche. Cristaux millimétriques, peu maclés, à contours déchiquetés et engrenés.
- *Grenats* : très nombreux, bien cristallisés, de petite taille.
- *Epidote*
- *Zoisite*
- *Quartz*
- *Graphite*

LM.A50' - Micaschiste feldspathique à structure granolépido-
blastique (série sombre supérieure).

Nous signalons cette lame mince parce qu'elle est la seule au sein de notre série stratigraphique à contenir un pourcentage non négligeable de feldspath potassique (environ 10 %)

Les colorations au cobaltinitrite de potassium et à l'amarante nous ont révélé : feldspath alcalin et feldspath calco-alcalin. L'albite et les micas^{sont} souvent traversés par des trainées potassiques qui représentent donc une phase potassique tardive mais très locale.

Les garbenschiefer (garben-schists) : T. Strand (1960) les définit ainsi : "ce sont des Metaargillites caractéristiques du Trondheim avec de grands porphyroblastes d'amphibole disposés en gerbe. Ils contiennent souvent de la muscovite associée à l'amphibole" (cf. échantillons A61, A63, A69).

Signalons aussi la présence de niveaux très carbonatés (LM.A31", 43FN).

+ Etude chimique des serpentines

Les analyses n° G.3794 - 3795 - 3796 ont été effectuées par le C.R.P.G. de Nancy, en 1969.

L'analyse G.3794 correspond à l'échantillon A47
(vallée de l'Einunna)

L'analyse G.3795 correspond à l'échantillon 119FS
(Reinsli8sen)

L'analyse G.3796 correspond à l'échantillon N2 (Fl8ane)

	A47	119FS	N2
SiO ₂	33,70	40,80	36,80
Al ₂ O ₃	0,24	2,30	/
Fe ₂ O ₃	8,12	8,86	7,96
total			
MnO	0,14	0,10	0,10
MgO	37,23	34,87	40,23
CaO	0,28	/	/
Na ₂ O	0,24	0,26	0,26
K ₂ O	0,04	0,09	0,04
TiO ₂	0,05	0,07	0,05
PF	18,80	11,37	13,47
total	98,84	98,72	98,91

	A47	119FS	N2
<u>Paramètres de Niggli</u>			
Si	53,70	67,22	55,19
Al	0,22	2,22	/
Fm	98,88	97,26	99,58
C	0,47	/	/
Alk	0,41	0,50	0,41
K	0,09	0,18	0,09
Mg	0,89	0,88	0,90
<u>Paramètres C.I.P.W. de Lacroix</u>			
P	V	V	V
q	5	5	5
r	5	5	5
s	5	4	5
h	1	1	1
k	'5	4	(4)5
l	1	1	1
m	1'	1'	1'

On remarque l'homogénéité des paramètres magmatiques ; les paramètres de Niggli permettent de classer les roches dans les péridotites ; les paramètres de Lacroix confirment cette origine.

Il ne nous est pas possible actuellement de conclure sur l'origine de ces péridotites. Le problème mériterait qu'on s'y attarde, et l'étude détaillée des roches basiques et ultrabasi-ques entreprise par M. Rollet, apportera sûrement des données intéressantes.

On peut simplement constater que, malgré leurs contacts tectoniques avec les roches encaissantes, ces serpentines se trouvent en position stratigraphique toujours identique au sein de la série de l'Einunna !

+ Etude chimique des amphibolites

<u>Analyses</u>	<u>Echantillons</u>	<u>Provenance</u>
G.2284	65FS	Högåsen
G.2287	A38	Einunndalen
G.2289	115FS	Skarvdalen
G.3798	19FN	Einunndalen
G.3799	62FN	Einunndalen
G.3804	93FS	Högåsen
G.3797	30FN	Stralsjöåsen

Analyses effectuées par le C.R.P.G. de Nancy, en 1969.

	65FS	A38	115FS	19FN	62FN	95FS	30FN
SiO ₂	50,80	47,70	53,80	52,10	49,20	49,90	51,80
Al ₂ O ₃	13,60	16,55	14,90	14,95	17,20	17,10	11,50
Fe ₂ O ₃ total	15,20	7,59	13,94	8,46	14,11	10,85	9,87
MnO	0,27	0,18	0,29	0,16	0,24	0,08	0,04
MgO	5,33	7,88	3,33	4,63	4,17	6,64	13,30
CaO	6,44	11,09	6,52	10,80	5,56	8,55	10,17
Na ₂ O	3,85	3,99	4,43	3,37	4,37	3,47	0,83
K ₂ O	0,30	0,29	0,30	0,29	0,74	1,17	0,39
TiO ₂	2,27	1,12	2,39	0,37	2,72	0,49	0,17
PF	1,27	2,67	0,45	3,51	0,59	2,25	2,21
Total	99,33	99,06	100,35	98,64	98,90	100,50	100,28
<u>Paramètres de Wiggli</u>							
Si	132,15	110,08	149,76	139,92	130,10	120,27	112,37
Al	20,81	22,46	24,39	23,61	26,75	24,24	14,67
Fm	51,04	40,76	43,68	36,05	45,06	43,78	59,40
C	17,94	27,42	19,44	31,07	15,75	22,07	23,63
Alk	10,19	9,33	12,46	9,25	12,43	9,89	2,28
K	0,04	0,04	0,04	0,05	0,10	0,18	0,23
Mg	0,40	0,66	0,31	0,51	0,36	0,54	0,72
<u>Paramètres C.I.P.W. de Lacroix</u>							
p	'III	III	IVIII)	(IIIII	II'	'III	III'
q	5	5'	(4)5	'5	5	5	(4)5
r	3	3'	3	3(4)	3	3(4)	4(5)
s	5	5	5	5	(4)5	4'	4
h	2	1(2)	2'	(1)2	2(3)	(1)2	1'
k	1	3	1	1	2	3	1
l	(1)2	2	'2	2(3)	1	'2	'2
m	3	2	3(4)	'3	3'	(2)3	2

Nous ne discuterons pas ici l'origine ortho ou para des amphibolites ; cela fait spécialement l'objet d'un paragraphe un peu plus loin.

Nous pouvons simplement constater l'homogénéité des paramètres magmatiques. La composition des 7 roches analysées varie entre une diorite et un gabbro avec une tendance vers le pôle le plus basique.

Les résultats paramétriques et les structures résiduelles observées en lame mince permettent déjà d'envisager une origine magmatique de ces amphibolites.

2°) La série du Lomnesvola

X La série du Lomnesvola ou série des schistes verts du Lomnesvola représente l'ensemble le plus caractéristique de notre série stratigraphique.

Comme son nom l'indique cette formation a été définie sur le flanc Ouest du Lomnesvola, à l'Est de l'anticlinal de l'Einnunfjellet. On la retrouve à l'Ouest de l'Einnunfjellet : au Svartåsen, dans la vallée de la Folla et au Kakellkletten où elle constitue un important chevauchement.

Au Sud de la Folla, ces schistes verts affleurent en de nombreux endroits : du Sud du Ryberget au Nord du Reinsliåsen, du Nord du Tverrlivola au Nord du Storkampen, et, parallèlement à la série sombre, au Nord de la vallée de l'Hausta.

On retrouve enfin, au milieu de la série de la Folla dont nous parlerons plus loin, des lambeaux de schistes verts d'origine tectonique (Lomsjövola et NW du Volengsvola).

XX Cette série est composée d'environ 100 m d'amphibolites massives et d'amphiboloschistes au sein desquels on observe des sills de roches éruptives de teinte claire : ce sont les "métatrondhjemites" des auteurs norvégiens. V.M. Goldschmidt les définit ainsi : "ce sont des roches de couleur claire, acides, plutoniques avec de l'oligoclase ou de l'andésine comme plagioclase, le feldspath potassique étant absent. Biotite et amphibole sont les minéraux sombres. Les plagioclases zonés, plus ou moins idiomorphiques, donnent la texture caractéristique des Trondhjemites".

La limite inférieure de l'ensemble a été fixée à la première apparition de schistes verts au dessus de la série supérieure de l'Einnunna ; alors que la limite supérieure est située à la disparition de ces mêmes schistes verts ; ces limites sont donc assez floues.

Remarque : le terme de schistes verts, très usité en Norvège, n'est pas à confondre avec le faciès schistes verts ou greenschist facies. C'est à la couleur verte de ces amphibolites et amphiboloschistes que le terme se rapporte.

T. Strand cite à la page 177 du NGU 208 : "...From the green colour characteristic of gabbroïd rocks in Low facies, the metabasalts and metaandesites are called greenstones and greenschists..."

Avant d'aborder la description de quelques types pétrographiques, précisons qu'amphibolites et "métatrandhjemites" ont fait l'objet d'analyses chimiques dont nous verrons les résultats plus loin.

XXX LM.A10 - Amphibolite (sommet de la série)

- *Amphibole* : en cristaux de 1 à 5 mm, de couleur vert sombre, poecililitiques (inclusions de quartz et épidote). Les mesures d'angle d'extinction sont faibles : 15° en moyenne.
- *Plagioclases* : ce sont des phénocristaux d'albite (An 5 - 10), mâclés et très cataclasés.
- *Quartz* : en grains hétérométriques, à contours déchiquetés, et à extinction ondulante. En grains microscopiques dans les passages chloriteux.
- *Chlorite* : abondante dans certaines parties de la roche.
- *Epidote*
- *Sphène*

LM.A22 - Metatrandhjemite (base de la série - Structure granoblastique)

- *Plagioclases* : Phénocristaux, parfois poecililitiques, parfois zonés et de composition acide : albite An 5 à oligoclase An 20.
- *Quartz* : en pourcentage important. Petits grains à extinction roulante. Parfois concentrés en amas tectonisés.
- *Biotite* : la quantité est variable, en général faible. Petits cristaux, très souvent transformés en muscovite et chlorite.
- *Grenats* : nombreux, de grande taille, bien cristallisés et poecililitiques (inclusions de quartz et calcite).
- *Amphibole* : rare, en cristaux poecililitiques.
- *Calcite*
- *Epidote* - *Zoisite*

+ Etude chimique des amphibolites

Les analyses ont été effectuées par le C.R.P.G. de Nancy en 1969.

<u>Analyses</u>	<u>Echantillons</u>	<u>Provenance</u>
G.2283	46FN	Kirsteinhöa
G.2288	25FS	Einstakakletten
G.3800	A6	Lomnesvola
G.3801	A7	Lomnesvola
G.3802	04FS	Volsetra
G.4348	22FN	Lomsjövola
G.4349	05FN	Lomsjövola

	46FN	A6	A7	04FS	22FN	05FN	25FS
SiO ₂	52,40	51,70	52,20	53,30	51,80	48,90	55,60
Al ₂ O ₃	14,80	17,70	16,20	14,90	14,70	15,50	20,30
Fe ₂ O ₃ total	12,66	8,99	10,53	11,94	11,30	16,05	4,22
MnO	0,89	0,04	0,23	0,09	0,43	0,22	0,50
MgO	6,62	4,73	6,36	5,62	6,17	2,88	0,86
CaO	7,61	7,05	6,86	5,28	5,04	7,19	6,09
Na ₂ O	2,67	5,02	4,92	5,08	3,15	3,47	4,17
K ₂ O	0,54	0,24	0,20	0,19	0,94	0,68	2,64
TiO ₂	0,98	0,73	0,45	1,37	1,30	2,58	0,86
PF	1,10	3,32	0,59	1,30	5,81	2,14	4,14
Total	100,27	99,52	98,54	99,07	100,64	99,61	99,38
<u>Paramètres de Niggli</u>							
Si	131,11	140,31	132,49	144,37	144,74	131,61	191,30
Al	21,78	28,25	24,18	23,73	24,16	24,53	41,08
Fm	50,48	37,64	44,75	47,29	50,55	44,52	16,78
C	20,40	20,49	18,65	15,32	15,08	20,73	22,45
Alk	7,32	13,59	12,40	13,64	10,19	10,20	19,68
K	0,11	0,03	0,02	0,02	0,16	0,11	0,29
Mg	0,49	0,51	0,54	0,48	0,51	0,27	0,26
<u>Paramètres C.I.P.W. de Lacroix</u>							
p	'III	II'	(II)III	I(III)	II(II)	II(II)	I(II)
q	(4)5	5	5	5	(4)5	5	'5
r	'4	3	3	'3	3'	3'	3
s	(4)5	5	5	5	4'	(4)5	4
h	2	'2	(1)2	2	2	2(3)	(2)3
k	1	2(3)	'3	1	1	1	1
l	1(2)	(1)2	(1)2	1(2)	1	(1)2	1'
m	3	'3	(2)3	3	'3	'4	'4

On observe là encore l'homogénéité des paramètres magmatiques. Le domaine magmatique des roches analysées se situe entre diorite et gabbro avec une tendance vers le pôle le plus acide.

Nous discuterons plus loin l'origine de ces amphibolites dont l'étude paramétrique et les structures observées laissent envisager une origine magmatique.

+ Etude chimique des "Métatrondjemites"

Analyses effectuées en 1969 par le C.R.P.G. de Nancy

<u>Analyses</u>	<u>Echantillons</u>	<u>Provenance</u>
G.2285	65FN	Lomnesvola
G.2286	A22	Lomnesvola
G.2290	121FS	Kakella
G.2291	33FN	Lomnesvola

	65FN	A22	121FS	33FN
SiO ₂	75,10	76,00	70,90	74,50
Al ₂ O ₃	10,90	12,80	13,20	13,70
Fe ₂ O ₃ total	4,79	1,97	6,79	2,38
MnO	0,05	0,04	0,13	0,04
MgO	1,28	0,00	0,50	0,79
CaO	1,09	1,92	3,00	2,33
Na ₂ O	5,04	4,39	5,24	5,76
K ₂ O	0,49	1,28	0,05	0,10
TiO ₂	0,27	0,34	0,60	0,40
PF	1,15	1,24	0,13	0,61
Total	100,21	99,28	100,54	100,61
<u>Paramètres de Niggli</u>				
Si	409,83	470,20	321,77	388,08
Al	34,99	46,58	35,23	41,97
Fm	30,31	9,35	27,01	15,64
C	6,37	12,72	14,58	13,00
Alk	28,32	31,33	23,15	29,36
K	0,06	0,16	0,00	0,01
Mg	0,34	0,00	0,12	0,39

	65FN	A22	121FS	33FN
<u>Paramètres C.I.P.W. de Lacroix</u>				
p	I(II)	I	I(II)	I
q	3'	3'	(3)4	(3)4
r	'2	2	2'	2
s	5	4'	5	5
h	2	3	2(3)	2'
k	1	1	1	1
l	1	1	1(2)	1
m	3'	5	4(5)	3

Les paramètres magmatiques situent les 4 roches analysées à la limite des granodiorites et des diorites quartziques.

On a donc effectivement, au sein de la série du Lomnesvola, 2 associations magmatiques : l'une à tendance basique, l'autre à tendance acide. Cependant, on observe une certaine unité entre les différents paramètres magmatiques. Cela peut être en faveur d'une évolution continue ?

3°) La série de la Folla

X La série de la Folla, ou série des micaschistes gris de la Folla, est remarquable par son extension. L'épaisseur de cette série est en fait très faible : 200 à 250 m, mais elle a été décollée tectoniquement, de sorte qu'elle occupe en superficie la moitié du terrain cartographié.

C'est grâce à une très bonne coupe le long de la Folla, sur le Flanc Est de l'Einnunfjellet, que nous avons pu la définir et en faire l'étude détaillée.

On retrouve ces micaschistes gris de la Folla à l'Ouest de l'Einnunfjellet et en particulier au Gråvola, au Björnhö et au Ryberget. Les affleurements du Gruvkletten feront l'objet d'une étude plus détaillée.

Les grands sommets du Sud de la Folla sont bâtis dans ces micaschistes gris. Ce sont les Kvitvola, Veslekampen et Storskardvola.

Rappelons que nous avons noté une petite différence de faciès entre le Nord et le Sud et dont les causes sont les mêmes que pour la série de l'Einnunna. C'est pourquoi nous avons fait une autre coupe détaillée au Sud dans la vallée de Veslebekken.

Cet ensemble de la Folla est assez varié, mais sa cartographie a été rendue relativement aisée grâce aux bancs repères qu'il contient.

XX Nous pouvons diviser cette série en trois parties :

- à la base, la série inférieure est représentée par environ 90 m de micaschistes auxquels sont mêlés des tufs volcaniques. Cet ensemble est siliceux à la base et calcitique au sommet. La limite avec la série du Lomnesvola est marquée par la disparition des schistes verts.

- au centre, les micaschistes de la série moyenne, épais de 70 m, contiennent un banc repère de marbre à fuchsite et un niveau de grenatite.

- au sommet, un ensemble de 80 m d'épaisseur avec des micaschistes gréseux, phylliteux et graphiteux et quelques bancs de quartzites. La limite supérieure de cet ensemble de la Folla correspond au conglomérat de Dölplass.

XXX LM.F5 - Schiste albitique à chlorite, à structure lépidoblastique

- *Chlorite* : composant essentiel ; provient de la rétro-morphose d'une biotite dont il reste quelques reliques à l'état isotrope.
- *Quartz* : en grains hétérométriques à extinction roulante.
- *Albite* : en grande quantité (30 %), révélée par coloration à l'amarante, en petits grains non mâclés.
- *Zoïsite*
- *Calcite* : traces
- *Minerais*

LM.F1 - Micaschiste à structure grano-lépidoblastique

- *Biotite* : amas fibreux à paillettes déformées et tordues non orientées. La déferrification de cette biotite donne la muscovite dont les clivages sont soulignés par des oxydes de fer. La chlorite garde les traces de zircon à auréole pleiochromique. Des mesures de biréfringence ont donné :
mica blanc : $N_g - N_p = 0,030$
mica noir : $N_g - N_p = 0,046$
- *Grenats* : ils sont poecilites (inclusions de quartz).
- *Calcite* : très grande quantité de carbonate "tardif" déterminé par coloration à l'alizarine.
- *Quartz*
- *Graphite*

LM.F18 - Tuf amphibolitique, structure granoporphyroblastique

- *Amphibole* : taille très variable, cristaux poecilitiques (quartz épidote) à angles d'extinction faibles (10 à 18°).
- *Plagioclases* : phénocristaux de composition acide (albite An 5-oligoclase An 15). Parfois poecilitiques.
- *Chlorite* : elle provient d'une biotite dont il reste quelques éléments isotropes.
- *Grenats* : ils sont gros, bien cristallisés, brun-rouge et très poecilitiques (quartz, zoïsite).
- *Carbonate* : la coloration nous révèle de la calcite. Origine secondaire.
- *Epidote, zoïsite* : petits grains, uniformément présents dans la roche.
- *Quartz* : hétérogranulaire. Extinction plus ou moins roulante.
- *Oxydes de fer*

LM.F89 - Micaschiste amphibolitique (coupe du Gruvkletten)

La structure est nettement orientée mais très "plissée". Il y a de très beaux microplis au sein des lits phylliteux, faits d'un ensemble biotite - muscovite et chlorite ; ces deux derniers constituants proviennent de la rétro-morphose du premier.

La biotite contient souvent du zircon ; beaucoup de biotites perpendiculaires à la schistosité primaire sont poecilitiques et confirment par là leur caractère secondaire. Les oxydes de fer issus de la déferrification de cette biotite se sont déposés soit en plages d'oxydes, soit en liseré autour des grains de quartz.

De grands cristaux d'amphibole, poecilitiques (quartz, micas) semblent tardifs au milieu de cette trame micacée. Ils sont souvent tournés, jusqu'à 90° par rapport à la direction générale. Certains cristaux, ont, au cours de leur mouvement révolutif, repoussés les lits phylliteux qui les entourent.

Les grenats ont subi le même sort : ils sont poecilitiques, hélicitiques ou cycloïdes, et tordus.

La quantité d'albite n'est pas négligeable (15 %) dans cette roche remarquable pour l'étude de la liaison métamorphisme-tectonique.

- Le marbre à fuchsite (muscovite chromifère de teinte verte) est très souvent lié à des quartzites et cet ensemble a environ 10 m d'épaisseur (LM.F59, F60, F61).

- Le niveau de grenatite est accompagné d'un marbre de teinte grise et d'un niveau très graphiteux. L'épaisseur de l'ensemble est d'environ 5 m (LM.F49 à F52).

- Signalons enfin la présence de tourmaline dans certains niveaux des micaschistes gris du Sud de la Folla.

4°) Le conglomérat de Dölplass

X Il a constitué pour nous un niveau repère d'un très grand intérêt ; on ne peut que regretter son peu d'affleurements

Il affleure de chaque côté du synclinal de Nausterdalen et constitue la limite entre la série de la Folla et la série de Nausterdalen.

On le suit fort bien au niveau de la Folla, sous le pont de Dölplass, et on le retrouve au Sud, dans les vallées de Veslebekken et de Storbekken.

XX Cet ensemble a environ 70 m d'épaisseur. Dans une matrice fine, micacée et quartzique (biotite, muscovite, chlorite, épidote, quartz), on observe d'une part des galets de roches volcaniques à structure "doléritique", d'autre part des galets de tufs à gros phénocristaux de plagioclases acides.

Les roches à structure doléritique sont composées par un enchevêtrement de plagioclases acides (albite - oligoclase An 5 - An 15) où la plupart des ferromagnésiens ont disparu. On observe encore quelques cristaux d'épidote et d'amphibole. Il y a parfois abondance de calcite secondaire.

+ Une analyse chimique a été effectuée sur un des galets (77FN3). En voici les résultats :

	77FN3	Niggli	77FN3	C.I.P.W.	77FN3
SiO ₂	51,60	Si	191,4	p	11'
Al ₂ O ₃	12,70	Al	27,7	q	(4)5
Fe ₂ O ₃ (tot.)	6,15	Fe	35,6	r	(2)3
MnO	0,22	C	20,0	s	(4)5
MgO	3,21	Alk	16,5	h	2
CaO	9,05	K	0,11	k	1
Na ₂ O	4,07	Mg	0,50	l	3
K ₂ O	0,81			m	'3
TiO ₂	2,21				
PF	9,47				
total	99,49				

Les résultats d'analyse donnés ici sont tels qu'ils nous ont été fournis par le C.R.P.G. de Nancy. Cependant, le pourcentage de calcite secondaire étant très important dans le galet analysé, nous en avons tenu compte dans le calcul des paramètres.

Nous avons déterminé, avec une approximation suffisante, la quantité de calcite pure au sein de la roche par calcimétrie (méthode de Bernard) : environ 7 % de calcite pure.

Les paramètres magmatiques correspondent à une composition chimique de diorite. Ils sont très proches des paramètres des amphibolites de la série du Lomnesvola. De plus, on observe au sein des "schistes verts" des amphibolites dont les structures sont semblables à celles des galets du conglomérat (cf. LM. 05FN, 22FN et 110FS).

Nous discuterons plus loin ces deux faits importants pour déterminer l'origine possible du conglomérat.

5°) La série de Nausterdalen

X La série de Nausterdalen ou phyllites grises de Nausterdalen, forme le coeur synclinal de Nausterdalen et constitue le terme tout à fait supérieur de notre stratigraphie.

Son extension est limitée ; on la retrouve au Sud de la Folla, au niveau du Volengsvola et au SE du Veslekampen où elle disparaît par ennoïement.

XX Le terme de "phyllites" attribué aux roches qui composent cette série n'est pas en fait le terme exact. Ce sont des micaschistes à deux micas, à granulométrie fine, à débit ardoisier, et s'étendant sur environ 100 m d'épaisseur.

On observe sporadiquement au milieu de la série, un banc de marbre de teinte grise.

XXX LM.02FN - Micaschiste à structure grano-lépidoblastique

- *Muscovite* : elle constitue 90 % des minéraux phylliteux. Elle provient d'une biotite dont il reste des reliques, plus ou moins chloritisées.
- *Quartz* : en grains isométriques, à extinction plus ou moins roulante.

- *Plagioclases* : en petits cristaux d'albite An 5 - oligoclase An 15.
- *Calcite* : en petites plages. Quantité non négligeable. Origine secondaire.
- *Minéraux opaques* : graphite surtout.

C - SPARAGMITE ET SOLNA

1°) Le groupe de la Sölna

Située à l'Est de notre secteur cartographié, cette série est chevauchée par notre unité au niveau de la retombée orientale de l'anticlinal de Gamalsætra.

Elle a été étudiée de façon détaillée par R. Kleine-Herring avec lequel nous avons collaboré fructueusement.

C'est un ensemble varié où tous les types pétrographiques sont représentés.

On peut se poser la question de savoir si cet ensemble représente vraiment une unité totalement indépendante ou si au contraire, elle n'est qu'un repli de séries comparables à celles définies par H. Heim. R. Kleine-Herring n'a pas résolu le problème.

2°) Les sparagmites

Au Sud, nous avons limité le champ de nos investigations au contact du Trondheim et des sparagmites. Nous ne dirons que quelques mots de ces quartzites éocambriens qui ont déjà fait l'

objet d'études détaillées et nous renverrons le lecteur aux ouvrages traitant de ce sujet, et en particulier à la thèse en cours de rédaction de A. Prost (Faculté des Sciences, Paris).

Au contact de nos séries cambro-siluriennes, la formation sous-jacente appartient à l'unité du "Seve clastique" de Törnebohm, appelée en Norvège "nappe de Kvitvola". Elle est constituée essentiellement d'arkoses et de quartzites feldspathiques en dalles (anciennement dits "sparagmites"), recristallisés dans le faciès greenschist.

A l'Ouest, dans la vallée de la Grimsa, le contact est marqué par des gneiss ocellés de couleur sombre, à gros yeux roses de microcline (H. Heim).

D - ORIGINE DES AMPHIBOLITES

Il semble, d'après les observations de terrain -contacts francs entre amphibolites et roches encaissantes-, l'étude des structures en lames minces et l'étude des paramètres magmatiques, qu'on soit ici dans le domaine des orthoamphibolites.

Nous allons discuter cette origine magmatique des amphibolites à l'aide des paramètres d'une part et des résultats d'analyses chimiques d'autre part.

1°) Paramètres de Niggli

Si l'on établit un diagramme C en fonction de Mg, on constate aisément que la répartition des points se fait aux environs de la courbe moyenne propre aux roches basiques (fig. A1, page suivante).

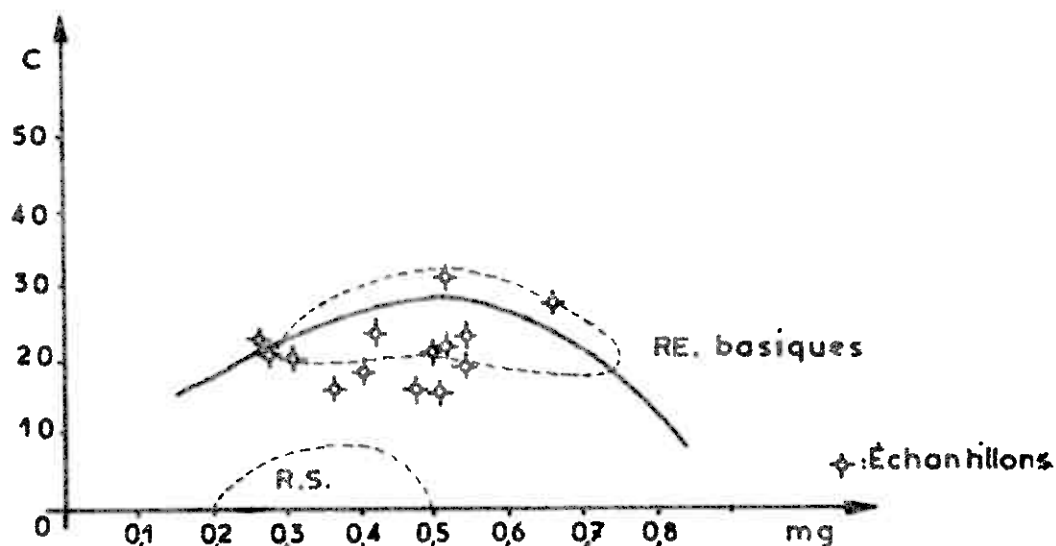


Fig A1 - Diagramme C en fonction de mg.

