

ÉVOLUTION STRUCTURALE DE
LA RÉGION NISSER—VRÅVATN
(Norvège méridionale)

THE PRECAMBRIAN ROCKS OF THE TELEMARK AREA IN SOUTH CENTRAL
NORWAY VIII. STRUCTURAL DEVELOPMENT OF
THE NISSER—VRÅVATN REGION

par
*Carlos Cramez*¹⁾

Abstract.

Tectonic and petrographic studies of the Precambrian rocks in the Nisser—Vråvatn region of Telemark have led to the recognition of the following principal features:

- The basement of the «Telemark suite» does not appear in the studied region; it seems that all the migmatites are products of the granitization of the supracrustal rocks (acid lavas, basic lavas and quartzitic sediments).
- Three phases of folding have been demonstrated: B₁, B₂, B₃. The phase B₁ is synschistose and isoclinal.
- A later granitic remobilisation occurs in the shear zones of B₂. It is accompanied by the «mise en place» of molybdenum-rich pegmatites.
- The last folding B₃ disorientates former structures, in such a way that the lineations L₂ associated with B₂ are deformed following a plane «locus of L₂». The angle $L_2 \wedge L_3$ is variable.
- The tectonic axis «a» of the last folding (B₃) is vertical.
- The angle between the tectonic axis «a» of B₃ and the surfaces which were refolded was variable, which explains the different developments of B₂ and B₃.
- A consequence of the three phases of folding was the formation of domes and basins.
- In one of these basins, «the Vrådal basin», there was a «mise en place» of a microioritic complex and of exogenous material filling the fractures around the basin.

¹⁾ Compagnie Africaine des Pétroles, Luanda, Caixa Postal 972, Angola.

Résumé.

L'étude pétrographique et tectonique des roches précambriennes de la région Nisser—Vråvatn du Telemark nous a permis de reconnaître les faits suivants:

- Le soubassement de la suite du Telemark n'affleure pas dans la région étudiée; il semble que toutes les migmatites sont le résultat de la granitisation des roches supracrustales (laves acides, basiques et sédiments quartzitiques).
- Trois phases de plissement ont été mises en évidence: B₁, B₂ et B₃. La phase B₁ est synschisteuse et isoclinale.
- Une remobilisation granitique tardive apparaît dans les zones de cisaillement du plissement B₂; elle est accompagnée par la mise en place de pegmatites riches en molybdène.
- Le dernier plissement B₃ désoriente toutes les structures antérieures, de telle façon que les linéations L₂ associées à B₂ sont déformées suivant un plan «lieu de L₂». L'angle L₂ \wedge L₃ est variable.
- L'axe tectonique «a» pendant le plissement B₃ est vertical.
- L'angle entre l'axe tectonique «a» pendant le plissement B₃ et les surfaces qui vont être replissées est variable, ce qui explique les différents développements des plis B₂ et B₃.
- La conséquence de ces trois plissements est la formation de structures en dômes et en bassins.
- Dans un de ces bassins «le Bassin de Vrådal» il y a mise en place d'un massif microdioritique et d'un matériel volcanique remplissant les fractures qui entourent le bassin.

Préambule.

Avant de commencer l'exposé des résultats de nos investigations, nous voulons donner, ci-dessous, la définition des termes géologiques utilisés dans le texte et signaler sur une carte la localisation des affleurements étudiés (carte des affleurements, Fig. 14).

Définition des termes géologiques utilisés dans le texte:

Abréviations:

- S — stratification des roches supracrustales.
- S₁ — schistosité de flux, plan axial des plis synschisteux (B₁).
- S₂ — schistosité associée au plissement postschisteux (B₂).
- B₁ — plissement synschisteux; linéations associées (L₁).
- B₂ — plissement tardif (première génération); linéations associées (L₂).
- B₃ — plissement tardif (deuxième génération); linéations associées (L₃).
- G₁, G₂, G₃, G₄ et G₅ — générations des pegmatites.

Antiforme (Wilson, G. 1961):

Structure plissée ayant la forme géométrique d'un anticlinal, mais pour laquelle l'âge relatif des roches est inconnu. Cette structure présente une fermeture vers le haut.

Axe de pli (Wegmann, C. E. 1928):

L'axe d'un pli ou d'une surface «S» plissée est une ligne qui, déplacée parallèlement à elle-même dans l'espace, engendre un pli.

Axe β d'un pli:

C'est l'axe défini statistiquement; il est donné par le pôle de la zone qui contient les projections stéréographiques des pôles de «S».

Axe tectonique «a» (McIntyre, D. B. 1956):

Axe parallèle à la direction du mouvement pendant le plissement.

Axe tectonique «b» (McIntyre, D. B. 1956):

Axe de rotation.

Axe tectonique «c» (McIntyre, D. B. 1956):

Axe perpendiculaire au plan de mouvement «ab».

Déformations syngénétiques:

Déformations non tectoniques produites au cours de la sédimentation.

Diagrammes π S:

Diagrammes construits avec les projections des pôles de «S».

Enclaves de minéraux (Wegmann, C. E. 1935):

Catégorie d'enclaves mise en évidence pour certaines migmatites; ce sont des minéraux: zircon, tourmaline, etc., qui proviennent des roches anté-migmatitiques ayant résisté à la granitisation.

Enclaves phasmatoclasiques (Hupé, J. 1951):

Ces enclaves représentent des vestiges de diaclases, de fractures ou de surfaces de laminage développées au sein du granite et reprises par une granitisation postérieure.

Fissures:

Terme général, où sont englobées toutes les fractures sans considérer l'action de déplacement.

Fissures soudées (Wegmann, C. E. 1959):

Les fissures soudées sont des diaclases, des failles, ou d'anciennes zones mylonitiques qui ont cessé de jouer un rôle au point de vue de l'anisotropie.

Foliation:

La foliation se rapporte soit à des structures primaires (type syngénétique) soit à des structures secondaires (type tectonique). La foliation S est, dans la région Nisser—Vrâvatn, le résultat de trois surfaces structurales: stratification, schistosité et litage.

Granitisation (Read, H. 1956):

Processus ou ensemble de processus pour lesquels des roches solides se transforment en roches à caractère granitique sans passer par une phase magmatique.

Linéation (McIntyre, D. B. 1956):

Terme non génétique qui exprime différents types de structures linéaires d'une roche:

- l'axe d'un pli mésostructural ou macrostructural,
- l'intersection de deux schistosités,
- l'axe des lentilles de quartz d'exsudation,
- l'intersection d'une schistosité et de la stratification,
- l'alignement des minéraux,
- l'étirement corpusculaire.

Métamorphisme (Dietrich, R. V. & Mehnert, K. 1961):

Réajustement minéralogique et / ou structural de roches solides, sans passage par

une phase liquide, à changements de température et / ou de pression et / ou de chimisme. Les réajustements par altération supragénétique et par cimentation sont exclus.

Métasomatose (Dietrich, R. V. & Mehnert, K. 1961):

Remplacement d'un ou de plusieurs éléments par d'autres d'origine étrangère qui ont migré en solution ou sous la forme d'ions libres.

Migmatite (Wegmann, C. E. 1935):

Groupe génétique de roches, dans lequel sont englobés tous les gneiss même homogènes, ayant acquis un faciès feldspathique soit par injection d'un magma soit par métasomatose soit par ultramétamorphisme.

Migmatites hétérogènes:

Migmatites pour lesquelles la roche mère et la roche nouvelle sont macroscopiquement bien visibles.

Migmatites homogènes:

Migmatites pour lesquelles la roche mère et la roche nouvelle sont macroscopiquement difficiles à séparer.

Ordres de grandeur (Weiss, L. E. 1957):

Microscopique—champ qui peut être examiné sous le microscope; champ d'une coupe mince.

Mésoscopique—embrasse tout ce qui peut être mesuré avec certitude et continuité, depuis l'échantillon jusqu'à l'affleurement où une continuité peut être suivie.

Macroscopique—embrasse des champs de quelque taille où une continuité des structures ne peut pas être suivie.

Plis synschisteux:

Les plis synschisteux correspondent, dans ce travail, aux plis de clivage de De Sitter.

Plis tardifs:

Les plis tardifs sont considérés comme synonymes de plis postschisteux ou tardi-cinématiques.

Roches granitiques (Dietrich, R. V. & Mehnert, K. 1961):

Terme général comprenant toutes les roches à texture phanéritique et constituées par du quartz et des feldspaths.

Roches supracrustales:

Roches formées à la surface de l'écorce terrestre. Elles peuvent être soit sédimentaires, soit volcaniques.

Synforme (Wilson, G. 1961):

Structure plissée ayant le forme géométrique d'un synclinal mais pour laquelle l'âge relatif des roches est inconnu. Cette structure présente une fermeture vers le bas.

Introduction.

Il existe deux grandes formations de terrains précambriens en Norvège. L'une, au nord (dans la province du Finnmark), l'autre, au sud (entre la côte et la limite septentrionale de la province du Telemark). Ces terrains ont subi des déformations à différents niveaux structuraux et

présentent une tectonique superposée. Dans la formation précambrienne méridionale (Fig. 1), il est possible de considérer trois blocs (Barth, T. F. W. 1960) séparés par des zones de fractures: la région du Telemark, la région de Bamble et la région de Kongsberg. Ces blocs ont joué comme des unités plus ou moins indépendantes et de ce fait, ils présentent des histoires géologiques partiellement différentes.

Ce travail expose les résultats de l'analyse d'une partie de la région du Telemark, en particulier le secteur Nisser—Vråvatn, situé dans la zone centre-Est de cette région (Planche III). Ce secteur d'une superficie

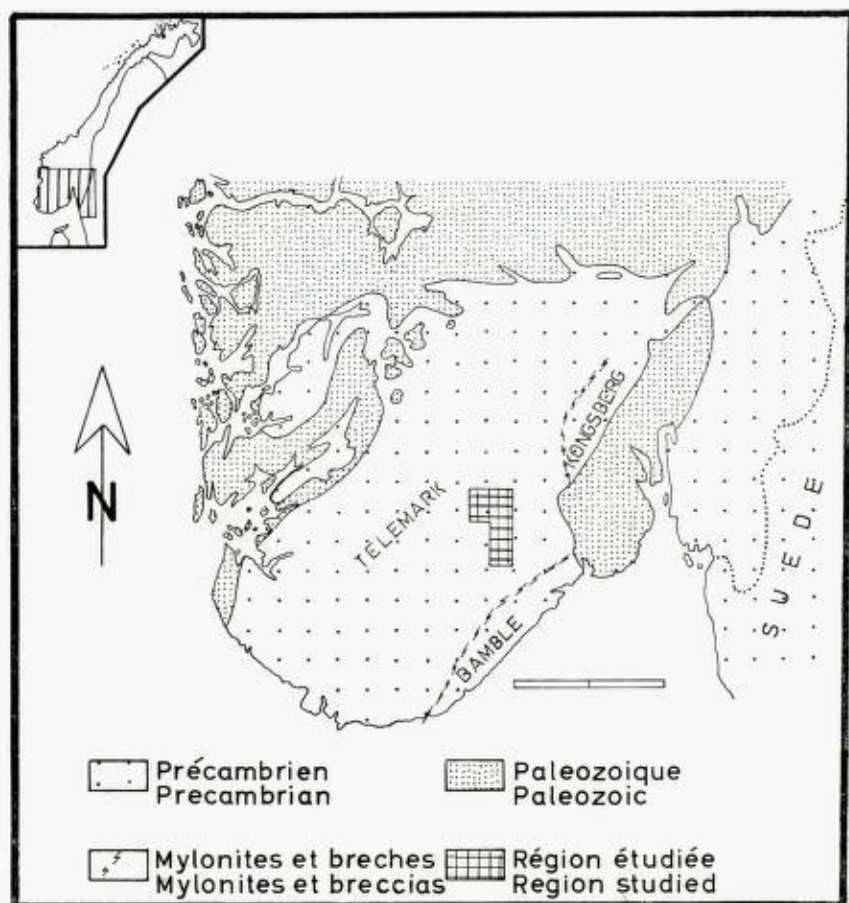


Fig. 1. Précambrien, Sud de la Norvège.
The Precambrian in South Norway.

voisine de 600 Km² est principalement constitué par des migmatites et par des laves (acides et basiques) auxquelles des sédiments quartzitiques (quartzites et conglomérats) sont associés. Dans la partie NE, près du village de Vrådal (Planche I) existe une structure circulaire, où affleurent des roches granitiques, des roches supracrustales et des roches intrusives basiques. L'ensemble des roches supracrustales (laves et sédiments quartzitiques) constitue, semble-t-il, les reliques plus ou moins granitisés de la suite du Telemark, dont d'épaisseur aurait été, d'après Dons (1960), d'environ, 4.000 mètres.

