

**Le felsenmeer du mont Gausta (Telemark, Norvège) :
environnement, caractères morphologiques et significations
paléogéographiques**

**The Block Field of Mount Gausta (Telemark, Norway):
Environment, Geomorphic Features, and Significances**

**Das Felsenmeer des Gausta (Telemark, Norwegen): Umgebung,
geomorphologische Charakteristika und paläogeographische
Bedeutung**

Dominique Sellier

Volume 49, Number 2, 1995

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/033036ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/033036ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (print)

1492-143X (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Sellier, D. (1995). Le felsenmeer du mont Gausta (Telemark, Norvège) :
environnement, caractères morphologiques et significations
paléogéographiques. *Géographie physique et Quaternaire*, 49(2), 185–205.
<https://doi.org/10.7202/033036ar>

Article abstract

Mount Gausta (Telemark, 59° 52' N, 8° 39' E), the highest relief of southern Norway, is a ridge of Precambrian quartzites linking a pyramidal summit (Gaustatoppen, 1883 m) and a long plateau (Gaustaråen, 1500 m). The surface of the plateau is covered by a block field. The article deals with 1) the environment of this block field and its relationships with the surrounding slopes; 2) its morphological features; 3) its origins and meaningful properties in terms of glaciation limits at high altitude in that district. The coarse, angular and mainly openwork blocks are typical of quartzite block fields. Arrangement of the blocks and their associated features result from several processes, including bedrock plucking by glacier movements, re-arrangement by postglacial frost processes and partial sorting by snow melt outwash. Mount Gausta provides an example of a block field of various origin. The properties of the block field are evidence for glaciation of the ridge during the last glacial period, at least as far as the plateau level.

LE FELSENMEER DU MONT GAUSTA (TELEMARK, NORVÈGE) : ENVIRONNEMENT, CARACTÈRES MORPHOLOGIQUES ET SIGNIFICATIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES

Dominique SELLIER, Institut de géographie et d'aménagement régional de l'Université de Nantes et U.R.A. 1562-C.N.R.S., B.P. 1025, 44036 Nantes Cedex 01, France.

RÉSUMÉ Le mont Gausta (Telemark, 59° 52' N, 8° 39' E) constitue le relief le plus élevé du Sud de la Norvège. Il se compose d'un chaînon de quartzites précambriens associant une pyramide sommitale (Gaustatoppen, 1883 m) à un plateau allongé (Gaustaråen, 1500 m). La surface du plateau est occupée par un felsenmeer aux propriétés variées. L'article porte 1) sur l'environnement de ce felsenmeer et sur ses relations avec les versants encadrants ; 2) sur ses caractères morphologiques ; 3) sur ses origines et sur ses significations à propos des limites d'englacement dans la région concernée. La grossièreté, l'angulosité et la texture principalement ouverte des blocs sont caractéristiques des felsenmeers formés dans les quartzites. L'agencement des blocs et les figures présentes à leur surface indiquent que le felsenmeer résulte des effets de plusieurs processus, comprenant un défonçage initial du substratum par les mouvements différentiels et localisés d'un glacier, une réorganisation par les agents de la gélivation postglaciaire et un délavage par les eaux de fusion nivale. Le mont Gausta offre donc l'exemple d'un felsenmeer d'origine composite, qui témoigne d'un englacement momentané du chaînon au cours de la dernière période froide, au moins jusqu'au niveau du plateau du Gaustaråen.

ABSTRACT *The block field of Mount Gausta (Telemark, Norway): Environment, geomorphic features, and significances.* Mount Gausta (Telemark, 59° 52' N, 8° 39' E), the highest relief of southern Norway, is a ridge of Precambrian quartzites linking a pyramidal summit (Gaustatoppen, 1883 m) and a long plateau (Gaustaråen, 1500 m). The surface of the plateau is covered by a block field. The article deals with 1) the environment of this block field and its relationships with the surrounding slopes ; 2) its morphological features ; 3) its origins and meaningful properties in terms of glaciation limits at high altitude in that district. The coarse, angular and mainly openwork blocks are typical of quartzite block fields. Arrangement of the blocks and their associated features result from several processes, including bedrock plucking by glacier movements, re-arrangement by postglacial frost processes and partial sorting by snow melt outwash. Mount Gausta provides an example of a block field of various origin. The properties of the block field are evidence for glaciation of the ridge during the last glacial period, at least as far as the plateau level.

ZUSAMMENFASSUNG *Das Felsenmeer des Gausta (Telemark, Norwegen): Umgebung, geomorphologische Charakteristika und paläogeographische Bedeutung.* Der Gausta (Telemark, 59°52' nördlicher Breite und 8°39' östlicher Länge) ist die bedeutendste Bodenerhebung in Südnorwegen. Sie weist einen Gebirgskamm aus präkambrischen Quartziten und auf einem langgestreckten Plateau (Gaustaråen, 1500 m) einen pyramidenförmigen Gipfel (Gaustatoppen, 1883 m) auf. Auf der Plateau-Oberfläche befindet sich ein Felsenmeer mit diversen Eigentümlichkeiten. Vorliegender Artikel handelt 1) von der Umgebung dieses Felsenmeeres und dessen Verhältnis zu den umliegenden Abhängen, 2) von seinen geomorphologischen Charakteristika, 3) von seinen Ursprüngen und seiner Bedeutung hinsichtlich der Vergletscherungsgrenzen im betreffenden Gebiet. Die groben, gezackten und in ihrer Struktur zumeist offenen Felsblöcke sind charakteristisch für ein aus Quartziten bestehendes Felsenmeer. Die Anordnung der Felsblöcke sowie die Abdrücke auf ihrer Oberfläche lassen erkennen, dass mehrere Prozesse bei seiner Entstehung zusammengekommen sind: eine Bodenfaltung durch Gletscherbewegungen, eine Neuordnung durch Frosteinwirkung während der postglazialen Periode und eine Auswaschung durch Schmelzwasser. Der Gausta ist daher ein gutes Beispiel für ein Felsenmeer mit vielfältigen Ursprüngen und Beleg für eine kurzzeitige Vergletscherung des Gebirgskamms während der letzten Eiszeit zumindest bis zur Höhe des Gaustaråen.

INTRODUCTION

Les felsenmeers, ou champs de blocs, sont largement représentés sur les plateaux et les montagnes à sommets tabulaires d'Amérique et d'Europe du Nord, en particulier au Québec, au Labrador, en Norvège et en Écosse. Leurs propriétés ont suscité de nombreux travaux et ont donné lieu à des interprétations différentes, résumées dans plusieurs publications récentes (Dionne, 1978 ; Gangloff, 1983 ; Ballantyne, 1984 ; Peulvast, 1985 ; Rapp, 1986 ; Nesje, 1989 ; Godard, 1990). Les questions qu'ils soulèvent demeurent fondamentales, d'abord parce qu'elles concernent la genèse de formations qui comptent parmi les plus caractéristiques des régions froides, ensuite parce qu'elles portent sur les limites supérieures des englacements, sur l'identification des paléonunataks et finalement sur les conditions d'évolution des versants. C'est à ce titre que les propriétés d'un felsenmeer sont indissociables de celles de son environnement actuel ou passé.

Ces questions ont été débattues depuis longtemps dans le cadre de la Scandinavie, où elles ont été souvent confrontées à la théorie des refuges (Wille, 1905 ; Ahlmann, 1919 ; Linton, 1949, 1950 ; E. Dahl, 1955 ; Rudberg, 1962a et b, 1977, 1988 ; R. Dahl, 1963, 1966a et b ; Ives, 1966, 1975 ; Mangerud, 1973, 1983 ; Sollid et Sörbel, 1979 ; Sollid et Reite, 1983 ; Rapp, 1986 ; Nesje, 1989 ; Nesje *et al.*, 1987, 1988, 1990 ; Gellatly *et al.*, 1988 ; Kleman et Borgström, 1990 ; Follestad, 1990).