2°) Analyses chimiques (B. Moine et H. de la Roche⁽¹⁾)

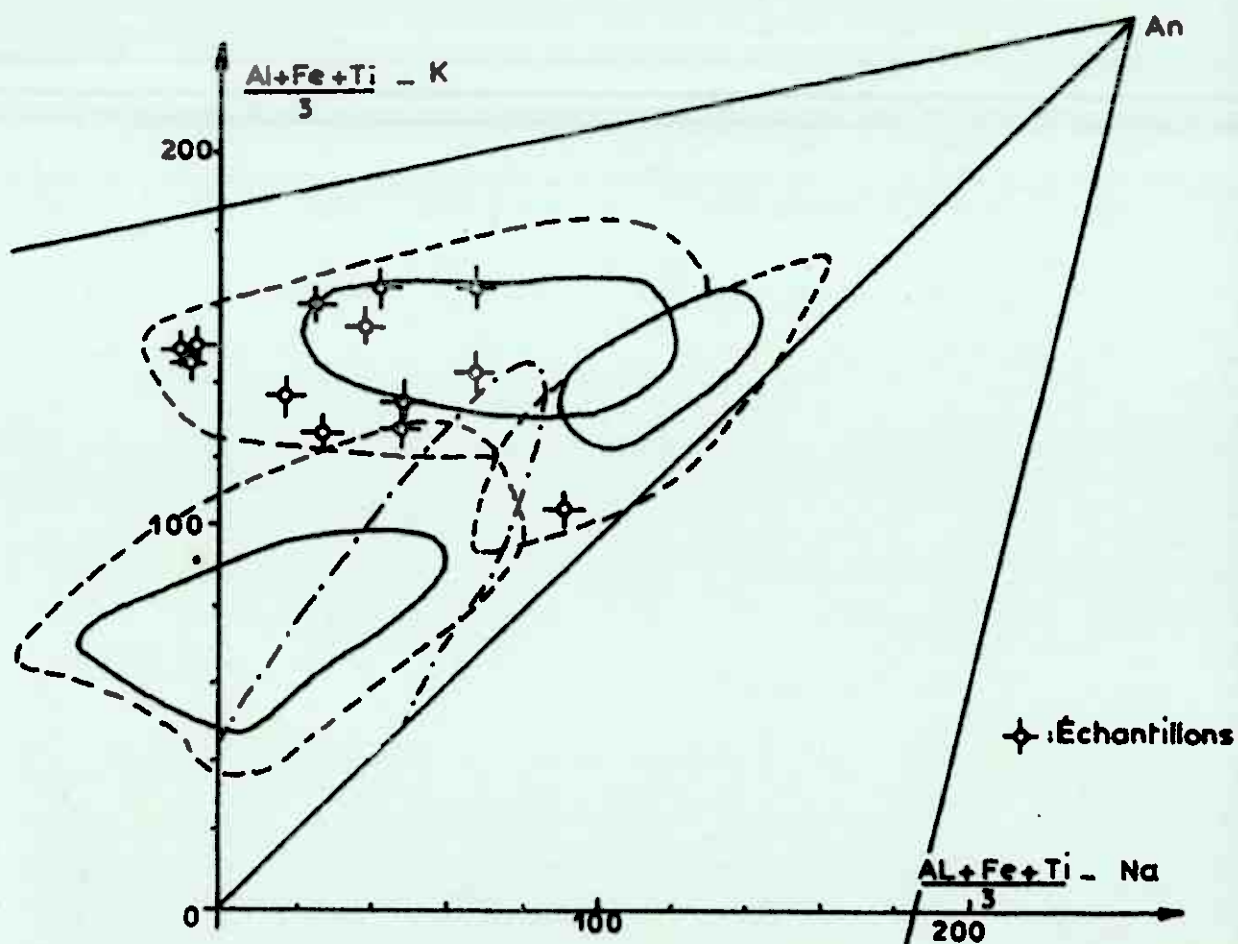
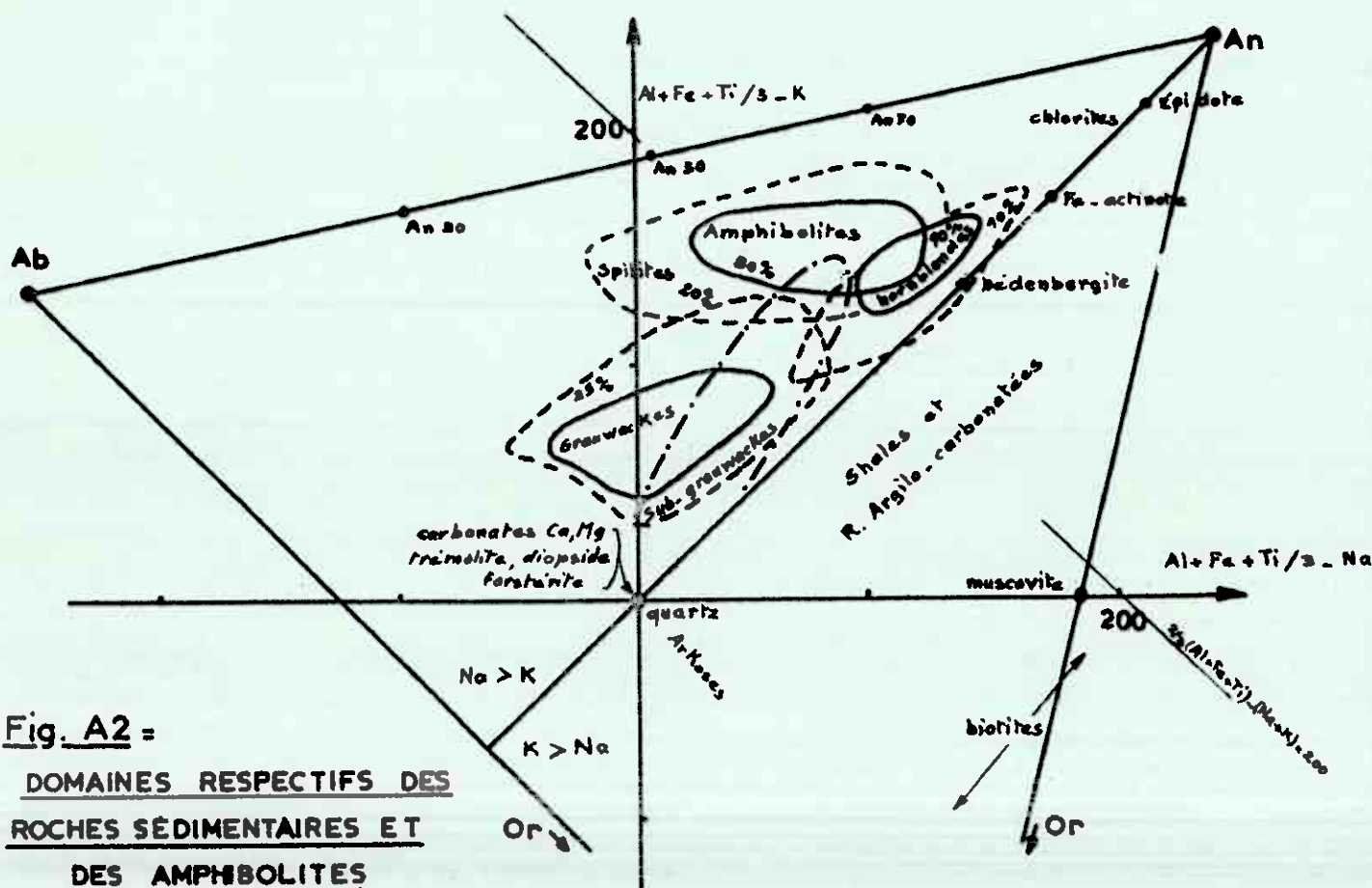
- Le diagramme établi à partir de $(Al + Fe + Ti) / 3 - K$ et $(Al + Fe + Ti) / 3 - Na$ (ramenés en millièmes) montre une répartition homogène des points au dessus de la ligne où $Na > K$, et dans le domaine des amphibolites issues de roches ignées basiques (fig. A2).

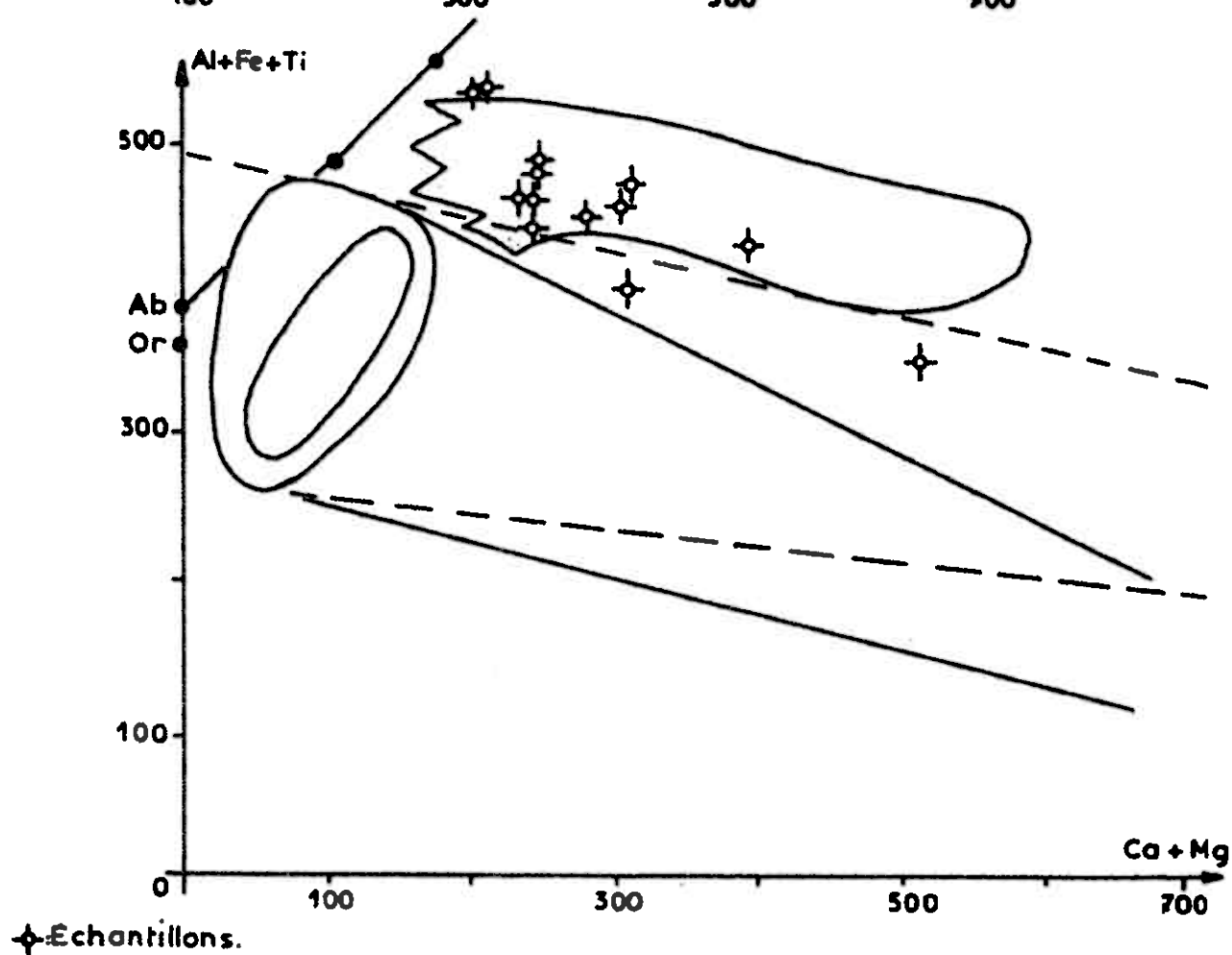
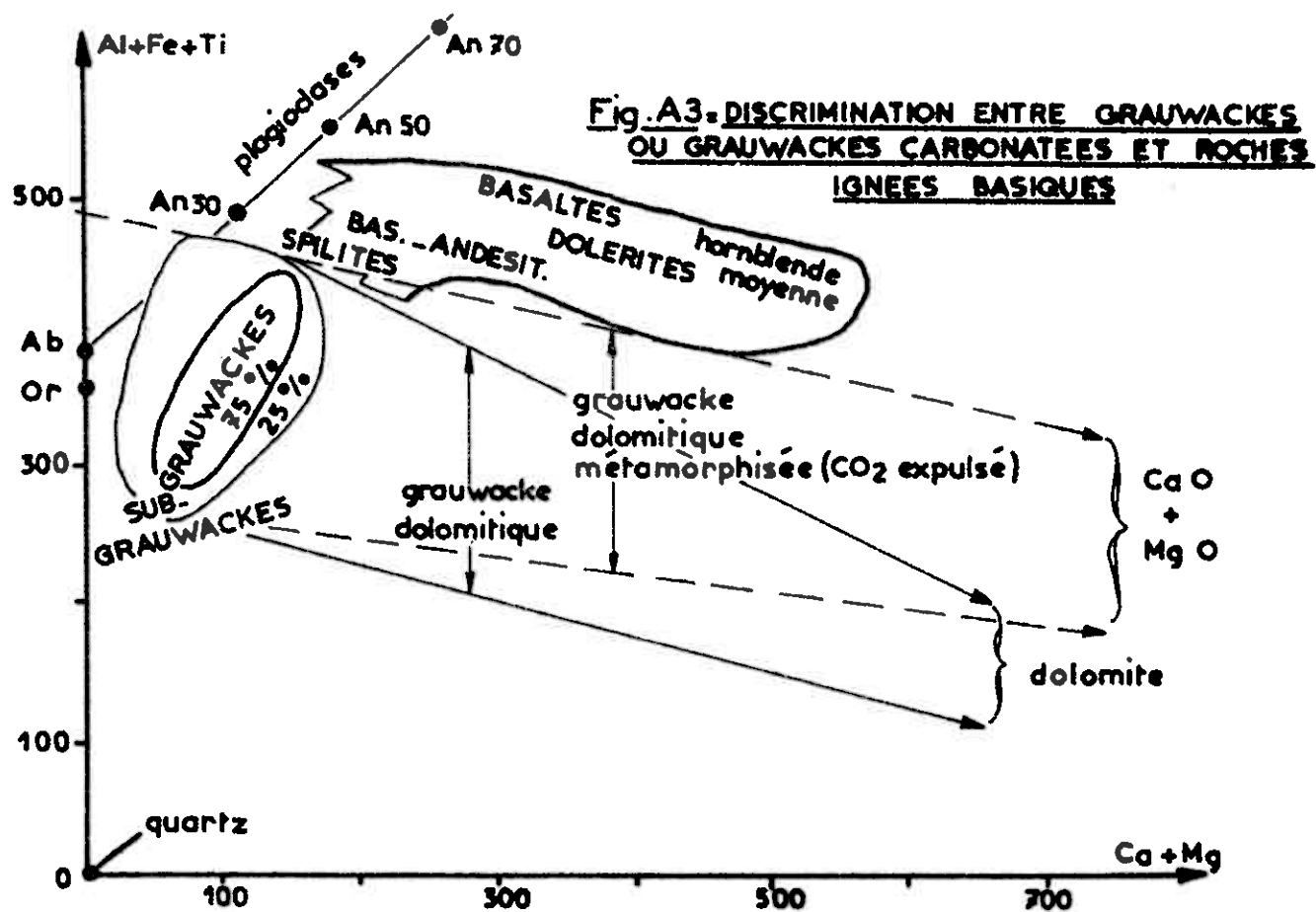
- Si on utilise le diagramme $(Al + Fe + Ti)$ en fonction de $(Ca + Mg)$, les points sont bien situés dans le domaine des roches ignées basiques (Fig. A3).

3°) Conclusions

Les contacts nets entre amphibolites et roches encaissantes, la présence de structures résiduelles visibles en lames minces, les résultats d'analyses chimiques, l'homogénéité des paramètres magmatiques et l'examen des diagrammes, permettent d'affirmer avec certitude l'origine ortho des amphibolites.

(1) B. Moine et H. de la Roche (1968) - Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 267, p. 2084-2087.





E - ESSAI GENETIQUE

Dans le tableau qui va suivre, nous avons essayé d'imaginer l'évolution sédimentologique originelle des séries que nous avons décrites.

Séries métamorphiques	Origine sédimentaire possible
Série de Nausterdalen	<u>Sédimentation pélitique</u> . Pélites argileuses, avec séquences carbonatées et séquences gréseuses plus grossières
Conglomérat de Dölplass	Conglomérat polygénique
Série de la Folla	<u>Sédimentation pélitique</u> , avec séquences carbonatées, séquences argileuses, séquences gréseuses et séquences carbonées. Tufs volcaniques ou grauwackes ?
Série du Lomnesvola	Roches magmatiques : gabbros, <u>diorites</u> , <u>granodiorites</u> .
Série supérieure de l'Einunna	<u>Sédimentation pélitique</u> : pélites argileuses avec intercalations marneuses et gréseuses. "Garbenschiefer".
Série inférieure de l'Einunna	Sédimentation pélitique : pélites argileuses avec niveaux gréseux plus grossiers. Roches magmatiques : <u>péridotites</u> , <u>gabbros</u> , diorites.
Micaschistes quartziques	<u>Sédimentation pélitique</u> : pélites argileuses avec des niveaux de quartzites
Quartzites micacés	<u>Sédimentation détritique</u> : quartzites, grès feldspathiques. Niveaux argileux
Schistes graphiteux	<u>Sédimentation pélitique</u> : pélites argileuses. Niveaux gréseux plus grossiers et niveaux carbonés.
Quartzites de l'Einunnavarden	<u>Sédimentation détritique</u> : quartzites, grès légèrement feldspathiques. Niveaux argileux.

III - DISCUSSION SUR LA POSITION ET L'AGE

DES FORMATIONS

+ Après avoir fait état de nos observations personnelles, nous allons essayer maintenant de discuter la position relative de chacune de ces séries, et voir comment elles se situent au sein des connaissances actuelles.

Pour cela, nous commencerons par comparer notre Log avec celui de H. Heim, sur la base duquel nous avons construit notre stratigraphie (Fig. S4).

Puis, dans une seconde partie, nous discuterons la position et l'âge de chacune de ces séries.

C'est en 1966 que H. Heim a publié une étude sur la région de Folldal, à l'Ouest de notre champ d'investigation, avec un Log stratigraphique détaillé des séries qu'il rencontrait.

C'est à l'aide de ses travaux que nous avons essayé de dater nos séries.

++ Nous n'avons jamais pu observer les niveaux sous-jacents aux quartzites de l'Einunnvarden, que nous avons définis comme base de notre série lithostratigraphique.

Des gneiss ocellés ont, paraît-il (communication orale), été traversés, lors du percement d'un tunnel au cœur de ces quartzites ; leur origine et leur position restent à définir. On peut cependant les comparer aux gneiss ocellés (Kleinaugengneis) et micaschistes (Bändergneis glimmer-schiefer Serie) de H. Heim.

Les gneiss ocellés que l'on trouve au contact du Cambro-Silurien et de l'Eocambrien, dans la vallée de la Grimsa, font eux partie de ce que Faerden appelle des "mylonites métamorphisées appartenant au chevauchement", et n'ont rien à voir avec les Kleinaugengneis.

Toutefois, il reste à vérifier que ces gneiss ocellés existent effectivement sous l'anticlinal de l'Einunnfjellet et que, de plus, la "Bändergneis glimmer-schiefer serie" de H. Heim est totalement représentée. Le problème est posé.

	Granatführender Gneisglimmer - schiefer	Obere Storhøjschiefer - - Serie	O. Hovin - - gruppe (O.Ordoviz.)
	Blaugrauer Bänderschiefer		
	musum - Konglomerat		
	Graphitischer Schiefer		
	Glimmersandstein		
	Granat - Bänderschiefer	Untere Storhøjschiefer - - Serie	U. Hovin - - gruppe (mittleres Ordoviz.)
	Kalkmarmor		
	Muskovit - Hornblendeporphyr - - roblast-schiefer		
	Übergangsschichten		
	Grünschiefer	Obere Grünschiefer - - Serie	
	Storbækk - Serie		Grünstein - - stufe
	Obere - G - Abfolge		
	Untere - G - Abfolge	Svendsbækk - - Serie	(unteres Ordoviz.)
	Muskovit - hornblendeführende Chloritschiefer		
	Grünschiefer	Untere Grünschiefer Serie	Støren - - gruppe
	(dunkle Glimmerschiefer)		
	Grimsa - Konglomerat	Grimsa - - Konglomerat Serie	
	Kalkmarmor		Røros - - gruppe
	Grauephyllitische Glimmerschiefer		
	Grüne Schiefer	Quarzit -	
	Dunkelgraue Glimmerschiefer - - Quarzit - wechselfolge	-Grünschiefer - -Phyllit - Serie	(meist kambrium)
	K - Quarzit = Einunnaquarzit (Kleinaugengneis)		
	Grauer Glimmerschiefer		
	Hornblendeporphyr - - blastführender		
	Muskovitschiefer	Bändergneis - -Glimmerschiefer - Serie	
	Bänderschiefer		
	Bändergneis		
	Dolomitmarmor		Sparagmit - - gruppe (Eokambrium)

L'ensemble du complexe inférieur comprenant : quartzites de l'Einunnvarden, schistes graphiteux, quartzites micacés et micaschistes quartziques ; et la base du complexe supérieur (série de l'Einunna) peuvent être assimilés à la "quartzit-grünschiefer-phyllit serie" de H. Heim.

"Bändergneis-glimmer-schiefer série, quartzit-grünschiefer-phyllit serie et Grimsa-konglomerat serie" constituent pour H. Heim le "Røros groupe" (Cambrien). Le terme de Røros étant actuellement très discuté, c'est par "groupe de l'Einunnfjellet" que nous désignerons l'ensemble du complexe inférieur + la série de l'Einunna.

Nous n'avons jamais pu retrouver de conglomérat ni de marbre au sommet de la série sombre de l'Einunna ; la "Grimsa konglomerat serie" n'est donc pas représentée sur notre terrain.

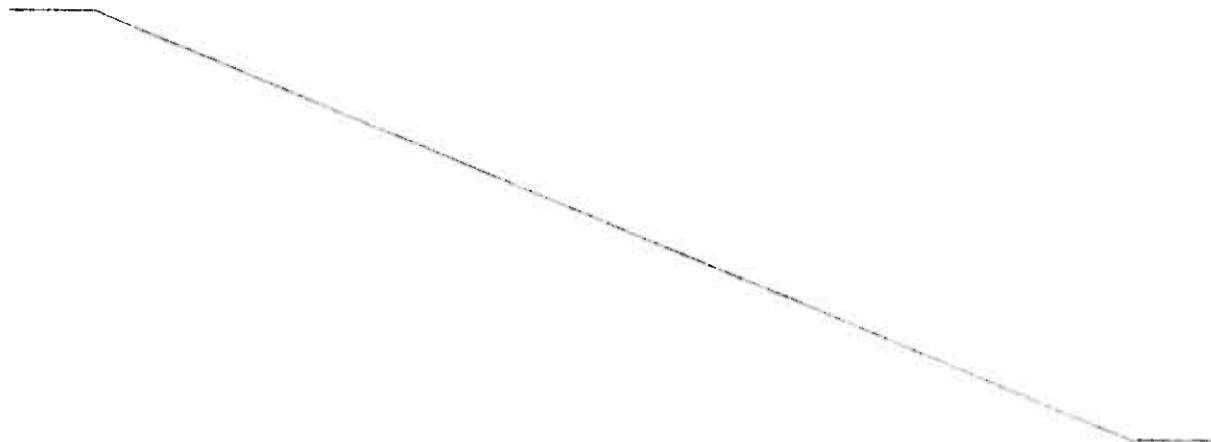
Si la série des schistes verts du Lomnesvola est très comparable au "Grünstein-stufe ou Støren groupe (Ordovicien inférieur)" de H. Heim, on remarquera cependant une importante différence d'épaisseur entre les deux séries : 100 m environ dans notre région, 1400 m chez H. Heim.

Il semble que H. Heim ait évalué ses épaisseurs sans tenir compte de l'extrême replissement de l'ensemble de ses séries.

La série de la Folla est l'identique, à l'épaisseur près, de la série inférieure de Storhø (Untere Storhøschiefer Serie) ; elle correspond donc au groupe de Hovin inférieur (Untere Hovin Gruppe) Ordovicien moyen.

La série de Nausterdalen correspond à la série supérieure de Storhø (obere storhøschiefer serie) ou groupe de Hovin supérieur (obere Hovin gruppe) Ordovicien supérieur.

Si l'on dresse un tableau récapitulatif, on aura :
(cf. tableau page suivante).



H. Heim, 1966	P. Mosson et G. Quesnel, 1970		Ages
Obere Storhøschiefer Serie	Série de Nauster- dalen	Groupe de Hovin supérieur	ORDOVICIEN SUPERIEUR
Husum Konglome- rat	Conglomerat de Dölplass		
Untere Storhøschie- fer Serie	Série de la Folla	Groupe de Hovin inférieur	ORDOVICIEN MOYEN
Obere Grünschiefer Serie			
Storbaekk Serie	Serie du Lomnesvola	Groupe du Støren	ORDOVICIEN INFERIEUR
Svendsbaekk Serie			
Untere Grünschie- fer Serie			
Grimsa Konglomerat Serie			
	Serie de l'Einun- na		
Quartzit-Grün- schiefer-phyllit Serie	Micaschistes quartziques	Groupe de l'Einunn- fjellet ("Røros")	CAMBRIEN
	Quartzites micacés		
	Schistes graphi- teux		
	Quartzites de l' Einunnvarden		
Bändergneis-glim- mer-schiefer Serie			
Übergangsserie		Groupe de la Sparagmite	EOCAMBRIEN

+++ Nous pouvons discuter maintenant la position relative de chacune de ces séries et leur âge.

C'est par un article intitulé : "Geology of the Meråker area as a Key to the Eastern part of the Trondheim region" publié en 1967 dans le NGU n° 245, que Fr. Chr. Wolff remet en question la position de la nappe du Trondheim.

Série inverse ou série normale, voilà un problème que nous ne prétendons pas résoudre avec les quelques renseignements limités que nous possédons. Nous nous contenterons d'apporter quelques arguments, valables à l'échelle locale de nos travaux.

Il nous semble d'ailleurs que les différents auteurs qui se sont attaqués à ce problème ont fondé leurs hypothèses sur des recherches locales, et que le travail de détail mais à grande échelle, nécessaire à la solution d'un tel problème, n'a pas encore été réalisé.

Le travail de Fr. Chr. Wolff et d'autres auteurs a consisté à corréler les formations sédimentaires peu ou pas métamorphisées du Nord du Trondheim -formations datées paléontologiquement- avec des niveaux très métamorphiques situés au Sud.

La base de la discussion provient de la définition et de la position du groupe de Røros. Tout vient du fait que le terme de "Røros-Skifer", introduit par Kjerulf en 1876, a toujours représenté les séries les plus anciennes du Trondheim. Pour Kjerulf, dans le synclinal de Trondheim les schistes de Røros étaient les plus anciens, le Støren se situait au milieu et les schistes de la Gula étaient les plus jeunes.

T. Strand écrit, en 1960 : "The Røros group consists of mica schists and can be defined as a stratigraphical unit only by its position below the greenstones of the Støren group and above the underlying sparagmitic schists, which may perhaps be an original basement". Il ajoute cependant : "Objections can be raised to the validity of the term Røros group as the mica schists in the surroundings of Røros, which ought to be the type area of the group, are of undetermined stratigraphic position".

Il faut garder à l'esprit que le terme de Røros tel que T. Strand l'entend, groupe et les schistes de Røros et les schistes de la Gula, qui sont tout à fait indifférenciables dans la région de Røros(1).

Or, Fr. Chr. Wolff, après C. Bugge (1954), pense que les metagrauwackes et schistes du groupe de Røros sont en fait l'équivalent du groupe de Rovin, et que les micaschistes du groupe de la Gula (Gula schists) représentent les roches les plus anciennes du Trondheim.

(1) cf. C. Berthomier et J. Maillot, thèse de 3e cycle en cours, Centre de 3e cycle de Besançon.

En 1954, C. Bugge, comparant les roches vertes de la région de Follidal - Haltdal avec les roches vertes du Støren, concluait que : "the greenstones are overlain in a syncline by the Røros schists, which are equivalent to the Hovin - Hólonda group in the western-Trondheim region".

H. Heim, dans son interprétation stratigraphique pense que sa "storhøschiefer serie" appartient vraisemblablement au groupe des schistes de la Gula ; mais selon Fr. Chr. Wolff, en faire l'équivalent du groupe de Hovin inférieur est incorrect. Pour nous fixer les idées après tant d'argumentations, voyons, dans un tableau l'interprétation que l'on peut donner de notre stratigraphie dans l'hypothèse d'une série inverse.

Quartzites de l'Einunnvarden Schistes graphiteux Quartzites micacés Micaschistes quartziques Série de l'Einunna	Groupes de Hovin et Røros	ORDOVICIEN MOYEN ET SUPERIEUR
Série du Lomnesvola	Groupe de Støren	ORDOVICIEN INFÉRIEUR
Série de la Folla Conglomérat de Dölplass Série de Nausterdalen	Groupe de la Gula	CAMBRIEN

++++ Quels arguments pouvons-nous nous permettre d'apporter dans une telle discussion ? Comme nous allons le voir, ils sont de valeur différente ; mais précisons bien que nous ne faisons que poser les problèmes, sans chercher à résoudre la polarité de toutes les Calédonides, avec nos 300 km² de roches, d'arbres et de lichens.

Nous verrons successivement :

- l'évolution sédimentologique et sa polarité
- le conglomérat
- la serpentine
- l'évolution magmatique.

- *L'évolution sédimentologique et sa polarité*

Comme nous l'avons précisé au cours de la description du complexe inférieur, on a, à la base de celui-ci, deux cycles sédimentaires consécutifs avec les quartzites de l'Einnunvarden et les schistes graphiteux d'une part, les quartzites micacés et les micaschistes quartziques d'autre part.

Il est évident qu'une étude détaillée de sédimentologie serait ici nécessaire (M. Soudant(1) envisage d'entreprendre cette étude dans un proche avenir). Mais avec les éléments d'observations que nous possédons, nous pouvons affirmer que ces cycles existent et qu'ils ont une évolution normale étant donnée leur polarité : quartzites à la base (détritique grossier) et micaschistes au sommet (pélitique fin) avec des contacts progressifs entre ces deux séquences : diminution progressive de la partie détritique au profit de l'augmentation progressive de la partie pélitique.

- *Le conglomérat*

Ce conglomérat, comme nous l'avons dit, contient des roches vertes dont les structures caractéristiques se retrouvent dans certaines amphibolites de la série du Lomnesvola. Pour étayer nos dires, fondés sur l'observation des lames minces, nous avons fait une étude chimique comparative des galets et des roches sous-jacentes (analyses 77 FN3, 05FN et 22FN).

Les structures observées, les résultats d'analyses chimiques, les paramètres magmatiques et l'interprétation des diagrammes évoquent une origine commune des galets et des amphibolites sous-jacentes. De plus, il n'existe pas, à notre connaissance, de roches vertes à structure doléritique dans la série de Nausterdalen et au dessus.

Ces deux arguments sont donc en faveur d'une polarité normale des séries. Cette hypothèse est corroborée par R. Kleine-Herring

- *La serpentine*

Si l'on tient compte de la position stratigraphique des niveaux de serpentine dans la région de Folldal, l'argument apporté par T. Strand, sur la position des péridotites dans les formations du Trondheim, va en faveur d'une polarité normale. Il écrit : " In all parts of the Scandinavian Caledonides where the

(1) Laboratoire de Géologie. Faculté des Sciences. Nancy

stratigraphic relations are known, the peridotites occur in older part of the stratigraphic sequence only corresponding to the Røros and Støren groups of the Trondheim region. This seems will enough established to enable one to take the occurrence of peridotites as a strong indication of an old age of the sediments enclosing them".

Fr. Chr. Wolff répond qu'en fait le facteur âge n'a rien à voir avec la mise en place des péridotites du Trondheim qui ont bénéficié des grands accidents tectoniques (failles et chevauchements) pour se mettre en place. Pour cela, il s'appuie sur Turner et Verhoogen qui écrivent : "It is not surprising, therefore, to find that major intrusions of peridotite and serpentinite tend to be located along zones of strong dislocation or at least to be bounded by faults of great magnitude".

Nous ne prendrons pas part à un tel débat mais nous ferons simplement remarquer que si les contacts des niveaux de serpentine avec les roches encaissantes sont tectoniques, leur position stratigraphique est toujours identique.

- L'évolution magmatique

Nous ne développerons pas cet argument car il est assez discutable. On constatera cependant que la série magmatique évolue "normalement" de la base vers le sommet. On passe des roches ultrabasiques (péridotites) et basiques (gabbros) de la série de l'Eimunna, aux roches moins basiques (diorites et granodiorites) de la série du Lomnesvola.

Si les péridotites et les gabbros ne semblent pas, à priori, avoir de liaisons génétiques, il y a par contre une certaine filiation entre les amphibolites de la série de l'Eimunna et celles de la série du Lomnesvola d'une part, et entre les amphibolites s.l. et les métatrandhjemites d'autre part. L'évolution s'effectuerait ainsi : gabbro → gabbro-diorite → diorite → diorite quartzique → granodiorite.

Conclusions

Cette discussion nous a permis de faire le point des connaissances et des opinions rencontrées actuellement parmi les géologues travaillant en Norvège.

Les quelques arguments que nous avons apportés, ne sont en fait que des éléments de travail pour l'orientation d'une recherche plus poussée sur ces problèmes d'âge et de position des formations des Calédonides.

Il est cependant intéressant de conclure par ces mots de R. Kleine-Herring : "Eine Tektonische Inversion ist nicht nachzuweisen".

IV - LE GLACIAIRE

=====

Si nous ne l'avons pas étudié, faute de temps, nous pouvons cependant en décrire les effets les plus visibles.

1°) Morphologie glaciaire

L'action érosive des glaciers s'est effectuée de façon différentielle suivant la nature du substratum. Le phénomène est aisément observable au sommet du Mont Kvitvola (1200 m) où un superbe panorama découvre au Sud, la chaîne enneigée des Rondane qui s'élève majestueusement à 2500 m d'altitude, et au Nord, les reliefs moutonnés du Trondheim ne dépassant pas 1600 m d'altitude.

Sparagmites éocambriennes (quartzites) au Sud et schistes cambro-siluriens au Nord n'ont évidemment pas réagi de la même façon à l'érosion glaciaire.

L'autre aspect morphologique de cette présence glaciaire est caractérisé par de magnifiques vallées en U au fond desquelles se trouvent lacs et rivières.

2°) Accumulation glaciaire

Mis à part les blocs erratiques de taille très variable et d'origine plus ou moins éloignée, dans la région de Follidal le Glaciaire est marqué essentiellement par la présence d'une ou plusieurs terrasses superposées ; la plus remarquable par la taille et l'épaisseur est sans doute la terrasse de Grimsmoen qui a été décrite ainsi par A. Larsen (1) : "...Taking for instance the large Grimsmoen terrace in Follidal (the main and Higher part about 740 m) one sees, excellently exposed for several kilometers on the south side of the Folla river, a regularly and horizontally built mass of fine sediments 50 m thick, mainly silt, upwards passing into fine sand with a gravelly top layer - the top layer becomes thicker and Coarser in the direction from where the material was washed out (by the former Grimsa river)...".

(1) A. Larsen (1956) - Thèse d'Université non publiée.

La Figure S4 illustre ce que l'on connaît actuellement sur les manifestations glaciaires dans le centre de la Norvège. On y remarque surtout la direction Sud .. Nord de l'écoulement des glaciers et l'importance des dépôts de terrasses dans toutes les vallées.