Dans ce résumé, nous cherchons à décrire la suite des événements géologiques dont nous avons trouvé les traces dans les affleurements et les roches étudiées; les relations chronologiques seront présentées par rapport aux déformations tectoniques, et aux transformations pétrographiques.

Histoire géologique du secteur Nisser—Vråvatn.

Soubassement de la suite du Telemark.

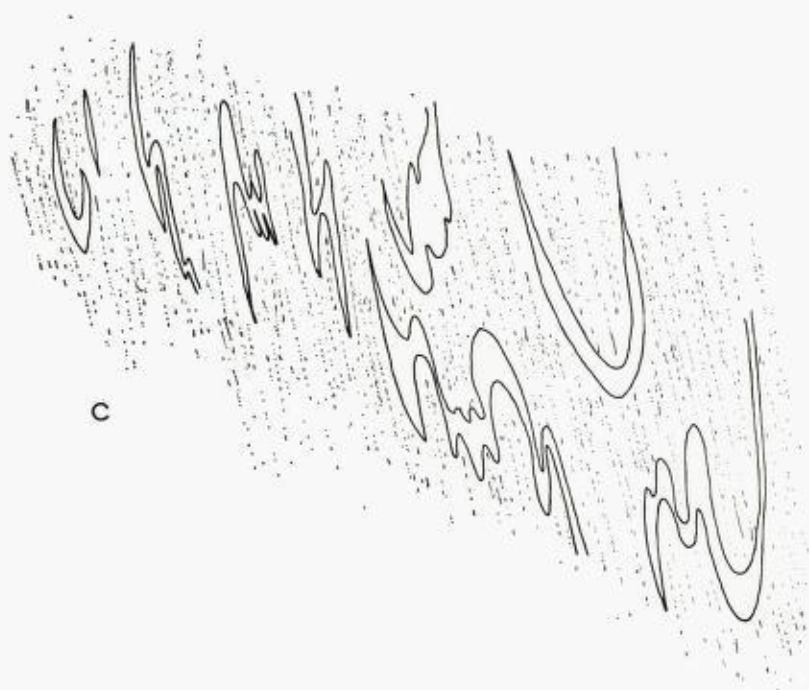
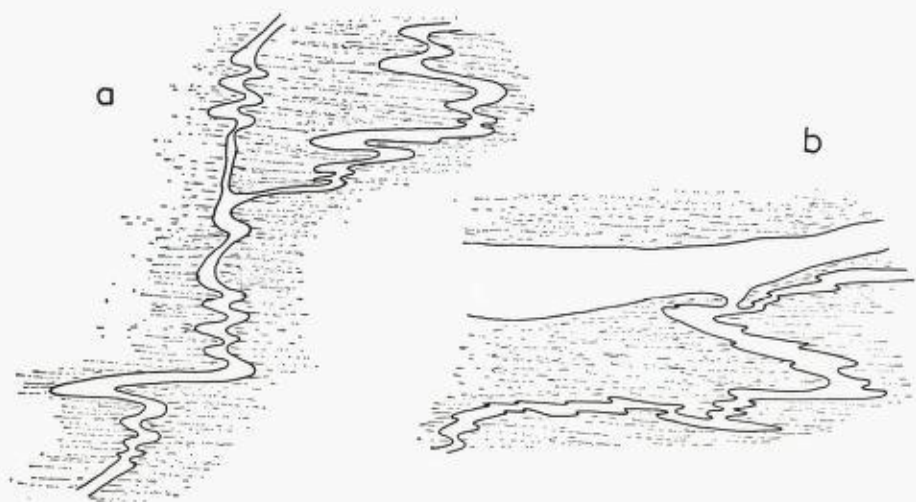
Nos investigations nous ont conduit à conclure que le complexe anté-supracrustal, soubassement de la suite du Telemark, n'affleure pas dans le secteur Nisser—Vråvatn. Ce soubassement formées dans les zones inférieures de l'écorce terrestre (domaines de hautes températures et hautes pressions) serait remonté vers des niveaux supérieurs en subissant une intense fracturation. Profitant de cette fissuration, on assiste alors

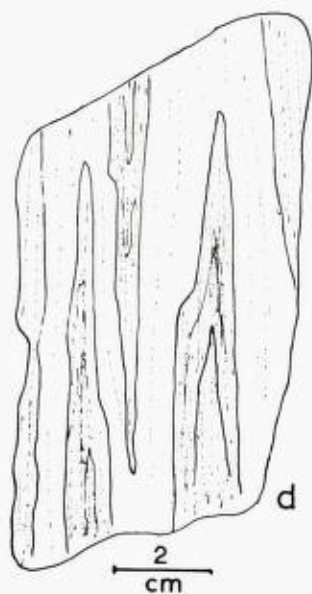
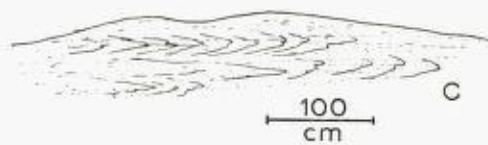
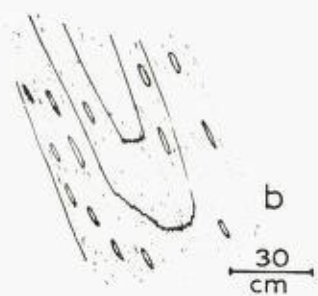
Fig. 2. Pegmatites de la génération G₁.

- a) Discordante de la stratification et déformée ptygmatiquement. Nissedal, affleurement 11, Fig. 14.
- b) Peu déformée quand parallèle à la stratification, mais avec déformation accentuée quand oblique. Nissedal, affleurement 12, Fig. 14.
- c) Plis des veines de quartz d'exsudation dans une lave basique, admettant comme plan axial la schistosité régionale. Nordaviki, affleurement 2, Fig. 14.

Pegmatites of generation G₁

- a) *Cross-cutting the stratification and ptygmatically deformed. Nissedal, exposure 11, Fig. 14.*
- b) *Slightly deformed when parallel to the stratification, more deformed when oblique. Nissedal, exposure 12, Fig. 14.*
- c) *Folds of exudation quartz veins in basic supracrustal rocks, having as axial plane the regional schistosity. Nordaviki, exposure 2, Fig. 14.*





à la mise en place des roches volcaniques de la suite du Telemark. Entre certains épisodes volcaniques, quelques niveaux sédimentaires se sont déposés; l'un d'eux est particulièrement riche en fer, et a donné naissance à l'exploitation de Söftestad.

Dépôt de la suite du Telemark.

Le dépôt des roches supracrustales est marqué par des plans de stratification (S) bien visibles. Dans certaines de ces roches, la stratification est soulignée par les alternances des laves de composition chimique différente et par des alternances de roche volcanique et de roche sédimentaire. Les structures syngénétiques (ripple-marks, slumping, figures de compaction, stratifications entrecroisées), très abondantes dans la suite du Telemark, surtout dans les quartzites, caractérisent un milieu de sédimentation agité. La disposition des stratifications entrecroisées dans les quartzites de Nordaviki, nous a conduit à envisager l'existence d'un plissement isoclinal.

Mise en place des pegmatites G_1

Après le dépôt de la suite du Telemark des quartzo-pegmatites et des veines de quartz d'exsudation se sont mises en place. Ces quartzo-

Fig. 3. Plis synschisteux isoclinaux dans les roches supracrustales.

- a) Affleurement de Vrå (1, Fig. 14). Surface verticale, plis synschisteux isoclinaux et plis tardifs dans une lave acide.
- b) Affleurement de Nordaviki (2.1, Fig. 14). Plis synschisteux dans un niveau conglomératique.
- c) Affleurement de Buskardnt. (3, Fig. 14). Plis synschisteux dans une lave basique.
- d) Affleurement de Ånevn. (4, Fig. 14). Plis isoclinaux dans une lave acide (échantillon).
- e) Affleurement de Ånevn. (4, Fig. 14). Alternance de lave acide et basique plissées et aplaties.

Synschistose isoclinal folds (Cleavage folds of de Sitter) in supracrustal rocks.

- a) *Exposure at Vrå (1, Fig. 14). Vertical wall. Synschistose isoclinal folds B_1 and later folds in an acid lava.*
- b) *Exposure at Nordaviki (2.1, Fig. 14). Synschistose folds in a conglomerate bed.*
- c) *Exposure at Buskardnt. (3, Fig. 14). Synschistose folds in basic lava.*
- d) *Exposure at Ånevn. (4, Fig. 14). Isoclinal fold B_1 in a specimen of basic lava.*
- e) *Exposure at Ånevn. (4, Fig. 14). Alternating acid and basic lavas, folded and flattened.*

pegmatites sont soit concordantes, soit discordantes à la stratification. Dans le premier cas, elles se présentent actuellement encore comme peu déformées; par contre, là où elles étaient obliques à la stratification, elles montrent actuellement des plis dont la géométrie peut aller jusqu'aux veines ptygmatisées (Fig. 2). Ces quartzo-pegmatites, les plus anciennes de toutes, forment une génération antérieure au plissement et au métamorphisme; nous l'appellerons génération G_1 . Les veines de quartz d'exsudation de même âge, qui annoncent le métamorphisme (Fig. 2c) sont très abondantes dans les laves de composition basique et y sont presque toujours plissées; le plan axial de ces plis est parallèle à la schistosité régionale des roches supracrustales.

Plissement synschisteux B_1

Dans la chronologie des déformations l'événement le plus important qui a pu être mis en évidence est le plissement isoclinal de la suite du Telemark.