Les felsenmeers existent dans de nombreux types de roches. Néanmoins, ils expriment une certaine lithodépendance, tant par leur distribution spatiale que par leurs caractères morphologiques (Rudberg, 1962a, 1977 ; Ballantyne, 1984). Ils sont remarquablement développés dans les roches dures, mécaniquement fragiles, et dans les roches à fissures relativement espacées, propices à la production de gros fragments. Ils sont donc très répandus dans les quartzites. Ces derniers sont en effet très sensibles aux processus d'érosion mécanique, glaciaire ou périglaciaire. Ils acquièrent et conservent certaines empreintes glaciaires mieux que la plupart des autres roches, à cause de leur dureté, mais enregistrent aussi les marques de la gélifraction plus rapidement, à cause de leur fissuration. Ils sont par ailleurs très résistants aux processus d'érosion chimique, ce qui favorise la conservation des héritages.

Le mont Gausta (Telemark) est entièrement formé de quartzites précambriens et comporte l'un des felsenmeers les plus remarquables de Scandinavie, en même temps qu'un cas d'analyse original en raison de la position qu'il occupe en Norvège du Sud (fig. 1). Les objectifs de cette étude sont de trois ordres : 1) définir l'environnement et le paléoenvironnement du felsenmeer du mont Gausta, en précisant ses relations avec les versants environnants et en déterminant sa place par rapport aux formes actuelles ou héritées ; 2) décrire ses propriétés morphologiques, en recourant à l'expérience tirée de l'observation d'autres champs de blocs quartzitiques de Norvège centrale (Rondane-Dovre), des Highlands d'Écosse (Sutherland), ou d'Irlande du Nord (Donegal) ; 3) proposer des interpréta-

tions relatives aux rôles des dynamiques glaciaires ou périglaciaires dans son élaboration et aux limites de l'englacement autour du mont Gausta, en se fondant sur le témoignage des formes.

L'ENVIRONNEMENT DU FELSENMEER DU MONT GAUSTA

Le mont Gausta (59° 52' N, 8° 39' E) correspond au point culminant de la Norvège méridionale (1883 m). Il domine des plateaux qui s'étendent entre 1000 et 1500 m : plates-formes du Telemark au sud-est, plateau du Hardangervidda au nord-ouest. À l'échelle locale, le site concentre sur un espace restreint les trois éléments caractéristiques du relief de la Norvège centrale et méridionale (Peulvast, 1985) : un vaste plateau de type fjell, un haut chaînon surmontant le fjell, une auge glaciaire profondément encaissée à partir du fjell.

1. LES ÉLÉMENTS DU RELIEF ET LE CADRE STRUCTURAL

Le mont Gausta se compose d'un chaînon, orienté nord-ouest-sud-est, long de 10 km et large de 2 à 4 km (fig. 2). Il associe une pyramide, le Gaustatoppen (1883 m), et un



FIGURE 1. Localisation du mont Gausta (Telemark).
Location of Mount Gausta (Telemark).

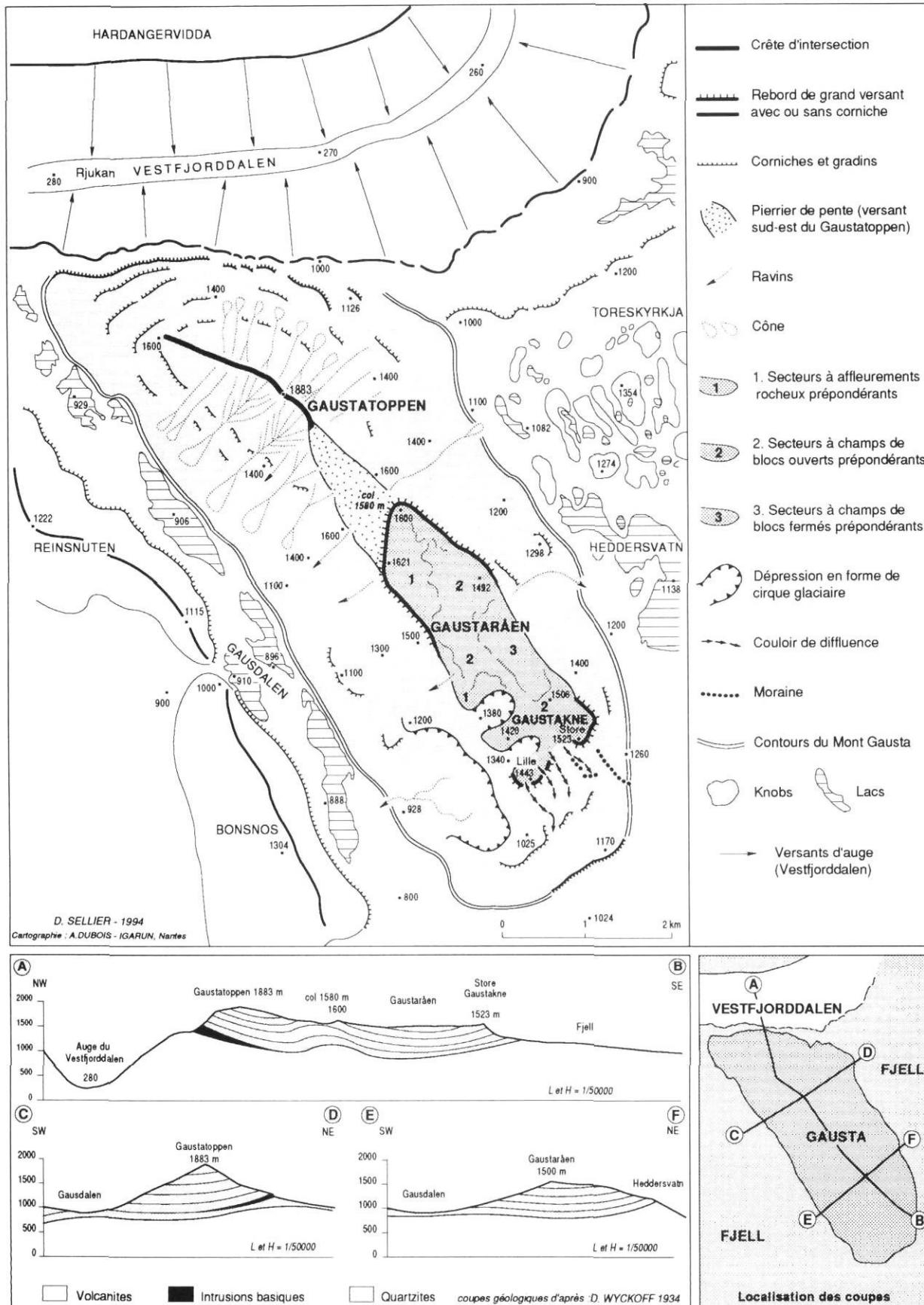


FIGURE 2. Schéma géomorphologique et coupes du mont Gausta. Geomorphic diagram and sections of Mount Gausta.

plateau allongé, le Gaustaråen (1600 m au nord, 1500 m au sud), lequel tire son nom de la présence d'un vaste champ de blocs déjà mentionné en tant que tel dans la littérature (E. Dahl, 1955 ; Rudberg, 1984 ; Jansen, 1986 ; Nesje, 1989 ; Nesje *et al.*, 1988, 1990) (fig. 3a et b). Ce plateau est légèrement déprimé dans le sens transversal et aboutit sur son rebord méridional à deux éperons : le Lille Gaustakne au sud-ouest (1443 m) et le Store Gaustakne au sud-est (1523 m). Le Gaustatoppen et le Gaustaråen appartiennent au même ensemble montagneux, mais se trouvent séparés par un col (1580 m), de telle sorte qu'ils ne se raccordent pas directement au même système de pente.