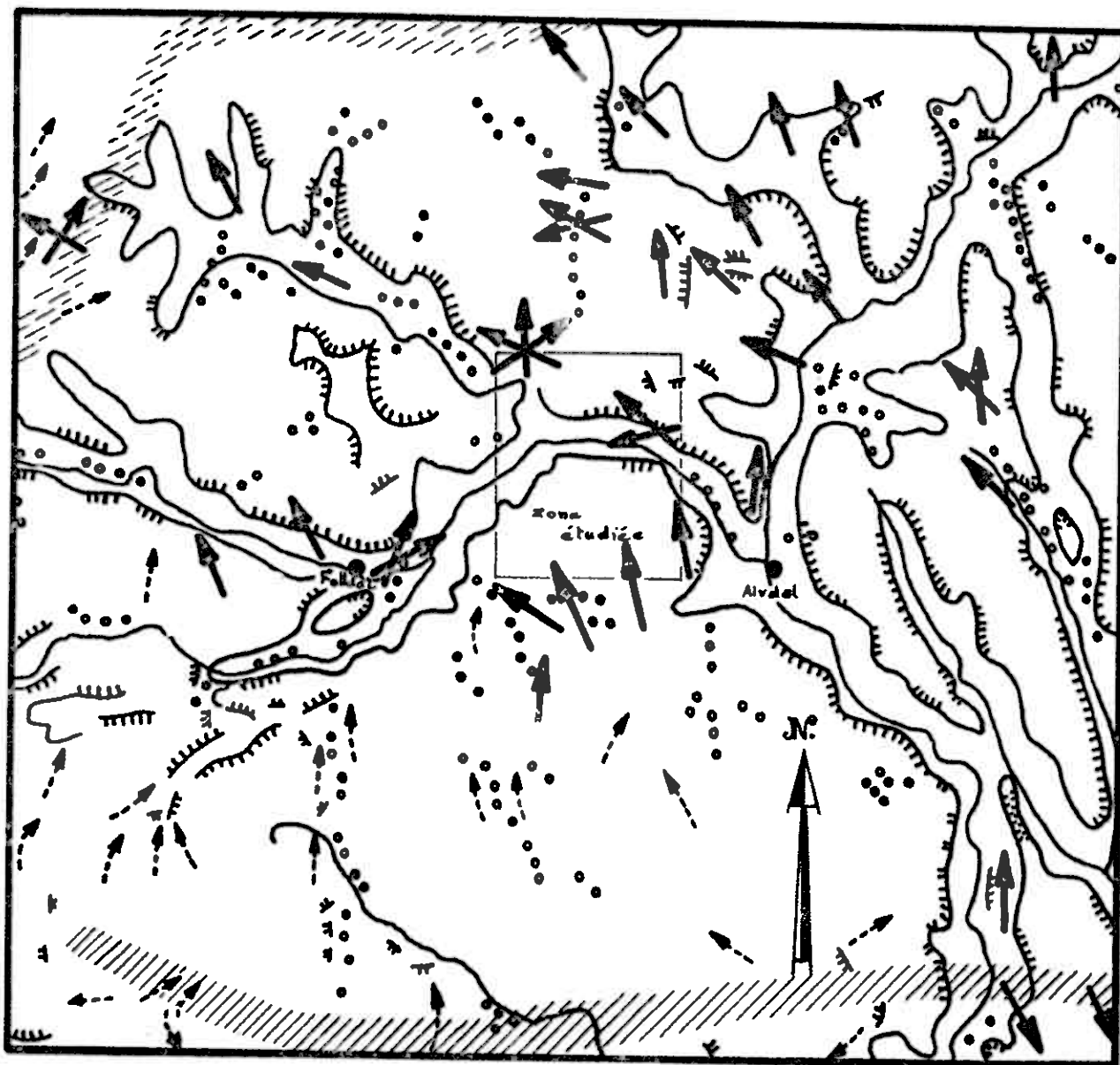


Fig. S.4 : CARTE DU GLACIAIRE DE LA RÉGION DE FOLLDAL
extraite de "GLACIAL MAP OF NORWAY"

0 5 10 15 20 km

O. HOLTEDAHN AND B. G. ANDERSEN. Oslo. 1960.

LÉGENDE :

-  : Glacial striae.
-  : Eskers.
-  : Latéral drainage channels, stream-terraces, etc.
-  : Shore-lines inner margin of ice-dammed, lake-terraces, etc.
-  : Supposed margin of ice-dammed lakes.
-  : Present water-divide.
-  : Supposed position of ice-divide during last phase of glaciation.

V - CONCLUSIONS

+ Nous avons pu mettre en évidence dans l'étude des différentes unités lithostratigraphiques :

- Un complexe inférieur, ou "complexe quartzitique", ou "socle quartzitique", de composition essentiellement détritique, à lithologie cyclique, et dont l'épaisseur peut être estimée à 500 m.
- La succession de deux cycles sédimentaires -détritiques grossiers à la base et pélitiques fins au sommet- qui représentent un argument décisif dans la détermination de la polarité des séries.
- Un complexe supérieur ou "couverture" de composition volcano-sédimentaire, d'environ 600 m d'épaisseur.
- Un niveau de serpentine (anciennes péridotites) dont les contacts sont tectoniques mais qui semble toujours situé dans la même position stratigraphique.
- L'origine magmatique certaine des amphibolites et leur filiation probable avec les métatrandhjemites.
- Une série magmatique à évolution normale : péridotites → gabbros → diorites → granodiorites.
- Un conglomérat dont les galets sont vraisemblablement originels de la série du Lomnesvola.
- De nombreuses associations minéralogiques qui nous permettront de faire une discussion dans le cadre du chapitre "métamorphisme".

++ De la discussion sur l'âge des différentes unités lithostratigraphiques, il faut retenir qu'il n'existe actuellement aucune preuve formelle de la position normale ou inverse des séries.

Les arguments que nous avons apportés :

- évolution sédimentologique
- conglomérat
- évolution magmatique

ne sont fondés que sur des observations locales , mais nous croyons sincèrement, comme T. Strand et R. Kleine-Herring, à la position normale des séries du Sud du Trondheim.

MÉTAMORPHISME

METAMORPHISME

A - PARAGENESES

Nous avons pu observer les paragénèses suivantes :

- muscovite + biotite + chlorite + quartz
- muscovite + biotite + chlorite + quartz + albite
- muscovite + biotite + chlorite + quartz + albite + épidote
- muscovite + biotite + almandin + quartz (+ albite,
+ épidote)
- muscovite + biotite + quartz + albite + épidote
+ microcline (?)
- épidote + hornblende + almandin + biotite + quartz
- hornblende + épidote + albite + almandin + biotite
+ quartz.

Remarques :

- Il semble qu'il y ait en fait peu de muscovite primaire ; on a plutôt de la phengite d'origine primaire (déterminée par A. Beugnies (1)) et de la muscovite de rétro-morphose.

- Le problème est identique pour la chlorite qui semble essentiellement provenir de la rétro-morphose des biotites.

- La calcite, parfois abondante, est toujours d'origine tardive ; elle correspond aussi à la phase de rétro-morphose.

(1) Ecole Polytechnique, Mons (Belgique)

B - ETUDE DES GRENATS ET DES AMPHIBOLES

Après avoir isolé les grenats et les amphiboles de 10 échantillons, nous les avons soumis aux rayons X (Fig. M1).

- Les 3 analyses de grenats (54FS, F52, LV1) montrent des courbes identiques ; les 3 raies principales sont celles de l'Almandin. Une analyse chimique a été faite sur 54FS.

- Les 7 analyses d'amphiboles (59FS, 74FN, F92, 46FN, A2, 25FN, 115FS) montrent une similitude exacte des courbes ; cependant, il est très difficile de différencier une actinote et une hornblende verte dont les raies principales sont proches l'une de l'autre. C'est pourquoi nous avons fait analyser chimiquement une amphibole (59FS).

Résultats des analyses (C.R.P.G., Nancy, 1970).

	Grenat	Amphibole
SiO ₂	49,28	43,59
Al ₂ O ₃	18,08	8,54
Fe ₂ O ₃	1,00	3,93
FeO	30,10	15,87
MnO	2,35	0,32
MgO	1,04	8,68
CaO	4,33	11,16
Na ₂ O	0,02	1,18
K ₂ O	0,10	0,36
TiO ₂	0,19	4,05
P ₂ O ₅	0,25	0,07
CO ₂		0,30
H ₂ O	0,55	2,64
Total	99,29	100,69

* 32 TiO₂ provenant d'ajout d'ilménite

L'analyse chimique du grenat, par sa richesse en FeO, a une composition correspondant à celle de l'Almandin (1). L'analyse chimique de l'amphibole correspond à celle d'une hornblende (richesse en Al₂O₃) (1).

On constate cependant que les critères minéralogiques (couleur et angles d'extinction faibles : 15° en moyenne) sont encore proches d'une actinote dont la hornblende peut provenir par une réaction de type :

... pour présence d'epidote et d'ilménite

(1) W.A. Deer, R.A. Howie et J. Zussman (1963) : "Rock-Forming minerals. Longmans, Green and Co, London. vol. 1, p. 86-87 et vol. 2, p. 252 et p. 274-282.

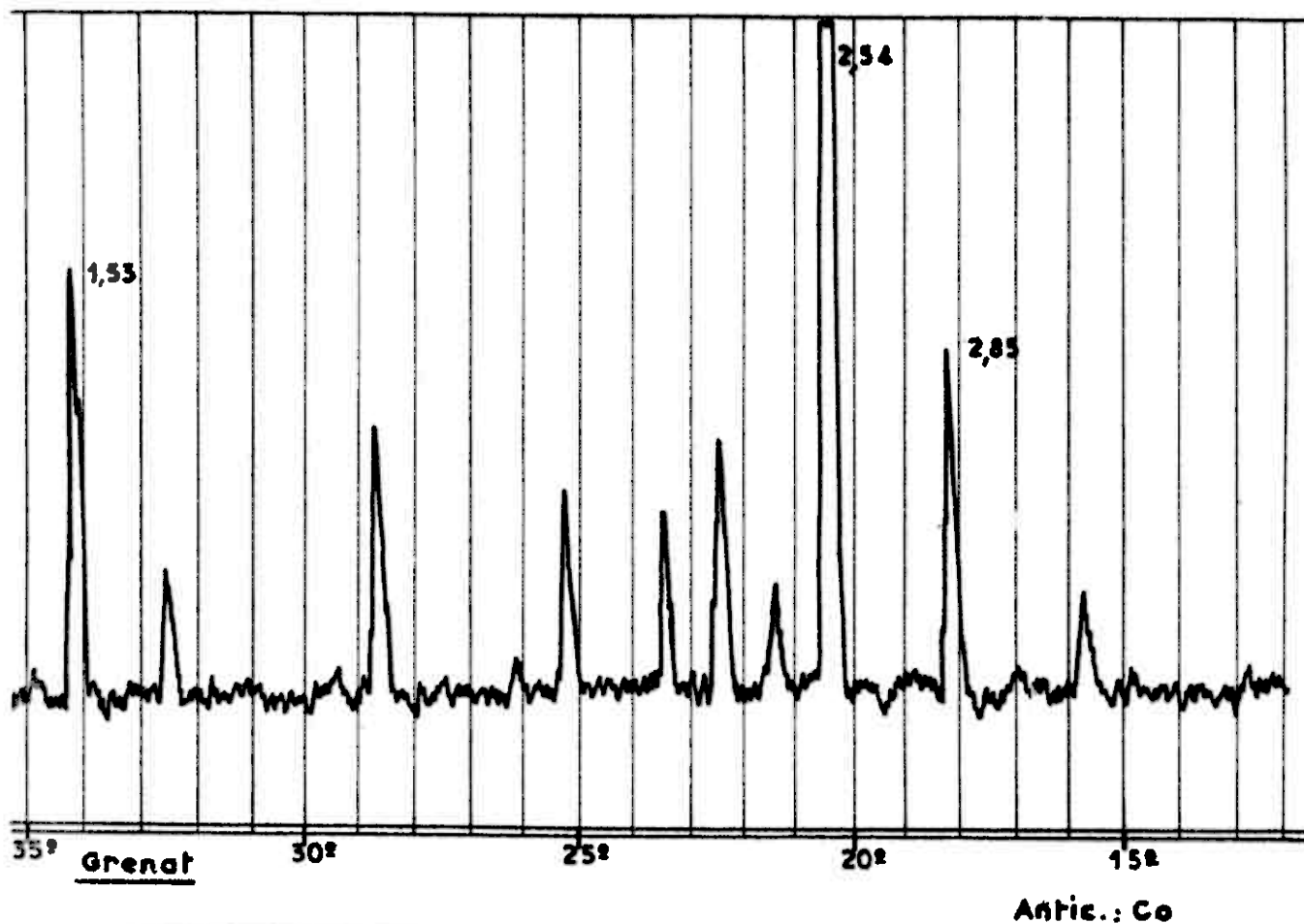
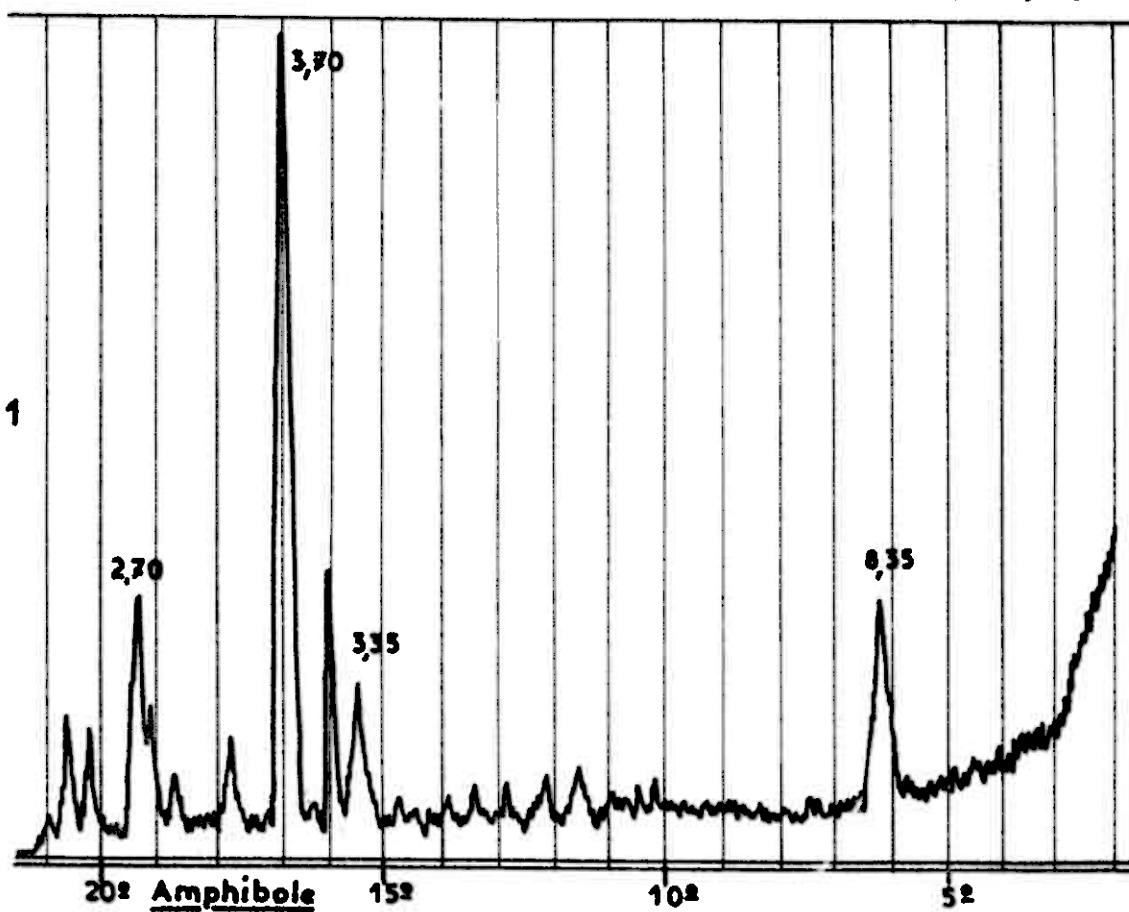


Fig. M.1



épidote + actinote $\longrightarrow$ hornblende + sphène
ou phengite + actinote $\longrightarrow$ hornblende
ou phengite + actinote + épidote $\longrightarrow$ hornblende

C - L'ALBITE

Elle se présente sous 4 formes :

+ de l'albite primaire d'origine sédimentaire, en petits cristaux non mâclés, présente dans les quartzites de l'Einnunvarden (LM.59FN).

+ de l'albite primaire d'origine magmatique, en gros cristaux mâclés, présente dans les amphibolites (LM.59FS).

+ de l'albite tardive, en gros cristaux poecilitiques non déformés et correspondant à la phase de rétro-morphose.

+ de l'albite intermédiaire, en gros cristaux, poecilitiques, très cataclasés (LM.N38), mise en évidence par les colorations. Si en lumière non analysée, la coloration rose des plages albitiques est uniforme, en lumière polarisée, ces plages roses deviennent une mosaïque de petits cristaux

D - CONCLUSIONS

D'après les paragenèses que nous avons reconnues, les roches étudiées se situent à la base du faciès schistes verts (greenschist facies de type Barrow de H.G.F. Winkler) et plus précisément dans les deux subfaciès Bl-2 : quartz - albite - épidote - biotite et Bl-3 : quartz - albite - épidote - almandin.

Nous avons pu, grâce à une étude minutieuse des lames minces, mettre en évidence 4 phases consécutives de métamorphisme qui sont, dans l'ordre chronologique :

- 1 - une phase Bl-2 d'extension générale
- 2 - une phase Bl-3 d'extension limitée
- 3 - une dernière phase Bl-3 d'extension limitée
- 4 - une rétro-morphose d'extension générale.

On trouvera à la fin du chapitre de tectonique une zonéographie précise et la justification de cette hypothèse d'un métamorphisme polyphasé.

Remarque : l'albite intermédiaire a vraisemblablement cristallisé durant la phase 2 du métamorphisme.

ANALYSES STRUCTURALE
ET DYNAMIQUE

P L A N D ' E T U D E

-----OOO-----

I - Introduction

II - Les unités tectoniques - Observations

- A - L'anticlinal de l'Einunnfjellet
- B - Le synclinal de Nausterdalen
- C - Le synclinorium des Kvitvola-Storskardvola-
Reinsliåsen
- D - Le synclinorium des Gruvkletten-Snöfönnhöa
- E - Le chevauchement des Kakellkletten-Ryberget
- F - L'anticlinal de Gamalsætra
- G - Le monoclinal des Malenaåsen-Tjörnåsstea-
Lauvhaugen
- H - Le monoclinal du Kjemsjöfjellet

III - Interprétation

- A - Mise en garde
- B - Les styles tectoniques
- C - Evolutions dynamiques
- D - Phases tectoniques

IV - Métamorphisme et tectonique

- A - Les phases du métamorphisme
- B - Zonéographie

V - Conclusions

I - INTRODUCTION

C'est l'anticlinal de l'Einnunfjellet qui constitue la structure la plus importante du secteur cartographié ; les diverses unités qui vont être définies se situent autour de lui.

Le synclinal de Nausterdalen est situé à l'Est de l'anticlinal précédent. Il se termine et disparaît au SE du Veslekampen.

Au SSE, l'anticlinal de Gamalsætra représente le symétrique de celui de l'Einnunfjellet par rapport au synclinal de Nausterdalen. Il est toutefois plus complexe, car il borde une série d'écaillés de micaschistes quartziques qui sont disposées grossièrement en synclinal et qui chevauchent, dans la vallée de la Sölna, d'autres éléments de la nappe du Trondheim. Les synclinaloriums des Gruvkletten - Snöfornhöa d'une part, et des Kvitvola Storskardvola - Reinslissen d'autre part, constituent les marges des flancs NW, Sud et SE de l'anticlinal de l'Einnunfjellet.

Deux unités assez tourmentées bordent au Sud la nappe du Trondheim. Il s'agit des monoclinaux complexes du Kjemstjøfjellet et des Malenåsen - Tjörnåstoa - Lauvhaugen.

Enfin, le flanc Sud-Ouest de l'anticlinal de l'Einnunfjellet est perturbé par un chevauchement relativement important, celui des Kakelkletten - Ryberget. Cet élément structural fera, lui aussi, l'objet d'une description détaillée.

L'analyse structurale des différentes unités se fera en deux parties. Tout d'abord nous rappellerons les observations que nous avons faites, ensuite, en reliant les faits, nous proposerons une interprétation.

N.B. - Pour plus de commodité nous appellerons "socle" les séries du complexe quartzitique inférieur, c'est à dire les quartzites de l'Einnunvarden et les micaschistes quartziques. Le terme "couverture" comprend les séries du complexe supérieur, plus souples. Ce sont les roches de la série de l'Einnunna, celles de la série du Lomnesvola, les micaschistes gris et les "phyllites grises" de Nausterdalen.

+

+

+

II - LES UNITES TECTONIQUES - OBSERVATIONS

A - L'ANTICLINAL DE L'EINUNNFJELLET

Ce dôme anticlinal est sans doute la structure la plus évidente sur le terrain. Il est formé par deux complexes lithostratigraphiques bien différents :

- "le socle" qui constitue le noyau
- "la couverture" qui entoure le premier et se moule dessus.

L'un et l'autre seront étudiés séparément.

1°) Le noyau

et micaschistes quartziques,
Ce sont des quartzites de l'Einnunvarden qui le composent. Il est dissymétrique et son axe, Nord 30° est incliné d'environ 5 à 10° vers le Nord. Sa charnière est bien visible dans les quartzites, presque au sommet du Varden à 1180 m d'altitude. On peut y voir aussi son inclinaison vers le Nord. Cette charnière se retrouve, plus au NNE, mais à 910 m d'altitude, sur la crête du Strålsjöåsen.

Les versants Ouest du Fjellet, de l'Einnunvarden et du Björnkletten sont des surfaces structurales, en dalles de quartzites micacés, pendant vers l'Ouest (40° pour le Fjellet, 30° et 20° pour l'Einnunvarden et le Björnkletten ainsi qu'au Strålsjöåsen).

Les couches sont redressées dans la partie orientale du noyau et le coffrage est visible au Strålsjöåsen. Les pendages sont de l'ordre de 60° à 75° vers l'Est.

Dans le secteur méridional du Fjellet les couches tournent rapidement autour de ce dernier et constituent une fermeture périclinale très prononcée. Les pendages y sont très forts et varient curieusement du sommet du Fjellet (70°) au niveau de la Folla où ils sont verticaux, voire même inverses. Quant à la partie septentrionale du noyau, dégagée par une importante action glaciaire, elle constitue un glacis structural, incliné légèrement vers le NW et cela jusqu'au pied du Gruvkletten.



Fig. 1

Schéma d'après photographie du banc de grenatite (B) sur la rive droite de la Folla, à 1,5 km en amont du pont de Dölplass.

C - zone plissée graphiteuse

A - zone laminée graphiteuse

D - micaschistes décollés disharmoniques.

Les plans de glissement et de laminage sont en tiretés.

E - zone déboulis

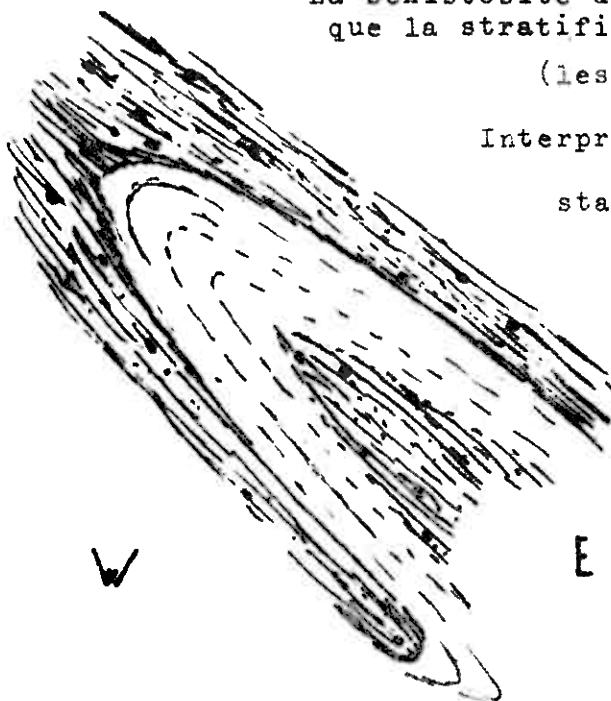
Fig. 2

Croquis d'un des plis isoclinaux rencontrés sur le flanc oriental de l'anticlinal de l'Einnunfjellet.

Echantillon N 56 des micaschistes quartziques.

La schistosité de plan axial du pli, a le même pendage que la stratification générale.

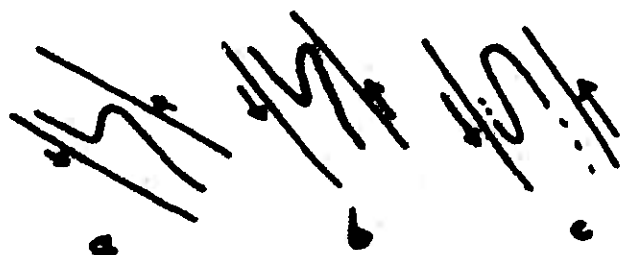
(les ronds noirs sont des grenats).



Interprétation possible de la genèse de tels plis :

stade a - plis d'entraînement (drag-folds) normaux

stade b - exagération du pli et redressement des couches, ce qui entraîne un coulisage des bancs de quartzite et la formation d'un pli isoclinal (stade c).



a) Remarques

Sur les versants Ouest et Est du Varden, sur le versant Ouest du Fjellet on observe très souvent dans les bancs micaschisteux, des plis d'entraînement.

La moitié orientale du noyau comporte de très nombreux plis isoclinaux dont les plans axiaux sont parallèles à la stratification générale des couches (fig. 2, pl. t 1). Les axes de ces plis ne sont pas toujours parallèles à la direction N 30°. Ils ne s'en écartent toutefois que de 10° au maximum, soit vers l'Est, soit vers l'Ouest. On trouve ces plis sur le chemin qui mène à Einunnfoss et qui rejoint la route Alvdal - Folldal à Vesleholmen, ainsi qu'aux environs immédiats des chutes de l'Einunna.

De tels plis n'ont pas été observés dans la moitié occidentale du noyau.

b) Les accidents

Deux systèmes de failles affectent le noyau selon deux directions. L'un, orienté SW - NE, correspond aux fractures F2a, F2b, F2c et F1a, F1b, F1c et F1d ; l'autre, NNW - SSE, est marqué par des décrochements F3a et F3b. Les failles F1a, F1b, F1c et F1d perturbent la partie occidentale de la charnière anticlinale. Elles délimitent une série de petits panneaux, plus ou moins réhaussés ou effondrés les uns par rapport aux autres (coupes n° 1, 2, 3, 4, 7). Les jeux combinés de chacune de ces fractures ont entraîné un rehaussement de la moitié orientale du noyau de l'anticlinal. Enfin, bien qu'elles soient presque verticales, elles ont toutefois tendance à se disposer en éventail ouvert vers le haut (voir coupes n° 2, 3, 4, 5). Elles évoquent ainsi une sorte de clef de voute effondrée.

Les failles NNW - SSE sont décrochantes, cisaillant le noyau avec chaque fois un déplacement vers le Sud du compartiment occidental.

2°) La couverture ou l'enveloppe externe du noyau

Les séries qui la composent moulent le noyau ; elles ont de plus un comportement mécanique spécifique.

a) La série de l'Einunna

C'est elle qui est en contact direct avec le "socle". Chaque fois que l'on quitte le domaine du complexe basal et que l'on aborde celui de la "couverture" on assiste à un changement radical de style tectonique. La disharmonie est totale. Les gor-

ges de l'Eiunna, en aval d'Eiunnfoss, laissent apparaître cette discordance tectonique. On peut y observer les roches très fortement plissées de la série sombre qui viennent pour ainsi dire buter contre l'ensemble rigide des bancs quartzitiques du noyau.

b) Les schistes verts du Lomnesvola

Ces roches sont très souples. A l'étude de nombreux affleurements, il ressort que ces schistes verts du Lomnesvola sont soit plissés à un tel point qu'il n'est plus possible de distinguer des directions générales d'axes, soit laminés fortement. C'est le cas à la base de cette série au pied de la falaise Ouest du Lomnesvola, dans les dépressions entre le Storknausen et le Rundknausen d'une part, entre le Ryhaugkletten et l'Orrkletten d'autre part. Au Gruvkletten, on observe aussi un laminage intense de cette série.

c) Les micaschistes de la Folla

La transition entre ces roches et celles de la série précédente est rapide. Elle est toujours soulignée par une discordance angulaire causée par des différences de plissements. Cela est bien visible au sommet de la falaise Ouest du Lomnesvola, sur le flanc Nord du Knausan, de l'Einstakakletten ainsi que sur la falaise du Gruvkletten.

Les observations que nous avons pu faire dans les gorges de la Folla, ainsi que sur les sommets du Lomnesvola, du Lomsjövola, de l'Einstakakletten, du Knausan et du Volengsvola nous ont été fort utiles pour comprendre les comportements de ces séries et aller plus loin dans la connaissance de l'anticlinal de l'Eiunnfjellet. Ce sont elles que nous allons rapporter ici.

Coupe dans les gorges de la Folla

Elle se trouve dans la partie orientale de l'anticlinal en question. Elle est faite en allant de l'Ouest vers l'Est, c'est à dire en s'éloignant du noyau. Elle débute à l'Ouest, un peu en aval de la jonction de l'Eiunna avec la Folla et se termine en amont du pont de Dölplass dans les phyllites de Nausterdalen.

Dans la première moitié de la coupe, les micaschistes sont disposés en plis assez serrés, les plans axiaux pendant à 60° - 70° vers l'Est.

Des ondulations centimétriques parasitent ces plis (fig. 1, pl. t 2 ; fig. 2, fig. 1, pl. t 3). Les disharmonies sont multiples et se développent au hasard des différences locales dans la compétence de ces micaschistes. On peut y suivre aussi quelques plans de décollements mineurs qui s'observent tant à l'échelle décimétrique que centimétrique.

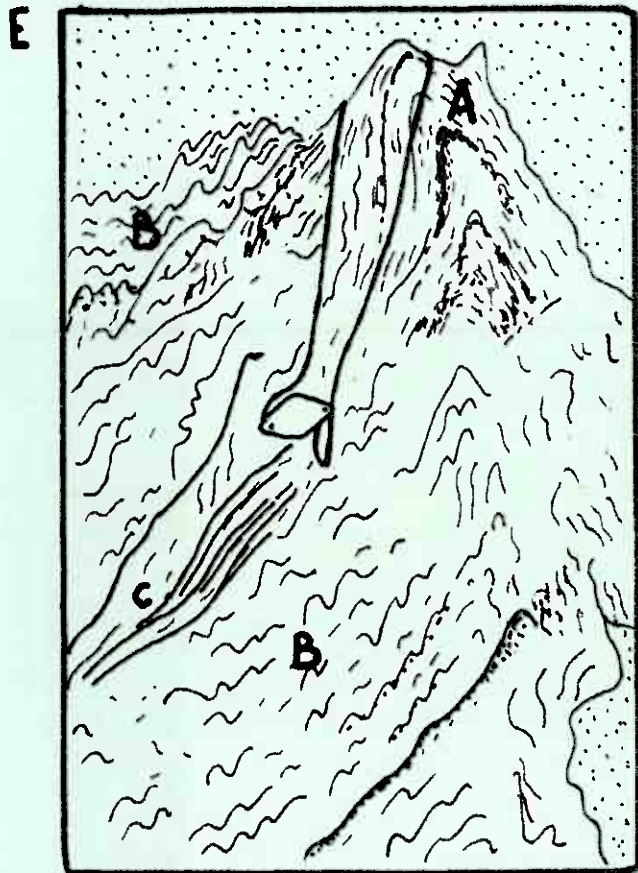


Fig. 1

Charnière dans les micaschistes gris le long de la Folla.

Affleurement situé sur la rive droite, à 1 km en aval de la jonction Folla - Einunna.