Il s'observe à tous les ordres de grandeur. Ainsi, macroscopiquement, à l'échelle de la carte géologique (Planche I) il correspond aux alternances des quartzites et de laves que l'on voit dans la partie N de la carte géologique. A l'échelle de l'affleurement (ordre de grandeur mésoscopique), plusieurs localités peuvent être considérées comme caractéristiques:

- L'affleurement de Vrå (Fig. 3a) où les laves acides montrent une schistosité axiale S_1 associée à des plis isoclinaux.
- L'affleurement de Buskardnt. (Fig. 3c) où des plis isoclinaux sont visibles dans les laves basiques.
- L'affleurement de Nordaviki (Fig. 3b) où les niveaux conglomératiques plissés isoclinalement montrent une schistosité axiale S_1 et un allongement très marqué des galets de quartzite.
- L'affleurement de Ånevn (Fig. 3e) où l'on peut voir des plis complètement étirés et aplatis, donnant une série d'alternances de matériel volcanique acide et basique.

L'existence de ce plissement se confirme également à l'échelle de l'échantillon (Fig. 3d); ainsi dans des laves acides il a été possible de constater le plissement isoclinal d'un niveau de vermiculite (échantillon C-6/64).

Ce plissement de style isoclinal (plissement B_1) est accompagné d'une schistosité axiale S_1 , qui donne une linéation d'intersection L_1 parallèle à l'axe des plis synschisteux lorsque S_1 est oblique à la stratification (charnière des plis); le régime tangentiel intense a cependant fait disparaître la plupart des charnières de plis.

Sous l'action de ce plissement les roches supracrustales ont été ré-orientées, elles se sont déformées sans rupture, et les phyllites se sont disposés d'une façon plus ou moins planaire. Les quartzo-pegmatites (G_1) et les veines de quartz d'exsudation, mises en place avant le plissement, se sont trouvées déformées lorsqu'elles étaient discordantes à la stratification ou à la schistosité généralement confondues.

Granitisation générale de la suite du Telemark.

Simultanément au plissement B_1 , les roches de la suite du Telemark commencent à prendre un faciès granitique: elles acquièrent une anisotropie marquée par l'apparition d'une foliation. Les plans structuraux (stratification et schistosité) qui comme nous l'avons vu sont presque toujours parallèles, facilitent la mise en place du matériel granitique. A la suite de ces phénomènes, les roches supracrustales granitisées montrent deux types principaux d'anisotropie que l'on peut reconnaître sur les échantillons.

Type A — caractérisé par trois faces non équivalentes:

- 1 — la face S_1 , ou plan de schistosité, matérialisé par la disposition des minéraux phylliteux où il est possible de voir une linéation L_1 .
- 2 — la face perpendiculaire à S_1 et parallèle à L_1 , qui montre un fort allongement des yeux de feldspaths.
- 3 — la face perpendiculaire à S_1 et à L_1 où l'orientation des feldspaths est peu marquée.

Type B — caractérisé par deux faces équivalentes:

- 1 — la face S_1 , ou plan de schistosité, marqué comme précédemment par la disposition des phyllites.
- 2 — les faces perpendiculaires à S_1 qui sont caractérisées par une alternance assez régulière de lits quartzo-feldspathiques et de lits de minéraux phylliteux ferro-magnésiens.

L'anisotropie des roches qui s'exprime par la foliation des migmatites ne peut être bien expliquée qu'en admettant une origine mixte: une

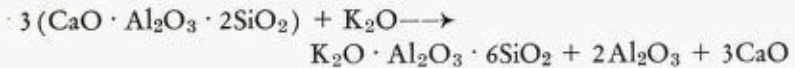
recristallisation mécanique et une recristallisation mimétique de la stratification.

Granitisation et plissement synschisteux sont localement des phénomènes synchrones. En effet il est possible de trouver dans les migmatites des plis isoclinaux qui admettent la foliation comme plan axial.

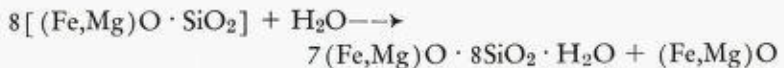
Bilan chimique lors de la granitisation.

L'étude microscopique de plusieurs échantillons nous a permis de saisir les échanges chimiques qui ont accompagné l'introduction du matériel granitique. Celui-ci permet la transformation des roches supracrustales, tout particulièrement celles de composition basique, en roches granitiques. Les résultats peuvent être présentés de la façon suivante:

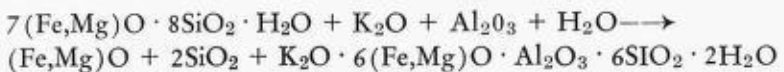
- 1 — Une métasomatose potassique est responsable de la décalcification du plagioclase, le potassium remplace le calcium de l'anorthite et permet la cristallisation d'un plagioclase plus albitique (Härme, M. 1958):



- 2 — L'augite que nous trouvons encore sous la forme de reliques dans les migmatites se transforme en amphibole qui conserve parfois la morphologie des pyroxènes:



En utilisant l'alumine disponible, la métasomatose potassique provoque également la transformation de l'amphibole en biotite qui se solde par la mise en liberté de (Fe,Mg)O:



- 3 — La formation de l'épidote apparaît également liée à la métasomatose potassique. Elle se développe soit à partir de l'amphibole, soit à partir du plagioclase. D'autre part, l'épidote apparaît comme un sous-produit de la chloritisation de la biotite, phénomène qui s'observe dans toutes les coupes minces.

- 4 — La métasomatose potassique est accompagnée d'une métasomatose siliceuse. Celle-ci est mise en évidence par les myrmékites qui apparaissent en grand nombre dans les roches granitisées. La structure des myrmékites peut nous renseigner sur la nature de la métasomatose siliceuse. A cet égard nous devons signaler que les gouttes de quartz vermiculaire ne traversent jamais les plans de macles des feldspaths. La transformation de l'amphibole en biotite, la réaction entre le microcline et le plagioclase, ou le remplacement des feldspaths alcalins par du calcium peuvent représenter, en partie, la source de la silice.

Les équilibres chimiques montrent que les minéraux mafites sont presque totalement remobilisés au cours de la granitisation avec mise en liberté de CaO, de Fe et de Mg. Ces éléments, ainsi mis en liberté ont, dans certains cas, contaminé les solutions granitisantes. Ils ont contribué à la cristallisation de l'hématite, de la magnétite et du sphène dans les pegmatites qui accompagnent et qui, en grande partie, produisent la granitisation des roches supracrustales (Fig. 13). Ces pegmatites se mettent en place parallèlement à la stratification et à la schistosité; leur mise en évidence est difficile: elles passent d'une façon imperceptible aux roches encaissantes. Cependant, sur le terrain, la présence d'enclaves du paléosoma permet souvent de les déceler. Ces pegmatites constituent la génération G₂.

Enclaves de minéraux.

Bien que la plupart des minéraux ferro-magnésiens soit digérés par les ichors, certains résistent à tous les phénomènes de la granitisation et donnent naissance à un type d'enclaves caractéristiques. Dans la coupe mince C-48/64 (Fig. 4), par exemple, la roche formée par des alternances de lits quartzo-feldspathiques et de lits ferro-magnésiens, montre que les minéraux accessoires ne sont pas exclusivement liés aux lits mélanocrates, mais qu'ils se trouvent aussi dans les lits quartzo-feldspathiques, où ils sont disposés, d'une façon plus ou moins régulière. Il s'agit principalement de zircon, de sphène et d'apatite, provenant directement des roches antémigmatitiques; ces minéraux ont résisté aux phénomènes de la granitisation. Ils forment des «enclaves de minéraux» que Wegmann signalait déjà en 1935.



Conséquences de la granitisation.

Dans le secteur étudié le soubassement ne semble pas affleurer. Il est possible qu'une des principales conséquences de la granitisation des roches supracrustales a conduit à l'effacement de la limite entre soubassement et la base de la suite du Telemark. A titre d'hypothèse, on est conduit à suggérer que toutes les migmatites résultent de la transformation des roches supracrustales de la suite du Telemark, car:

- a) On ne peut mettre en évidence aucune discordance entre les migmatites et les roches supracrustales.
- b) Dans l'ensemble de la région il est toujours possible de reconnaître, dans les migmatites, des reliques de roche supracrustales, particulièrement des reliques de composition basique.
- c) La morphologie des cristaux de zircon des migmatites, sauf dans quelques cas particuliers, est identique à celle des cristaux de zircon des laves supracrustales. L'une des exceptions est constituée par d'anciens niveaux quartzitiques granitisés dans lesquels la morphologie des zircons est caractéristique des roches sédimentaires. Cette étude des zircons a été entreprise sur la base de 14 échantillons de migmatites. L'analyse des cristaux de zircon s'est faite statistiquement sur la base de 300 déterminations pour chaque échantillon.

En récapitulant les événements géologiques considérés jusqu'à présent, nous avons:

- A) Formation et évolution d'un complexe anté-supracrustal, qui n'affleure pas dans la région.
- B) Dépôt des roches supracrustales et mise en place de la première génération de pegmatites, accompagnée de quartz d'exsudation.
- C) Plissement synschisteux et métamorphisme.
- D) Granitisation avec mise en place de la deuxième génération de quartzo-pegmatites.

Fig. 4. Enclaves de minéraux.

Des minéraux accessoires (Zircon, Apatite, Sphène) provenant directement des roches anté-migmatitiques et ayant résisté à la granitisation.

«Enclaves de minéraux» is a term introduced by C. E. Wegmann 1935, during his migmatite studies. It refers to accessory minerals (zircon, apatite, sphene) which have survived the granitization and are directly derived from the original pre-migmatite rock.