Le chaînon du Gausta est bordé par deux grands couloirs de transfluence glaciaire, installés sur des lignes de failles et occupés par des chapelets de lacs : le Gausdalen à l'ouest et le couloir du Heddersvatn à l'est, au delà desquels il est encadré par des reliefs intermédiaires : Reinsnuten (1222 m) et Bonsnos (1304 m) à l'ouest, Toreskyrkja (1392 m) et Heddersfjellet (1461 m) à l'est. Constituant le soubassement de l'ensemble, le fjell périphérique est normalement situé entre 1000 et 1200 m. De topographie irrégulière, il est marqué dans le détail par une alternance de collines et de lacs, produits des actions réitérées de l'érosion glaciaire différentielle et équivalents des *knobs and lochans* des plates-formes écossaises. Les affleurements y portent de multiples traces glaciaires et disparaissent dans les dépressions sous un till discontinu.

Au nord, le Gaustatoppen surplombe directement, sur plus de 1600 m, la grande auge glaciaire du Vestfjorddalen (site de Rjukan), qui s'étend d'ouest en est vers le lac Tinnsjö et qui borde au nord le plateau du Hardangervidda.

De par sa situation au sud de la Norvège et à l'extérieur des Calédonides, le Telemark appartient au socle dalslandien, donc à la partie la plus méridionale et la plus récente du bouclier baltique (Oftedahl, 1980). La région du Gausta s'intègre à la Série supracrustale du Telemark, qui comprend quatre groupes stratigraphiques discordants, dont les deux plus anciens sont les plus représentés dans le secteur considéré (Dons, 1960a et b ; Moine et Ploquin, 1971). Le Groupe de Rjukan, qui compose l'essentiel du fjell, comprend des volcanites à prépondérance acide à la base (Formation de Tuddal) et à prépondérance basique au sommet (Formation de Vemork). Le Groupe de Seljord repose sur le précédent par l'intermédiaire de la discordance préjotnienne et se compose principalement de quartzites d'une puissance d'environ 2000 m (Dons, 1960b). Il constitue l'armature du mont Gausta et de la plupart des chaînons environnants. Les formations des deux groupes ont été plissées lors de l'orogénèse dalslandienne (900-1000 Ma) et envahies par des sills basiques, ainsi que par des granitoïdes. Les roches basiques, que Wyckoff (1934) a rapportées à des gabbros et à des roches vertes indifférenciées, affleurent le long des versants jusqu'au col de 1580 m. Les granites, à grain généralement fin, à biotite et muscovite, microcline et plagioclases, se cantonnent au flanc ouest du chaînon et ne dépassent pas 1200 m d'altitude selon les sources géologiques (Wyckoff, 1934 ; Dons, 1961).

Les quartzites précambriens du Gausta comptent parmi les plus purs et les plus homogènes d'Europe du Nord, en raison de leur composition extrêmement siliceuse et de leur recristallisation parfaite. Il s'agit de quartzites gris, blanchâtres ou violacés, souvent saccharoïdes, caractérisés par une texture équante et des grains fortement engrenés. Les faciès les plus communs sont à grains fins ou moyens, équidimensionnels sur un même site, sans feldspath, parfois sans mica, en dehors d'agrégats polyminéraux concentrés le long des joints intergranulaires. Les moins répandus sont hétérogranulaires, à micas et à feldspaths, principalement du microcline. Les bancs sont épais de 0,5 à 2 m. Les plans de stratification s'accompagnent de *ripple marks*, qui favorisent le débitage. Les diaclases sont généralement perpendiculaires aux strates. Leur espacement varie de 0,3 à 3 m et demeure normalement d'ordre métrique. Le quartzite du Gausta se prête à la macrogélifraction et à la production de blocs géométriques à cause de sa dureté et de son diaclasage. Il est au contraire peu propice à la microgélifraction et à la désagrégation à cause de sa minéralogie et de sa faible porosité.

Les déformations se réduisent à une longue flexure de type synclinal, d'axe NW-SE, tant à l'emplacement du Gaustaråen que du Gaustatoppen (fig. 2, coupes C-D et E-F). La dissymétrie de la charnière synclinale s'accompagne du redressement des strates vers le nord-est (Wyckoff, 1934). La disposition des pendages suggère l'existence d'un ensemlement à l'emplacement du col de 1580 m (fig. 2, coupe A-B).

En conséquence, le plateau du Gaustaråen et la pyramide du Gaustatoppen se présentent respectivement sous l'aspect d'un synclinal perché et d'un volet synclinal. Cette disposition d'ensemble conditionne les formes à toutes les échelles : les dalles structurales sont toujours inclinées vers le centre du plateau et les versants bordiers ont toujours des pentes contraires aux pendages.

2. L'ENVIRONNEMENT BIOCLIMATIQUE ET LES CONDITIONS DE LA MORPHOGÉNÈSE

En contrebas du Gausta, le rebord du fjell marque pratiquement la limite de la forêt (pin sylvestre, épicéa, bouleau). Cette limite atteint, selon les endroits, 910 à 1020 m. Au-dessus, c'est-à-dire sur la majeure partie du fjell, s'étend un étage subalpin discontinu, plus dilaté au nord qu'au sud, correspondant à l'écotone forêt mixte-toundra d'altitude et comportant des arbres et des arbustes de plus en plus dispersés et atrophiés (saule, bouleau tortueux, genévrier).

Le chaînon du Gausta correspond dans son ensemble à l'étage alpin (fig. 4). En se fondant sur les observations de terrain et en se conformant à la terminologie en usage en Scandinavie (Moen, 1987), trois sous-étages peuvent être distingués de la base au sommet des versants :

- L'étage alpin inférieur, de 1000-1180 m à 1245-1270 m, principalement caractérisé sur le terrain par : *Alchemilla alpina*, *Andromeda polifolia*, *Betula nana*, *Carex* sp., *Empetrum hermaphroditum*, *Eriophorum scheuchzeri*, *Juncus trifidus*, *Loiseleuria procumbens*, *Lycopodium selago*,



FIGURE 3. Le mont Gausta et le felsenmeer du Gaustaråen. a) Le versant oriental du mont Gausta, vu depuis le lac Kvilåv. Au nord, le sommet du Gaustatoppen. Au sud, le plateau du Gaustaråen. b) Le felsenmeer du Gaustaråen vu depuis le Gaustatoppen. Au premier plan, le pierrier de pente du versant sud-est du Gaustatoppen et le col de 1580 m. À l'arrière-plan, les éperons du Store Gaustakne et du Lille Gaustakne. c) Champ de pierres ouvert au nord du Gaustaråen. Au centre, le personnage donne l'échelle. d) Champ de pierres fermé au centre du Gaustaråen. À droite, le piolet donne l'échelle.

Mount Gausta and Gaustaråen block field. a) The eastern side of Mount Gausta, viewed from Lake Kvilåv. Gaustatoppen to the north, Gaustaråen plateau to the south. b) The Gaustaråen block field viewed from the Gaustatoppen. Foreground shows the block slope of Gaustatoppen's south-eastern side and 1580 m col. Store Gaustakne and Lille Gaustakne spurs are in the background. c) Openwork block field, north of Gaustaråen. Standing figure in the middle provides scale. d) Block field with boulders and sandy matrix, in the central part of Gaustaråen. Ice axe on right provides scale.

Phyllodoce cærulea, *Rubus chamaemorus*, *Salix* sp., *Vaccinium myrtillus*, *V. uliginosum*, *V. vitis-idaea*.

- L'étage alpin moyen, de 1245-1270 m à 1400-1450 m, marqué à sa limite inférieure par la disparition de *Betula nana*, puis par le déclin de *Empetrum* et de *Vaccinium*, et principalement caractérisé par : *Alchemilla alpina*, *Antennaria dioica*, *Anthoxanthum odoratum*, *Arctostaphylos alpinus*, *Carex bigelowii*, *Cassiope hypnoides*, *Cryptogramma crista*, *Deschampsia flexuosa*, *Empetrum hermaphroditum*, *Juncus trifidus*, *Juniperus communis*, *Loiseleuria procumbens*, *Lycopodium selago*, *L. alpinum*, *Melandrium rubrum*, *Oxyria digyna*, *Phyllodoce cærulea*, *Potentilla crantzii*, *Salix herbacea*, *Sagina saginoides*, *Sedum rosea*, *Silene acaulis*, *Trientalis europaea*, *Vaccinium vitis-idaea*.