A - charnière

B - crénulations parasites dans les plissements

C - plans de glissement

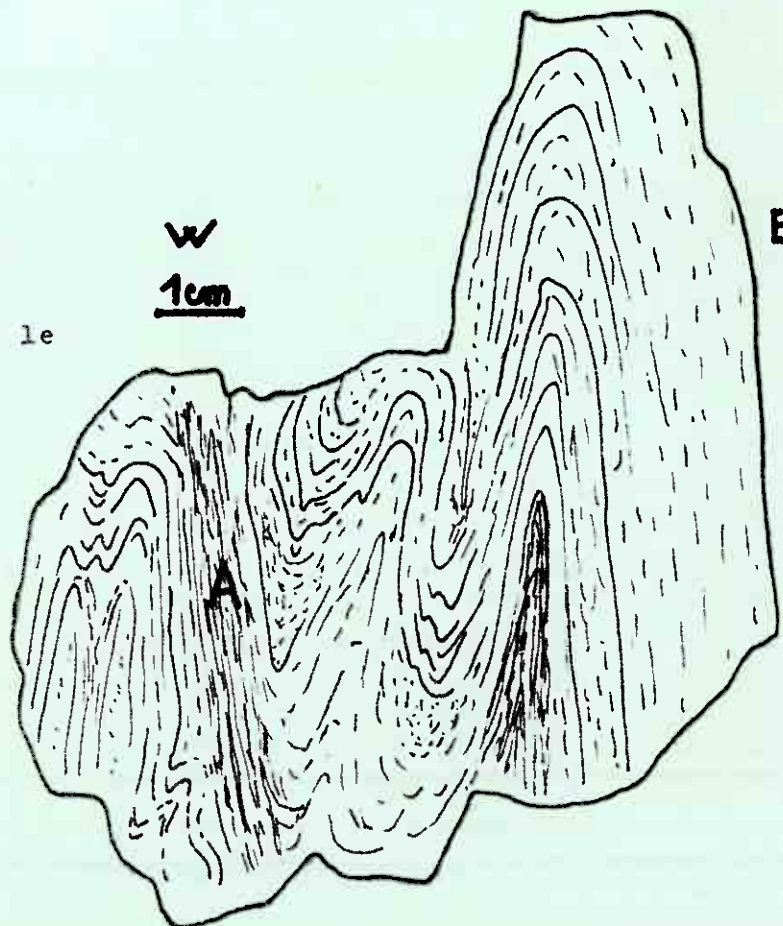
Fig. 2

Type de plissement dans les micaschistes gris.

Echantillon (FN 52) prélevé le long du lac Savalen, aux environs de F 20.

Noter l'absence de crénulations.

A - zone de cisaillement



Nota - lire "ondulations"
à la place de
"crénulations"

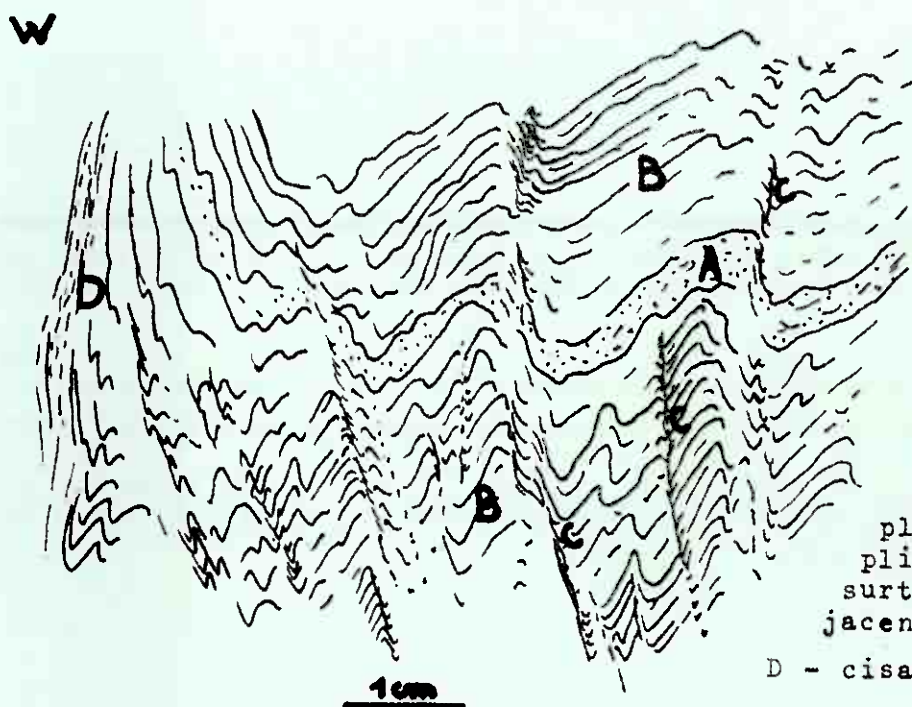


Fig. 1

Echantillon F 69 de micaschistes gris, prélevé dans les gorges de la Folla, 800 m en aval du banc de grenatite.

A - banc compétent

B - zone incompétente, plissée. Les charnières de plis sont souvent cisailées, surtout dans la partie sous-jacente au banc A.

D - cisaillement du micaschiste.

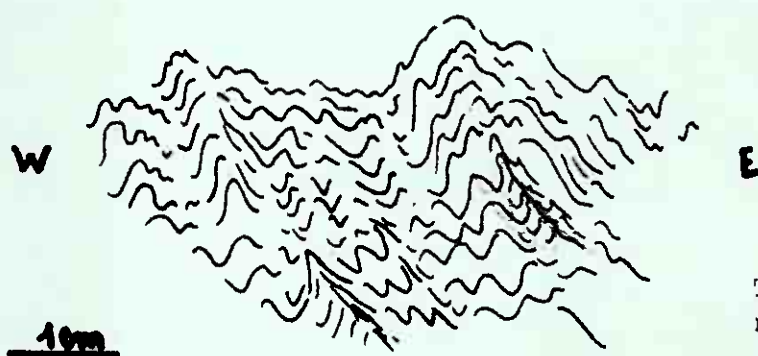


Fig. 2

Type de plissement dans les micaschistes gris.

Coupe de la Folla.
Echantillon F 34, prélevé aux environs de la jonction Folla - Einunna

Un bel exemple de disharmonie nous est fourni par un affleurement assez important situé sur la rive droite de la rivière, à environ 2 km en amont du pont de Dölplass (fig. 1, pl. t 1).

On y observe un banc de grenatite dont le pendage moyen est de 30° vers l'Est. Des ondulations affectent ce banc. Il repose sur un niveau fin graphiteux et laminé. On note au dessus du banc à grenatite des passages encore graphiteux, mais plus grossiers et qui sont fortement plissés. On peut y observer quelques charnières, assez mal définies ; leurs plans d'axes semblent très faiblement inclinés.

Enfin, environ 2 m plus haut, nous retrouvons les micaschistes gris disposés en plis métriques serrés et dont les plans axiaux pendent vers l'Est à environ 60° .

Ces micaschistes sont donc en disharmonie avec le banc de grenatite sur lequel ils ont glissé. Rappelons que ce banc de grenatite nous a permis d'affirmer que le pendage général des séries de la Folla est faible, 30° vers l'Est.

Après cet affleurement, au fur et à mesure que l'on descend la Folla, le plissement des roches devient plus ordonné, moins complexe. Les ondulations parasites disparaissent (fig. 2, pl. t 2).

Le banc de marbre à fuchsite, tourmenté et très plissé est un des derniers témoins de la disharmonie qui règne dans ces micaschistes.

Ce niveau stratigraphique passé, nous abordons une zone où les roches sont plus fines, très graphiteuses et laminées.

Un accident (F20) important traverse ici la Folla.

Ensuite, les micaschistes qui suivent semblent moins plissés, ils sont plus fins, les pendages relevés sont soit verticaux, soit de 75° à 80° Est. Tout cela reste relativement constant jusqu'au pont de Dölplass sous lequel se trouve un très bel affleurement de conglomérat.

Les "phyllites" de Kausterdalen, en aval du pont, sont disposées en plis très serrés, isoclinaux. Quelques charnières sont visibles ainsi qu'une multitude de plis à axes verticaux.

Au Lomnesvola, les micaschistes sont toujours très plissés, le style est le même qu'au niveau de la Folla. Sur les pentes du Lomnesvola, qui mènent au Lac Lomsjoen, nous retrouvons le marbre à fuchsite qui est ici nettement moins tourmenté, moins plissé.

Sur les crêtes du Lomsjövola on observe une étroite et longue pincée de roches vertes laminées. Cette bande étroite a

été repérée le long du lac Savalen. Dans les gorges de la Folla, au contraire, rien n'est visible. Ce n'est que sur les pentes septentrionales du Gjatvola, à 800 m d'altitude, sur la rive droite de la Folla, qu'on retrouve cette lanière de roches vertes laminées.

Le conglomérat du pont de Dölplass s'observe et sur le flanc oriental du Lomsjövola et sur les crêtes occidentales du Volengsvola. Notons que, par construction, et en tenant compte des trois affleurements de ce conglomérat, nous sommes obligés d'admettre pour ce banc-repère et les roches qui l'entourent, un pendage vertical, sinon inverse, (80° W). Les "phyllites" de Naus-terdalen sont affectées, comme dans les gorges de la Folla, par des plis à axes verticaux. Ceux-ci tendent à disparaître au Sud du Volengsvola.

Enfin, les observations faites à partir des sommets de l'Einstakakletten, du Knausan, du Gruvkletten et en s'éloignant chaque fois du noyau anticlinal, font apparaître une diminution dans la complexité des plissements. Les plis deviennent plus simples, les ondulations parasites disparaissent peu à peu.

d) Les accidents

Des fractures décrochantes F10, F9, F8b, F7, dont l'orientation coïncide avec celle des failles qui affectent le noyau dérangeant la couverture. F3a cisaille le cœur anticlinal, perturbe aussi l'enveloppe externe de ce noyau anticlinal.

F10, F9, F8b, F7 délimitent des compartiments qui ont évolué plus ou moins selon un mode propre à chacun d'entre eux.

La discontinuité tectonique F20, repérée dans la Folla, borde le flanc oriental de l'anticlinal de l'Einnunfjellet. Les micaschistes gris qui sont situés à l'Ouest de cet accident sont pratiquement horizontaux alors que ceux de l'Est sont sensiblement verticaux. F20 suit pratiquement le cœur synclinal de Naus-terdalen.

Les failles F11'a, F11'b d'une part et F11a, F11b d'autre part limitent les pincées de schistes verts du Lomnesvola et du Gjatvola.

Le flanc occidental de l'anticlinal de l'Einnunfjellet est limité par un accident (F46) qui sépare, au Gruvkletten, les séries vertes du Lomnesvola laminées, des micaschistes gris plissés et présentant pratiquement les mêmes caractères que dans la Folla (sur le flanc oriental de l'anticlinal).

Le secteur Sud-Ouest de l'anticlinal de l'Einnunfjellet est sérieusement perturbé par des mouvements chevauchants (F46c, F46d, F15a, F15b, F15c) des séries vertes du Lomnesvola.

Ces unités, celle du Gruvkletten et celle du Sud-Ouest de l'anticlinal feront ultérieurement l'objet chacune d'un paragraphe.

3°) Conclusions

Nous rappellerons brièvement les grandes lignes de l'observation intéressant la structure anticlinale de l'Einnunfjellet.

- Le noyau a une structure simple, il est dissymétrique, légèrement déjeté vers l'Est ; son axe est incliné vers le Nord (5° à 10°). La couverture est plus complexe.

- La direction des accidents dans la couverture correspond avec celle des accidents cassants du noyau.

- Les quartzites de l'Einnunvarden et les micaschistes quartziques contrastent d'avec les séries sus-jacentes. Ils sont caractérisés par une compétence notable.

- Sur le flanc oriental, des plis décimétriques isoclinaux s'observent à l'intérieur des bancs de micaschistes quartziques.

- Le plissement de la "couverture" se complique au fur et à mesure que l'on s'approche du noyau quartzitique.

- On note chaque fois une discontinuité dans les styles de plissement au passage de l'une à l'autre des séries de la "couverture".

- De nombreuses disharmonies et décollements s'y développent.

- Les pendages moyens des micaschistes gris sont faibles, ceux des micaschistes quartziques sur le flanc oriental du noyau sont deux fois plus forts.

- Une discontinuité tectonique importante (F20) sépare le flanc oriental de l'anticlinal de l'Einnunfjellet d'avec le coeur synclinal de Nausterdalen.

- Le flanc occidental est plus simple bien qu'il soit perturbé au Gruvkletten et au niveau de la Folla. Il est limité à l'Ouest par un accident F 46 intéressant aussi les micaschistes gris.

Le domaine de cet anticlinal, limité à l'Est et à l'Ouest par des accidents importants dans la "couverture", constitue à lui seul un tout homogène.

Nous analyserons maintenant les unités tectoniques qui bordent l'anticlinal de l'Einnunfjellet. Il s'agit du synclinal de Nausterdalen, des synclinoriaux des Gruvkletten, Snöfornhåa et des Kvitvola, Storskardvola, Reinsliåsen, ainsi que l'unité chevauchante des Kakellkletten - Ryberget.

B - LE SYNCLINAL DE NAUSTERDALEN

Son axe est orienté N 30° comme celui de l'anticlinal précédent. Son cœur est constitué par les "phyllites" grises de Nausterdalen. Celles-ci sont bordées à leur base par un conglomérat (celui du Pont de Bølplass) à galets de roches vertes.

Les flancs Est et Ouest sont en fait l'un et l'autre des flancs d'anticlinaux soit de l'Einnunfjellet, soit de Gamalsætra.

Comme dans le chapitre précédent, nous étudierons le cœur du synclinal, puis les flancs.

1°) Le cœur

Au Nord de la Folla, il occupe la dépression de Nausterdalen, au Sud il passe au Volengsvola, à l'Est du Gronvola et se termine au Sud-Est du Veslekampen.

Par construction, en considérant les affleurements du cœur synclinal au niveau de la Folla et l'altitude (1100 m) de la terminaison périclinale, nous sommes obligés d'admettre une inclinaison moyenne vers le NE de l'axe synclinal.

Ses flancs sont assez redressés (vertical pour le flanc Ouest, 75° vers l'Ouest pour le flanc Est). L'ensemble est légèrement dissymétrique, déjeté vers l'Est.

Des accidents décrochants, de direction NNW - SSE (F12 et F11c) affectent ce cœur synclinal et cela dans la portion méridionale qui se trouve dans le prolongement des axes décrochants F3a et F3b. Ces derniers cisailent le complexe quartzitique du noyau anticlinal.

Dans sa terminaison périclinale, au SE du Veslekampen le synclinal de Hausterdalen change de direction, qui de N 30° passe à N 55°. Les "phyllites", très fortement compressées sont disposées en plis isoclinaux très serrés.

Les coupes effectuées dans les ruisseaux Veslebekken et Storbekken nous ont permis d'observer quelques rares charnières. Au sein de ces "phyllites", on remarque aussi de très nombreux plans de friction. Les lames minces viennent confirmer les observations de terrain.

Enfin, les plis à axes verticaux (voir coupe précédente dans la Folla) disparaissent au Sud du Volengsvola.

Rappelons pour terminer la présence, aux environs de la Folla (surtout sur la rive gauche, près du pont de Dölplass) de "plis en gousses". Dans ces petits plis, les axes anticlinaux et les axes synclinaux divergent, seule la direction moyenne est N 30°.

2°) Les flancs

L'Est et l'Ouest du synclinal sont différents. L'Ouest est occupé par les micaschistes gris, disharmoniques, au pendage général faible. L'Est est apparemment calme. L'épaisseur des séries qui le composent, surtout les micaschistes gris et la série sombre varie beaucoup.

a) Le flanc Ouest

Nous ne reviendrons pas sur les observations faites le long de la Folla. Nous nous attarderons plutôt sur les environs du Grönvola et du Veslekampen.

Au Grönvola, des plis désordonnés affectent les micaschistes gris. Les plans axiaux pendent généralement vers l'Est à raison de 70° à 80°. Plus bas, dans le ruisseau Storbekken, les "phyllites" de Hausterdalen sont disposées en plis isoclinaux serrés, verticaux. Les flancs de ces plis présentent très souvent des plans de glissement. Ceci est confirmé par l'étude des lames minces.

Au Veslekampen, sur les flancs SE, on peut faire les mêmes observations avec toutefois un degré d'imprécision plus grand. Les micaschistes gris viennent déborder peu à peu la

terminaison périclinale du synclinal. Il y a encore une discontinuité entre les "phyllites" de Nausterdalen et les micaschistes gris, il s'agit du même accident que celui repéré dans les gorges de la Folla (F20). Il y a décollement et glissement des micaschistes gris.

b) Le flanc Est

L'épaisseur des séries de la Folla est très faible et celle des roches vertes du Lomnesvola sensiblement identique. Par contre, les micaschistes de la série sombre supérieure ont une superficie d'affleurement très grande (presque quadruplée) par rapport à ce qu'on observe dans les gorges de l'Eimunna. Nous étudierons ces derniers plus loin, à propos de l'anticlinal de Gamalsætra.

Rappelons enfin que du cœur synclinal vers le Sud-Est les pendages diminuent, de 75° à 90° vers l'Ouest, ils passent au Sud à 50° . Les coupes faites dans le Veslebekken et le Storbekken laissent apparaître des laminages, des écrasements même au niveau des séries de la Folla. L'étude microscopique corrobore ces observations de terrain. Les séries sous-jacentes, celles du Lomnesvola sont elles aussi laminées, broyées même en certains endroits (aux environs de Tangen et Volsætra).

Les micaschistes de la série sombre supérieure sont beaucoup moins cataclasés.

3°) Conclusions

Le cœur synclinal de Nausterdalen est dissymétrique et déjeté vers l'Est. Des cisaillements longitudinaux nombreux ont créé des plis à axes verticaux, cela surtout aux environs de la Folla. Plus au Sud, ils se sont atténués, et ce sont des décrochements transversaux qui affectent le synclinal.

Le flanc Ouest correspond aux séries de la Folla sub-horizontales, séparées du cœur synclinal par un accident majeur (F20). Le flanc Est est le siège de multiples laminages et de broyages. Les séries y sont fortement comprimées.

C - LE SYNCLINORIUM DES KVITVOLA - STORSKARDVOLA - REINSLIÅSEN

Il est orienté pratiquement Est-Ouest et constitue la marge du flanc méridional de l'anticlinal de l'Eimunnfjellet. Il est limité au Nord par une série d'accidents EW ; ce sont les failles F17a, b, c, d qui correspondent à un déversement vers le Sud des schistes verts du Lomnesvola.

Le prolongement du décollement F 20 constitue sa bordure méridionale. Des décrochements NNW - SSE divisent cette unité en plusieurs compartiments ayant évolué différemment et qui sont, d'Est vers l'Ouest :

- celui du Kvitvola - Tverrlivola limité à l'Est et à l'Ouest par F11c et F8b.

- celui du Storskardvola bordé par F8b et F7, enfin le secteur du Reinsliåsen situé à l'Est de F7.

La complexité structurale augmente du Kvitvola au Reinsliåsen. C'est en s'arrêtant sur chacune de ces sous unités que nous décrirons ce synclinorium.

1°) Le compartiment du Kvitvola - Tverrlivola

a) *Coupe N - S*

Voici ce qu'on observe du Nord vers le Sud sur le terrain :

Les schistes verts du Lomnesvola courent aux pieds des falaises Nord du Storkampen et du Tverrlivola. Leurs pendages sont impossibles à déterminer.

Au sommet des falaises les micaschistes gris pendent vers le Nord (70°) et sont orientés N 70° . On note aussi sur ces falaises de très nombreux et très petits décrochements NW - SE.

Aux alentours de la source du Skarvebekken, les pendages sont de 40° à 60° vers le Sud. Au sommet du Storkampen, les couches pendent à nouveau vers le Nord à 70° .

Plus au Sud, sur les pentes méridionales du Veslekampen, les pendages vers le Nord s'affaiblissent. Ils sont de l'ordre de 40° . Nous rappelons ici que c'est au Sud-Est du Veslekampen que les séries de la Polla viennent déborder la terminaison périclinale du synclinal de Nausterdalen (voir paragraphe synclinal de Nausterdalen). A l'Ouest du Veslekampen, sur les pentes du

Veslâsen, les micaschistes gris sont tourmentés. On note, quand cela est observable, un pendage relativement faible vers le Nord, mais aussi des axes de plis verticaux. Ceux-ci correspondraient sans doute à des décrochements NNW - SSE, le Veslâsen se trouvant en effet dans le prolongement des accidents F20d et F8b.

Le décollement des micaschistes de la Folla encore repérable au Sud du Veslekampen ne se suit qu'avec difficulté aux environs du Veslâsen et du Vismannbekken.

Une coupe faite dans ce dernier cours d'eau, à son intersection avec la route du Tarbane, ne laisse aucun doute quant à son existence.

En effet, les pendages et le style de plissement du Veslâsen et du versant SW du Veslekampen sont différents de ceux qu'on observe au niveau du ruisseau. Le plissement y est isoclinal très serré et à plans axiaux verticaux. On peut noter aussi quelques charnières de plis métriques. La direction des structures est à cet endroit N 80° et N 90°.

b) Conclusion

La structure générale de ce secteur correspond à un synclinorium dissymétrique. Son flanc Nord étant franchement redressé, presque inverse (au Storkampen) alors que la partie Sud, au pendage plus doux, vient déborder les vestiges du synclinal de Nausterdalen.

Il faut noter que les pendages relevés correspondent à ceux de la stratification. Nous n'avons remarqué que fort peu de charnières. Le contexte général nous invite à admettre ici cependant un plissement assez serré. Les pendages relevés seraient alors ceux des plans d'axes de plis.

2°) Le compartiment du Storskardvola

a) Les observations

Pour décrire clairement cette zone, une coupe du Nord vers le Sud est nécessaire ; elle débutera dans la dépression située au Sud du Ryberget et se terminera dans l'Haustdalen.

Au Sud du Ryberget, on peut avec beaucoup de chance, rencontrer des affleurements de schistes verts du Lomnesvola. On peut seulement affirmer qu'ils sont orientés N 90°, fortement laminés et broyés.

Ensuite, sur les crêtes du Geiteryggen, nous retrouvons les micaschistes gris de la Folla. Ceux-ci, orientés N 75°, pendent

vers le Nord à raison de 40° . Ils semblent indemnes de déformations. Sur le flanc septentrional du Storskardvola, les micaschistes gris, orientés N 70° - N 80° , pendent maintenant à 60° vers le Sud. Ce n'est que dans le secteur méridional du Storskardvola que l'on retrouve des pendages vers le Nord (45° à 60°).

Sur le chemin du Taubane, au Sud du Reinsliåsen, les micaschistes gris sont laminés et pendent vers le Nord (entre 45° et 60°). Il existe peut-être un accident à ce niveau, mais ce n'est pas évident. Sur les pentes qui descendent vers l'Haustdalen, les couches pendent plus faiblement vers le Nord (40°). Les micaschistes sont de plus en plus souvent laminés. Enfin, une fois dans l'Haustdalen, on passe directement aux roches vertes de l'Einnunna. Les micaschistes gris ont donc débordé les séries sous-jacentes. Les pendages relevés dans l'Haustdalen sont très faibles, 10 à 20° vers le Nord.

b) Conclusion

Les affleurements dans ce secteur sont assez rares. On peut toutefois en tirer certaines conclusions.

Auparavant, nous attirons encore l'attention du lecteur sur le terme "pendage". Il s'agit toujours dans notre esprit d'un pendage de la stratification qui toutefois peut correspondre à celui d'un plan axial de plis serré.

Au Nord de la coupe faite, les schistes verts du Lomnesvola et les micaschistes gris sont pratiquement à la même altitude. Les micaschistes pendent vers le Nord à 40° passent donc sous les schistes verts qui, stratigraphiquement, sont sous-jacents. Il y a donc bien ici un déversement vers le Sud, sur les micaschistes gris, des séries vertes du Lomnesvola.

Enfin, si le Storskardvola correspond à un synclinorium peu prononcé, le secteur du Geiteryggen présente une légère ondulation des micaschistes gris.

Pour terminer, disons qu'une fois encore la partie méridionale du synclinorium est chevauchante vers le Sud.

3°) Le secteur du Reinsliåsen

Il se situe au Sud du chevauchement des Kakellkletten - Ryberget. Il est probable aussi qu'il en a subi certains contre-coups. Deux pincées de roches vertes en sont la preuve.

La première, au Nord du Reinsliåsen, est formée par des roches vertes du Lomnesvola. La seconde, qui se trouve à l'Ouest du Reinsliåsen, est une étroite lanière de serpentine, entourée

par des roches vertes et des micaschistes de la série de l'Einunna. La zone méridionale de ce compartiment chevauche, vers le Sud. Les micaschistes gris viennent recouvrir une série d'écailles dans le Sagbekken. Nous rapporterons ici les observations faites sur le terrain au sujet de deux écailles et du chevauchement des Sagbekken.

a) Les pincées et leur environnement

Nous appelons "pincée" un ensemble de roches fortement laminées, qui se trouvent en contact anormal avec celles qui les entourent. Dans la zone cartographiée, il s'agit le plus souvent de lambeaux de roches vertes coincées et en contacts anormaux dans des séries normalement sus-jacentes.

La pincée du Nord du Reinsliåsen

Au Nord de cette pincée, on retrouve les micaschistes gris. Une coupe dans le ruisseau Veslesaeterbekken, nous a permis d'en définir les caractères. Ils pendent vers le Nord (50° à 85°). Leur direction est N 80° . Ils semblent plissés, bien qu'aucune charnière soit visible. On ne note ni laminage, ni cataclase. Toutefois, certaines disharmonies existent comme dans la coupe de la Folla (voir l'anticlinal de l'Einunnfjellet).

Les schistes verts de la pincée sont broyés, orientés N 80° et sont sensiblement verticaux.

Dans la partie Ouest de la pincée, des schistes verts sont orientés N 150° et pendent vers le Nord-Est, à raison de 50° . Les micaschistes plus au Sud sont pratiquement à la même altitude. Il y a donc un léger déversement vers le Sud-Ouest de cette étroite bande de Støren.

Plus au Sud, sur les pentes du Reinsliåsen, les affleurements sont très rares. Mais les roches sub en place sont toutes des micaschistes gris. Il est logique d'admettre en profondeur la présence de ces micaschistes.

La pincée de serpentine (coupe n° 16 et pl. t 12).

Elle est orientée N 80° - N 85° . La serpentine constitue la majeure partie de cette écaille. Toutefois, au Nord et au Sud de la pincée, on observe des roches vertes (amphibolites assez laminées) et des micaschistes. Ces roches peuvent appartenir respectivement aux niveaux inférieurs et supérieurs de la série de l'Einunna, le tout étant cerné par les micaschistes gris. A l'Est, la serpentine et les roches qui l'entourent disparaissent et laissent la place aux micaschistes gris qui le recouvrent. Le manque d'affleurement ne nous permet pas de décrire ce chevauchement.

b) *Le débordement du Sagbekken*

(coupe n° 16 et pl. t 13).

A l'endroit où le Taubane traverse le Sagbekken, on peut faire d'intéressantes observations dans les gorges du ruisseau.

Sous les cables du Taubane, se trouve un lambeau écaillé du complexe quartzitique basal, lambeau orienté N 110° et pendant 70° N.

Cette écaille recouvre en partie les roches de la série de l'Einunna qui affleurent abondamment en amont du petit pont qui traverse ici le Sagbekken. La direction de ces séries ne varie pas, mais les pendages vers le Nord s'affaiblissent très rapidement. De 60° au contact des micaschistes quartziques, ils passent à 30°, même 10°.

Sur la rive droite du ruisseau, à environ 800 m en amont du petit pont, cité plus haut, nous avons pu observer des petites écailles de Støren noyées dans les roches de l'Einunna qui sont disharmoniques, laminées et broyées. On note très souvent des plis à plans axiaux horizontaux et à charnières visibles.

Enfin, en aval du lambeau de quartzites de l'Einunnvar-den, les micaschistes gris, plissés et pendant vers le Nord, à raison de 60 à 70°, viennent buter et déborder le complexe basal. Celui-ci disparaît totalement à l'Est sous ces micaschistes qui viennent aussi chevaucher les séries de l'Einunna et les écailles de Støren de la rive droite du ruisseau (F20e).

c) *Remarques*

Aux environs du Reinsliåsen la structure en synclinorium est rendue complexe par la présence des pincées de roches vertes qui viennent percer la couverture des micaschistes gris (pl. t 12).

Le secteur Sud du synclinorium est chevauchant vers le Sud et la présence d'une écaille du "socle" indique clairement une fracturation intense du complexe basal.

4°) Conclusions relatives au synclinorium du Kvitvola -

Storskardvola - Reinsliåsen

Rappelons tout d'abord la complexité croissante de cette unité de l'Est vers l'Ouest.

La partie occidentale de ce synclinorium est à mi-chemin entre le chevauchement du Trondheim sur les sparagmites et le chevauchement des Kakelkletten - Ryberget. Ceci peut expliquer la complexité du secteur du Reinsliåsen.

Le compartiment du Kvitvola est une auge synclinale simple, déjetée vers le Sud, au Storskaravola, on observe une ondulation des micaschistes gris qui, au Reinsliåsen s'exagère et finit par provoquer, sous le jeu combiné d'une fracturation profonde du socle, un écaillage relativement important. Ce sont chaque fois des séries vertes qui apparaissent pincées.

Enfin, la partie méridionale de ce synclinorium recouvre toujours les séries ou les structures du Sud.

D - LE SYNCLINORIUM DES GRUVKLETTEN - SNÖFONNHÖA

Il constitue la structure la plus occidentale de la zone cartographiée. Il borde l'Ouest du flanc occidental de l'anticlinal de l'Eiunnfjellet. Il est orienté NNE - SSW. Les sommets des Gruvkletten, Treklokkhøa et Snöfonnhøa en constituent le fond topographique au Nord de l'Eiunnaldalen.

Ce synclinorium se prolonge vers le Sud, en direction du Björnhö et du Storsvola. Là toutefois les structures sont intermédiaires entre le synclinorium étudié maintenant et le chevauchement du Kakellkletten. Notre analyse portera donc, sur la région septentrionale de l'Eiunnaldalen.

Nous en ferons une coupe SE - NW qui partira du pied du Gruvkletten et se terminera au sommet du Snöfonnhøa.

Nous rapporterons ensuite les observations faites au niveau de l'Eiunnaldalen ainsi qu'au Björnhö et Storsvola.

1°) Coupe Gruvkletten - Snöfonnhøa (coupes n° 1, 2, 17 et Pl. t 9 et 10).

Dans la vallée de la Marsjöa, les dalles quartzitiques du complexe basal constituent un glacis incliné à 20° vers le Gruvkletten. Au niveau du chemin qui longe le bas de la falaise Est du Gruvkletten se trouvent les amphibolites et les schistes

verts de la base de la série de l'Eimuna. L'épaisseur de cette série est ici fortement réduite. Les roches sont écrasées, laminées, plissées aussi. Les pendages relevés varient de 30 à 40° vers l'Ouest.

Au tiers inférieur de la falaise, on trouve, reposant directement sur les roches vertes citées plus haut, les schistes verts du Lomnesvola. Ils ont subi une cataclase importante. Les surfaces de laminage sont fréquentes. Ici encore, ce n'est qu'une partie de la série verte du Lomnesvola qui est représentée. Plus haut, nous abordons les micaschistes gris que nous ne quitterons plus jusqu'à la fin de la coupe.

Une discordance angulaire les sépare des schistes verts sur lesquels ils reposent. Celle-ci est visible de très loin. Ces micaschistes sont très plissés et on observe de nombreuses charnières. Des plans de laminage localisés sont aussi repérables. Ils n'affectent toutefois pas la totalité de la structure.

Ce sont autant d'indices de mouvements glissants au sein même des micaschistes gris.

Les pendages des plans axiaux sont au Gruvkletten de l'ordre de 30 à 40°, vers l'Ouest. La direction des couches est N 30°.