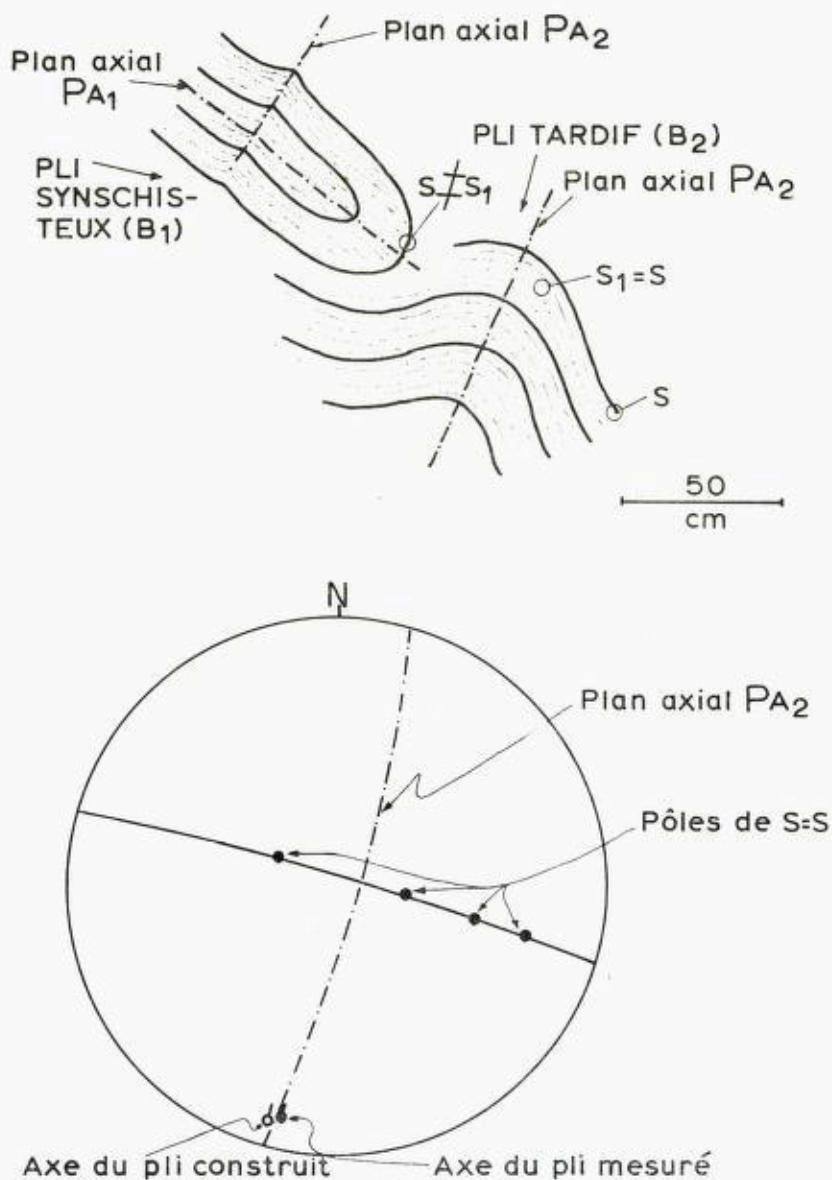


Fig. 5. Détail de l'affleurement de Vrâ (voir Fig. 3a).
Influence du plissement tardif B₂ sur le plissement synschisteux B₁ démontrée par
la désorientation du plan axial P.A. 1.

*Detail of the exposure at Vrâ (see Fig. 3a).
Influence of the later folding B₂ (with axial plane P.A. 2) on the synschistose
folding B₁ (with axial plane P.A. 1) shown by disorientation of P.A. 1.*

Plissement B_2 .

Dans la chronologie des événements géologiques, après la granitisation générale de la suite du Telemark, il est possible de mettre en évidence un nouveau plissement, B_2 . Celui-ci a une direction moyenne N—S. Il désoriente et en même temps efface les structures synschisteuses. Ce phénomène s'observe à différents ordres de grandeurs:

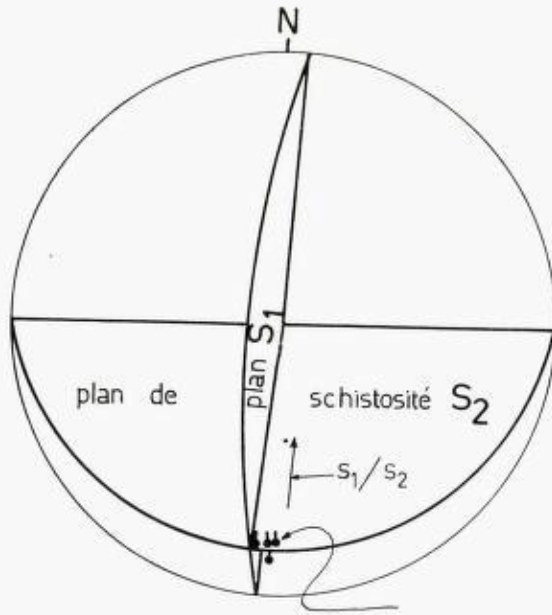
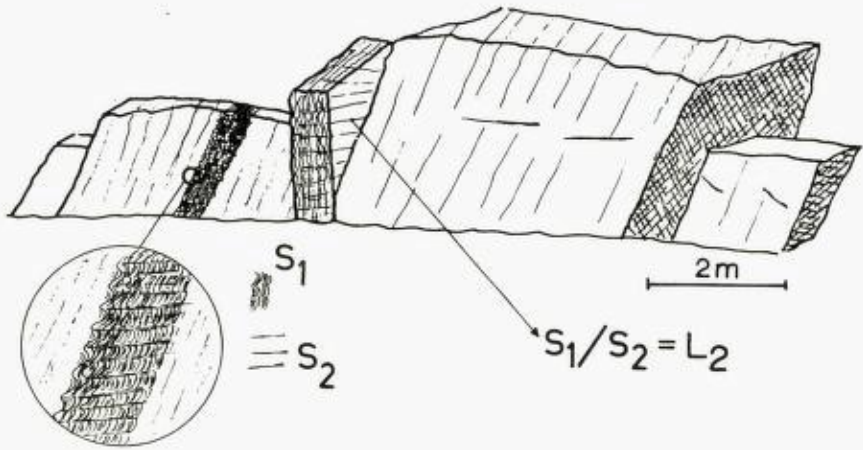
- a) A l'échelle de la carte géologique (schéma tectonique, Planche I) la désorientation des structures synschisteuses est évidente. Le synforme de la mine de Søftestad (plis B_1) est brusquement désorienté par un antiforme du plissement B_2 de telle façon que sa direction axiale change de NE—SW à NW—SE.
- b) A l'échelle de l'affleurement, la figure 3a (affleurement de Vrå) nous offre une désorientation du plan axial des plis synschisteux par des plis B_2 . Un détail de cet affleurement (Fig. 5) montre mieux cette désorientation: le plan axial des plis B_1 est replissé; d'autre part, la projection stéréographique des éléments structuraux de l'affleurement montre que la géométrie des plis B_2 est différente de celle des plis B_1 . Le plan axial des plis B_2 est proche de la verticale; l'inclinaison des flancs est faible et la schistosité de fracture S_2 est mal marquée.

Schistosité S_2 .

La schistosité S_2 qui accompagne le plissement B_2 n'apparaît avec netteté que dans les lits de roche supracrustale basique. Dans les lits volcaniques acides, elle est très mal marquée. L'affleurement de Sinnes (Fig. 6), qui est constitué par des alternances de lave acide et basique à plans de stratification assez redressés, montre dans les lits basiques un plissement de S_1 qui est accompagné d'une schistosité S_2 ; une linéation d'intersection L_2 se forme sur les plans de schistosité ($S_1 = S$). La projection stéréographique des éléments structuraux de l'affleurement montre que les linéations L_2 (axes des plissements mesurés) sont parallèles à l'intersection des plans de schistosité S_1 et S_2 (voir diagramme, Fig. 5).

Mise en place des pegmatites G_3 .

Le plissement B_2 est accompagné d'une remobilisation granitique et de la mise en place de pegmatites riches en molybdène. Celles-ci forment chronologiquement la génération G_3 . Elles occupent des positions bien



Axe des plissements (L_2)

Fig. 6. Affleurement de Sinnes (5, Fig. 14).

Schistosité de fracture S_2 . Les axes des plissements de la schistosité S_1 sont parallèles à l'intersection $S_1/S_2 = L_2$.

Exposure at Sinnes (5, Fig. 14).

Fracture schistosity cleavage S_2 . The axes of small folding shown by the schistosity S_1 are parallel to the intersection S_1/S_2 e.g. L_2 .

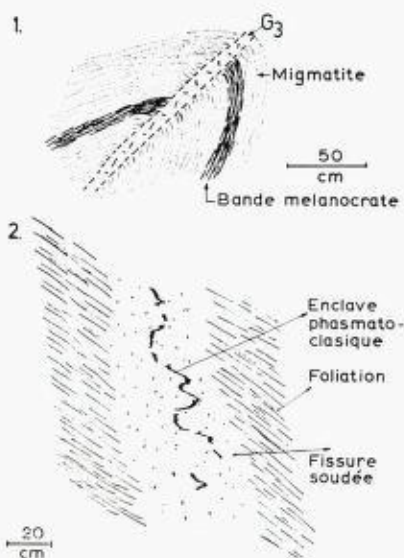


Fig. 7. Remobilisation granitique associée à des zones de cisaillement (Fig. 71) et à d'anciennes fissures (Fig. 72). Affleurements 6 et 9 de la Fig. 14.

Granitic remobilisation connected with shear zones (Fig. 71) and former fissures

(Fig. 72). Exposures 6 and 9 of Fig. 14.

Migmatite.

Basic band.

Enclave phasmatoclasique (defined by Hupé, 1951) = a former plane now composed of micaceous minerals.

Fissure soudée (defined by Wegmann, 1959) = healed fissure.

déterminées; elles se sont mises en place de préférence dans les zones de cisaillement des plis B_2 (Fig. 7, 1), ou dans des fissures formées après la granitisation générale (Fig. 7, 2). Ces dernières qui sont d'anciennes diaclases furent soudées par ces pegmatites; on y voit des enclaves phasmatoclasiques (Hupé, J. 1951) constituées par des alignements de minéraux micacés (chloritisés) plus ou moins plissés.

A la fin du plissement B_2 , le secteur Nisser—Vråvatn devrait être constitué par des plis à flancs peu redressés dans la partie E, tandis que des plis à flancs proches de la verticale constituaient la partie W (particulièrement près de Nordaviki affleurement 2, Fig. 14). Nous verrons plus tard les raisons de cette affirmation.

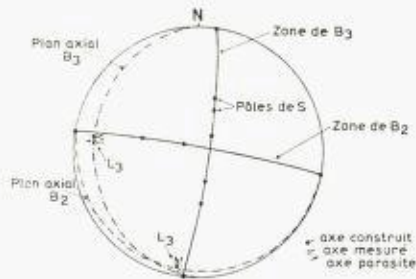


Fig. 8. Affleurement de Holman (10, Fig. 14).
Plis tardifs de la génération B₂ et B₃.

Road section at Holman (10, Fig. 14).
Later folds of the generations B₂ and B₃.

Plissement B₃.

Par la suite le secteur subit un nouveau plissement (plissement B₃). Les plis antérieurs (plis B₁ et B₂) sont désorientés et les linéations rectilignes sont tordues d'une façon caractéristique. La désorientation des plis B₂ par la nouvelle génération des plis B₃ se constate à différents endroits, mais l'affleurement de Holmann (Fig. 8 et 9) est certainement le plus caractéristique. Il n'est malheureusement plus dans sa position originale; placé près d'une importante zone de fracture tardive, il a subi en bloc une désorientation qui n'a fort heureusement pas perturbé les relations spatiales qui y existent entre les différentes parties. Cet affleurement est constitué par des laves acides à plans de stratification bien marqués renforcés par des alternances d'associations minérales différentes. Parallèlement à la stratification existe une schistosité S₁.

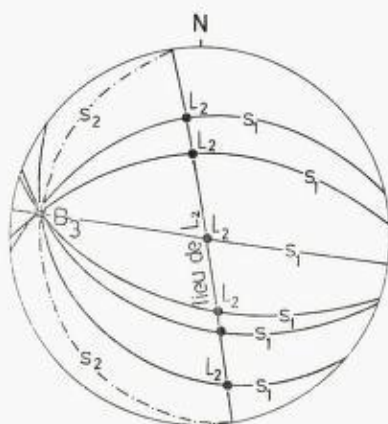


Fig. 9. Détail de l'affleurement de Holman.