- L'étage alpin supérieur, normalement présent au-dessus de 1450 m, caractérisé par *Juncus trifidus* en touffes discontinues, *Lycopodium selago* et *L. alpinum*, en position

d'abri, parfois *Deschampsia flexuosa*, *Empetrum hermaphroditum*, *Loiseleuria procumbens*, *Phyllodoce cærulea*, auxquels s'ajoutent des mousses, des lichens fruticuleux du genre *Cladonia* et surtout des lichens crustacés du genre *Rhizocarpon*.

Le plateau du Gaustaråen et, au-dessus de lui, la pyramide du Gaustatoppen se trouvent donc entièrement compris à l'intérieur de l'étage alpin supérieur.

Le sommet du mont Gausta est équipé d'une des rares stations météorologiques d'altitude d'Europe du Nord. À cette station (1828 m), la température moyenne annuelle est de $-4,3^{\circ}\text{C}$ (période 1934-1974), l'amplitude est de $16,6^{\circ}\text{C}$, avec un maximum moyen mensuel de $4,9^{\circ}\text{C}$ et un minimum moyen mensuel de $-11,7^{\circ}\text{C}$ (Norske Meteorologiske Institutt). Quatre mois seulement présentent une moyenne supérieure à 0°C . Le nombre de jours dont la moyenne est inférieure à 0°C est de 286 par an et celui

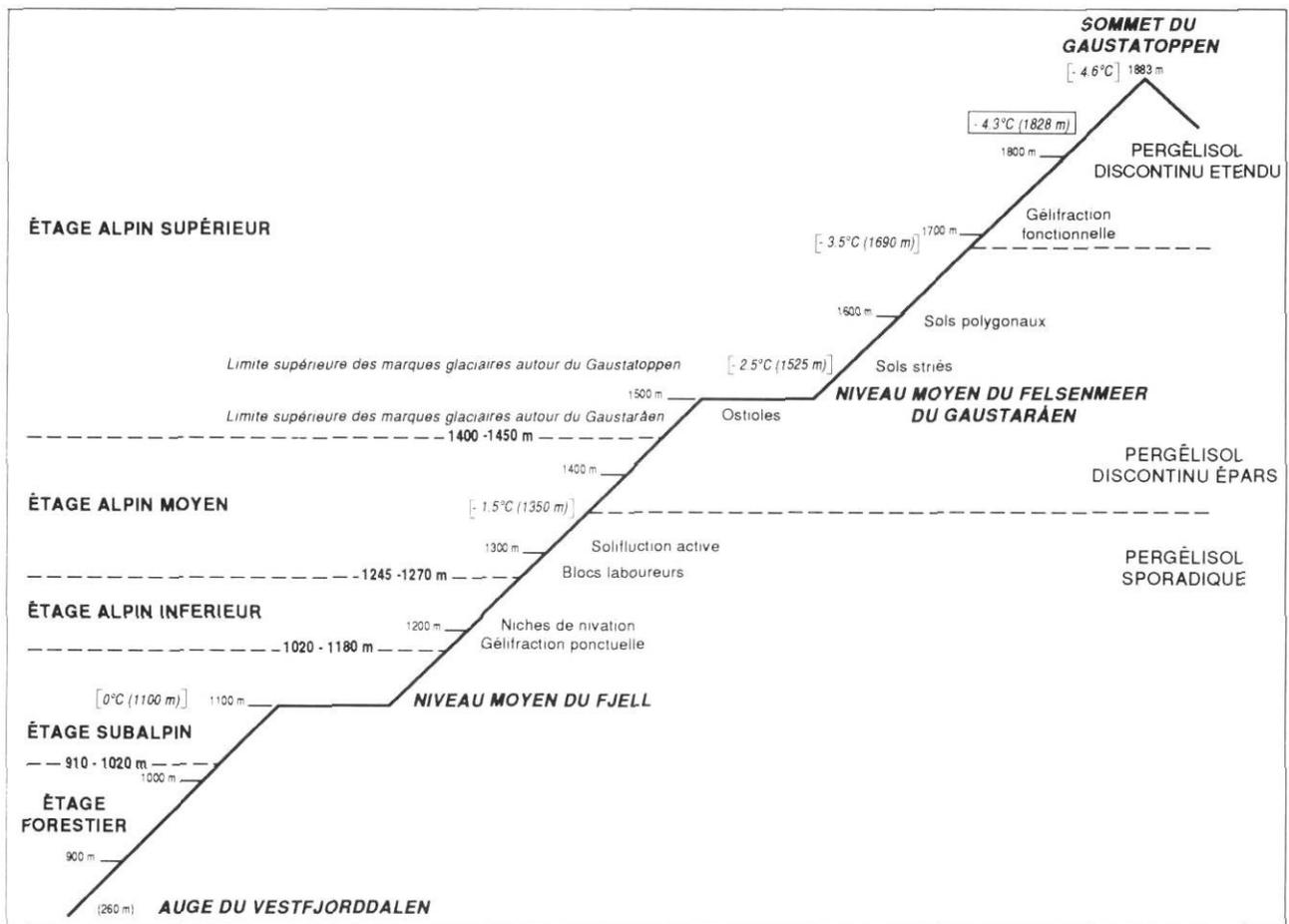


FIGURE 4. Étagements biogéographiques et morphoclimatiques le long des versants du mont Gausta. Altitudes des températures moyennes annuelles en degrés centigrades, extrapolées à partir des enregistrements de la station météorologique du Gaustatoppen, 1828 m (Norske Meteorologiske Institutt). Types de pergélisols, d'après la zonation altitudinale établie par L. King (1984) pour la Scandinavie. Étages de végétation et limites inférieures des phénomènes périglaciaires fonctionnels, d'après les relevés de terrain.

Biogeographical and morphoclimatological zones on the slopes of Mount Gausta. Altitudes of mean annual temperatures in °C, extrapolated from records of Gaustatoppen meteorological station, 1828 m (Norske Meteorologiske Institutt). Permafrost distribution, from L. King zonation (1984). Vegetation zones and lower limits of active periglacial features, from field surveys.

dont la moyenne est inférieure à -10°C est encore de 109 par an (1931-1960). D'après E. Dahl (1955), les températures de l'air enregistrent 73 cycles de gel-dégel en moyenne par an (61 à 91 cycles annuels pour la période 1940-1944).

À la même station, le total annuel des précipitations est de 1509 mm (période 1934-1974), avec un maximum en décembre (198 mm) et un minimum en mai (79 mm). Le nombre de jours de précipitations est de 235, dont 172 jours de chutes de neige (1931-1960). Le nombre de jours d'enneigement au sol est de 244. La limite des neiges permanentes ne recoupe pas la topographie (Manley, 1942). En principe, le déneigement est donc total en été au sommet du Gaustatoppen et pendant une durée suffisante pour autoriser la croissance des plaques de lichens crustacés sur le plateau du Gaustaråen. Cependant, la fonte des neiges est plus ou moins tardive et il arrive que le sommet demeure continuellement enneigé certaines années. Ainsi, le chañon était déneigé dès le début du mois de juillet

1986, alors qu'il se trouvait encore enneigé à plus de 50 % au-dessus de 1250 m au mois de juillet 1987 et que des plaques neigeuses étendues subsistaient sur le Gaustatoppen comme sur le Gaustaråen au mois d'août de la même année. Des chutes de neige, avec maintien au sol pendant plus de 24 heures au-dessus de 1500 m peuvent se produire durant les mois de juillet et d'août, qui connaissent respectivement 4,4 et 4,8 jours de chute de neige en moyenne au sommet (1931-1960).

Ainsi, le Gaustatoppen et vraisemblablement avec lui l'ensemble du plateau du Gaustaråen, appartiennent aux domaines montagneux d'Europe du Nord où, du fait des influences conjuguées de la latitude et de l'altitude, les conditions climatiques commencent à présenter des caractères analogues à ceux des milieux polaires océaniques.