Au sommet du Gruvkletten et sur les pentes orientales du Treklokkhøa, nous avons repéré trois affleurements consécutifs du banc de marbre à fuchsite. Cette disposition résulte soit du plissement des micaschistes soit encore d'écaillages intimes dans les micaschistes gris, soit des deux à la fois.

Enfin, au fur et à mesure que l'on se dirige vers le Snöfonnhøa, les pendages se redressent, verticaux au sommet du Snöfonnhøa, ils ont tendance à pendre vers l'Est au Rundhøa. Au Grösteinhøa, les pendages sont encore de 75° vers l'Ouest, ils sont cependant déjà verticaux à certains endroits.

2°) Au Björnhö et au Starvola

Les micaschistes sont toujours orientés N 30°. Des charnières sont visibles et les plans axiaux pendent de 45 à 60° vers l'Ouest.

Notons rapidement que les micaschistes du Starvola ne sont pas orientés comme ceux qui bordent les pentes Sud-Est du même sommet.

Nous n'irons pas plus loin dans nos investigations autour du Starvola, car il s'agit plutôt des premiers mouvements chevauchants du Kakellkletten. Cela n'intéresse donc pas la structure étudiée ici.

Les observations que nous avons pu faire dans l'Einnundalen sont très peu nombreuses. Le manque d'affleurement est général et la cartographie de ce secteur a été établie à l'aide de roches sub en place. Elle reflète donc bien des imperfections. Néanmoins, on peut affirmer qu'une partie du flanc occidental de l'anticlinal de l'Einnunfjellet disparaît sous les structures du Gruvkletten. L'accident qui borde la falaise orientale du Gruvkletten se prolonge donc vers le Sud-Ouest ; son tracé reste peu précis.

3°) Conclusion

Le synclinorium, légèrement dissymétrique, déborde dans sa partie orientale les structures sous-jacentes.

Sur les falaises du Gruvkletten (pl. t 9 et 10), on note un laminage intense et une réduction tectonique notable des deux séries vertes.

Enfin, le Støren repose directement sur la base des séries de l'Einnunna, il les chevauche. Rappelons aussi que les schistes verts du Lomnesvola sont aussi en contact anormal avec les micaschistes de la Folla.

E - LE CHEVAUCHEMENT DES KAKELLKLETTEN - RYBERGET

Cette unité tectonique vient compliquer les structures Sud-Ouest de l'anticlinal de l'Einnunfjellet car le chevauchement moule pratiquement la terminaison périclinale méridionale de l'anticlinal.

Il intéresse dans ses grandes lignes les schistes verts du Lomnesvola qui viennent déborder les structures sous-jacentes en glissant vers le Sud. Les micaschistes de la Folla les accompagnent dans leurs mouvements.

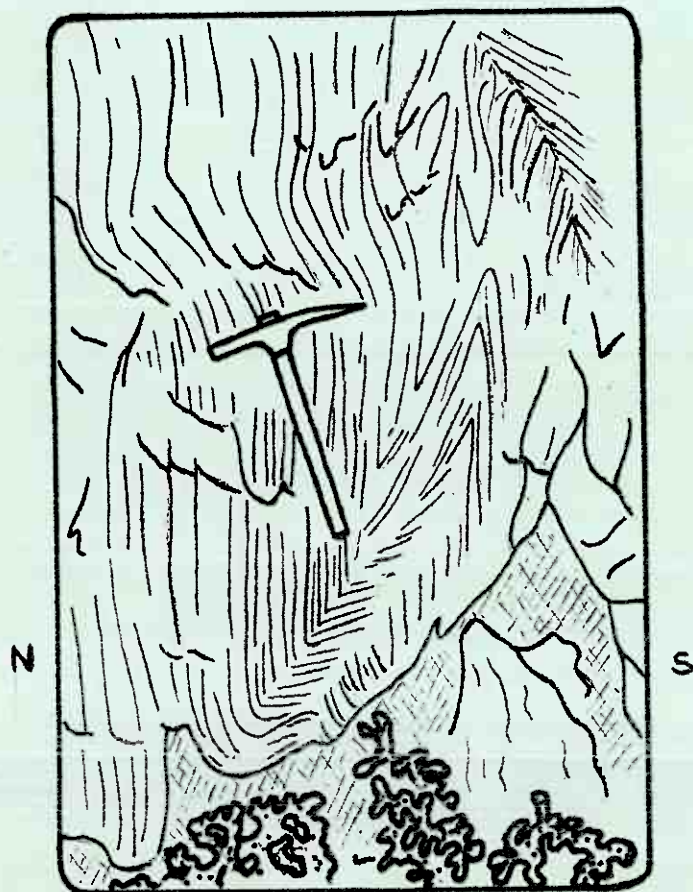


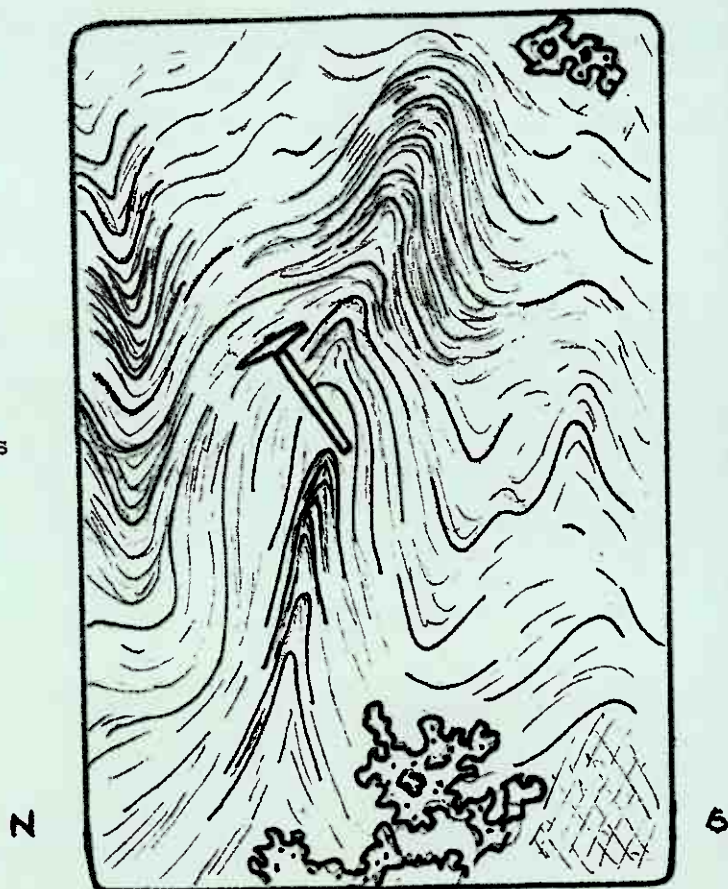
Fig. 1

Schistes verts du Lomnes Vola
 Affleurement situé au NW du Kakell-
 Kletten sur la rive gauche de la
 Kakella.
 Plis en chevron.

Fig. 2

Schistes verts du Lomnes Vola
 situés toujours au NW du Kakell-
 Kletten sur la rive gauche de la
 rivière.

Charnières de plis disharmoniques



Cette structure chevauchante peut se diviser en trois parties :

- le secteur des Kakellkletten - Åasen
- le secteur du Ryberget
- le secteur du Svartåsen

1°) Le secteur du Kakellkletten

Le Kakellkletten est formé en grande partie des schistes verts du Lomnesvola. Ils pendent en général vers le Nord, à 45° - 60° . Leur direction moyenne est 40° N. Ils constituent ainsi une falaise de 300 m au pied de laquelle se trouvent les micaschistes gris de la Folla. Ceux-ci affleurent bien dans la rivière, sur la rive gauche. Ils sont fortement broyés, pendent aussi vers le Nord, mais à 10° et disparaissent donc sous les schistes verts du Kakellkletten.

Sur le chemin qui joint la route Alvdal - Folldal au Svartkletten, nous retrouvons les micaschistes gris sous les schistes verts et cela à 750 m d'altitude.

A l'Ouest du Åasen, dans le petit ruisseau qui en descend, les roches du Lomnesvola viennent chevaucher les micaschistes de la Folla. La ligne de chevauchement (F46d, F46c) se perd au Nord-Ouest du Gravola, faute d'affleurement. Sa direction est grossièrement N 40° et suit plus ou moins les structures.

Ces schistes verts du Støren constituent ainsi un énorme paquet chevauchant vers le Sud ; ils sont recouverts au Storvola par les micaschistes gris en position normale mais légèrement perturbés. Les observations que nous avons pu faire dans la vallée de la Kakella, au niveau des schistes verts sont très intéressantes. On y note en effet nombre de plis en chevrons, à plans axiaux subverticaux (fig.1,2, pl. t 4) ainsi que de multiples disharmonies.

Tout cela laisse supposer des contraintes tangentielles très puissantes, des glissements intimes dans la série du Lomnesvola ainsi qu'un déplacement, sur un plan subhorizontal vers le Sud-Est (Les directions relevées oscillent entre N 10° et N 35°).

Sur les pentes du Åasen et du Snaukletten, dans les ruisseaux qui descendent vers la Folla, nous avons repéré dans les micaschistes gris le banc de marbre à fuchsite à deux reprises. Il s'agit soit d'un plissement, soit d'une répétition par failles. Ici encore, comme au Gruvkletten, les deux interprétations sont possibles. Les micaschistes gris pendent vers le Nord-Ouest (30 à 70°). La direction aussi n'est guère constante ; cela découle d'une certaine disharmonie structurale. Nous n'avons observé aucune charnière, mais des différences dans la valeur des

pendages

Enfin, en maints endroits, ces roches sont laminées et broyées. Les surfaces de laminage, bien que multiples, sont localisées. De nombreux petits décrochements ou flexures apparaissent, le plus important étant la faille F16, orientée NNE - SSW aux environs de Nysaetra au Sud-Ouest du Ryhaugkletten.

2°) Le secteur du Svartåsen

Il borde la rive droite du ruisseau qui longe le flanc occidental de l'anticlinal de l'Einnunfjellet.

Une série de décrochements F13, F14, F8a affectent les séries de l'Einnunna ainsi qu'une partie du Støren, et cela sur le flanc Est du Svartåsen et à l'Est de l'Orrkletten. F8a se prolonge en F8b vers le Sud. Les accidents décrochants bien groupés et orientés NS sont alignés sans doute le long d'une fracture dans le socle.

En fait, ce secteur est surtout caractérisé par ces décrochements.

3°) Le secteur du Ryberget

Le flanc méridional du Ryberget correspond à une pincée de micaschistes gris, recouverte par les séries vertes du Lomnesvola qui affleurent sur le flanc septentrional. Elles pendent à 45° vers le Nord et sont orientées N 100°. Les micaschistes de la Folla pendent toujours vers le Nord (80°) et sont orientés N 60°, ils disparaissent ^{sous} vers les schistes verts (F15c). Ils sont relativement laminés. On observe aussi un très bel affleurement de marbre à fuchsite. La faible épaisseur de ces micaschistes bordés au Nord et au Sud par les schistes verts du Støren est un argument en faveur d'une écaille limitée au Nord et au Sud respectivement par F15c et F15b, à l'Est par F8a qui court ensuite dans la vallée du Ryshardbekken.

Au niveau de la Folla, les observations sont sporadiques. Nous retrouvons le banc de marbre à fuchsite, en amont du pont qui traverse la Folla (rive gauche) aux environs de Ryfet. Les micaschistes, toujours plissés disharmoniquement affleurent encore sur la rive gauche de la Folla au pied du Kakellkletten.

Enfin, les schistes verts du Lomnesvola ne sont ici plus guère visibles. Toujours sur la même rive, nous en avons repérés en amont et en aval de la passerelle suspendue au droit de Haugen. Ces affleurements sont difficilement exploitables.

4°) Conclusions

Les secteurs du Kakellkletten - Åasen d'une part, et du Ryberget d'autre part sont caractérisés chacun par un débordement important des schistes verts du Lomnesvola. Celui du Ryberget ayant entraîné un écaillage des micaschistes de la Folla (coupes géologiques n° 3, 8 et pl. t 11).

Au Svartåsen, on constate un décrochement des structures. Ce sont chaque fois les secteurs occidentaux qui se sont déplacés vers le Sud. Ces décrochements sont en relation étroites avec le chevauchement du Ryberget qui correspond au débordement sur les structures du Sud des séries décrochées.

Enfin, notons que les unités chevauchantes s'établissent plus ou moins sur l'axe de l'anticlinal de l'Einnunfjellet, plus particulièrement sur l'extrême limite de sa terminaison périclinale Sud.

Les structures que nous allons décrire appartiennent à la bordure méridionale du Trondheim. Ce sont, de l'Est vers l'Ouest :

- l'unité anticlinale complexe du Gamalsaetra, séparée des sparagmites par une écaille, d'âge aussi cambro-silurien, dans la vallée de la Sölna

- les monoclinaux des Malenaåsen, Tjörnåsstea, Lauvhaugen et du Kjemsjöfjellet qui eux débordent directement vers le Sud les sparagmites.

F - L'ANTICLINAL DE GAMALSAETRA

Il est orienté SSW - NNE et la direction des couches est en général de 80° N. Il est limité à l'Ouest par un chevauchement vers l'Est des séries de la "couverture" sous lesquelles disparaissent les structures de Gamalsaetra. L'écaille de la Sölna constitue sa limite méridionale.

Il est plus complexe que l'anticlinal de l'Einnunfjellet car son flanc Sud est formé d'une série d'écailles du complexe quartzitique basal.

Pour plus de clarté dans l'exposé, nous diviserons cette unité tectonique en trois :

- 1 - le coeur, bien visible à Gamalsætra
- 2 - le flanc septentrional avec sa couverture souple
- 3 - le flanc méridional, en micaschistes quartziques et quartzites micacés.

Enfin, pour terminer, nous nous arrêterons aussi quelques instants sur le chevauchement de la Sölna et l'unité chevauchée.

1°) Le coeur anticlinal

Comme pour l'anticlinal de l'Einnunfjellet, il est en quartzites de l'Einnunvarden. Ceux-ci affleurent bien à Gamalsætra et au sommet de la vallée de l'Orrkletten. Les dalles de quartzites ont une direction moyenne Nord 70° . Toutefois, on note toutes ces séries d'orientations N 10° , N 40° , N 85° , N 90° qui sont les effets de contraintes tectoniques, de petits décrochements sensiblement NS.

Les pendages relevés sont de 60° à 90° vers le Nord. Ces quartzites disparaissent sous le Högåsen formé des amphibolites et des micaschistes de la série de l'Einnunna.

Enfin, un accident (F42a) sépare ces quartzites des micaschistes quartziques sus-jacents. Ces derniers sont écrasés, laminés. Ils sont orientés N 50° .

Le noyau anticlinal est bordé au Sud par les micaschistes quartzitiques dont les rares affleurements sont difficilement exploitables ; les micaschistes pendent vers le Nord, pratiquement comme les quartzites de l'Einnunvarden.

La charnière anticlinale n'a pas pu être repérée. Les bancs des quartzites de l'Einnunvarden apparaissent coincés entre les micaschistes quartzitiques.

2°) Le flanc septentrional

Pour en avoir une description précise, nous ferons d'abord une coupe dans la rivière qui descend vers l'Hausta et dont la source se trouve aux alentours des quartzites de l'Einnunvarden au NE de Gamalsætra. Nous rapporterons ensuite les observations faites au Högåsen.

a) Coupe dans la rivière qui mène dans la vallée de l'Hausta.

Dans sa partie supérieure, les quartzites sont recouvertes par les micaschistes quartziques. Ceux-ci pendent vers le Nord à raison de 70° et sont orientés Nord 50° . Ils sont bien visibles au niveau du petit lac qui alimente la rivière. Ces micaschistes sont laminés, écrasés. Leur direction ne correspond pas avec celle des quartzites du noyau. Les schistes graphiteux qui se trouvent au sommet des quartzites de l'Einnunvarden existent ici mais sont difficilement cartographiables. Nous les avons groupés avec les micaschistes quartziques.

Plus bas, dans la rivière, on aborde une série de micaschistes appartenant au sommet de la série de l'Einnunna. Ils sont plissés, les pendages relevés sont de l'ordre de 65° vers le Nord et leur direction de $50 - 60^{\circ}$ N. On observe quelques charnières de plis métriques.

Ensuite, vient une série d'amphibolites et de schistes verts, plissés, écrasés, roulés même. Les roches vertes sont normalement en dessous des micaschistes trouvés plus haut dans la coupe. Cependant, ici les pendages des schistes verts et des amphibolites qui sont de 75° vers le Nord indiquent clairement un chevauchement de ces séries sur les micaschistes.

Enfin, dans la vallée de l'Hausta on retrouve les micaschistes de la série sombre supérieure (direction $50 - 60^{\circ}$ N et pendages 65° N). Ils sont en position normale sur les amphiboles de la série sombre inférieure.

N.B. Ces micaschistes occupent les pentes de la rive gauche de l'Hausta et affleurent bien dans les gorges de la même rivière. Aux environs de Volsætra nous retrouvons les schistes verts du Lomnesvola (voir synclinal de Nausterdalen).

Sur le flanc NW du Gjøtåsen, se développe une pincée de roches vertes appartenant à la base des séries de l'Einnunna. Cela peut être les effets soit d'un plissement accentué suivi d'un cisaillement, soit de décollements localisés dans la couverture qui auraient permis aux séries sous-jacentes de percer les micaschistes du sommet de la série de l'Einnunna. Encore une fois, il est probable que les deux phénomènes coexistent.

Remarques

Ce n'est que très rarement que nous avons observé des charnières de plis. Comme à l'accoutumée, on note une disharmonie prononcée.

Enfin, au croisement de la rivière et du chemin qui vient de Nysaetra, les amphibolites présentent des rouleaux de quartz (dont le diamètre peut atteindre 1,5 cm), allongés suivant les structures. En lame mince, ceux-ci apparaissent formés de grains de quartz en puzzle. Ces rouleaux baignent dans une matrice légèrement orientée, constituée de petites baguettes d'amphiboles, de grains d'épidote et de quartz.

Peach et Horne ont rencontré les mêmes structures dans les montagnes du Ben Hutig en Ecosse (quartz rods). Wilson, à la suite de Peach et Horne, interprète ces rouleaux comme étant la conséquence de la ségrégation de quartz aux charnières de petits plis. Le plissement s'étant accentué, les charnières ont été comme roulées et ont donné les structures que nous avons observées.

Les rouleaux se situent juste aux environs de la faille F44 qui sépare les micaschistes du sommet de la série de l'Eiunna des schistes verts de la même série.

On note aussi le long de cette coupe de très nombreux plans de friction parallèles à la stratification pouvant indiquer un coulissage énergétique des roches les unes sur les autres.

b) Les observations du Högåsen (coupes géologiques n° 12, 13)

Cette montagne est en totalité occupée par les amphibolites de la base de la série de l'Eiunna. Celles-là mêmes qu'on retrouve dans la rivière citée plus haut. Leur direction est N 90° et les pendages sont subverticaux.

Sur le flanc septentrional du Högåsen, les micaschistes prolongent ceux qu'on a dans la rivière plus à l'Est.

On les rencontre encore sur le chemin qui longe le Sud du Högåsen et qui va de Gamalsaetra à Langsaetra. Leur direction y est de N 70° ; ils pendent à 80° vers le Nord. Ils sont bordés, plus au Sud, sur les pentes qui mènent vers la Sölna, par les micaschistes quartzitiques dont la direction est N 80° et les pendages 70° vers le Nord. Ils sont laminés.

Les micaschistes de la série sombre supérieure sont donc chevauchés par les amphibolites du Högåsen. Ces mêmes micaschistes reposent en position tectonique anormale sur les séries du complexe inférieur.

A l'intersection des chemins, à l'Ouest de Gamalsaetra et au SE du Högåsen, il y a une disposition analogue, mais les micaschistes du sommet de la série de l'Eiunna reposent directement sur les quartzites de l'Eiunnvarden. Ils pincent aussi des lambeaux de la série sombre inférieure contre les quartzites.

La structure est évidemment complexe. Les séries de l'Einunna se sont décollées, écaillées et déversées sur le complexe quartzitique basal qui constitue le noyau de l'anticlinal de Gamalsætra (coupes n° 17, 12, 13). Notons aussi que les structures du Högåsen sont gauchies à l'Ouest. La torsion subie est visible au petit col qui joint le Högåsen et le Gjøtåsen. Cette flexure évolue plus au Sud en un véritable chevauchement.

3°) Le flanc méridional (coupes n° 12, 13 et 10)

Il occupe les pentes qui descendent vers la Sölina. Les affleurements sont très rares. Nous avons dû faire plusieurs coupes le long de chacun des petits ruisseaux qui dévalent ces pentes.

- Dans le Raskifbekken, l'Oklebekken et les autres petits torrents, du haut vers le bas, il y a quelques affleurements de micaschistes quartziques (directions 85° N, pendages 65° vers le Nord) et quartzites micacés.

- Plus bas, les quartzites micacés sont plus rares, les micaschistes prédominent et nous sommes ici au niveau du sommet des micaschistes quartziques. Les pendages sont plus faibles (50° vers le Nord). La direction des structures ne varie pas. Le flanc méridional est donc inverse.

- Dans la Sölina (après avoir traversé une vaste zone dépourvue d'affleurement), nous abordons l'écaille de Cambro-silurien de la Sölina. Les roches qui la constituent sont toutes mylonitisées et la cataclase interdit toute identification précise. Les roches sont verdâtres, grisâtres, et pendent doucement vers le Nord (10 à 25°). Elles ont été étudiées par R. Kleine-Herring. Les séries appartiennent, selon R. Kleine-Herring, à une unité différente de la nôtre (diplom-arbeit, 1968).

Enfin, les quartzites micacés et les micaschistes quartziques disparaissent totalement (F28b) à l'Ouest sous les roches de la couverture.

Il faut encore ajouter pour terminer qu'une écaille de quartzites de l'Einunnvarden doit exister juste au bord du chevauchement F29 à Bihaug, ce qui fut mis en évidence malgré le manque total d'affleurement, grâce aux roches sub en place.

4°) Conclusion

La "couverture" du flanc Nord de l'anticlinal a glissé sur le noyau quartzitique et le déborde franchement au Högåsen. Le cœur de l'anticlinal est tectonisé et le flanc méridional inverse, chevauche l'écaille de Sölina, le flanc Sud étant lui-même écaillé aux environs de Bihaug.

G - LE MONOCLINAL DU MALENAÅSEN - TJÖRNÅSSTEÅ - LAUVHAUGEN

Il est situé à l'Ouest de l'anticlinal de Gamalsaetra, limité au Nord par l'Haustdalen, au Sud par le chevauchement sur les sparagmites (F30) et à l'Ouest par les accidents F27a et F27b qui le séparent du monoclinale du Kjemsjöfjellet ainsi qu'un chevauchement important de l'anticlinal de Gamalsaetra (F28b, F28a), à l'Est.

Nous distinguerons :

- une zone interne qui va du Lauvhaugen au Malenaåsen
- le secteur de Flåane à l'Ouest
- une zone externe, chevauchante sur les sparagmites

1°) La zone interne (coupe n° 14)

Elle intéresse uniquement les séries de l'Einnunna. Sur les pentes du Gjøtåsen, du Malenaåsen et du Tjörnåsstea, on rencontre les micaschistes du sommet de la série sombre. Ils pendent toujours vers le Nord. Un accident Nord-Sud (F37-36) leur fait subir, à l'Est, une torsion importante.

Au Lauvhaugen, au Tjörnåsstea ainsi que sur le chemin qui longe l'Ouest du Malenaåsen, les micaschistes sont fortement replissés, parfois laminés. On note une multitude de plis métriques, centimétriques et disharmoniques. Le pendage général est de 60 - 80° vers le Nord et les directions 50-60° Nord. Les roches, au pied des falaises du Tjörnåsstea et du Lauvhaugen, sont fortement chahutées, cataclasées.

Il est remarquable que les micaschistes, situés 100 m plus bas, autour du Lauvhaugen et du Tjörnåsstea, soit dans la vallée à l'Ouest du Lauvhaugen, soit dans la zone tourbeuse entre les deux sommets aient des pentes nettement plus faibles (40 à 55° vers le Nord) et soient moins plissés.

Le Tjörnåsstea et le Lauvhaugen apparaissent comme des lambeaux décollés de la série sombre. Ils bordent aussi un accident orienté EW, gauchi, qui constitue la limite méridionale de la zone étudiée. Au Sud de cet accident, sur les pentes qui mènent à la vallée du Vergebekken, les affleurements sont de plus en plus rares.

Toutefois, au pied du Tjörnåsstea, à environ 150 m en contrebas du sommet, se trouve un important gisement de serpentine, celle-ci longe, vers l'Est, sur une courte distance, l'accident F31. Cette serpentine a été en grande partie cartographiée à l'aide d'éléments sub en place. Toutefois, la carte des anomalies magnétiques, dressée par la Follidal Verk, confirme la présence de cette serpentine.

Au Nord du Tjörnässtea, dans la vallée de l'Hausta, on rencontre une pincée d'amphibolites (série sombre inférieure) au milieu des micaschistes du sommet de la série de l'Einunna. Elle est orientée N 70°, les pendages des amphibolites sont de 50° vers le Nord. On retrouve une structure analogue sur les pentes de Midtsaetra. Une flexure F36 sépare ces deux pincées. Elles correspondent aux mêmes replis dans la couverture, replis ayant subi une torsion au niveau de F36.

Conclusion

La zone interne est bordée au Sud par un accident orienté en général EW et gauchi à l'Est du monoclinale. Les observations faites au Lauvhaugen et au Tjörnässtea laissent supposer un mouvement de décollement général au sein même des séries de l'Einunna. La présence de serpentine serait un argument en faveur de cette hypothèse, elle aurait pu jouer le rôle de lubrifiant au cours du décollement.

2°) Le secteur de Flåane (coupe géologique n° 15).

Il est limité au NW par le chevauchement (F27a, F27b) du monoclinale du Kjemsjöfjellet, au Nord par une fracture SSW - NNE (F35d) et au Sud par un chevauchement (F35c).

Il correspond à un plissement intense des séries de l'Einunna qui se disposent en lanières plus ou moins parallèles. Les roches de la base de la série de l'Einunna alternent avec les micaschistes du sommet de cette série.

Le long du petit torrent qui descend de Flåane vers Kjemsjösaetra, nous avons pu faire une coupe intéressante au point de vue tectonique. Les roches volcano-sédimentaires de la base de la série de l'Einunna alternent avec les micaschistes du sommet. Les pendages varient entre 50 et 70° vers le Nord et la direction générale est N 80°.

Toutes ces roches ont subi des efforts mécaniques intenses. Les plans de décollement sont nombreux. En fait, chaque limite de série correspond à un accident tectonique. Nous nous sommes abstenus de tous les mentionner sur la carte afin d'en alléger le dessin.

La zone septentrionale de ce secteur, située au voisinage immédiat du Kjemsjöfjellet disparaît sous des lambeaux du complexe basal et qui bordent le Sud du monoclinale du Kjemsjöfjellet. Au Nord de F35d, la répétition série sombre inférieure - série sombre supérieure n'a plus lieu. Seuls les micaschistes du sommet de la série de l'Einunna affleurent ; ils sont plissés, mais leur style de plissement est moins serré (à l'échelle de la carte), moins compressé.

Les pendages sont de 60 à 70° vers le Nord et la direction générale est 70° N. La faille F35d, orientée EW, correspond à la limite des deux styles tectoniques.

3°) La zone externe ou chevauchement sur les sparagmites

Elle est en bordure méridionale de la nappe du Trondheim. Située au Nord du Brennvola, elle s'étend du Sud du massif de Flåane (à l'Ouest) jusque dans la vallée de la Sölna (à l'Est). Nous la diviserons en plusieurs secteurs, de l'Ouest vers l'Est :

- les pentes méridionales du massif de Flåane
- les pentes septentrionales du Brennvola
- enfin, un secteur oriental (les flancs NE du Brennvola et une partie de la vallée de la Sölna).

a) Les pentes méridionales du massif de Flåane

Ce secteur, très restreint, est limité au Nord par celui de Flåane qui vient le déborder. Un décrochement NS (F40) le limite à l'Est.

Sa principale caractéristique en est une pincée de serpentine et d'amphibolites de la base de la série sombre. Le tout pendant vers le Nord à raison de 80° et étant orienté 90 à 100° N.

Plus au Sud, se trouve une étroite lame de micaschistes (sommet de la série de l'Eimunna). Elle est coincée entre la pincée de serpentine et les sparagmites. Ces micaschistes pendent à 60° vers le Nord et disparaissent sous la serpentine qui les chevauche.

Les dalles sparagmitiques sur lesquelles repose tout l'ensemble, sont aussi orientées 90 - 100° N, mais ont un pendage de 40° vers le Nord.

b) Le versant septentrional du Brennvola

(coupe géologique n° 15).

C'est ici que le recouvrement des sparagmites ^{par les} des unités du Trondheim est le plus net. Nous avons pu faire d'intéressantes observations dans la vallée qui longe le Brennvola et qui descend en pente douce vers le Vergebekken.

Les quartzites de l'Eimunnvarden, redressés à 70 - 80° butent contre les sparagmites. Les micaschistes quartzitiques sont ici pincés, écaillés eux aussi (fig. 1, 2, pl. t 6). La direction des couches est N 110°. Une brèche a pu être observée entre

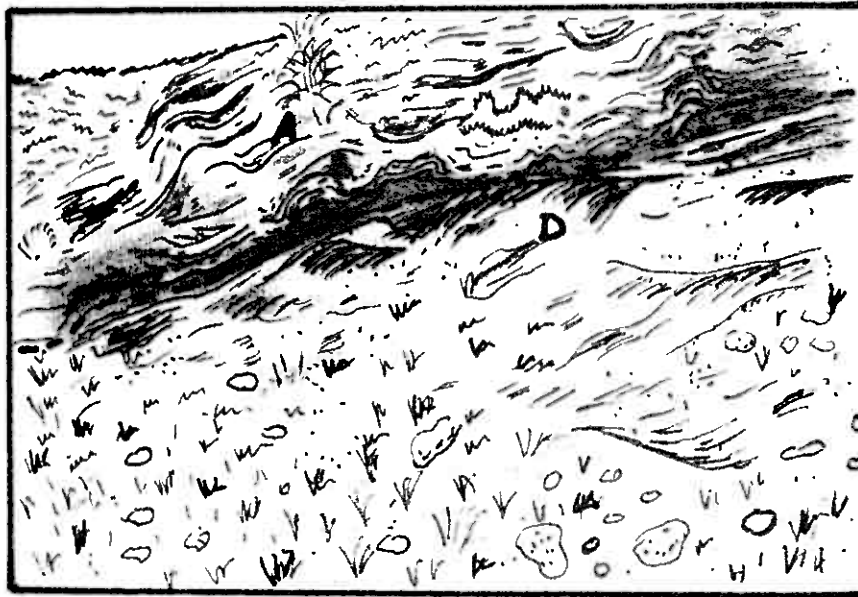


Fig. 1

Schéma d'après photo.

Pentes septentrionales du Brennvola.

Décollement (en tiretés) au sein des roches de la série sombre.
Affleurement situé 100 m au Nord du chevauchement sur les Sparagmites.

- A - Zone supérieure décollée et plissée, disharmonique.
- B et C - Plissement à la base du décollement. Les axes des plis sont obliques par rapport au glissement.
- D - Zone inférieure laminée.

Fig. 2

Détail du schéma
précédent.