Les linéations L_2 sont désorientées suivant le «lieu de L_2 ». L'angle $L_2 \wedge L_3$ est variable.

Detail of exposure at Holman.

The lineations L_2 are disorientated following «locus L_2 ». The angle $L_2 \wedge L_3$ is variable.

Des plis postschisteux (plis B_2 et B_3) à géométrie différente sont également bien visibles: les plis très couchés B_3 présentent des axes E-W, parallèles aux linéations L_3 (axes des plis mésoscopiques, voir diagramme stéréographique Fig. 8); les plis B_2 ont une direction axiale N-S, de même que les linéations associées L_2 (axes des plis mésoscopiques et alignement de minéraux) sont désorientés par les plis B_3 . Les axes des plis B_3 sont presque contenus dans les plans axiaux des plis B_2 .

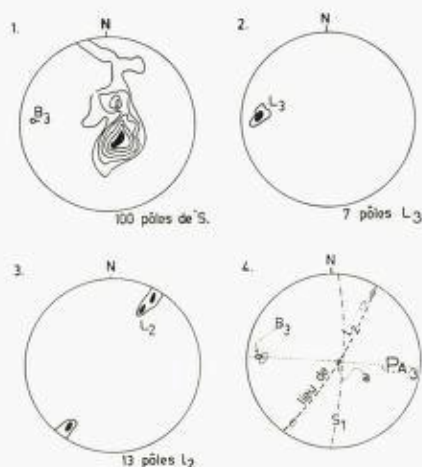


Fig. 10. Géométrie de l'antiforme de l'Elibu (Fig. 14).
The geometry of the Elibu antiform (Fig. 14).

Distorsion des linéations L_2 par le plissement B_3^*)

L'observation attentive du flanc inférieur du pli B_3 de la figure 9 permet de reconnaître l'interférence du plissement B_3 sur le plissement B_2 . Les linéations L_2 données dans la figure par la direction du doigt sont désorientées par les linéations L_3 (axes des plis mésoscopiques) associées au dernier plissement; cette désorientation n'est pas faite au hasard; sur la projection stéréographique (Fig. 9) nous pouvons constater que l'angle entre L_2 et L_3 est variable et que les pôles de L_2 tombent sur une zone dite «lieu de L_2 ». Les linéations L_2 sont désorientées par les linéations L_3 , mais de telle façon qu'elles se trouvent toujours sur un plan.

La désorientation rencontrée se trouve non seulement dans les structures mésoscopiques, mais aussi dans les structures macroscopiques. L'antiforme de Elibu (Fig. 10) est un pli B_3 ; avec 100 mesures de $S = S_1$, nous obtenons un axe β de pli de direction E-W ayant une inclinaison axiale assez faible. Les projections stéréographiques des pôles des axes des plis mésoscopiques (L_3) (Fig. 10, 2) se concentrent autour de la projection de l'axe construit β , ce qui nous permet de dire que ces linéations L_3 sont associées au plissement qui a produit l'antiforme de Elibu. Par contre, les projections stéréographiques des pôles des axes des

*) Nous faisons abstraction du plissement isoclinal synschisteux B_1 dans l'étude des structures d'interférence, car son influence sur ces structures est très faible.

plis mésostructuraux B_2 tombent sur un grand cercle de la projection (voir Fig. 10, 3). Sur le diagramme synoptique de l'antiforme de Elibu (Fig. 10, 4) on constate que les linéations L_2 sont désorientées par le plissement B_3 , mais qu'elles sont toujours contenues dans un plan; on voit également que le plan axial des plis B_3 est vertical et que l'angle entre L_2 et L_3 est variable. Un examen plus attentif du diagramme synoptique permet même de déterminer la position spatiale de l'axe de mouvement pendant le dernier plissement (axe tectonique «a»); il doit être contenu dans le plan axial des plis B_3 et dans le «lieu de L_2 ». L'interférence de ces deux plans (Ramsay, J. G. 1960) donne la position de l'axe tectonique «a» pendant le plissement B_3 ; il est ici proche de la verticale.

Interférence des plissements B_2 et B_3 .

Ces deux plissements présentent les caractères suivants:

- 1 — directions axiales perpendiculaires,
- 2 — l'axe tectonique «a» pendant le plissement B_3 est vertical,
- 3 — l'axe tectonique «a» du plissement B_3 est à peu près contenu dans les plans axiaux des plis B_2 .

D'après Ramsay (1960) cette situation conduit à des interférences donnant des structures en dômes et en bassins. Celles-ci ont été retrouvées sur le terrain et sont représentées sur le schéma tectonique de la Planche I. Nous constatons cependant que dans la partie E du lac Nisser les structures d'interférence sont très allongées suivant la direction E-W, ce qui signifie que les axes dominants sont les axes B_3 . Par contre, dans la partie W du lac les mêmes structures s'allongent de préférence suivant une direction N-S, ce qui nous conduit à reconnaître que les axes B_2 y sont dominants. Ce fait résulte (Ramsay, J. G. 1960) de l'angle qui a existé entre l'axe tectonique «a» et la surface qui est replissée pendant le dernier plissement. Nous devons admettre que les plis B_2 dans la partie W de la région du Nisser avaient des flancs plus redressés que ceux de la partie E, car là, l'axe tectonique «a» du plissement B_3 s'est toujours maintenu vertical. Ceci est particulièrement vrai pour la région de Nordaviki (extrémité NW de la carte géologique): les plis B_2 possèdent des flancs très inclinés qui ne subissent par conséquent l'influence du plissement B_3 — l'angle entre l'axe tectonique «a» et les surfaces de stratification y étant presque voisin de zéro —. Dans ce cas, il y a unique-

ment une déformation des linéations sans avoir formation des plis, à part les zones de charnières conservées.

Dans le secteur Nisser—Vråvatn, le plissement B_3 déforme donc les structures antérieures et y produit une série irrégulière de structures en dômes et en bassins qui s'accompagne, dans les dômes par la mise en place de granites diapiriques. La structure diapirique la plus importante est celle de Hægefjell qui constitue topographiquement un des points les plus hauts de la région. Le matériel qui la constitue est pour la plus grande partie de nature granitique à texture pegmatitique. Il est tout à fait distinct du matériel des migmatites avoisinantes: l'absence d'une foliation, permet sur le terrain une rapide distinction.

Evolution du bassin de Vrådal.

La structure en bassin la plus caractéristique est celle de Vrådal; elle mérite une mention spéciale, car toute une série d'événements ont pris place postérieurement à la formation du bassin. Nous écartant du travail de Sylvester (1964) nous suggérons l'évolution suivante:

- Formation du bassin (Fig. 11, 1);
- Intrusion d'un massif microdioritique qui produit un métamorphisme de contact, en même temps que des enclaves énallogène (Fig. 11, 2);
- Une intense fracturation autour du bassin permet la mise en place d'un matériel eudogène basique semblable aux roches supracrustales. Ces roches s'opposent à celles de la suite du Telemark auxquelles elles sont discordantes (Fig. 11, 3);
- Le massif microdioritique se transforme en quartzo-monzonite par intense feldspathisation potassique, avec formation d'enclaves homoeogènes (Fig. 11,4);
- Cette feldspathisation efface le métamorphisme de contact provoqué par le massif microdioritique et donne naissance à une roche porphyroïde à partir de n'importe qu'elle roche qui entoure le bassin de Vrådal. La roche porphyroïde (quartzo-monzonite porphyroïde) est caractérisée par la présence d'énormes cristaux de microcline dans une pâte assez variable au point de vue de la texture et de la composition minéralogique qui résulte de la feldspathisation de roches d'origines variées: la roche basique intrusive, les migmatites et les roches supracrustales.

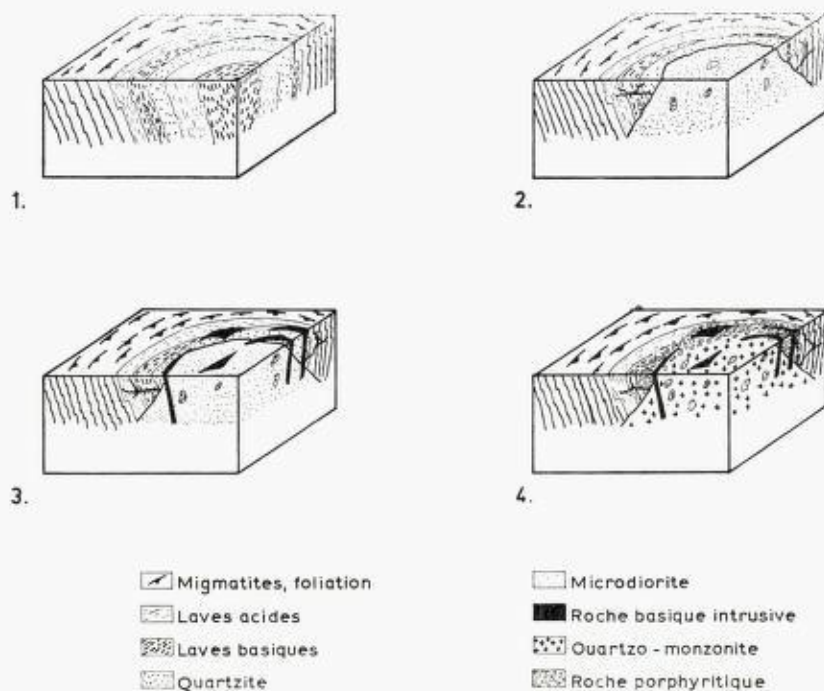


Fig. 11. Evolution du Bassin de Vrådal.

- 1) Formation de Bassin.
- 2) Intrusion microdioritique.
- 3) Mise en place de la roche basique dans les fractures.
- 4) Feldspathisation avec formation de la quartzo-monzonite et de la roche porphyritique.

Evolution of Vrådal Basin.

- 1) *Formation of a basin.*
 - 2) *Microdioritic intrusion.*
 - 3) *Emplacement of a basic rock in fractures.*
 - 4) *Feldspathisation with formation of quartz-Migmatites, foliation.*
- Acid lavas.*
- Basic lavas.*
- Quartzite.*
- Microdiorite.*
- Intrusive basic rock.*
- Quartz-monzonite.*
- Porphyritic rock.*

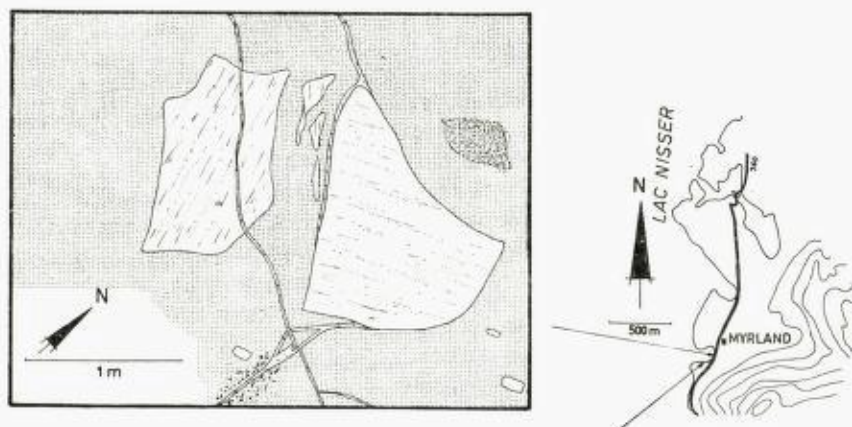


Fig. 12. Enclaves énallogènes déplacées de migmatites dans la quartzo-monzonite. Affleurement de Myrland (7, Fig. 14).