La morphogenèse actuelle dépend surtout du gel et de l'action des eaux de fusion nivale. En retenant un gradient de $0,6^{\circ}\text{C}$ pour 100 m, l'isotherme moyenne annuelle 0°C

serait proche de 1100 m, la moyenne annuelle serait de $-2,5^{\circ}\text{C}$ au niveau du plateau du Gaustaråen (1525 m) et de $-4,6^{\circ}\text{C}$ au sommet du Gaustatoppen (1883 m). L'ensemble du chaînon du Gausta, donc le Gaustaråen, se situe de toute façon à l'intérieur de l'étage périglaciaire actif, qui s'étend ici sur près de 800 m de dénivellation.

D'après les relevés de terrain, la répartition des phénomènes périglaciaires actifs, influencée dans le détail par l'exposition, l'inclinaison et la nature du substrat, peut être établie de la façon suivante (fig. 4) :

Entre 1100 et 1300 m, donc à l'étage alpin inférieur, la gélifraction ne s'exprime que de façon ponctuelle, à partir de sites spécifiques, comme les niches de nivation.

À partir de 1280-1325 m, donc cette fois en plein étage alpin moyen et à des altitudes correspondant à celles des T.A.M.A. (Températures annuelles moyennes de l'air) -1° / $-1,5^{\circ}\text{C}$, se rencontrent les premiers indices de mouvements de masse : blocs laboueurs fonctionnels, puis terrassettes et coulées de solifluxion actives entre 1320 et 1390 m.

À 1500 m, des ostioles actifs, associés à des blocs plongeants ou fluants, existent sur le plateau du Gaustaråen, donc à l'intérieur de l'étage alpin supérieur, en même temps que les marques de la gélifraction s'amplifient (gélifractions à lichens déchirés, corniches périphériques à fractures récentes).

À partir de 1520-1530 m, à des altitudes proches de celle de la T.A.M.A. $-2,5^{\circ}\text{C}$, apparaissent des sols polygonaux et des sols striés (col de 1580 m et pentes adjacentes).

Vers 1650-1700 m, donc à des altitudes voisines de celles des isothermes annuelles de -3° - $-3,5^{\circ}\text{C}$, la gélifraction devient le processus fonctionnel essentiel.

L'étendue des différentes formes de pergélisol demeure difficile à apprécier en raison de la prépondérance des affleurements et des recouvrements rocheux à texture ouverte, tant sur les versants que sur le plateau. En se référant à la zonation altitudinale des types de pergélisol déterminée par King pour la Scandinavie (1984, 1986) et aux seuils thermiques retenus par cet auteur pour en établir les contours, la limite entre le pergélisol sporadique et le pergélisol discontinu épars (T.A.M.A. $-1,5^{\circ}\text{C}$) se situerait vers 1350 m à l'emplacement du mont Gausta, la limite inférieure du pergélisol discontinu étendu (T.A.M.A. $-3,5^{\circ}\text{C}$) se placerait vers 1690 m et l'altitude du pergélisol continu (T.A.M.A. -6°C) excéderait celle du sommet du Gaustatoppen (fig. 4). En témoignant d'un relèvement en altitude, du fait de la latitude, les zones ainsi définies se situeraient dans la continuité de celles distinguées par King au niveau du Jotunheimen (pergélisol discontinu étendu : 1210 m, pergélisol continu : 1580 m) et du Kebnekaise (pergélisol discontinu étendu : 750 m, pergélisol continu : 1130 m). L'essentiel du chaînon du mont Gausta s'intègre donc à l'étage du pergélisol discontinu, vraisemblablement épars à l'emplacement du plateau du Gaustaråen et étendu au niveau du Gaustatoppen.

3. LA QUESTION DES LIMITES DES ENGLACEMENTS EN ALTITUDE

En se situant à 100 km au sud du massif du Hallingskarvet, qui représente le relief d'altitude équivalente le plus proche, le mont Gausta (1883 m) constitue le point culminant d'un vaste territoire compris entre le parallèle $60^{\circ}30'$ N et les côtes méridionales de la Norvège (58° N), territoire à l'intérieur duquel les sommets les plus élevés se cantonnent par ailleurs entre 1400 et 1700 m (fig. 1). Du fait de sa localisation, de son élévation, de sa morphologie et de son environnement, le Gausta présente donc un intérêt particulier au sujet de l'englacement du sud de la Norvège et de l'existence d'éventuels paléonunataks dans cette région. Pendant le Weichselien, la faite glaciaire se situait au nord-ouest du Telemark, à l'emplacement du Hardangervidda, et le mouvement général des glaces s'effectuait vers le sud-est dans la région du Gausta (Vorren, 1977). À la fin du Préboréal, les marges de l'inlandsis en recul se trouvaient encore aux abords du Gausta (Sollid et Torp, 1984 ; Andersen et Karlsen, 1986). Dans un cas comme dans l'autre, le problème du niveau atteint par l'inlandsis à l'emplacement du Gausta reste posé. Ainsi, Wille (1905), Ahlmann (1919), puis Wyckoff (1934) ont supposé que le Gaustatoppen constituait un nunatak lors de la dernière glaciation, en raison de sa forme générale, de l'absence de trace glaciaire et du modelé des versants, tandis que Nesje (1987) a intégré le felsenmeer du Gaustaråen à la série de pierriers d'altitude à partir desquels il a jalonné les limites supérieures de l'englacement weichselien en Norvège centrale et méridionale.

L'étagement des marques glaciaires et des formes périglaciaires holocènes le long des versants périphériques fournit une première série d'indications à propos des limites supérieures de l'englacement dans la région.

Comme dans beaucoup de milieux anciennement englacés, les versants du Gausta présentent une section inférieure à modelés glaciaires et une section supérieure à modelés périglaciaires, qui se répartissent selon des proportions variées en fonction de l'altitude, de l'exposition et de l'élévation globale du relief. Outre le profil général des pentes concernées, les héritages glaciaires des sections inférieures se manifestent par des roches moulurées, assorties de troncatures, de broutures ou de stries et par des revêtements morainiques, remaniés par les avalanches et les eaux de fusion nivale, qui encombrant les versants jusqu'à 1300-1400 m d'altitude. Les modelés périglaciaires des sections supérieures résultent de la gélifraction des parois et se manifestent par des entonnoirs de gélivation qui s'élargissent vers l'aval, ou par des talus et des cônes d'éboulis qui s'étalent jusqu'au niveau des sections inférieures.

Au sud du chaînon (fig. 2), le Gaustaråen est entouré de versants caractérisés par une remarquable homogénéité d'ensemble en même temps que par une grande variété de détail. Les héritages glaciaires sont prépondérants, quelle que soit l'échelle des reliefs considérés, et les retouches de la gélifraction holocène demeurent restreintes. Les versants du Gaustaråen (900-1250 m à la base, 1500-1600 m au

sommet) sont remarquables à la fois par l'extension des affleurements de roche nue, par la médiocrité de l'incision, ainsi que par la minceur et la discontinuité corrélatives des dépôts, au sein desquels les éléments morainiques demeurent majoritaires par rapport aux produits de l'ébouilisation. Ils se composent pour l'essentiel d'une longue pente concave, dominée par une courte corniche sommitale (fig. 2, coupe E-F).

La corniche sommitale est de tracé discontinu et d'élévation réduite : quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Elle porte les marques d'une gélifraction ponctuelle qui ne devient remarquable qu'à partir de 1400 m et qui ne s'amplifie qu'entre 1500 et 1600 m. La pente concave (10 à 20° dans la moitié inférieure, 30° au sommet) constitue donc l'essentiel du versant. En dépit de profils d'ensemble relativement réguliers, elle s'accompagne de multiples bossellements rocheux à empreintes glaciaires (dalles arrondies, stries, tronçatures, broutures). Ces empreintes disparaissent progressivement en altitude, à partir du niveau où la gélifraction commence à s'exprimer de façon efficace. Les marques d'ablation glaciaire les plus élevées s'observent ainsi entre 1345 et 1470 m, surtout vers 1400-1430 m. La partie supérieure de cette pente concave est localement recouverte de gélifractions anguleux de 0,30 à 1 m de longueur. Sa partie inférieure est recouverte de matériaux hétérogènes : gros blocs anguleux, progressivement relayés vers la base par des blocs subanguleux, eux-mêmes associés à des éléments fins de plus en plus abondants. Les éléments anguleux proviennent de la gélifraction de la corniche. Les autres, associés à des erratiques de granites et de roches basiques, sont d'origine morainique. Lorsque les débris fins sont suffisamment abondants et qu'on demeure à l'intérieur de l'étage alpin moyen, la pente est localement colonisée par une toundra d'altitude d'où émergent des blocs isolés.