Plissement B de la Fig.1

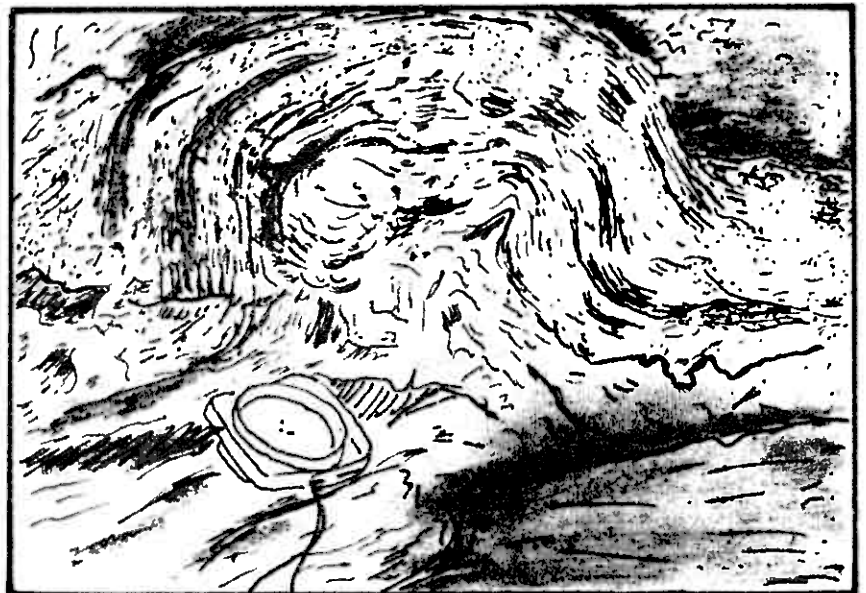




Fig. 1

Schéma d'après photo

Ecaillages (E) du complexe quartzitique basal (Qe : quartzites de l'Einunnvarden, MSQ : micaschistes quartziques) débordant sur les sparagmites (E)

B - Eboulis.

Photo prise sur les pentes septentrionales du Brennvola.



Fig. 2

Schéma d'après photo

Dalles de sparagmites redressées, au contact chevauchant Trondheim/Eocambrien .

P - pendage 75° vers le Nord.

Photo prise sur les pentes Nord du Brennvola.

les sparagnites et le Trondheim. Celle-ci contient des fragments (30 cm au maximum) de quartzites de l'Einnunvarden et de sparagnites. Le ciment, noirâtre, est constitué de débris très fins de micaschistes mylonitisés et graphiteux.

Dans cette zone broyée, le graphite des schistes graphiteux, qui a été expurgé, donne à ces roches un aspect de noir de charbon, comme si elles avaient été cuites.

Enfin, un peu plus bas dans la vallée, les séries de l'Einnunna viennent glisser sur le complexe basal écaillé et sub-vertical. Les séries de la couverture présentent de nombreux plans de glissement et de décollement (fig. 1 et 2, pl. t 5). Les plis métriques, centimétriques sont disharmoniques entre eux. Les pendages varient de 70 à 20° vers le Nord.

Des plis, à axes obliques (N 150°) par rapport à la direction générale des structures (N 110°) ne sont pas rares ; ils indiquent des compressions latérales (fig. 2, pl. t 5).

Plus au Nord, les micaschistes (série sombre supérieure) disparaissent (F31d) sous des schistes verts (série sombre inférieure). Ici encore, comme partout ailleurs, dans le Sud des terrains cartographiés, chaque limite "stratigraphique" est tectonique.

c) Le secteur oriental (coupe géologique n° 14)

Ici les choses sont moins nettes à cause du manque d'affleurement. Le contact chevauchant du Trondheim sur les sparagnites se fait soit par l'intermédiaire des micaschistes du sommet de la série de l'Einnunna (entre F39 et F38), soit par les roches du sommet de la série sombre (entre F38 et F37).

Deux accidents (F38 et F37) décrochants découpent ce secteur en trois compartiments :

+ compartiment Ouest, limité par F39 et F38

Il se situe au Sud du Lauvhaugen. Dans sa partie Nord, les roches sub en place appartiennent à la base des séries de l'Einnunna. Ces séries (bien que difficilement cartographiables) viennent déborder (F31b) les micaschistes du sommet de la série sombre. Ces derniers pendent sur les pentes du Brennvola à 50° vers le Nord et sont orientés N 85°.

+ compartiment médian, limité par F38 et F37

Il s'étend au Sud du Tjörnåsstea. F31a le sépare de la zone interne. Dans sa moitié septentrionale, les séries inférieures de l'Einnunna, c'est à dire la serpentine avec quelques amphibolites et micaschistes, constituent les rares affleurements, le reste étant sub en place.

+ compartiment oriental, limité par F37 et F28b

Situé à l'Est du Tjörnåsstea, nous avons pu déceler, toujours sans la présence d'affleurements, les micaschistes de la série de l'Einnunna. C'est sous ces micaschistes que viennent disparaître (F28b) les structures de Gamalsaetra.

4°) Conclusions

Le monoclinal des Malenaåsen - Tjörnåsstea - Lauvhaugen apparaît complexe. Au Sud, sur les sparagmites, le socle quartzitique basal est écaillé, broyé. C'est sur lui que sont venues glisser les séries inférieures de la couverture qui sont plissées plus fortement à l'Ouest sous les effets du chevauchement du monoclinal du Kjemsjöfjellet.

Enfin, les roches de la couverture se sont décollées et ont glissé les unes sur les autres (F31 pouvant être un glissement majeur).

Chacun des compartiments, délimités par les décrochements NS, a évolué selon un mode propre.

H - LE MONOCLINAL DU KJEMSJÖFJELLET

Il occupe la totalité du Kjemsjöfjellet. Il est limité au Nord par le décollement des micaschistes gris et par une faille F23 qui le sépare du complexe écaillé quartzitique du Sagbekken.

Au Sud, le chevauchement sur les sparagmites constitue la bordure méridionale. Les accidents F27a, F27b le limitent à l'Est et au Sud où il vient déborder le monoclinal précédemment décrit. Les conditions d'affleurements sont relativement bonnes. Il nous semble utile de décrire cette unité en deux temps. Nous parlerons d'une zone septentrionale qui comprend les pentes Nord du Kjemsjöfjellet et qu'une faille EW (F24) sépare d'une zone méridionale accrochée sur les versants Sud du même relief.

Une bonne partie des observations a été faite dans les coupes effectuées le long des gorges du Skarvebekken et du Storhammabekken, le reste l'ayant été sur les pentes du Kjemsjöfjellet.

1°) La zone septentrionale

Elle comprend, en surface, uniquement les séries très plissées de l'Einunna. Dans le Skarvebekken, on constate une alternance des roches volcano-sédimentaires et des micaschistes de la série sombre dont les pendages, de l'ordre de 50° , sont toujours vers le Nord, la direction étant $80 - 90^\circ$ N. Ces lamelles successives d'amphibolites et de micaschistes peuvent être dues d'une part à un plissement serré des termes supérieurs et inférieurs de la série de l'Einunna, d'autre part à toute une série de décollements ; chacun des passages d'un terme à un autre terme lithostratigraphique se faisant par faille ou glissement. Ces accidents n'ont pas été dessinés sur notre carte, cela pour simplifier le dessin.

Ce style tectonique, s'interrompant brutalement au niveau de la vallée du Sagbekken (F23 en constitue la frontière Nord), disparaît sous les micaschistes gris du synclinorium du Kvitvola - Storskardvola - Reinsliåsen (F20e), et se termine brutalement à l'Est (F27a).

2°) La zone méridionale

On retrouve encore les séries de l'Einunna, mais elles sont nettement moins plissées (à l'échelle de la carte). Les pendages sont de $45^\circ - 50^\circ$ vers le Nord, mais la direction est $N110^\circ$.

Le Sud de cette zone est bordé par des écailles du complexe quartzitique basal. Les quartzites de l'Einnunvarden et les micaschistes quartziques mylonitisés, réapparaissent en effet, en lambeaux, inclinés à 45° , orientés 110° N. Ils sont en partie recouverts par les séries de la "couverture", amphibolites basales ou micaschistes supérieurs de la série de l'Einunna. A l'Est, les lambeaux du complexe basal viennent chevaucher les structures du secteur de Flåane. A l'Ouest, ce même complexe basal recouvre directement les sparagmites. Celles-ci affleurent au sommet des gorges du Skarvebekken et aux alentours du lac Kjensjøen. Ces sparagmites pendent toujours vers le Nord, soit à 45° , soit à 70° (vers le lac Kjensjøen) ; leur direction est $N 110^\circ$.

3°) Conclusion

Le monoclinal du Kjemsjöfjellet apparaît comme une zone extrêmement plissée. La "couverture" bute contre les écaillés du complexe quartzitique, coincées au front de chevauchement de la nappe du Trondheim.

Les roches de la série de l'Einunna, qui viennent recouvrir les lambeaux de quartzites sont nettement moins plissées que celles de la zone septentrionale. Celles du Nord ont été plissées, comprimées et écaillées. La limite entre ces deux styles tectoniques est la faille EW F24.

Notons enfin que la partie orientale du monoclinal du Kjemsjöfjellet recouvre en partie les structures occidentales du monoclinal de Malenaåsen - Lauvhaugen - Tjörnåsstea

+

+

+

III - INTERPRETATION

A - MISE EN GARDE

L'observation n'est pas une fin en soi. Bien qu'elle soit une étape nécessaire et importante, nous nous devons d'aller plus loin.

C'est pour cela que nous tenterons une synthèse qui tiendra compte le plus possible de chaque affleurement, de chaque remarque de terrain (à toutes les échelles). Ce schéma synthétique est incomplet, sûrement imparfait, nous en sommes conscients.

Une interprétation de la genèse de ce fouillis structural peut paraître audacieuse, mais elle sera faite uniquement dans un but de clarification.

Nous n'avons fait aucune mesure statistique de structurologie, c'est sans doute un tort. Il faut dire cependant que notre but initial était d'établir une base géologique suffisante pouvant servir à des recherches ultérieures. Notre vœu est qu'une étude structurologique précise prenne le relais et permette soit d'infirmer, soit de confirmer nos dires.

B - LES STYLES TECTONIQUES

La "couverture" et le "socle" ont évolué différemment. Leurs propriétés mécaniques ont joué un grand rôle au cours de l'élaboration des structures actuelles. Ils ont répondu chacun selon un mode propre, aux contraintes.

+ Le complexe basal est rigide et cassant. Il n'a subi que des plissements à grands rayons de courbure (anticlinal de l'Einunnfjellet). Les séries quartzitiques sont soit débitées en panneaux relativement rigides soit écaillées intensément (au Sagbekken et sur la bordure de la nappe du Trondheim).

+ La couverture a un style nettement plus souple et disharmonique. Chacune des séries qui la composent a joué, sous le jeu des forces tectoniques, selon sa propre compétence. Les plis sont multiples et à toutes les échelles. Elle est la plupart du temps décollée du complexe basal dont elle moule et recouvre les cassures. Des glissements et des disharmonies s'y développent donc un peu partout.

C - EVOLUTIONS DYNAMIQUES

Deux grands ensembles structuraux se dégagent de la description des unités tectoniques :

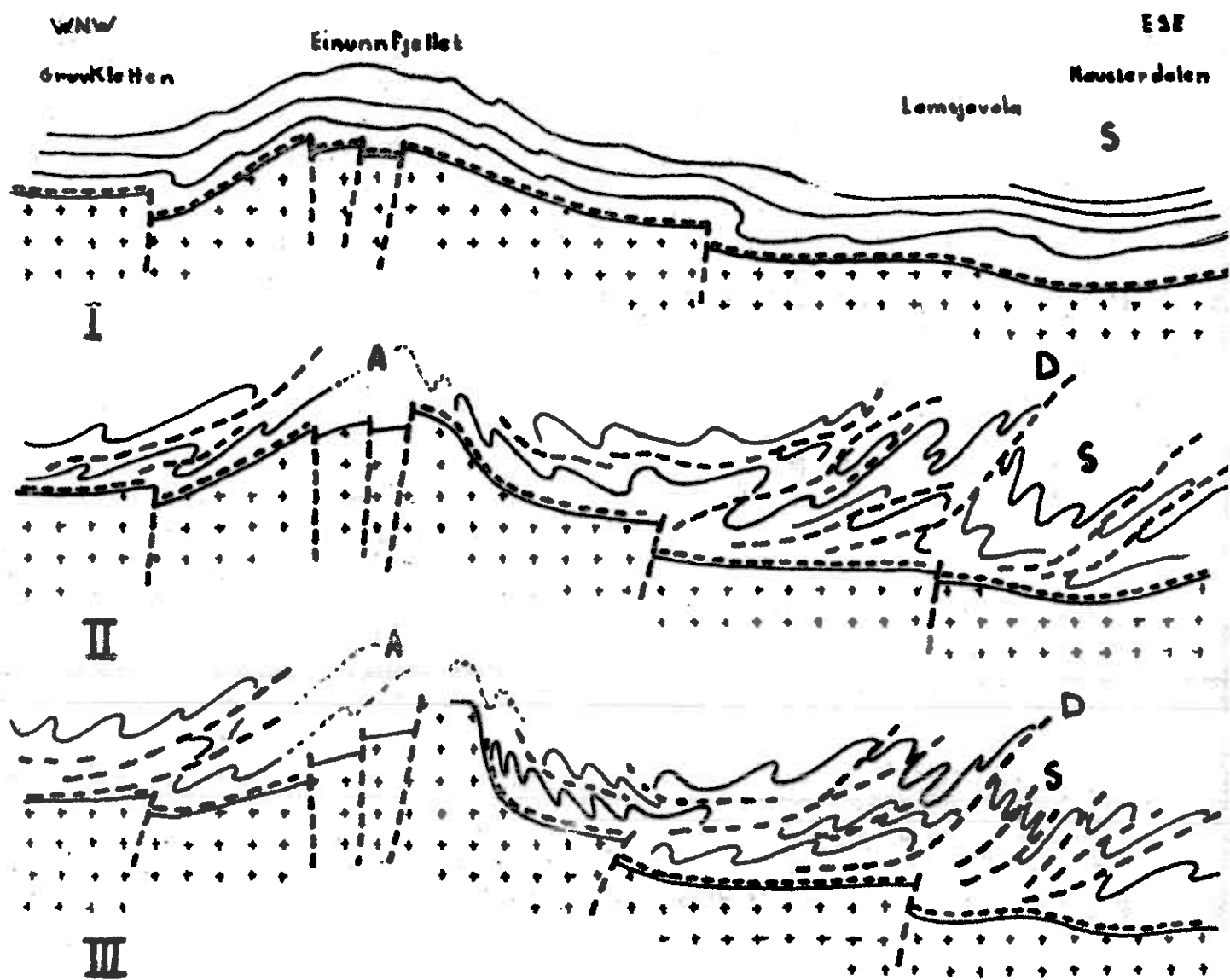
- Le premier, qui est le plus vaste aussi, concerne l'anticlinal de l'Einunnfjellet et ses dépendances (synclinal de Nausterdalen, synclinal des Gruvkletten - Snöfornhöa et des Kvitvola - Storskardvola - Reinsl8sen, enfin les unités chevauchantes du Kakellkletten et du Ryberget).

- Le second qui est plus réduit intéresse la bordure méridionale de la "nappe du Trondheim".

Au Nord de la Folla, la majorité des déversements, chevauchements, glissements se fait vers le Sud-Est. Dans la partie méridionale de la zone cartographiée, les mouvements sont dirigés vers le Sud. Il y a donc une évolution, au fur et à mesure que l'on s'approche du domaine des sparagmites. C'est sur ces dernières que reposent les unités du Trondheim. Elles ont joué un rôle de frein lors de la mise en place des structures. Chaque évolution tectonique est en fait le résultat d'un serrage des unités du bassin du Trondheim contre le socle sparagmitique.

1°) Le domaine de l'anticlinal de l'Einunnfjellet (Pl. t 7)

C'est le complexe quartzitique de l'Einunnfjellet qui en constitue le noyau structural. Les séries de la "couverture" se sont moulées autour de ce dernier. Pour en comprendre l'architecture, il nous semble utile d'imaginer les diverses étapes de sa formation.



Schema interpretatif de l'evolution

du domaine de l'anticlinal de l'Einunnfjellet.

++ complexe quartzitique basal - "Socle".

~ complexe superieur - "Couverture".

-- Decollement Socle/couverture

D Decollement des micaeschistes de la folle

/ Failles - Glissements et decollements

S Caen Synclinal de Naustardalen

A Noyau Anticlinal de l'Einunnfjellet

— 15Km

a) Première étape (Pl. t 7 - schéma I).

Le complexe basal présente une légère ondulation. Un faible bombement préfigure ce qui sera le dome anticlinal de l'Einunnfjellet alors qu'une dépression mineure délimite le futur synclinal de Nausterdalen. Le "socle" est déjà fracturé, notamment aux culminations (futurs anticlinaux). La "couverture" épouse le relief ainsi constitué et glisse dessus.

b) Deuxième étape (Pl. t 7 - schéma II)

Les contraintes dirigées vers le SE vont perturber et exagérer les structures encore molles. Le flanc oriental du noyau anticlinal se redresse et les failles du "socle" rejouent. Le bombement se poursuit en même temps que la dissymétrie s'amplifie. Le coeur anticlinal va écarter peu à peu, en les redressant, les séries de la "couverture" qui le moulait. Celles-ci vont donc glisser les unes sur les autres et se plisser.

Le coeur synclinal de Nausterdalen, sous la poussée tangentielle des séries, sous-jacentes aux "phyllites" grises, va se comprimer, se déjeter vers le SE. Il constitue ainsi une sorte de butoir vis à vis des séries décollées. Le bourrage de la "couverture" contre le flanc occidental du synclinal entraîne des plissements relativement importants ; les plis deviennent disharmoniques et s'écaillent ; c'est ainsi que pourraient s'expliquer les pincées de schistes verts au Lomsjövola : ces dernières ne seraient que la cicatrice de ces mouvements (voir la définition des pincées du Reinsliåsen).

Le chevauchement des schistes verts du Lomnesvola, au Nord du synclinorium des Kvitvola - Storskardvola - Reinsliåsen est lié aux mêmes mouvements de la "couverture". Mais dans ce secteur, les contraintes latérales sont nettement plus faibles (le noyau synclinal n'existe pas). Le style de plissement est plus ample.

c) Troisième étape (Pl. t 7 - schéma III)

La surrection du noyau quartzitique de l'Einunnfjellet atteint son paroxysme. Le jeu des failles (F1) entraîne un effondrement du flanc occidental. Des décrochements (F3) NNW - SSE cisailent le noyau. Des cassures rejouent dans le socle. Au Gruvkletten, les panneaux Ouest sont rehaussés et les poussées NW - SE induisent un écaillage et un laminage des séries vertes de la couverture (Pl. t 9-10) ainsi qu'un décollement des micaschistes gris. Ces derniers finissent par acquérir une disposition synclinale. Les écailles du Reinsliåsen se sont formées de la même façon (Pl. t 12).

La disharmonie dans la "couverture" s'accroît. Le cœur synclinal de Nausterdalen se laisse débiter à l'Ouest par les micaschistes gris. Son flanc oriental s'écaille et se lamine. Des mouvements de coulissage longitudinaux se développent dans les phyllites grises.

Au Sud-Ouest de l'Eimunnfjellet, les glissements dans la couverture, induits déjà par une fracturation (N-S) du complexe quartzitique, viennent buter et s'ancrer sur la terminaison périclinale méridionale de l'anticlinal de l'Eimunnfjellet, les séries vertes du Lomnesvola, très souples, vont glisser sur les micaschistes gris au Hakellkletten et au Ryberget (Pl. t 11).

Les glissements "intra-couverture" sont toutefois plus libres au Sud et à l'Ouest de l'Eimunnfjellet. Les séries souples ne rencontrent que la résistance, liée au socle. Elles prennent, aux environs du Kvitvola, une disposition en auge synclinale et viennent recouvrir, vers le Sud, les structures sous-jacentes déjà plissées (écaille du Sagbekken, Pl. t 13).

2°) La bordure méridionale du Trondheim (Pl. t 8)

Ici le frottement et la résistance du complexe sparagmitique jouent un plus grand rôle. On peut encore imaginer plusieurs étapes dans la genèse de cette bordure.

a) *Première étape* (Pl. t 8 - schéma I)

Le complexe quartzitique basal se bloque contre les sparagmites. Celles-ci participent aussi aux mouvements tectoniques.

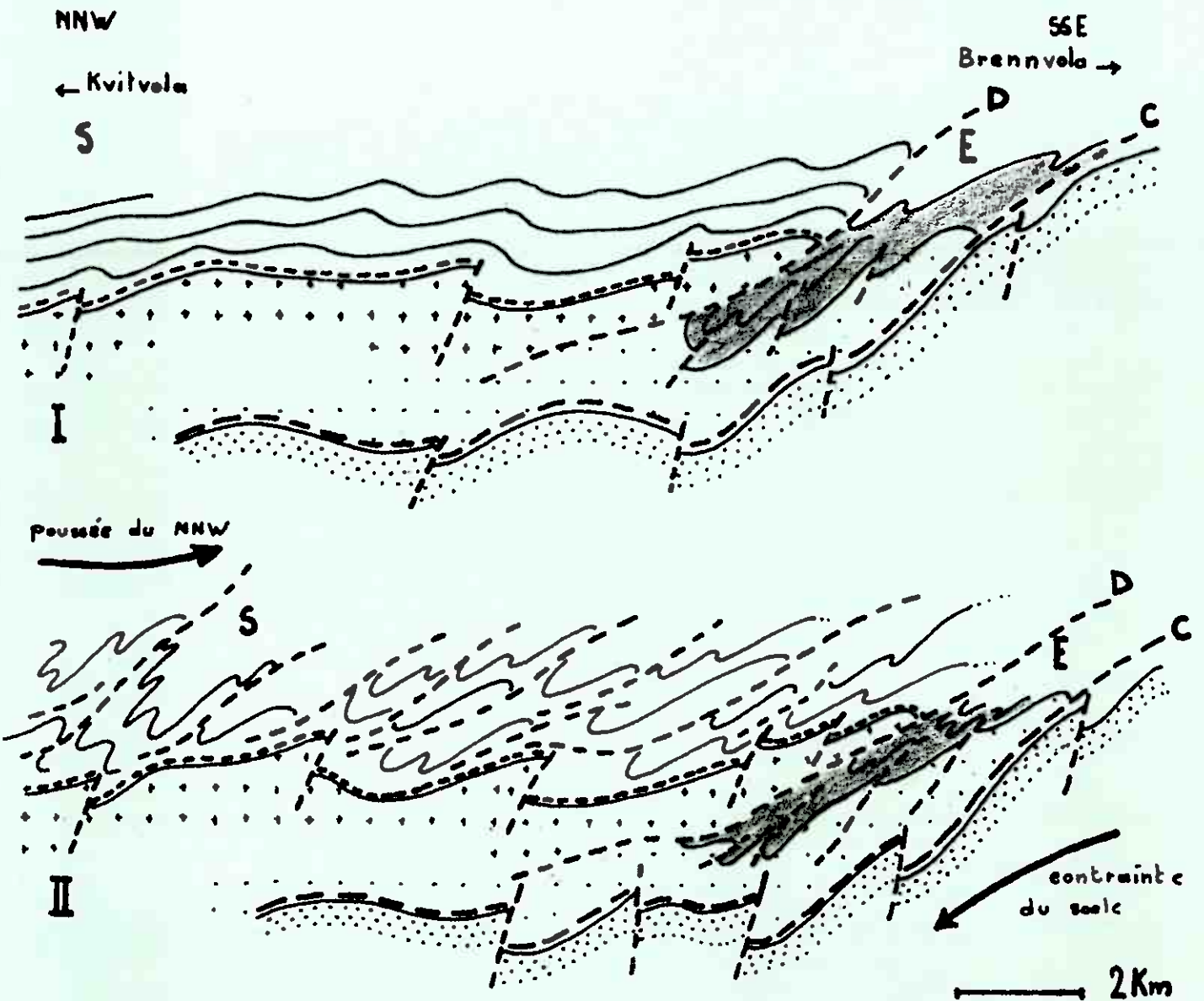
A Gamalsætra, on assiste à un début de bombement anticlinal qui se développe sur un repli majeur dans les séries du Trondheim (écaille de la Sölna, coupes géologiques n° 12 et 13).

Ailleurs, sous le jeu combiné des contraintes NW - SE et du frottement sur les sparagmites, les séries quartzitiques du complexe basal viennent s'écailler contre les dalles sparagmitiques.

La "couverture" évolue sur le "socle" ainsi déformé.

b) *Deuxième étape*

La fracturation du système quartzitique s'accroît et le secteur du monoclinal de Malenæs - Tjörnåsstea - Lauvhaugen s'effondre. C'est ainsi que les séries de la "couverture" pourront chevaucher à l'Est les structures de Gamalsætra.



Schema interpretatif de l'évolution de la
bordure meridionale du Trondheim.

- • complexe quartzitique basal - "Socle".
- ~ complexe supérieur - "Couverture".
- Decollement Socle/Couverture
- Series de la Sölna - Cambro-Silurien et sous-jacentes indéterminées
- S Cœur Synclinal de Nausterdalen
- E Ecuille de la Sölna
- • Sparagmites - Eo-Cambrien. (vrai socle)
- /- Failles - Glissements et décollements
- C Contact Trondheim
- D Chevauchement Trondheim
- Sparagmites
- Sölna

A la suite de l'effondrement précédent, les unités du Kjemsjöfjellet recouvrent l'Ouest de la zone effondrée.

La "couverture" continue d'évoluer sur le "socle" quartzitique et des glissements internes (F31) ont lieu. Les séries souples moulent aussi les cassures NNW - SSE et E - W, profondes. Ces dernières rejouent encore et délimitent dans les séries sus-jacentes soit des zones pincées où le plissement est serré, soit des écaillages (dans le Sagbekken).

Toutes ces structures sont ensuite recouvertes en partie par les micaschistes de la Folla⁹⁹ et se sont désolidarisées du bâti général et ont glissé vers le Sud.

D - PHASES TECTONIQUES

Il est toujours difficile et artificiel de séparer les mouvements d'une telle tectonique et nous ne le ferons que dans le seul but de clarification.

Chronologiquement nous distinguerons tout d'abord une fracturation du complexe quartzitique basal, ensuite un décollement général des termes de la "couverture" qui se désolidarise du socle ainsi tourmenté. Les séries qui la composent vont glisser les unes sur les autres, s'écailler, se plisser et se chevaucher mutuellement.

Enfin, les structures observées à toutes les échelles dans les termes de la couverture qui moulent le noyau anticlinal de l'Einnunfjellet ainsi que sur ces flancs Est immédiats, indiquent des mouvements tardifs de ce dernier.

Celui-ci se rehausse et repousse, au cours de sa sur-
rection la "couverture".

C'est sans doute à ce moment que s'est fait le décollement des micaschistes gris. Ils ont buté à l'Est sur le noyau synclinal de Nausterdalen. Au Sud et au Sud-Ouest, ils ont simplement débordé les structures déjà formées.

Tous ces mouvements sont la conséquence d'une évolution mécanique différente dans le "socle" et la "couverture"

Le complexe basal s'est fracturé sous l'effet du serrage contre les sparagnites. La couverture a glissé dessus, ses mouvements ayant été induits par les cassures de l'ensemble quartzi-tique inférieur.

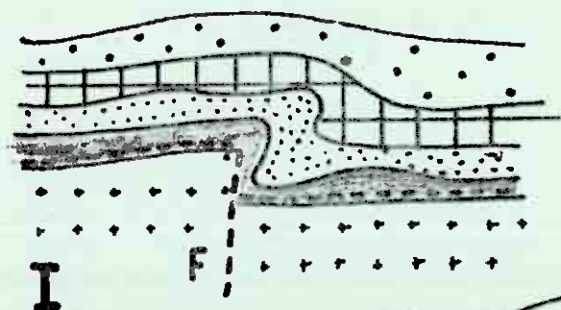
+

+

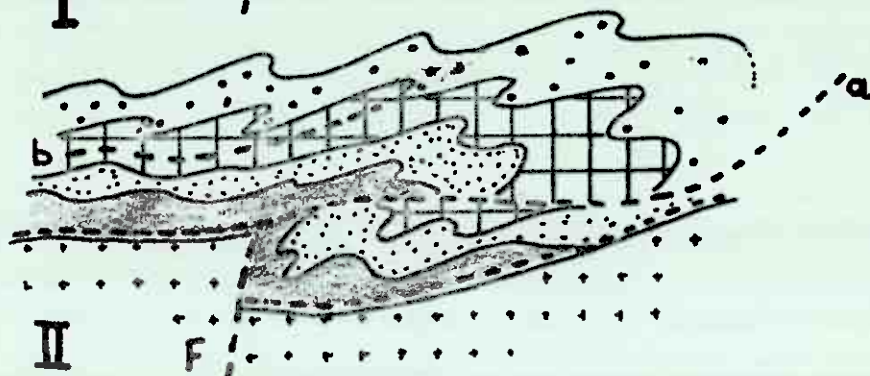
+

WNW

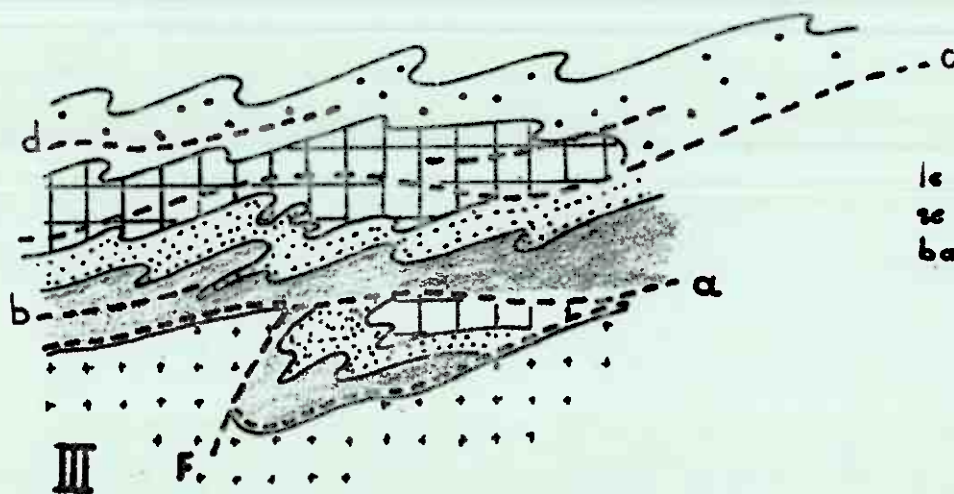
ESE



Fracturation du "socle" et
decollement de la "couverture"
qui vient mouler les effets
cassants du "socle".



decollement et glissement vers
l'Est des séries de la
"Couverture" supportées
par le compartiment
rehaussé du "socle".



le sommet de la "Couverture"
se désolidarise de sa
base.

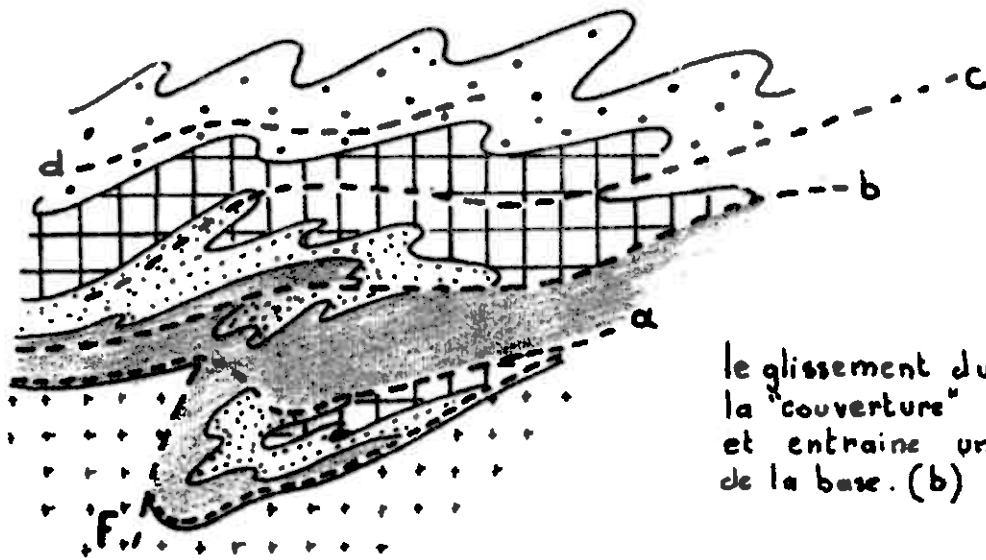
GruvKletten - évolution tectonique.