Displaced xenoliths of migmatite in quartz-monzonite. Exposure at Myrland (7, Fig. 14).

Mise en place des dernières générations de pegmatites (G_4 , G_5).

Après la suite des événements qui ont affecté le bassin de Vrâdal, nous devons signaler dans l'ordre chronologique, la mise en place des pegmatites de la génération G_4 ; elles sont concordantes avec la foliation des migmatites, mais recoupent la quartzo-monzonite; cela permet de les différencier de celles des générations antérieures qui sont coupées par cette roche (Fig. 13). Par la suite on note la formation des fissures les plus récentes et la mise en place des pegmatites tardives; elles sont discordantes par rapport à la foliation des migmatites et à la schistosité.

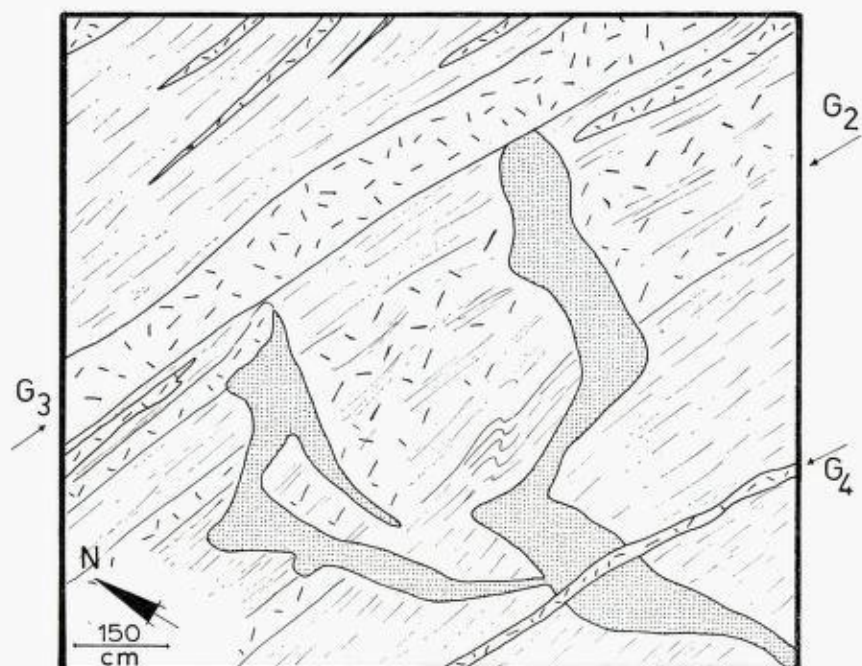
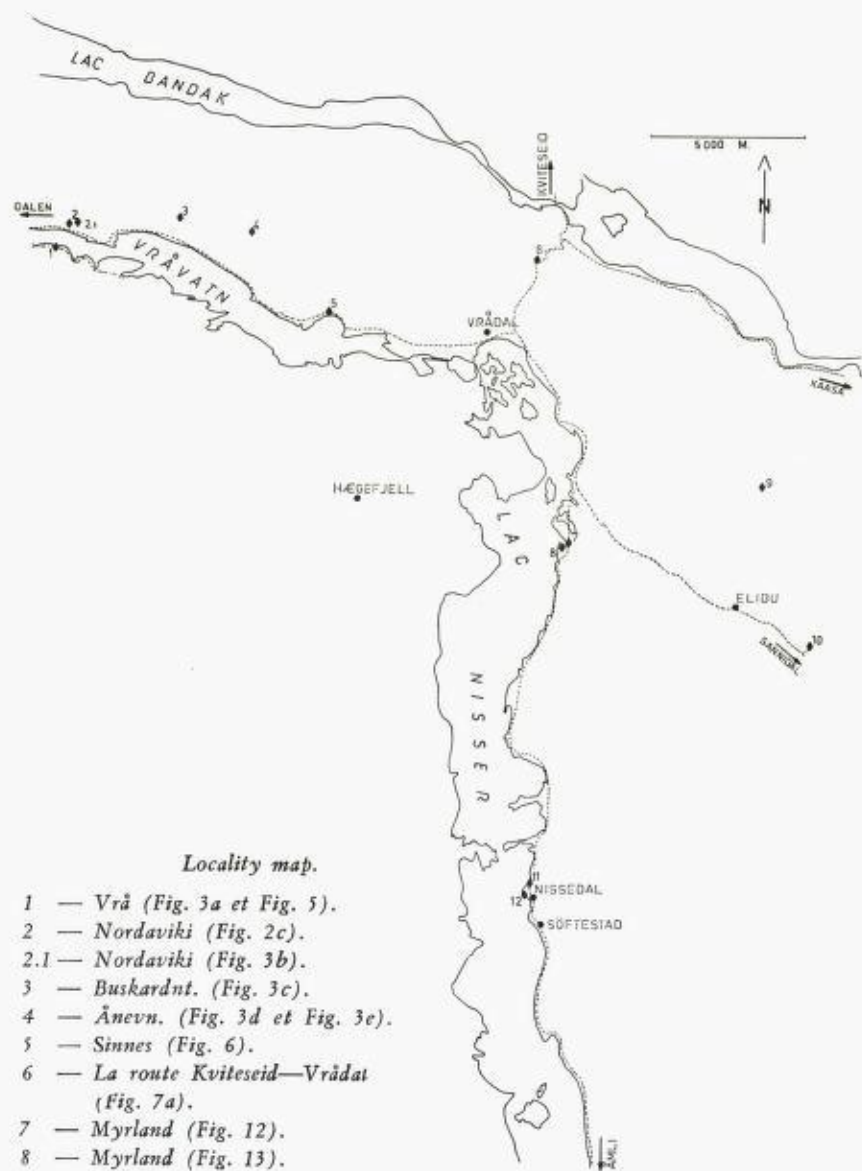


Fig. 13. Quartzo-monzonite discordante des migmatites. Pegmatites G₂ associées à la granitisation générale. Pegmatites G₃ antérieures à la mise en place de la quartzo-monzonite et pegmatites postérieures G₄. Myrland (8, Fig. 14).

Quartz-monzonite cross-cutting migmatite. The pegmatites G₂ associated with the general granitization. Pegmatites G₃ older and pegmatites G₄ younger than the quartz-monzonite.

Evolution morphologique.

Après les derniers phénomènes profonds toute la région remonte vers la surface. Elle sera alors soumise à l'action des agents d'érosion. C'est à la fin du Précambrien que le secteur évolue en pénéplaine. Nous trouvons un rajeunissement de la pénéplaine ainsi que des dislocations plus ou moins importantes comme conséquence des mouvements tectoniques postérieurs. Au quaternaire, l'inlandsis s'installe au Telemark comme dans tout le nord de l'Europe. Il se déplace suivant une direction N 110–120° E (Planche III). Son mouvement n'est pas trop influencé



Locality map.

- 1 — Vrå (Fig. 3a et Fig. 5).
- 2 — Nordaviki (Fig. 2c).
- 2.1 — Nordaviki (Fig. 3b).
- 3 — Buskardnt. (Fig. 3c).
- 4 — Ånevn. (Fig. 3d et Fig. 3e).
- 5 — Sinnes (Fig. 6).
- 6 — La route Kviteseid—Vrådal (Fig. 7a).
- 7 — Myrland (Fig. 12).
- 8 — Myrland (Fig. 13).
- 9 — Elibu-nord (Fig. 7b).
- 10 — Holman (Fig. 8 et Fig. 9).
- 11 — Nissedal (Fig. 2a).
- 12 — Nissedal (Fig. 2b).

Fig. 14. Carte des affleurements.

par la structure géologique. Localement la présence de fractures favorise l'action de l'érosion glaciaire, surtout dans la formation de lacs de surcreusement. A la fin de la période glaciaire les glaciers n'ont plus la force de détruire les obstacles: ils s'adaptent alors à la topographie précambrienne rajeunie. Il arrive qu'à certains endroits une topographie anormale prenne naissance: l'orientation du lac Nisser en est le plus bel exemple.

Au terme de ce travail, nous tenons à exprimer nos remerciements:

- à la Fondation Calouste Gulbenkian qui par l'octroi d'une bourse nous a permis de venir étudier à l'Institut de Géologie de Neuchâtel, ainsi qu'en Norvège;
 - aux professeurs C. E. Wegmann, J. A. Dons et J. P. Schaer sous la direction desquels ce travail fut élaboré;
- Nous remercions également le professeur C. Teixeira, ainsi que Monsieur J. Meia chef de travaux à l'Institut de Géologie de Neuchâtel, pour l'aide qu'ils nous ont apporté.

Bibliographie.

- BARTH, T. F. W. 1960. Precambrian of Southern Norway, in «Geology of Norway». Editor Holtedahl, O., *Norges Geologiske Undersøkelse*, 208, 6—22.
- CLARK, R. H. & MCINTYRE, D. B. 1961. The use of the terms pitch and plunge. *Amer. Jour. Sci.*, 249, 591—599.
- DIETRICH, R. V. & MEHNERT, K. 1961. Proposal for the nomenclature of migmatites and rocks associated. Symposium on migmatites nomenclature. *Inter. Geol. Con., XXI Session, Norden, 1960. Part XXVI*, 56—67.
- DONS, J. A. 1960. The stratigraphy of supracrustal rocks, granitization and tectonics in the Precambrian Telemark area, Southern Norway. *XXI Inter. Geol. Cong., in Norden, Guidebook to excursion N° A 10. Norges Geologiske Undersøkelse*, 212 b, 30 pp.
- FOSLIE, S. Travaux inédits déposés au Musée de Minéralogie et Géologie d'Oslo.
- FOURMARIER, P. 1960. Note sur une disposition particulière du clivage schisteux dans les schistes bigarrés sédimentaires des environs de Courvier. *Ann. Soc. Géol. Belge, Bull. XXXIII*, 54—56, 1 fig.
- FOURMARIER, P. 1939. Essai sur la distribution, l'allure et la genèse du clivage schisteux dans les Apalaches. *Bull. Soc. Géol. Belge, T. LX*, 69—131.
- GUITARD, G. 1960. Linéation, schistosité et phases de plissement durant l'orogénie hercynienne dans les terrains anciens des Pyrénées orientales, leurs relations avec le métamorphisme et la granitisation. *Bull. Soc. Géol. France, 7 série, T. II, 7*, 862—887.