Les versants du Gaustaråen sont sillonnés par des chenaux rectilignes, asséchés pendant une partie de l'été. Ces chenaux naissent à proximité de la corniche, en général au-dessus de 1370 m, et s'encaissent de moins de deux mètres dans le substratum, ce qui permet de vérifier la minceur et la discontinuité des recouvrements. Le ruissellement, alimenté pour l'essentiel par les eaux de fusion nivale, est responsable de la formation de coulées de débris composées de blocs subanguleux de 0,1 à 1 m de long. Il constitue le processus pour l'instant le plus actif le long des versants considérés.

Dans le secteur du Gaustakne (fig. 2), les modelés glaciaires sont plus élaborés. Ces modelés comprennent deux cirques évasés à regard sud-ouest, situés vers 1340-1380 m et des couloirs de diffluence, creusés entre le Store Gaustakne et le Lille Gaustakne. Ces couloirs, courts et étroits, parsemés de matériaux morainiques, sont associés à des rochers profilés, caractérisés par des traces de polissage et par des stries au nord-ouest, par des marques de délogement au sud-est. Au pied de l'éperon du Store Gaustakne, se trouvent des moraines latérales, orientées NW-SE et situées entre 1320 et 1200 m (Sollid et Torp, 1984 ; Jansen, 1986), ainsi qu'un bourrelet frontal situé à

1295 m. Toutes ces formes témoignent déjà d'engagements du Gaustaråen par le passé et de l'influence d'un écoulement glaciaire vers le sud-est sur son rebord méridional.

Les versants périphériques du Gaustaråen se caractérisent donc par un modelé essentiellement glaciaire. Les pentes concaves, raclées et nettoyées par la glace, ont très peu évolué depuis la déglaciation. Pour différentes raisons (propriétés climatiques de l'étage concerné, absence d'effet de domination, pentes contraires aux pendages), la gélifraction ne s'est notablement exprimée qu'à partir des rebords du plateau et a largement préservé les héritages glaciaires sur l'essentiel des versants. Elle s'exerce toujours de façon réduite, comme l'indiquent des recouvrements lichéniques de 25 à 50 % sur les affleurements ou sur les dépôts de pente. Le fait le plus remarquable demeure ainsi l'existence d'une limite, située selon les endroits entre 1345 et 1470 m, en dessous de laquelle les empreintes glaciaires sont encore conservées et au-dessus de laquelle ces empreintes ont été effacées par les processus périglaciaires.

Au nord du chaînon, le Gaustatoppen est entouré de versants composites (900-1000 m à la base, 1883 m au sommet), le long desquels les effets de l'altitude et de l'exposition sont plus accusés (fig. 2). Le sommet se réduit à une crête d'intersection ruiniforme et continue de subir les effets d'une macrogélifraction très fonctionnelle, surtout au-dessus de 1700 m. Les versants comprennent toujours une section inférieure à modelés glaciaires, assez comparable aux versants du Gaustaråen, et une section supérieure à modelés périglaciaires, de type « alpin » (fig. 3a). Le contact entre les deux sections s'établit vers 1450-1500 m au nord-est et vers 1300-1350 m au sud-ouest (fig. 2, coupe C-D).

Sur les versants nord et est du Gaustatoppen, la section supérieure se rapporte d'abord à une grande pente rocheuse d'une hauteur de 350 à 450 m. Son inclinaison, 30 à 35° en général, 36 à 37° au sommet, indique qu'elle procède d'une ancienne pente réglée. Sa dissection est telle qu'elle se réduit actuellement à de grandes facettes triangulaires, relayées au sommet par des arêtes de recouvrement. Cette dissection résulte du creusement de profonds ravins, rectilignes et hiérarchisés, qui aboutissent à une série de cônes étalés sur la section inférieure du versant. L'ébouilisation actuelle est restreinte sur les facettes rocheuses, comme l'indique une colonisation lichénique relativement étendue. Elle demeure efficace à l'emplacement des ravins, dont les rebords sont dépourvus de toute colonisation et dont le fond est périodiquement ramoné par les avalanches. Tout indique déjà que les avalanches et les éboulis empruntent des couloirs préexistants, donc que la dissection des facettes réglées est un phénomène relativement ancien.

La section inférieure, comprise ici entre 1450 et 1200 m environ, correspond à une pente dont l'inclinaison n'atteint nulle part 30°. Elle se caractérise par un profil concave et par des figures corrélatives d'un passage récent des glaces : marques de polissage, stries, tronçatures et broutures. Ces figures empiètent sur la base des facettes de la section

sommitale, où des roches moulurées s'observent encore jusqu'à des altitudes proches de 1530 m, au-delà desquelles la gélifraction holocène les a entièrement démolies. Les cônes issus des ravins prennent leur racine vers 1450-1460 m et s'étalent jusqu'à 1300-1325 m. Ils sont encore actifs jusqu'à 1395 m vers la base. Leur allongement, leur profil transversal plat, ainsi que leur profil longitudinal concave (18° à la base, 25° au sommet), sont ceux de cônes composites résultant d'une éboulisation prépondérante et d'une réorganisation superficielle par les avalanches.

Le versant sud-ouest du Gaustatoppen a subi les effets d'une éboulisation et d'un ravinement plus actifs, du fait de son exposition (fig. 2, coupe C-D). À l'emplacement de la section supérieure à modelés périglaciaires, dont la limite descend ici en dessous de 1350 m, les ravins sont encore plus profonds et plus ramifiés qu'au nord-est. Ils laissent place à des entonnoirs, dont l'élargissement a provoqué le démantèlement complet des facettes rocheuses et leur remplacement par des éperons. Ces derniers sont eux-mêmes ruinés par un débitage géométrique caractéristique des quartzites et sont finalement transformés en crêtes à pinacles qui accentuent le caractère alpin du relief. À l'aval, les cônes, qui présentent toujours des pentes concaves, de 28° au maximum, et des profils transversaux plats, sont plus larges et plus étendus. Ils descendent jusqu'à 905 m. Certains atteignent ainsi l'étage subalpin ou l'étage forestier. Les plus grands demeurent fonctionnels jusqu'à 950 m. Par ailleurs, la limite supérieure des empreintes glaciaires ne dépasse pas 1400 m de ce côté de la montagne.

Le versant sud-est du Gaustatoppen (1595 m à la base, 1845 m au sommet) occupe une place originale dans la mesure où il relaie en altitude les versants périphériques du Gaustaråen à partir du col de 1580 m (fig. 2, coupe A-B). Il se compose d'une pente oblique, d'une inclinaison moyenne de 13°, qui se redresse au sommet, pour atteindre 30°. Il est recouvert d'un pierrier de pente à blocs anguleux et à texture ouverte, de 0,2 à 1,5 m de long, qui, dans l'état actuel des recherches, ne semble comprendre ni matériaux allochtones ni marques glaciaires. Il s'apparente finalement aux paléopentes peu ou pas retouchées par les glaciers qui entourent certains des sommets de Norvège centrale les plus élevés (Rondane, Dovre).

Le caractère bipartite des versants du mont Gausta, tend à révéler un contact qui s'établirait vers 1440-1530 m sur le versant nord-est du Gaustatoppen, vers 1400 m sur son versant sud-ouest et vers 1350-1470 m autour du Gaustaråen. C'est à partir de ces altitudes que les versants à modelés glaciaires sont relayés par la topographie alpine et que les formes glaciaires de détail sont détruites par les marques croissantes de la gélifraction.