- | | | |
|--|---|----------------|
| | Micaschistes gris de la Folla | } "Couverture" |
| | Séries vertes du Lomnes Vola | |
| | Série Sombre Supérieure | |
| | Série Sombre Inférieure | |
| | Quartzites - micaschistes quartziques - "Socle" | |

- décollement "Socle" / "couverture"
 a décollement intra-couverture
 F Fracturation du socle

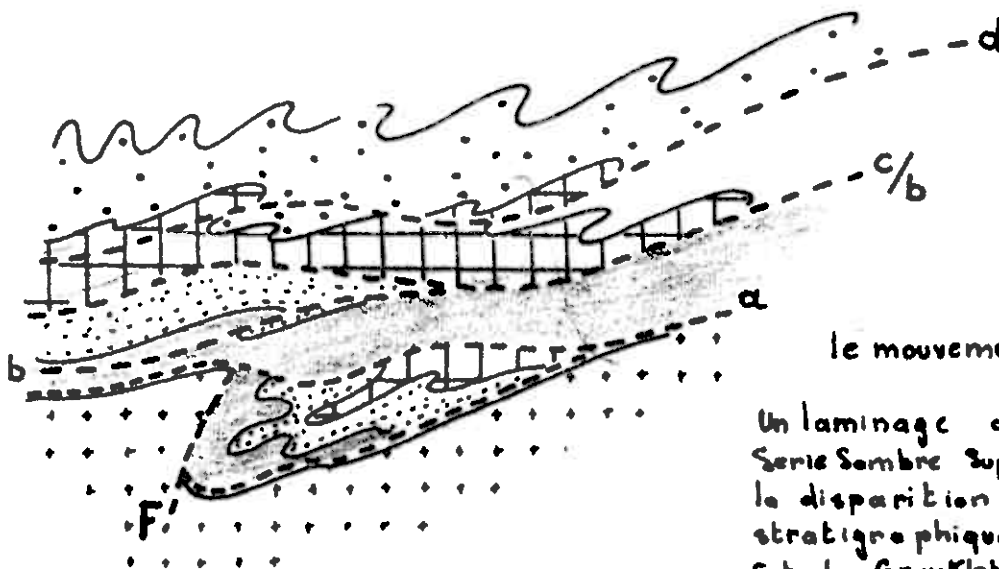
WNW

ESE



le glissement du sommet de la "couverture" s'accroît et entraîne un cisaillement de la base. (b)

IV



le mouvement s'empêche.

Un laminage des couches de la Série Sombre Supérieure engendre la disparition de ce niveau stratigraphique sur le flanc Est du Gruvkletten.

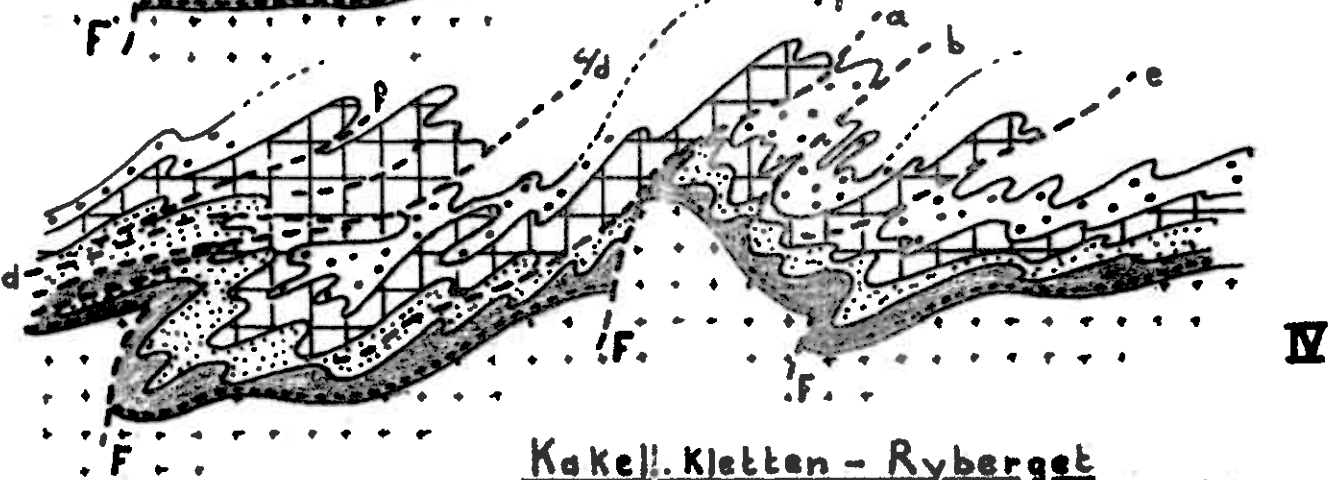
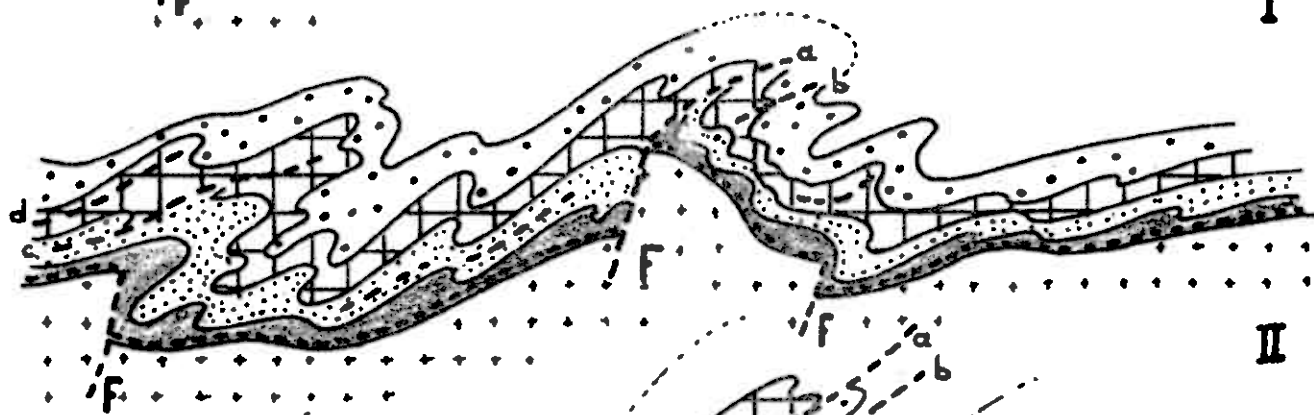
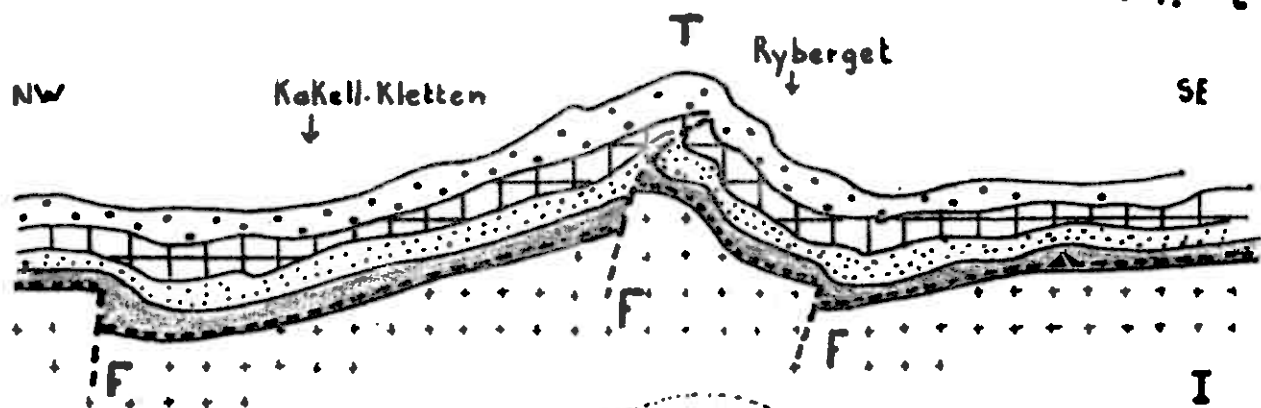
V

Les micaschistes gris de la Folle se décollent du bâti général et débordent vers l'Est.

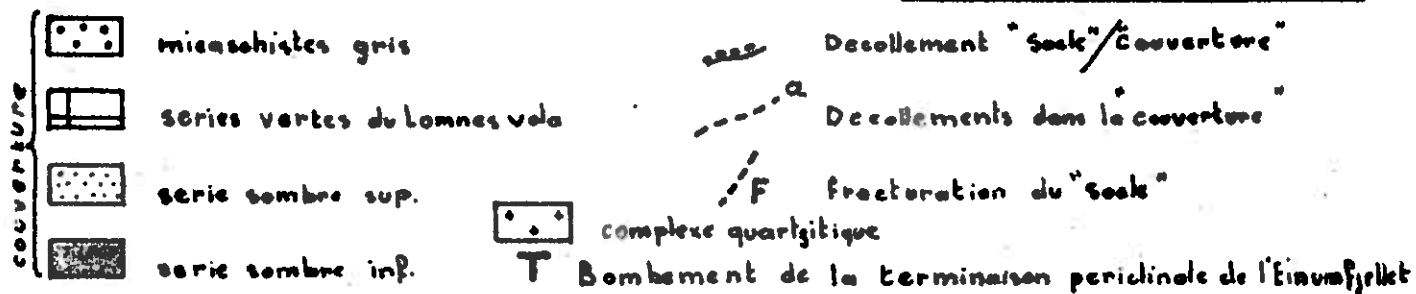
Durant tous ces mouvements le "Socle" continue à se fracturer. Les failles qui l'affectent rejoignent à certains moments.

Gruvkletten - évolution tectonique. (suite)

NB. Dans un but de simplification des schémas les dimensions réelles ne sont pas respectées.



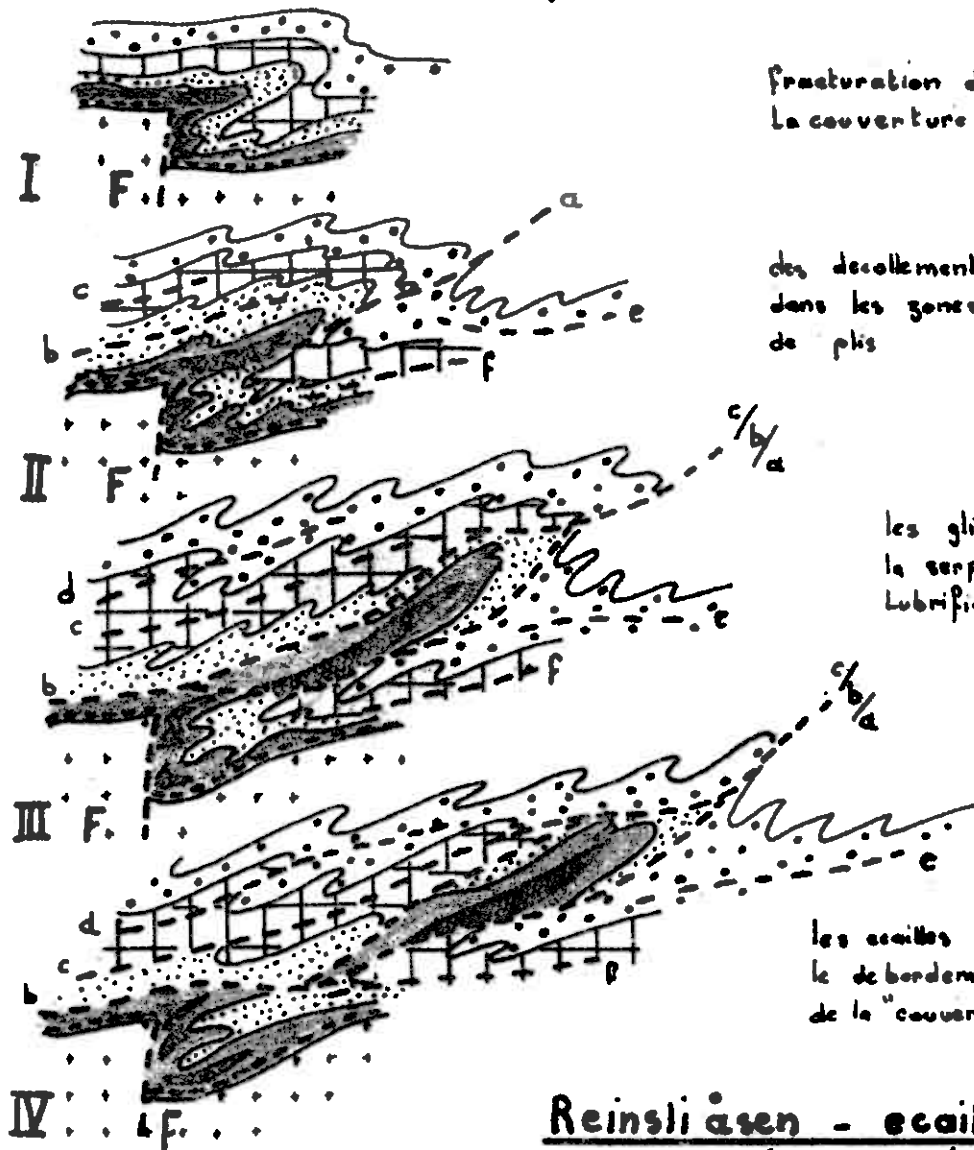
Kakell-Kletten - Ryberget
- evolution tectonique.



NNW

Reinsli åsen

SSE



fracturation du "socle"
La couverture glisse sur les cassures

des décollements importants ont lieu
dans les zones fragiles des charnières
de plis

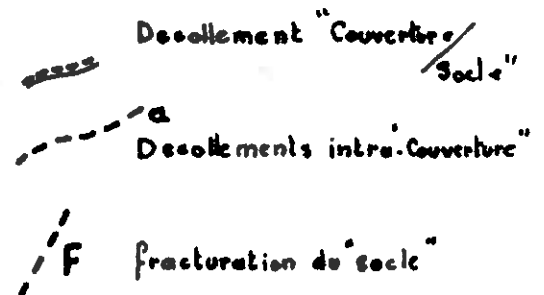
les glissements s'accroissent,
la serpentinite joue le rôle de
lubrifiant.

les séries basales de
la "couverture" sont
laminées, écailles.

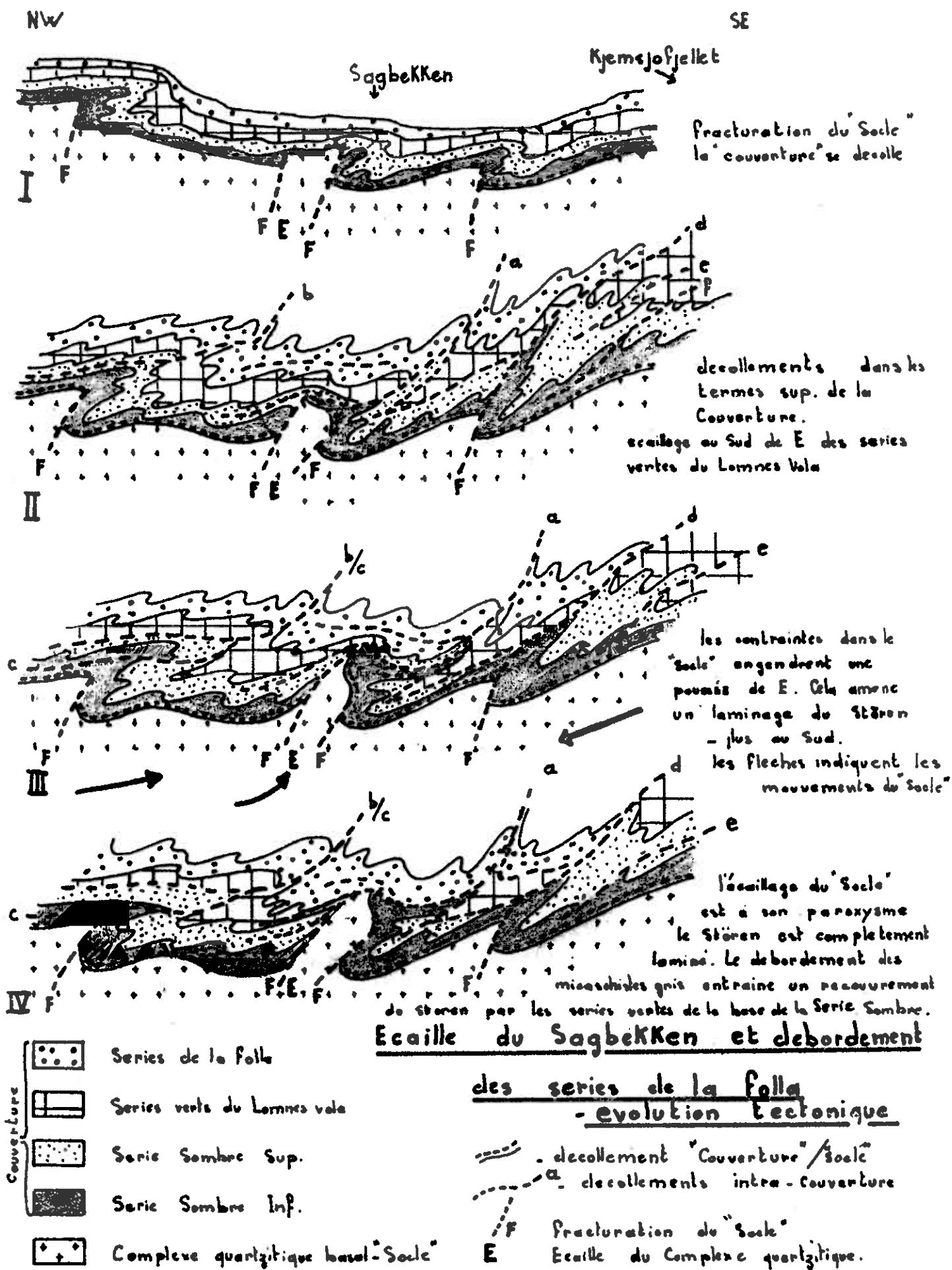
les écailles sont entraînées par
le débordement des séries supérieures
de la "couverture"

Reinsli åsen - ecaille de serpentinite et apes tectoniques

- couverture
-  micaschistes gris
 -  séries vertes du Lomnes Vola
 -  série sombre sup.
 -  série sombre inf. avec serpentinite
 -  complexe quartzitique basal - "Socle"



NB- Pour clarifier l'interprétation les proportions dans
les dimensions ne sont pas respectées entièrement.



IV - METAMORPHISME ET TECTONIQUE

=====

L'histoire d'une roche métamorphique est généralement une longue succession de déformations et de cristallisations. On peut trouver dans la même roche des déformations accompagnées de cristallisations, des déformations simples et des cristallisations sans déformations. Nous avons essayé d'établir une chronologie relative de ces phénomènes, dont chacune de nos roches porte la trace.

L'étude microscopique d'un grand nombre d'échantillons nous a permis de placer les épisodes de déformations reconnaissables dans la roche par rapport à la croissance de cristaux déterminés (déformations anté-, syn- ou postcristallines).

Pour ce faire, nous avons utilisé comme éléments de référence, les micas (biotite et muscovite), les grenats et les amphiboles.

La grande taille des grenats et des amphiboles a facilité notre étude. Ils contiennent très souvent, comme les micas, des reliques de structures.

Nous avons pu ainsi mettre en évidence plusieurs phases de cristallisation, interrompues ou accompagnées par des déformations mécaniques, ces dernières étant liées à des mouvements tectoniques.

A - LES PHASES DU METAMORPHISME

- Phase I

Les premiers effets du métamorphisme sont marqués par l'apparition de biotite, muscovite et quartz. Cette cristallisation s'est faite sensiblement suivant les plans de stratification, avec parfois une légère discordance (5 à 10°). Des mouvements perturbent cette première phase (fig. n° 2, pl. tm 1).

Nous sommes ici dans le domaine du faciès des schistes verts (greenschist facies) plus précisément au niveau du sub-faciès b_{1-2} de Winkler.

- Phase II

Postérieurement se développe une seconde génération de biotite et de muscovite, oblique par rapport à la précédente (fig. n° 1, pl. tm 1). Elle est accompagnée, cette fois, par une première apparition de grenats et d'amphiboles. Le grenat (almandin) et l'amphibole (hornblende intermédiaire : entre actinote et hornblende franche) indiquent un métamorphisme plus intense. Nous avons atteint les conditions qui règnent dans le sub-faciès b_{1-3} .

Les grenats sont antérieurs par rapport aux amphiboles. Ils sont souvent hélicitiques ou contiennent des structures indiquant des mouvements locaux pendant leur genèse (Fig. 1 - 2, Pl. tm 3 et Fig. 1 - 2, Pl. tm 4). Le métamorphisme est donc, dans une certaine mesure, contemporain de contraintes tectoniques.

Une période où l'activité dynamique est intense sépare ces deux moments du métamorphisme des phases ultérieures.

En effet, les minéraux déjà formés sont très souvent déformés, tournés ou déchiquetés (Fig. 1, Pl. tm 5 et Fig. 2, Pl. tm 6).

- Phase III

Ensuite, on assiste à une nouvelle croissance de biotite et de muscovite (Fig. 1, Pl. tm 2 et Fig. 2, Pl. tm 2), ainsi qu'une seconde génération d'amphiboles et de grenats (Fig. 1, Pl. tm 6 et Fig. 2, Pl. tm 5).

- Phase IV

Les séries ainsi métamorphisées subissent une rétro-morphose générale. Les biotites surtout en témoignent, la plupart d'entre elles se transforment soit en muscovite, soit en chlorite. La calcite cristallise durant cette période.

B - ZONEOGRAPHIE

L'analyse rapide du schéma des zones de métamorphisme nous amène à faire plusieurs remarques.

a) Les effets des diverses phases citées plus haut sont bien localisés. C'est ainsi que la première phase affecte toute la superficie de nos terrains et ce n'est pratiquement qu'à l'Ouest du

décollement (F20) des micaschistes gris que se développent d'abord la phase II, puis la phase III (schéma, pl. tm 8 et pl. tm 7).

b) Les zones à grenats et à amphiboles, disposées plus ou moins en auréoles concentriques autour du noyau anticlinal de l'Einnafjellet laissent supposer une relation de cause à effet entre la surrection du complexe quartzitique (voir, interprétation tectonique) et l'augmentation du métamorphisme, à mesure que l'on s'approche du cœur de l'anticlinal. Ce dernier aurait joué comme un "dôme de chaleur". Malgré tout, il est encore prématuré de vouloir lier les phases métamorphiques et les mouvements tectoniques décrits plus haut.

Les observations que nous avons faites ne nous permettent que de poser le problème. Une étude ultérieure est nécessaire pour mieux comprendre les relations entre le métamorphisme et la tectonique.

+

+

+

V - CONCLUSIONS

Nous rappellerons brièvement les principaux résultats de ces analyses structurale et dynamique.

- + Le complexe quartzitique basal et les séries souples sus-jacentes ont évolué différemment. Chacun de ces "étages tectoniques" a eu sa propre histoire.
 - + Le vrai socle (les sparagnites) a réagi fortement lors de la mise en place des unités cambro-siluriennes
 - + Sur le terrain nous avons pu mettre en évidence plusieurs mouvements tectoniques dont une phase cassante du "socle" et une phase souple de la couverture (décollement).
 - + La surrection tardive du noyau quartzitique de l'anticlinal de l'Einnunfjellet a induit les structures qui l'environnent.
 - + Le métamorphisme croît au fur et à mesure que l'on s'approche de ce noyau. Il est encore actif lors de la mise en place des structures de la zone cartographiée
 - + Enfin, il existe une relation entre les mouvements tectoniques et les phases du métamorphisme.
-

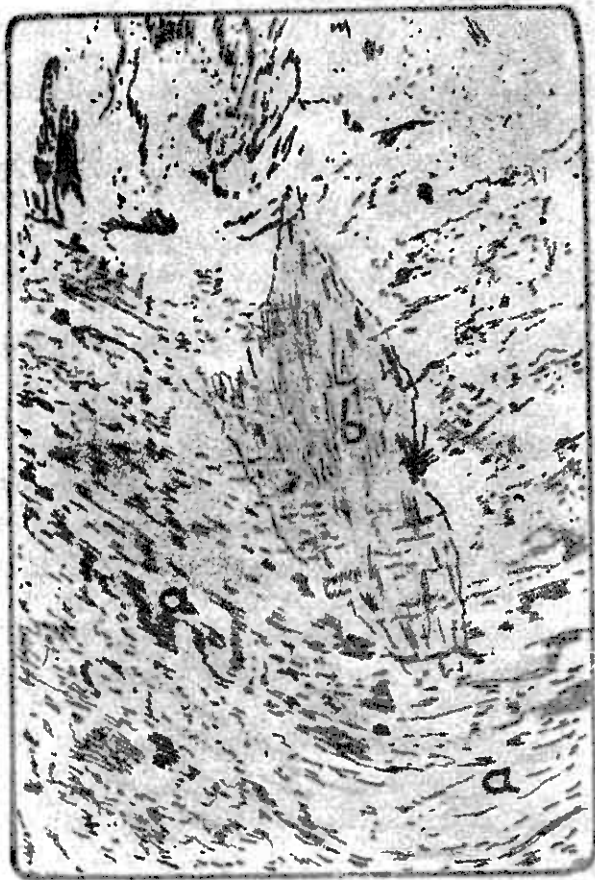


Fig. 1

Schistes graphiteux du flanc oriental de l'Einunnfjellet.

L.m. N 22 - Lumière non analysée

Paillette de biotite (b) ayant cristallisé postérieurement à des mouvements tectoniques qui ont affecté une première paragenèse (a) avec biotite, muscovite et quartz.

Cette dernière correspond aux premiers effets du métamorphisme (phase I).

La biotite (b) a cristallisé au cours d'une des phases ultérieures.

(x 120)

Fig. 2

Micaschistes gris de la Folla
(coupe de la Folla)

L.m. F 60 - Lumière non analysée

Paragénèse à muscovite (m),
biotite (b) et quartz (phase
métamorphique I) plissée.

(x 15)





Fig. 1

Micaschiste gris du Gruvkletten

L.m. F 89 - Lumière polarisée

Les lamelles de biotite (b) et muscovite (m) ont cristallisé à travers une foliation primitive (F) qui correspond à une paragenèse avec biotite, muscovite, amphibole (A) et quartz (Q).

Celle-ci appartient à la deuxième phase métamorphique (biotite, muscovite, grenat, amphibole (A) et quartz)

Les micas, obliques par rapport à F sont issus de la seconde phase à amphibole et grenat (phase III).

(x 60)

Fig. 2

Micaschistes quartzi-
ques du flanc oriental
de l'Einnufjellet.

L.m. N 37 - Lumière
non analysée

Muscovite (m) post-
tectonique (phase II
ou III).

Les microplis qui caractérisent F sont le résultat des contraintes ayant déformé une première paragenèse à biotite (b), muscovite et quartz. La biotite (b) est peut-être tardive ; elle a recristallisé dans les plis, mais n'est pas gauchie - recristallisation post-tectonique.



(x 50)

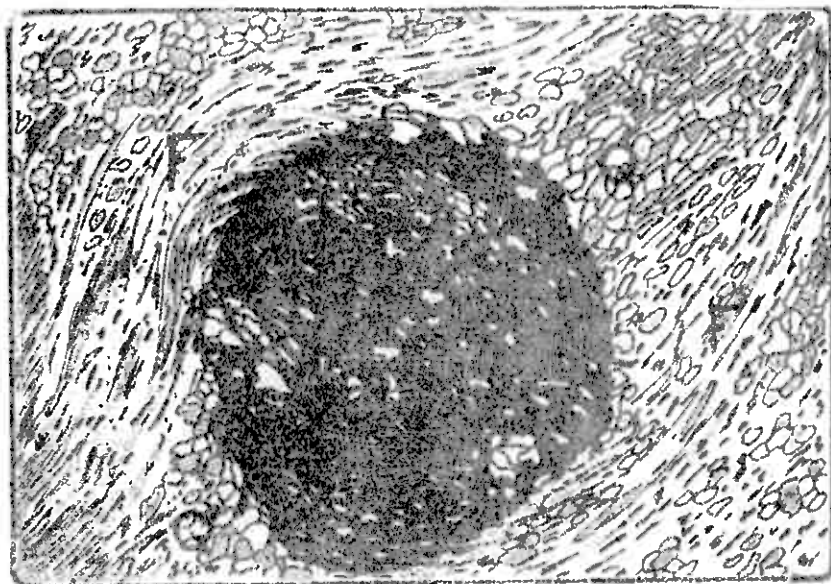


Fig. 1

Echantillon de la
Série Sombre de l'
Einunna

L.m. A 66x - Lumière
polarisée

Flanc oriental de l'
Einunnfjellet

(x 15)

Fig. 2

Détail de la lame
mince A 66x

(fort grossissement
et en lumière non
analysée)

(x 60)



Le grenat, ici, a tourné de 90° après sa cristallisation. La foliation externe fait, avec la "schistosité" interne, un angle de 90° . La Figure 2 prouve cette relation.

Le quartz qui entoure le grenat correspond à une cristallisation ultérieure ayant comblé le vide créé par le mouvement du phénocrystal.

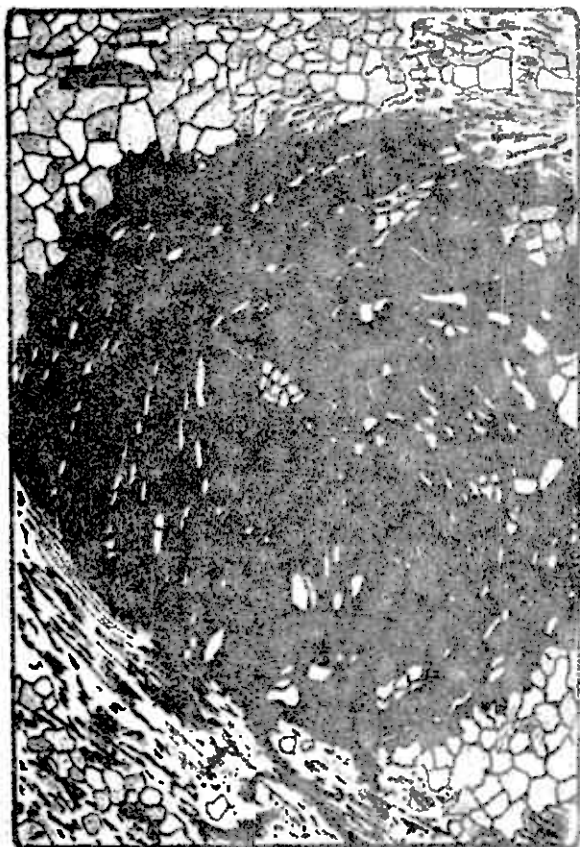


Fig. 1

Série sombre de l'Einunna

L.m. A 40x - Lumière polarisée

Flanc oriental de l'Einunnfjellet

Grenat hélicitique - cristallisation syntectonique.