- HÄRME, M. 1958. Examples of the granitization of plutonic rocks, *Bull. Comm. Géol. Finlande*, 180, 45—65.
- HUPE, J. 1951. Sur un type nouveau d'enclaves du granite, *Bull. Soc. Géol. France*, 6 série, C. R. Somm., 59—61.
- MARMO, V. 1962. On granites, *Bull. Comm. Géol. Finlande*, 201, 1—76.
- RAGUIN, E. 1957. *Géologie du granite*, 257 pp., Masson et Cie, Paris.
- RAMSAY, J. G. 1960. The folding of early linear structure in areas of repeated folding. *Journal of Geology*, vol. 68, 75—93.
- RAMSAY, J. G. 1962. Interference patterns produced by superposition of folds of similar type. *Journal of Geology*, 70, 466—481.
- RAMSAY, J. G. 1962. Geometry and mechanics of similar type folds. *Journal of Geology*, 70, 309—327.
- READ, H. H. 1956. *The granite controversy*, 430 pp. Thomas Murby and Co. London.
- ROQUES, M. 1955. Etude quantitative des myrmékites, *Sciences de la Terre, Colloque Inter. de Pétrographie: Les échanges de matière au cours de la genèse des roches acides et basiques*, pp. 189—193, Nancy.
- ROQUES, M. 1960. Nomenclature de Jung et Roques pour certains types de migmatites. Symposium on migmatites nomenclature, *Inter. Geol. Cong., XXI Session, Norden, 1960, Part. XXVI*. 68.
- ROQUES, M. 1960. Nature des enclaves dans les différents types de granite du Massif Central Français, *Inter. Geol. Cong., XXI Session. Norden, 1960, Part XIV*, The granite-gneiss problem, pp. 194—206.
- SEITSAARI, J. 1951. The schists belts northeast of Tampere Finland, *Bull. Comm. Géol. Finlande*, 153, 120 pp.
- SYLVESTER, A. C. 1964. The precambrian rocks of Telemark area, in the South Central Norway. III. Geology of Vrådal Granite, *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 44, pp. 98.
- WEGMANN, C. E. 1928. Beispiele tektonischer Analysen des Grundgebirges in Finland, *Bull. Comm. Géol. Finlande*, 87, 98.
- WEGMANN, C. E. 1935. Zur Deutung der Migmatite, *Geol. Rundschau*, T. 26, 305—350.
- WEGMANN, C. E. 1948. Note sur quelques problèmes de la tectonique superposée, *Bull. Comm. Géol. Finlande*, 140, 223—238.
- WEGMANN, C. E. 1959. La flexure axiale de la Driva et quelques problèmes structuraux des Calédonides Scandinaves, *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 39, 25—74.
- WEISS, L. E. & MCINTYRE, D. R. 1957. Structural geometry of Dalradian rocks at Loch Leven, Scottish Highlands, *Journal of Geology*, 65, 575—602.
- WILSON, G. 1961. The tectonic significance of small structures and their importance to the geologist in the field, *Ann. Soc. Géol. Belge*, T. LXXXIV, 423—548.

Original manuscript received in October 1968, revised manuscript received and accepted for publication in August 1969.

Pl. I

Geological Map

<i>Legend:</i>	<i>Granite</i>
<i>Quartzites and conglomerates</i>	<i>Porphyric quartz-monzonite</i>
<i>Acid lavas and associated porphyries</i>	<i>Homogeneous migmatites (foliation)</i>
<i>Basic lavas and agglomerates</i>	<i>Heterogeneous migmatites (foliation)</i>
<i>Quartz-monzonite</i>	<i>Pegmatitic aplite-complex</i>
<i>Basic intrusive rocks</i>	<i>Pegmatite</i>
<i>The Fjone breccia</i>	<i>Transformation aureole</i>
<i>Visible contact</i>	<i>Contact not visible</i>
<i>Interpreted contact</i>	

Tectonic sketch:
Synform of 1st folding
Antiform of 1st folding
Synform of 2nd folding
Antiform of 2nd folding
Synform of 3rd folding
Antiform of 3rd folding
Zones of antiforms
Zones of synforms

Pl. II

Map showing the «S» geometry.

Each of the four regions (I, II, III, IV) is marked in the map by its own pattern. In region I the B₂ axis is dominant. Region II is the Vrådal basin (The Vrådal pluton of Sylvester, 1960). In region III the folds B₂ and B₃ are equally well developed. Region IV is dominated by B₃ axis. Three diagrams lack curves due to insufficient number of observable elements.

Pl. III

Discontinuity lines, Morphology.

Legend:

Discontinuity lines

Glacial striae

Lakes

Contours with intervals 430, 790, 880, 970 m. a.s.l.

Inset map based on map by O. Holtedahl & B. G. Andersen 1960.

Glacial striae

Water divide

Present glacier

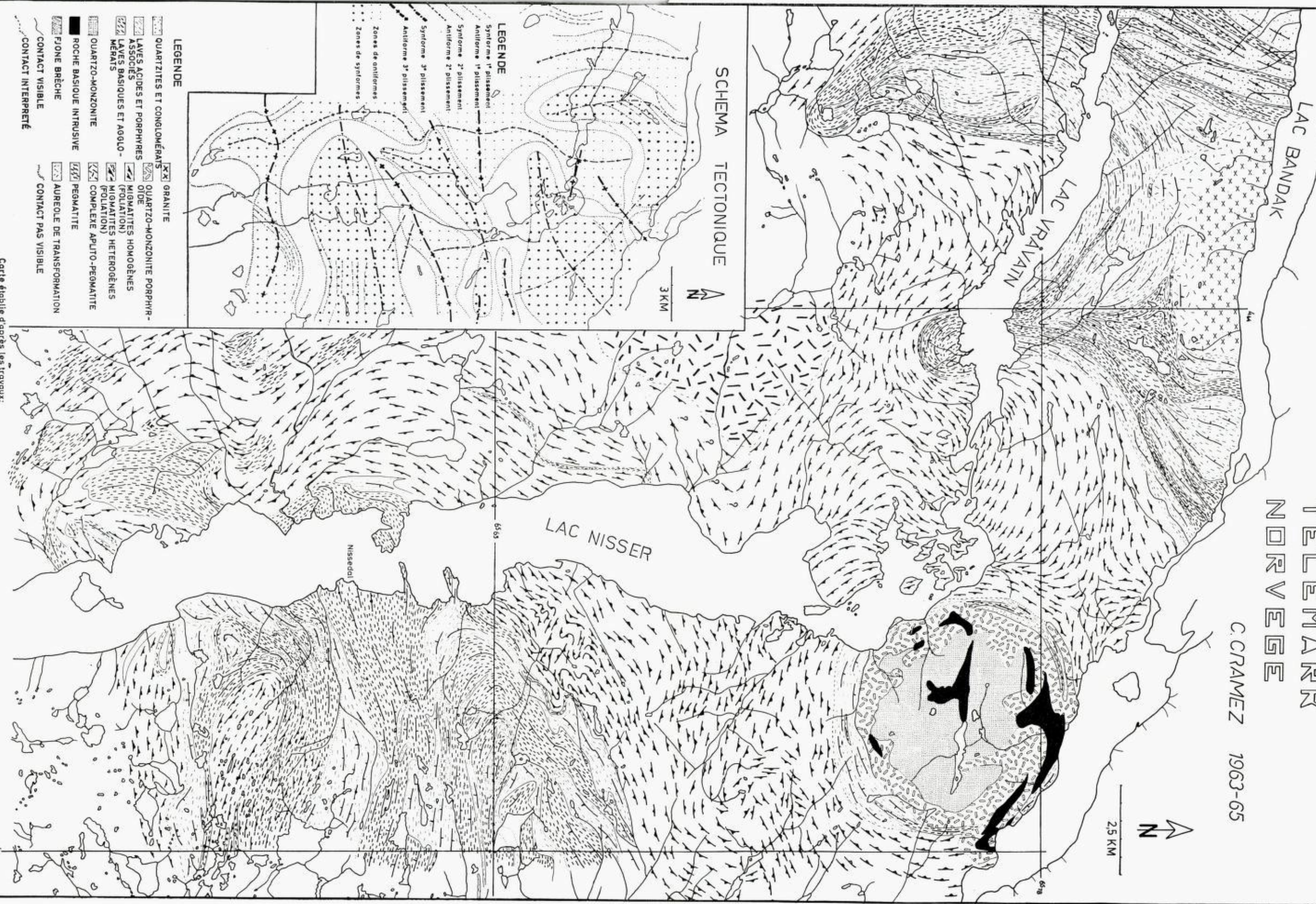
Studied region

CARTE GÉOLOGIQUE

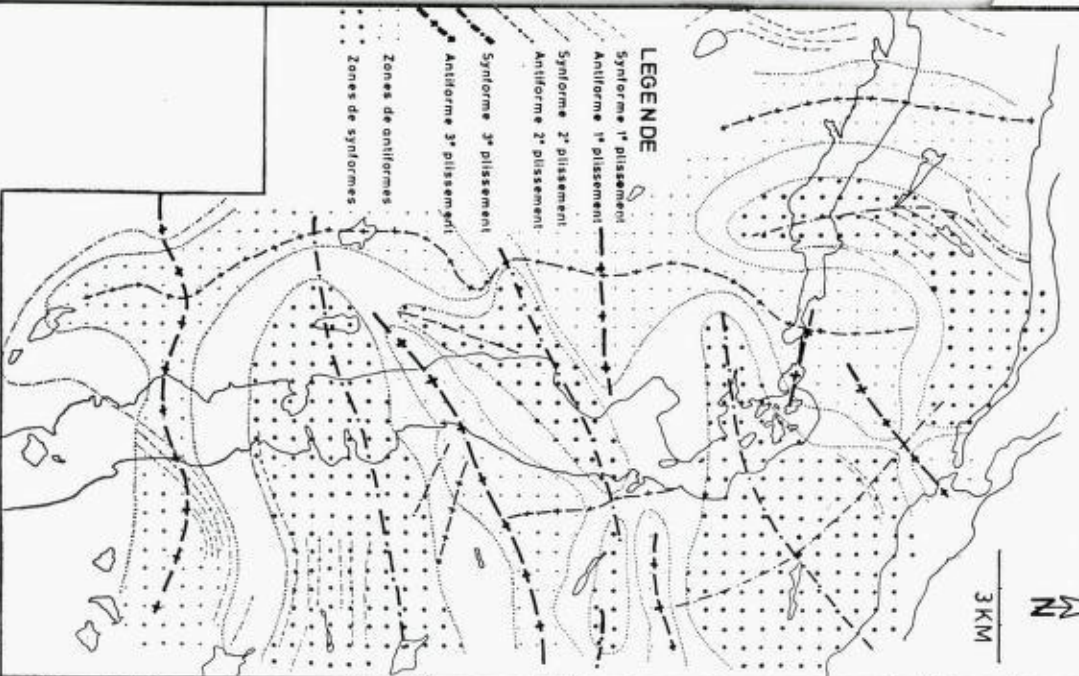
NISSER VRÅVATN

TELEMARK NORVEGE

C. CRAMEZ 1963-65



SCHEMA TECTONIQUE



LEGENDE

- | | |
|------------------------------------|------------------------------------|
| QUARTZITES ET CONGLOMÉRATS | GRANITE |
| LAVES ACIDES ET PORPHYRES ASSOCIÉS | QUARTZO-MONZONITE PORPHYROIDE |
| LAVES BASIQUES ET AGGLOMÉRATS | MIGMATITES HOMOGÈNES (FOLIATION) |
| QUARTZO-MONZONITE | MIGMATITES HÉTÉROGÈNES (FOLIATION) |
| ROCHE BASIQUE INTRUSIVE | COMPLEXE APLITO-PEGMATITE |
| FJONE BRÛCHE | PEGMATITE |
| CONTACT VISIBLE | AUREOLE DE TRANSFORMATION |
| CONTACT INTERPRÉTÉ | CONTACT PAS VISIBLE |