Ce contact évoque d'abord une *trimline* qui marquerait la séparation entre un étage périodiquement englacé et un étage supraglaciaire durablement soumis aux processus périglaciaires. Il n'est cependant pas certain que les profils glaciaires des sections inférieures des versants soient le seul fait de la dernière glaciation, ni que les modelés de type alpin des sections supérieures représentent des héritages supraglaciaires dans leur intégralité. Le relevé dé-

taillé des marques glaciaires le long des versants du Gaustatoppen et du Gaustaråen, montre en effet que le contact entre l'étage où s'observent des empreintes glaciaires et celui où ne se manifestent plus que des marques périglaciaires s'effectue de façon progressive à partir d'altitudes voisines de 1300 m jusqu'à des altitudes supérieures à 1500 m (fig. 4). Il est donc vraisemblable que des héritages glaciaires se soient manifestés au-dessus du contact considéré, avant de disparaître sous les effets de la gélifraction. Ainsi, l'étage périglaciaire postglaciaire recouvrirait et dissimulerait par endroits les véritables limites supérieures des glaciations précédentes.

Dans ces conditions, le felsenmeer du Gaustaråen, situé à une altitude voisine de celle de la *trimline* précitée, peut fournir une seconde série d'indications sur les limites de l'englacement.

Le Gaustaråen forme un plateau, long de 3,5 km et large de 1 à 2 km à son sommet, légèrement relevé sur ses bordures (1621 m au nord, 1523 m au sud), mais presque parfaitement plat sur la majeure partie de son étendue, puisque ses altitudes ne varient que de 1494 à 1509 m sur 2,4 km de distance (fig. 2, coupe A-B). Il se trouve donc cerné par des crêtes à regards divergents qui expriment l'orientation constante des pendages vers le centre du plateau. Ces crêtes sont surtout remarquables au nord, où ils esquissent un amphithéâtre associé à une terminaison périclinaline évasée (1621 m) et au sud, où ils aboutissent aux éperons du Lille et du Store Gaustakne (1446 et 1525 m).

Le Gaustaråen est occupé par une formation à blocs qui répond en tous points à la définition d'un felsenmeer, en raison des dimensions, de l'angulosité et de l'enchevêtrement de ses composants, ainsi que de sa superficie et de sa situation (Tansley, 1949 ; Rudberg, 1977 ; Washburn, 1979) (fig. 3 b).

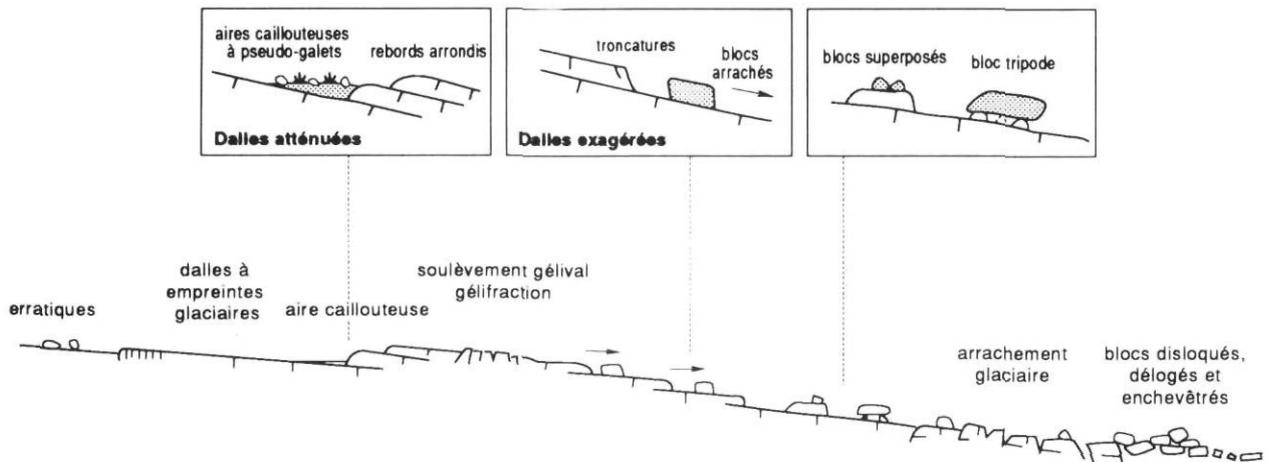
LES CARACTÈRES MORPHOLOGIQUES DU FELSENMEER DU GAUSTARÅEN

Le felsenmeer du Gaustaråen présente dans le détail une organisation complexe. Trois éléments fondamentaux peuvent y être distingués dans une première approche : des *affleurements rocheux*, qui occupent surtout les marges du plateau, des *champs de blocs ouverts* et des *champs de blocs fermés*, qui recouvrent ensemble plus de 80 % de la surface de ce plateau (fig. 2).

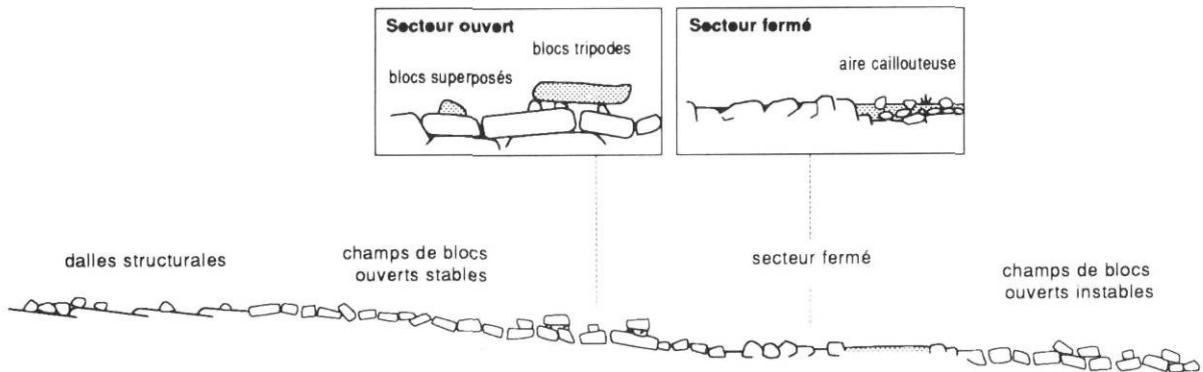
1. LES AFFLEUREMENTS ROCHEUX (fig. 5a)

Ils se trouvent surtout au nord et au sud du Gaustaråen, sur les points les plus élevés. Ils sont solidaires des champs de blocs avec lesquels ils présentent des caractères communs. Ils se manifestent par des dalles structurales, souvent redressées de 1 à 5° vers l'extérieur du plateau, en fonction de la disposition synclinale des strates. Ces dalles se subdivisent en *dalles atténuées*, dont la pente est inférieure au pendage et en *dalles exagérées*, dont la pente est supérieure au pendage. La répartition de ces deux catégories de dalles, ainsi que leur orientation, détermine à son tour celle des microformes qu'on y rencontre. Les dalles

a. Affleurements rocheux



b. Champs de blocs ouverts



c. Champs de blocs fermés

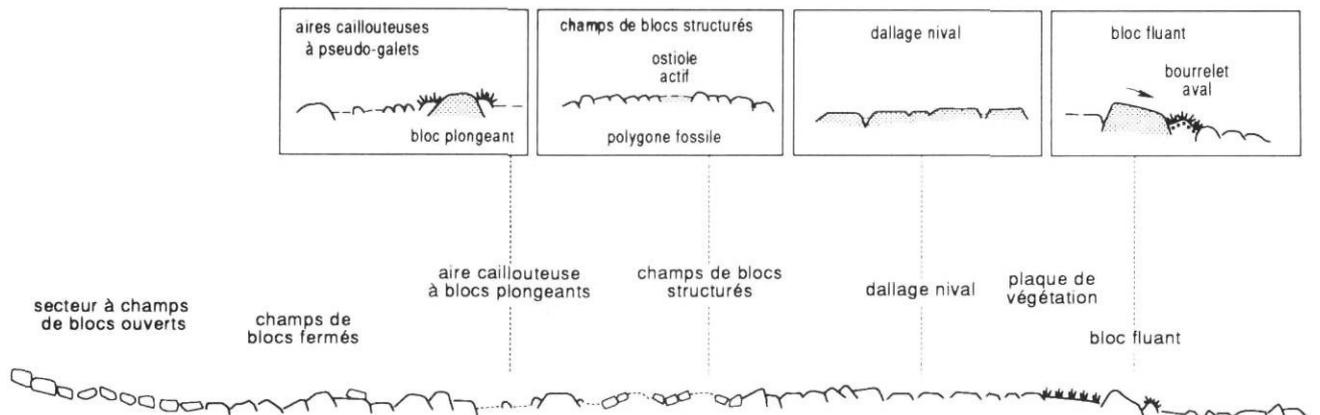


FIGURE 5. Représentation schématique des éléments fondamentaux du felsenmeer du Gaustaråen.