(x 40)

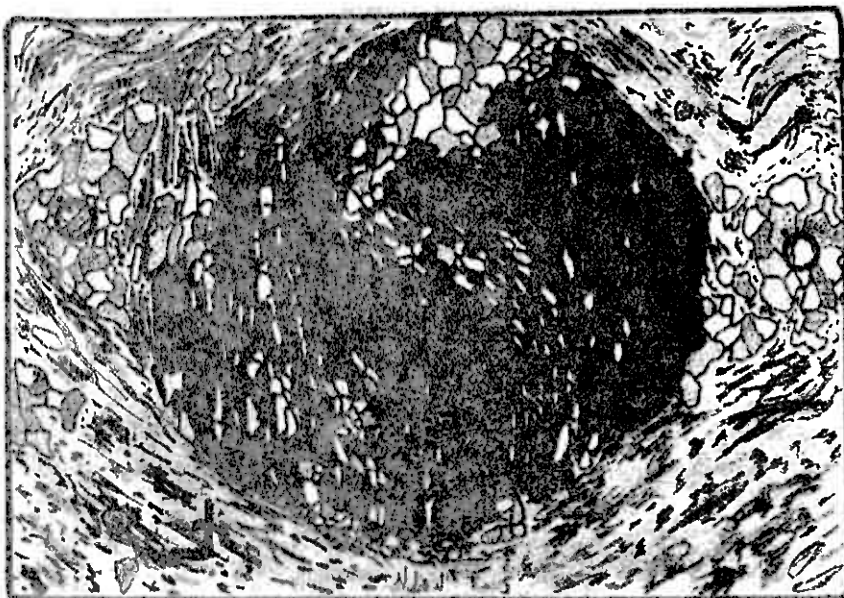
Fig. 2

Série sombre de l'
Einunna

L.m. A 40 - Lumière
polarisée

Flanc oriental de l'
Einunnfjellet

Grenat ayant digéré un micropli, vestige de mouvements tectoniques anté-cristallisation. Une fois formé, le phénocrystal a tourné, sous l'effet de nouvelles contraintes.



La cristallisation se situe donc entre deux phases dynamiques.

(x 40)



(x 50)

Fig. 1

Micaschistes gris du
Gruvkletten

L.m. F 89 - Lumière
polarisée

Amphiboles (A) de la
phase métamorphique II,
gauchies par des mou-
vements tectoniques ;
leur cristallisation
est donc anté-tectonique

Q : Quartz ayant cris-
tallisé dans les vides
laissés par les mou-
vements des minéraux

F : Foliation avec
biotite, muscovite et
quartz.

Fig. 2

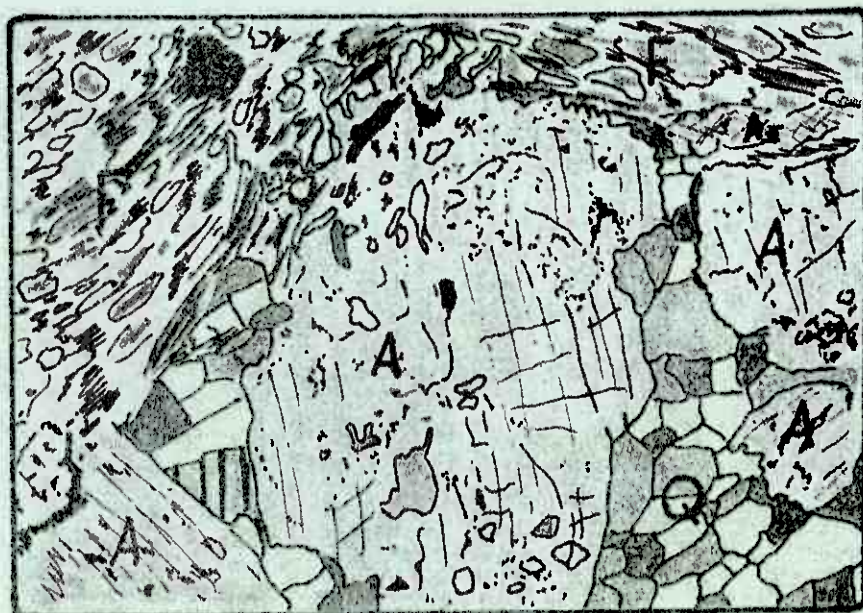
Série sombre

L.m. A 38 - Lumière
polarisée

Flanc oriental de l'
Einunnfjellet

Phénocrystal d'amphibo-
le (A) qui, en cristal-
lisant, a repoussé et
même digéré une folia-
tion F, légèrement
plissée et qui corres-
pond à une paragénèse
à biotite, muscovite
et amphibole (A).

Le phénocrystal d'am-
phibole appartient
donc à la troisième
phase de métamorphisme.



(x 50)



Fig. 1

Série sombre

L.m. A 38 - Lumière polarisée

Flanc oriental de l'Einunnfjellet

A2 : amphibole de la troisième phase métamorphique traversant une foliation dont les amphiboles A (phase II) sont englobées par A2.

(x 50)

Fig. 2

Micaschistes gris du
Gruvkletten

L.m. F 89 - Lumière
polarisée

A1 : phénocristal d'amphibole ayant digéré un micropli, vestige d'une tectonique antérieure.

A1 - A2 et A3 sont gauchies ; elles appartiennent à la deuxième phase métamorphique, la dernière n'ayant pas été affectée par des contraintes mécaniques.



(x 45)

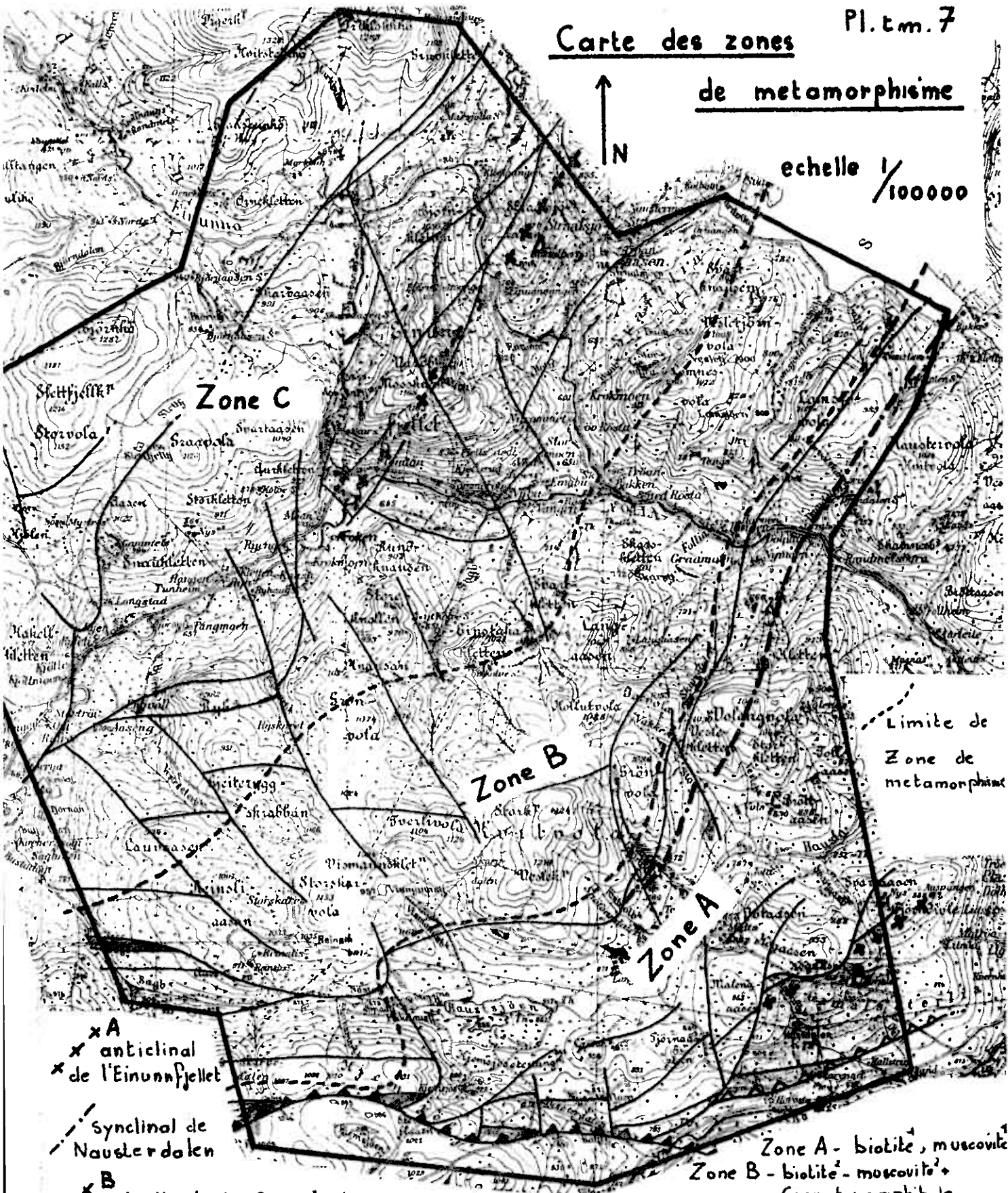
Carte des zones

Pl. t.m. 7

de métamorphisme



échelle 1/100000



x A
x antical
de l'Eimunnfjellet

synclinal de
Nausterdalen

x B
x antical de Gamalsætra

contact Trondheim/Sparagmites
chevauchement de la Sölna

/ accidents intra couverture

complexe quartzitique

Zone A - biotite¹, muscovite¹

Zone B - biotite¹ - muscovite¹ +
Grenat + amphibole

Zone C - biotite³ - muscovite³
+ 2^e generation de Grenat et
d'amphibole

CONCLUSIONS

Le but de ce travail était de reconnaître les grandes lignes de ^{la} lithostratigraphie et de la tectonique de ce secteur marginal du bassin du Trondheim et d'établir une carte géologique aussi précise que possible.

Ce faisant, nous avons été amenés d'une part à préciser les caractères du métamorphisme, d'autre part à établir les relations existant entre les mouvements tectoniques et l'évolution du métamorphisme.

+ L'étude lithostratigraphique a permis de mettre en évidence :

- un complexe inférieur quartzitique de composition essentiellement quartzitique, à lithologie cyclique avec une succession de deux cycles sédimentaires, l'un détritique et grossier à la base, l'autre pélitique fin au sommet. Cette évolution est un bon argument pour la détermination de la polarité des séries.

- un complexe supérieur ("couverture") de composition volcano-sédimentaire.

- une série magmatique dont l'évolution est normale.

+ L'étude du métamorphisme a révélé le caractère polyphasé de ce dernier. Les paragénèses minérales le situent dans le greenschist facies et plus précisément au niveau des sub-faciès b_{1-2} et b_{1-3} .

+ L'étude tectonique a permis :

- de préciser les évolutions spécifiques des deux complexes lithostratigraphiques ("socle" cassant et rigide, "couverture" souple),

. le chevauchement des unités du Trondheim sur les sparagmites,

. des relations entre les mouvements tectoniques et les phases du métamorphisme.

- de reconnaître, sur le terrain, plusieurs phases tectoniques, dont la dernière, la surrection des quartzites de l'Einun-nvarden, a induit la structure du domaine de l'anticlinal de l'Einunnfjellet.

+ Enfin, une carte géologique au 1/25.000 a été établie. Nous y avons noté les affleurements rencontrés afin de permettre au lecteur de faire la part entre l'interprétation et l'observation.

Une carte tectonique au 1/50.000 accompagne la carte géologique ainsi que des coupes géologiques semi-interprétatives (- 1/25.000).

Nous avons donc essayé de réaliser un travail qui puisse servir de base à des études ultérieures plus spécifiques dans cette région car bien des points devront évidemment encore être étudiés ou précisés.

Nous citerons entre autres :

- la position inverse ou normale des séries de la nappe du Trondheim,
- une étude plus détaillée des paragénèses minérales
- l'évolution sédimentologique des séries métamorphiques
- les relations entre le métamorphisme et les unités tectoniques.

Nous espérons qu'une étude structurale à l'échelle du terrain et de la lame mince permettra de poser, sinon de résoudre, bon nombre de ces problèmes.

LISTE DES AUTEURS CONSULTÉS

-----oOo-----

- BOGDANOFF S., COLLOMB P. & ELLENBERGER F. (1967) - Polymétamorphisme et "effets de couverture" dans la zone axiale de la Montagne Noire (Espinouse et Caroux, Hérault). *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, (6), p. 223-225.
- BUGGE C. (1954) - Den Kaledonske Fjellkjede i Norge. *NGU* 189.
- DEN TEX E. (1963) - A commentary on the Correlation of metamorphism and deformation in space time. *Geol. en Mijnb.*, 42, p. 170-176.
- DIETRICHSON B. (1945) - Sedimentene på det undre skyvedekke i Gudbrandsdalen. *NGT* 25, p. 53.
- (1950) - Det Kaledoniske Knuteområde i Gudbrandsdalen. *NGT* 28, p. 65-143.
- DON LEET L. & SHELDON JUDSON (1954) - Physical Geology. Prentice-Hall, Inc. New-York, 466 p.
- DRESNAY E. (du) (1950) - Quelques observations dans le district Kongsvoll-Snøhetta. *NGT* 28, p. 157-170.
- Etages tectoniques (Colloque sur les) (1966) - Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel. A la Baconnière, Neuchâtel (Suisse).
- FYFE W.S., TURNER F.J. & VERHOOGEN J. (1958) - Metamorphic reactions and metamorphic facies. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 73, 259 p.
- GOGUEL J. (1952) - Traité de tectonique. Masson & Cie Editeurs, Paris, 383 p.

- GOLDSCHMIDT V.M. (1915) - Die Kalksilikatgneise und Kalksilikatglimmerschiefer des Trondhjem-Gebietes.
Vid. Selsk., Oslo, n° 10.
- HEIM H. (1966) - Die geologischen Verhältnisse um Foldal.
Diplomarbeit, Mainz, 218 p.
- HOLMSEN P. & HOLMSEN G. (1950) - Tynset - Beskrivelse til det geologiske rektangelkart.
NGU 175.
- HOLTEDAHL O., BARTH T.F.W., STRAND T., etc... (1960) - Geology of Norway.
NGU 208, 540 p.
- JOHNSON R.W. (1963) - Some time relations of movement and metamorphism in the Scottish Highlands.
Geol. en Mijnb., 42, p. 121-142.
- KERR P.F. (1959) - Optical Mineralogy.
Third edition. McGraw-Hill book Cie, Inc - New-York, 442 p.
- KIAER J. (1932) - The Hovin group in the Trondheim area.
Vid. Akad. Skr., n° 4.
- KLEINE-HERING R. (1969) - Die Geologie des Alvdal-gebietes.
Diplomarbeit, Mainz, 89 p.
- KVALE A. (1953) - Linear structures and their relation to movement in the Caledonides of Scandinavia and Scotland.
Quart. Journ. of the Geol. Soc. of London., vol. 109, p. 51.
- LAFFITTE P. (1957) - Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères.
Masson et Cie Editeurs, Paris, 343 p.
- MARLOW W. (1935) - Foldal-Beskrivelse til det geologiske rektangelkart.
NGU 145.
- NICHOLSON R. & RUTLAND R.W.R. (1969) - A section across the Norwegian Caledonides ; Bodø to Sulitjelma.
NGU 260, 86 p.
- NIGGLI P. (1936) - Die Magmentypen.
Schweiz. Min. Petr. Mitt. 16, p. 335-399.
- OFTEDAHL Chr. (1950) - Petrology and geology of the Rondane area.
NGT 28, p. 199.

- OFTEDAHL Chr., PEACEY J.S. & WOLFF Fr. Chr. (1964) - Studies in the Trondheim region, Central Norwegian Caledonides. NGU 227, 91 p.
- RAMSAY J.G. (1967) - Folding and Fracturing of Rocks. McGraw Hill book Company, Inc - New-York, 568 p.
- ROBERTS D. (1968) - The structural and metamorphic history of the Langstrand - Finfjord area, Sørøy ; Northern Norway. NGU 253, 160 p.
- SHERBON HILLS E. (1951) - Outlines of structural geology. Methuen and Co LTD, London, 182 p.
- SITTER L.U. (de) (1956) - Structural geology. McGraw Hill book company, Inc - New-York, 552 p.
- STRAND T. (1951) - The Sel and Vågå map areas. NGU 178.
- TURNER F.J. & VERHOOGEN J. (1960) - Igneous and metamorphic petrology. McGraw Hill book company, Inc - New-York, 2e édition, 694 p.
- TURNER F.J. & WEISS L.E. (1963) - Structural Analysis of metamorphic tectonites. McGraw Hill book company, Inc - New-York, 545 p.
- VOGT Th. (1945) - The geology of part of the Håland-Hong district NGT 25, p. 449.
- WEGMANN C.E. (1925a) - Sur une déformation tardive de la chaîne calédonienne scandinave. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 213-214.
- WEGMANN C.E. (1925b) - Sur la différence minéralogique de deux phases de déformation en Scandinavie centrale. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 223-225.
- (1925c) - Sur le lambeau de recouvrement de la Gula (chaîne calédonienne, Scandinavie). C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 158-159.
- (1925d) - Note préliminaire sur le profil en long de la chaîne calédonienne scandinave. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 225-226.
- (1925e) - Sur les phases orogéniques de la chaîne calédonienne scandinave. C.R. Somm. Acad. Sc., t. 180, p. 1036-1037.

WEGMANN C.E. (1925f) - Sur une phase tardive de la chaîne calédonienne scandinave.
C.R. Somm. Acad. Sc., t. 180, p. 1281-1282.

- (1926) - Sur le rôle tectonique de quelques gneiss ocellés de la chaîne calédonienne scandinave.
Ecl. Geol. Helv., vol. 19, p. 641-647.

- (1948) - Remarques sur le métamorphisme régional.
Geol. Rundschau, 36, p. 40-48.

- (1959) - La flexure axiale de la Driva et quelques problèmes structuraux des Calédonides scandinaves.
NGT 39, p. 25-74.

WILLIAMS H., TURNER F.J. & GILBERT C.M. (1958) - Petrography.
W.H. Freeman & company. San Francisco, 406 p.

WILSON G. (1961) - The tectonic significance of small scale structures, and their importance to the geologist in the field.
Ann. Soc. Géol. Belgique., T. LXXXIV, p. 424-547.

WINKLER H.G.F. (1967) - Petrogenesis of Metamorphic rocks.
Revised second edition, Springer-Verlag, Berlin, 237 p.

WOLFF Fr. Chr. (1967) - Geology of the Meråker area as a Key to the eastern part of the Trondheim region.
NGU 245, p. 123-146.

ZWART H.J. (1963a) - Some examples of the relations between deformation and metamorphism from the Central Pyrenees.
Geol. en Mijnb., 42, p. 143-154.

- (1963b) - Metamorphic History of the Central Pyrenees, part II, Valle de Aran, sheet 4.
Leidsa geologische Mededelingen, Deel 28, Blz 321-376.

INDEX DES LIEUX CITES

-----000-----

o			
Asan	F 21	Malenaasen	P 21
Bihaug	Q 23	Midtåsen	I 16
Björnhö	D 9	Midtsaetra	P 20
Björnkletten	J 6	Moan	H 12
Brennvola	L 25	Nysaetra	F 12
Dölplass	Q 12	Nysaetra	S 19
Einabu	L 11	Orrkletten	H 11
Einstakakletten	K 14	Reinsliåsen	G 20
Einunnfjellet	J 10	Rundknausen	I 13
Einunnfoss	L 8	Ryberget	F 16
Einunnvarden	J 9	Ryfet	D 15
Flåane	K 24	Sagbekken	D 21
Gamalsaetra	S 21	Skarvdalen	G 22-23
Geiteryggen	H 18	Skarvdalsvola	K 18
Gjatvola	O 15	Snöfionnhöa	G 2
Gjotåsen	Q 20	Sölnsaetra	N 25
Gråvola	E 11	Storkampen	M 17
Grönvola	I 16	Storknausen	I 14
Grönvola	N 17	Storskardvola	H 20
Grösteinhöa	F 4	Storvola	C 10
Gruvkletten	J 3	Strålsjöåsen	L 6
Högåsen	R 20	Svartåsen	G 10
Kakellkletten	C 15	Svartkletten	M 13
Kjemsjöfjellet	J 23	Tangen	O 20
Knausan	I 14	Tjörnåsstea	O 22
Kollutvola	N 16	Treklokkhöa	I 2
Kvitvola	M 18	Tverrlivola	J 18
Langåsen	N 14	Veslåsen	J 20
Langsaetra	N 21	Veslekampen	M 19
Lauvhaugen	N 22	Volengsvola	Q 16
Lomnesvola	O 9	Volstaetra	Q 17
Lomsjövola	R 9		

LISTE DES PLANCHES DANS LE TEXTE

-----oOo-----

	entre p. et p.
- <u>Situation géographique</u> (e = 1/500.000).....	III - 1
- <u>Géologie du Trondheim</u> (e= 1/1.000.000).....	III - 1
- <u>Situation géologique</u> : légende.....	2 - 3
- <u>Situation géologique</u> : carte (e = 1/500.000)....	2 - 3
- <u>Figure S1</u> : Log schématique du groupe de l' Einunnfjellet.....	10 - 11
- <u>Fig. S2</u> : Log schématique des groupes de Støren, Hovin inférieur et Hovin supérieur.....	10 - 11
- <u>Fig. A1</u> : Diagramme C en fonction de Mg.....	28
- <u>Fig. A2</u> : Domaines respectifs des roches sédimen- taires et des amphibolites.....	28 - 29
- <u>Fig. A3</u> : Discrimination entre grauwackes ou grauwackes carbonatées et roches ignées basiques.....	28 - 29
- <u>Fig. S3</u> : Log stratigraphique de H. Heim.....	30 - 31
- <u>Fig. S4</u> : Carte du Glaciaire de la région de Folla- ldal.....	38 - 39
- <u>Fig. M1</u> : Courbes d'analyses aux rayons X.....	43 - 44
- <u>Pl. t1</u>	48 - 49
<u>Fig. 1</u> : schéma d'après photographie du banc de grenatite (rive droite de la Folla, à 1,5 km en amont du pont de Döl- plass.	
<u>Fig. 2</u> : Croquis d'un des plis isocli- naux rencontrés sur le flanc oriental de l'anticlinal de l'Einunnfjellet	
- <u>Pl. t2</u>	50 - 51
<u>Fig. 1</u> : Charnière dans les micaschis- tes gris le long de la Folla	
<u>Fig. 2</u> : Type de plissement dans les micaschistes gris (le long du lac Savalen) (Ech. FN52).	

- Pl. t3..... 50 - 51
 Fig. 1 : Croquis d'un échantillon plissé de micaschistes gris (F69) prélevé dans les gorges de la Folla, en aval du banc de grenatite
 Fig. 2 : Type de plissement dans les micaschistes gris aux environs de la jonction Folla - Einunna.

- Pl. t4..... 64 - 65
 Fig. 1 : Schistes verts du Lomnesvola. Plis en chevron. Affleurement situé au NW du Kakellkletten sur la rive gauche de la Kakella.
 Fig. 2 : Schistes verts du Lomnesvola. Charnières de plis disharmoniques. Affleurement sur la rive gauche de la Kakella au NW du Kakellkletten.

- Pl. t5..... 74 - 75
 Fig. 1 : Glissement et décollement dans la série sombre, sur les pentes septentrionales du Brennvola
 Fig. 2 : Détail du décollement précédent

- Pl. t6..... 74 - 75
 Fig. 1 : Ecaillage du complexe quartzitique basal contre les sparagmites (schéma d'après photo).
 Fig. 2 : Schéma d'après photo. Dalles de sparagmites redressées au contact chevauchant Trondheim - Eocambrien. Photo prise sur les pentes Nord du Brennvola.

- Pl. t7 - Schéma interprétatif de l'évolution du domaine de l'anticlinal de l'Einnunfjellet..... 80 - 81
- Pl. t8 - Schéma interprétatif de l'évolution de la bordure méridionale du Trondheim..... 82 - 83
- Pl. t9 - Gruvkletten : évolution tectonique..... 84 - 85
- Pl. t10 - Gruvkletten : évolution tectonique (suite) 84 - 85
- Pl. t11 - Kakellkletten - Ryberget : évolution tectonique..... 84 - 85
- Pl. t12 - Reinsliåsen : écaille de serpentine. Etapes tectoniques..... 84 - 85
- Pl. t13 - Ecaille du Sagbekken et débordement des séries de la Folla. Evolution tectonique..... 84 - 85
- Pl. tm 1 87 - 88
 Fig. 1 : Schistes graphiteux du flanc oriental de l'Einnunfjellet. LM.N22. Paillette de biotite de la 2e ou 3e phase métamorphique.

- Pl. tm 1..... 88 - 89
 Fig. 2 : Micaschistes gris de la Folla (coupe de la Folla). LMF60. Phase métamorphique I plissée.
- Pl. tm 2..... 88 - 89
 Fig. 1 : Micaschistes gris du Gruv-kletten. LM.F89. Micas de la phase III du métamorphisme.
 Fig. 2 : Micaschistes quartziques du flanc oriental de l'Einnunfjellet. LM.N37. Muscovite de la phase métamorphique III.
- Pl. tm 3..... 88 - 89
 Fig. 1 : LM.A66x. Echantillon de la série sombre de l'Einnunna. Flanc occidental de l'Einnunfjellet. Grenat ayant tourné après sa cristallisation.
 Fig. 2 : Détail de la lame mince A66x.
- Pl. tm 4..... 88 - 89
 Fig. 1 : Série sombre de l'Einnunna. LM.A40x. Flanc oriental de l'Einnunfjellet. Grenat hélicitique.
 Fig. 2 : Série sombre de l'Einnunna. LM.A40. Flanc oriental de l'Einnunfjellet. Exemple de cristallisation d'un grenat entre deux phases tectoniques.
- Pl. tm 5..... 88 - 89
 Fig. 1 : Micaschistes gris du Gruvkletten. LM.F89. Amphiboles gauchies (phase II)
 Fig. 2 : Série sombre. LM.A38. Flanc oriental de l'Einnunfjellet. Phénocrystal d'amphibole (phase III).
- Pl. tm 6..... 88 - 89
 Fig. 1 : Série sombre. LM.A38. Flanc oriental de l'Einnunfjellet. Amphibole de la phase III.
 Fig. 2 : Micaschistes gris du Gruvkletten. LM.F89. Amphiboles de la phase II.
- Pl. tm 7 - Carte des zones de métamorphisme. (e = 1/100.000)..... 88 - 89
- Pl. tm 8 - Relations structures tectoniques - métamorphisme. Coupe schématique..... 88 - 89

LISTE DES PLANCHES HORS - TEXTE

-----ooo-----

- Carte géologique au 1/25.000
- Carte tectonique au 1/50.000
- Coupes géologiques au 1/25.000

TABLE DES MATIERES

© 2000 by John Wiley & Sons, Inc.

	Pages
PREFACE.....	I
INTRODUCTION.....	1
Situation géographique.....	1
Situation géologique.....	1
Plan d'étude.....	2
<u>LITHOSTRATIGRAPHIE.....</u>	3
Plan d'étude.....	4
I - INTRODUCTION.....	5
II - ETUDE DES DIFFERENTES UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES.....	7
A - Le complexe inférieur.....	7
1°) Les quartzites de l'Einunnvarden.....	7
2°) Les schistes graphiteux.....	7
3°) Les quartzites micacés et micaschistes quartziques.....	9
B - Le complexe supérieur.....	11
1°) La série de l'Einunna.....	11
+ Etude chimique des serpentines.....	14
+ Etude chimique des amphibolites.....	15
2°) La série du Lomnesvola.....	17
+ Etude chimique des amphibolites.....	19
+ Etude chimique des "Métatrondjhemites".....	20
3°) La série de la Folla.....	21
4°) Le conglomérat de Dölplass.....	24
+ Analyse chimique sur un galet.....	24
5°) La série de Nausterdalen.....	25
C - Sparagmite et Sölna.....	26
1°) Le groupe de la Sölna.....	26
2°) Les sparagmites.....	26
D - Origine des amphibolites.....	27
1°) Paramètres de Niggli.....	27
2°) Analyses chimiques.....	28
3°) Conclusions.....	28

E - Essai génétique.....	29
III - DISCUSSION SUR LA POSITION ET L'AGE DES FORMATIONS.....	30
- L'évolution sédimentologique et sa polarité..	35
- Le conglomérat.....	35
- La serpentine.....	35
- L'évolution magmatique.....	36
- Conclusions.....	36
IV - LE GLACIAIRE.....	37
1°) Morphologie glaciaire.....	37
2°) Accumulation glaciaire.....	37
V - CONCLUSIONS.....	39
METAMORPHISME.....	41
A - Paragénèses.....	42
B - Etude des grenats et des amphiboles.....	43
C - L'albite.....	44
D - Conclusions.....	44
ANALYSES STRUCTURALE ET DYNAMIQUE.....	45
Plan d'étude.....	46
I - INTRODUCTION.....	47
II - LES UNITES TECTONIQUES - OBSERVATIONS.....	48
A - L'anticlinal de l'Einnunfjellet.....	48
1°) Le noyau.....	48
a) Remarques.....	49
b) Les accidents.....	49
2°) La couverture ou l'enveloppe externe du noyau.....	49
a) La série de l'Einnunna.....	49
b) Les schistes verts du Lomnesvola..	50
c) Les micaschistes de la Folla.....	50
Coupe dans les gorges de la Folla	50
d) Les accidents.....	52
3°) Conclusions.....	53
B - Le synclinal de Nausterdalen.....	54
1°) Le coeur.....	54
2°) Les flancs.....	55
a) Le flanc Ouest.....	55
b) Le flanc Est.....	56
3°) Conclusions.....	56

	Pages
C - Le synclinorium des Kvitvola - Storskardvola Reinsliåsen.....	57
1°) Le compartiment du Kvitvola - Tverrli- vola.....	57
a) Coupe N-S.....	57
b) Conclusion.....	58
2°) Le compartiment du Storskardvola.....	58
a) Les observations.....	58
b) Conclusion.....	59
3°) Le secteur du Reinsliåsen.....	59
a) Les pincées et leur environnement...	60
La pincée du Nord du Reinsliåsen...	60
La pincée de serpentine.....	60
b) Le débordement du Sagbekken.....	61
c) Remarques.....	61
4°) Conclusions relatives au synclinorium du Kvitvola - Storskardvola - Reinsliå- sen.....	61
D - Le synclinorium des Gruvkletten - Snöfönnehöa.	62
1°) Coupe Gruvkletten - Snöfönnehöa.....	62
2°) Au Björnhö et au Storvola.....	63
3°) Conclusion.....	64
E - Le chevauchement des Kakellkletten - Ryberget	64
1°) Le secteur du Kakellkletten.....	65
2°) Le secteur du Svartåsen.....	66
3°) Le secteur du Ryberget.....	66
4°) Conclusions.....	67
F - L'anticlinal de Gamalsætra.....	67
1°) Le coeur anticlinal.....	68
2°) Le flanc septentrional.....	68
a) Coupe dans la rivière qui mène dans la vallée de l'Hausta.....	69
b) Observations du Högåsen.....	70
3°) Le flanc méridional.....	71
4°) Conclusion.....	71
G - Le monoclinal du Malenåsen - Tjornåsstea - Lauvhøgen.....	72
1°) La zone interne.....	72
2°) Le secteur de Flaåne.....	73
3°) La zone externe ou chevauchement sur les sparagmites.....	74
a) Les pentes méridionales du massif de Flaåne.....	74
b) Le versant septentrional du Brenn- vola.....	74
c) Le secteur oriental.....	75
4°) Conclusions.....	76

	Pages
H - Le monoclinal du Kjemstjøfjellet.....	76
1°) La zone septentrionale.....	77
2°) La zone méridionale.....	77
3°) Conclusion.....	78
III - INTERPRETATION.....	79
A - Mise en garde.....	79
B - Les styles tectoniques.....	79
C - Evolutions dynamiques.....	80
1°) Le domaine de l'anticlinal de l'Einunnfjellet.....	80
a) Première étape.....	81
b) Deuxième étape.....	81
c) Troisième étape.....	81
2°) La bordure méridionale du Trondheim..	82
a) Première étape.....	82
b) Deuxième étape.....	82
D - Phases tectoniques.....	83
IV - METAMORPHISME ET TECTONIQUE.....	85
A - Les phases du métamorphisme.....	85
B - Zonéographie.....	86
V - CONCLUSIONS.....	88
<u>CONCLUSIONS.....</u>	89
LISTE DES AUTEURS CONSULTÉS.....	91
INDEX DES LIEUX CITES.....	95
LISTE DES PLANCHES ET DES DOCUMENTS HORS-TEXTE.....	96
TABLE DES MATIERES.....	100