Carte établie d'après les travaux:

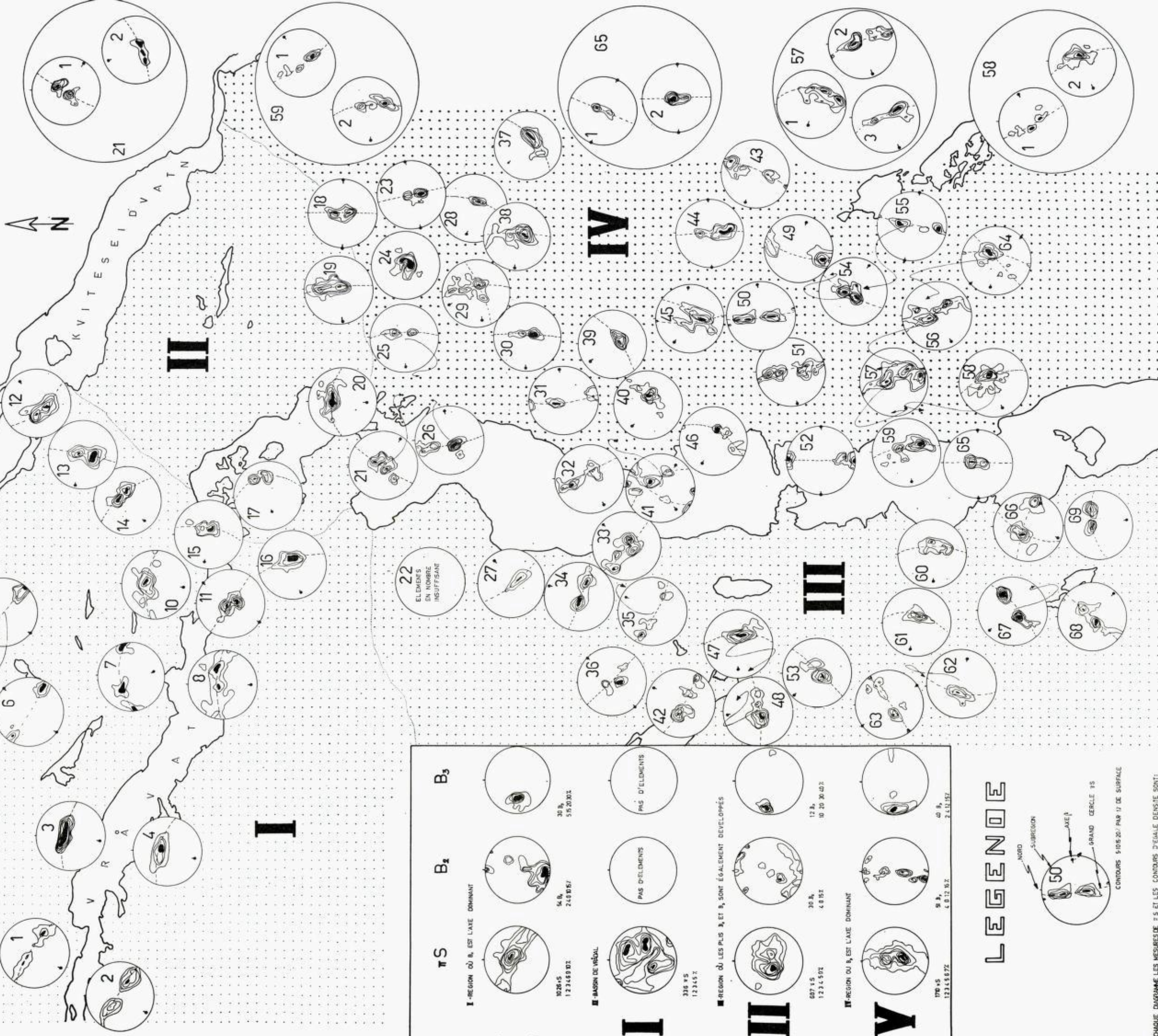
Dons et Neumann, région entre Bandak et Vråvatn, Syltvestar, complexe Quartzo-monzonite, Fostle, région du Nisser, Gyðry, extrémité NW, et modifié par C. Craméz, 1963-65

GÉOMETRIE DE S,

NISSER-VRÅVATN TELEMARKNORVEGE

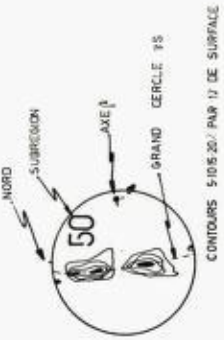
1 0,5 1 1,5 2 0,5M

C. CRAMEZ, 1963-65



I	πS	B₁	B₂	B₃
	I - REGION OÙ S, EST L'AXE DOMINANT			
	10 28 15 1 2 3 4 5 6 7	54 14 2 4 5 6 7	30 14 5 15 20 25	30 14 5 15 20 25
	II - BASIN DE RÉFLEX.			
	336 15 1 2 3 4 5 6 7	123 15 21 1 2 3 4 5 6 7		
	III - REGION OÙ LES PLUS S, ET S, SONT ÉGALEMENT DÉVELOPPÉS			
	607 15 1 2 3 4 5 6 7	30 14 5 15 20 25		
	IV - REGION OÙ S, EST L'AXE DOMINANT			
	178 15 1 2 3 4 5 6 7	8 14 1 2 3 4 5 6 7		
	PAS D'ÉLÉMENTS			
	PAS D'ÉLÉMENTS			

LEGENDE



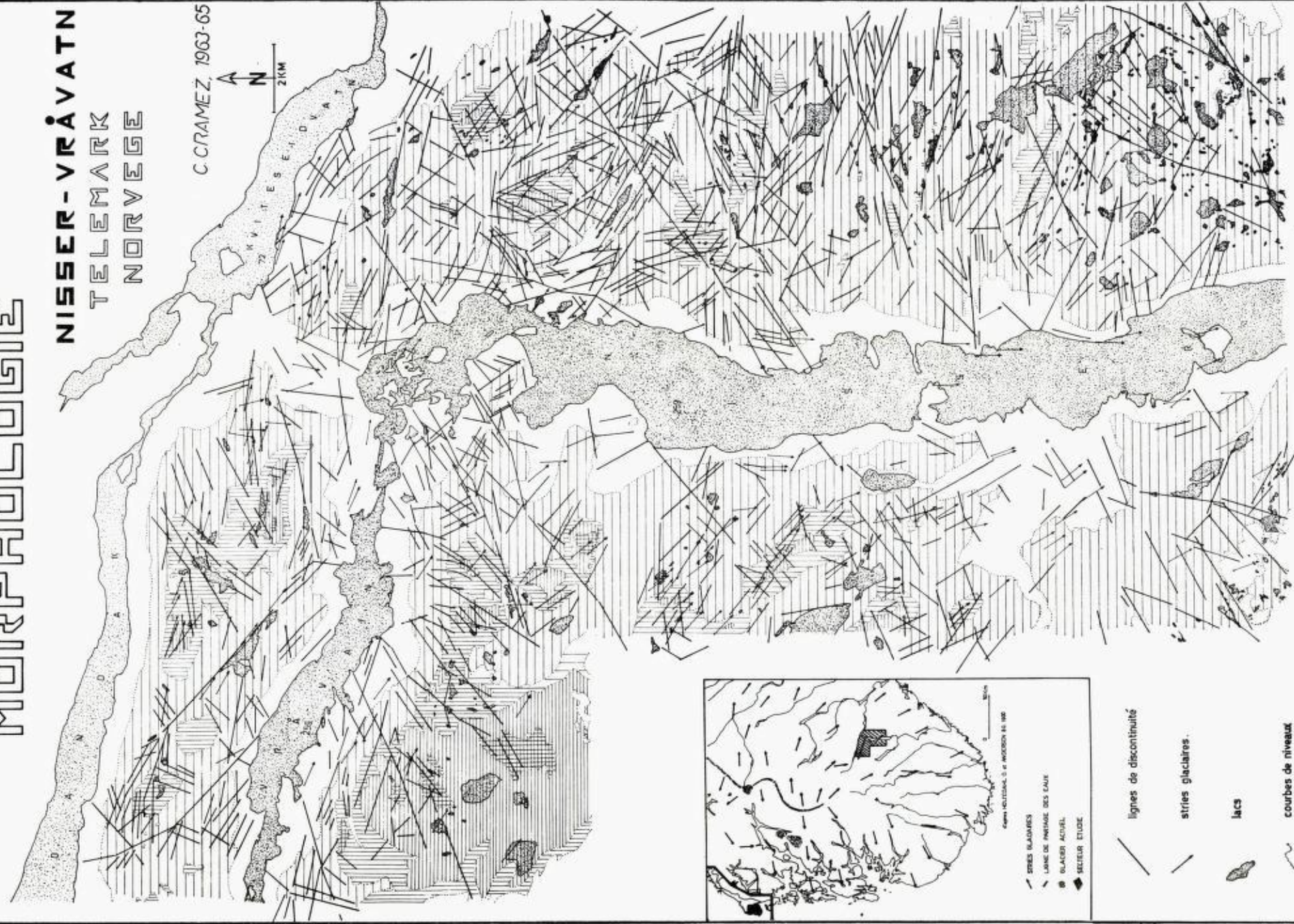
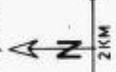
POUR CHAQUE DIAGRAMME LES MESURES S ET S SONT LES CONTOURS D'EGALE DENSITE SONT:

- 1 08 15 2 08 15 3 08 15 4 08 15 5 08 15 6 08 15 7 08 15
- 8 08 15 9 08 15 10 08 15 11 08 15 12 08 15 13 08 15 14 08 15
- 15 08 15 16 08 15 17 08 15 18 08 15 19 08 15 20 08 15 21 08 15
- 22 08 15 23 08 15 24 08 15 25 08 15 26 08 15 27 08 15 28 08 15
- 29 08 15 30 08 15 31 08 15 32 08 15 33 08 15 34 08 15 35 08 15
- 36 08 15 37 08 15 38 08 15 39 08 15 40 08 15 41 08 15 42 08 15
- 43 08 15 44 08 15 45 08 15 46 08 15 47 08 15 48 08 15 49 08 15
- 50 08 15 51 08 15 52 08 15 53 08 15 54 08 15 55 08 15 56 08 15
- 57 08 15 58 08 15 59 08 15 60 08 15 61 08 15 62 08 15 63 08 15
- 64 08 15 65 08 15 66 08 15 67 08 15 68 08 15 69 08 15

LIGNES DE DISCONTINUITÉ MORPHOLOGIE

NISSER - VRÁVATN
TELEMARK
NORVEGE

C. CRAMEZ, 1963-65



lignes de discontinuité

stries glaciaires.

lacs

courbes de niveaux