Diagrams of the main characteristic features of Gaustaråen block field.

D. SELLIER - 1994 - A.D. , IGARUN - NANTES

forment par endroits des gradins de 1 à 2 m d'élévation, dont les rebords sont de regard contraire au pendage et dont les revers favorisent la disjonction et le glissement des blocs. Ces gradins sont fréquents autour du Gaustakne, où ils dépassent 3 m d'élévation.

Certaines dalles portent les marques de la géluvifraction, sans qu'il soit toujours possible de dissocier les héritages et les effets des processus fonctionnels. Ces marques s'expriment par des fissures, souvent ouvertes sur plusieurs centimètres, dont les bords sont rectilignes et anguleux, ce

qui constitue une des propriétés de la fracturation dans les quartzites. Quelques nids de gel, encombrés de gélifracsts, s'observent également.

Le soulèvement géglival, réputé efficace dans des roches comme les quartzites (Dyke, 1986 ; Michaud et Dionne, 1987), se manifeste ici de façon limitée. Les phénomènes d'éjection demeurent difficiles à identifier, malgré quelques exemples démonstratifs, comme celui d'un bloc délimité par des fissures verticales et fermées, marqué à son sommet par des arcatures et dépassant de 35 cm au-dessus de dalles structurales marquées d'arcatures identiques. Ces phénomènes sont hérités, comme l'indiquent les recouvrements lichéniques et les données climatiques actuelles (Dionne, 1983 ; Michaud et Dionne, 1987). Dans une revue des formes d'éjection recensées au Canada, Dionne (1981) signale que les processus qui les engendrent s'accomplissent dans des régions où les températures moyennes annuelles sont inférieures à -4° , souvent voisines de -6° , donc dans des domaines à pergélisol discontinu étendu ou à pergélisol continu. Dans les hautes montagnes de Norvège centrale, comme les Rondane, des formes d'éjection associées à des lentilles de glace de plusieurs décimètres d'épaisseur, visibles en été vers 1 m de profondeur, existent à l'intérieur de pierriers de pente à partir de 1950 m, c'est-à-dire à des altitudes où les moyennes annuelles, effectivement proches de -6° , avoisinent la base de l'étage du pergélisol continu. Au Gaustaråen, où les températures moyennes annuelles sont de $-2,5^{\circ}$ environ, les formes d'éjection se rapportent vraisemblablement au Tardiglaciaire.

La désagrégation s'exprime par l'éroussé des rebords des dalles les plus fissurées et par la présence de pseudogalets, dont les faces exposées sont arrondies et rugueuses, mais dont la face en contact avec le substrat demeure plane et lisse. Ces formes mineures, de dimensions décimétriques, sont communes dans les quartzites. Leur répartition dépend de la fissuration et de la pétrographie, comme l'indiquent l'hétérogranularité et la teneur en agrégats polyminéraux de certains pseudogalets. Elle dépend aussi des facteurs topographiques et privilégie, comme en Écosse, les points les plus élevés et les plus exposés. Dans les dépressions formées entre les dalles atténuées s'étendent parfois des aires caillouteuses de quelques mètres carrés, composées de pseudogalets associés à une matrice sablo-caillouteuse.

Certaines dalles présentent des vasques, visiblement actives, comme l'indiquent l'absence de lichens et la présence d'accumulations de grains de sable sur leur fond. Ces vasques, au total assez rares, exploitent des conditions structurales particulières, comme les angles de recouvrement entre plans de stratification et diaclases obliques. De ce fait, elles présentent des formes géométriques et sont peu profondes (5 à 10 cm) par rapport à leur largeur (25 à 50 cm). Dans son ensemble, la météorisation des affleurements rocheux demeure restreinte, comme le confirme le déchaussement des filons de quartz, réduit à quelques millimètres dans la plupart des cas.

En dehors de ces marques classiques de la gélivation et de la météorisation, les dalles structurales du Gaustaråen

présentent des héritages caractéristiques de l'érosion glaciaire, qui se répètent pour beaucoup sur les champs de blocs environnants. Ces figures appartiennent à trois catégories.

Les formes de poinçonnement, comme les broutures et les arcatures, sont les plus fréquentes. Les broutures sont des marques en croissants, isolées ou alignées, dont la convexité est orientée vers l'aval-écoulement et dont le rebord aval est le plus raide. Leurs cordes mesurent ici entre 3 et 60 cm, pour des flèches de 2 à 15 cm (fig. 6a). Ces marques résultent d'arrachements de fragments rocheux sous les pressions ponctuelles d'éléments indenteurs (Laverdière *et al.*, 1968, 1985). Les arcatures se composent de fissures fermées, arquées ou sagittées, dont la concavité est orientée vers l'aval-écoulement et dont les cordes sont comprises ici entre 3 et 8 cm, pour des flèches de 1 à 3 cm. Elles résultent des pressions saccadées d'un indenteur sans arrachement de fragment rocheux. Elles déterminent des trains d'arcatures généralement courts (5 à 20 cm), surtout sur les surfaces les plus lisses, formées de quartzite saccharoïde à grains fins (fig. 6b). Les broutures et les arcatures se rencontrent jusqu'aux points culminants du Gaustaråen (1600-1620 m). Elles s'accompagnent de deux types de formes moins représentées : des stries, souvent associées aux trains d'arcatures, et des figures de rotation, composées d'arcs de cercles concentriques.

Les formes d'arrachement sont aussi fréquentes. Elles se manifestent par des troncatures produites sur les rebords des dalles, du côté de l'aval-écoulement, plus rarement sur les surfaces des dalles. Elles forment souvent des séries d'arcs coalescents, ouverts vers l'aval-écoulement, dont les cordes mesurent de 10 à 70 cm, pour des flèches de 6 à 15 cm.

En revanche, les formes d'attrition sont peu communes. Elles se manifestent par des rebords de dalles arrondis et par de rares traces de polissage. Ces formes s'observent surtout aux environs du Store Gaustakne, où elles semblent significatives d'une action plus intense de la glace.

Les dalles sont par ailleurs jonchées de blocs de toutes dimensions, parfois de 2 à 3 m de long, dont la densité s'accroît naturellement dans les zones de passage avec les champs de blocs. La plupart de ces blocs sont autochtones ou déplacés par glissement et reposent sur les affleurements. Certains sont des erratiques.

Il s'agit d'abord de blocs de granite, rares et dispersés, de dimensions inférieures aux éléments de quartzites environnants (30 à 80 cm). Ces blocs se caractérisent par des formes complètement arrondies qui contrastent avec l'angulosité de ces derniers. Des erratiques de roches basiques, à rebords émoussés, de taille encore plus réduite (20 à 30 cm), se rencontrent occasionnellement sur les dalles.

Il existe aussi des éléments quartzitiques d'origine allochtone. Certains se distinguent par leur pétrographie, comme les éléments de quartzite gris violacé qui reposent sur des quartzites autochtones gris clair au sud du Gaustaråen. D'autres se reconnaissent à leur disposition, comme les *blocs superposés* et les *blocs tripodes* (fig. 5a).

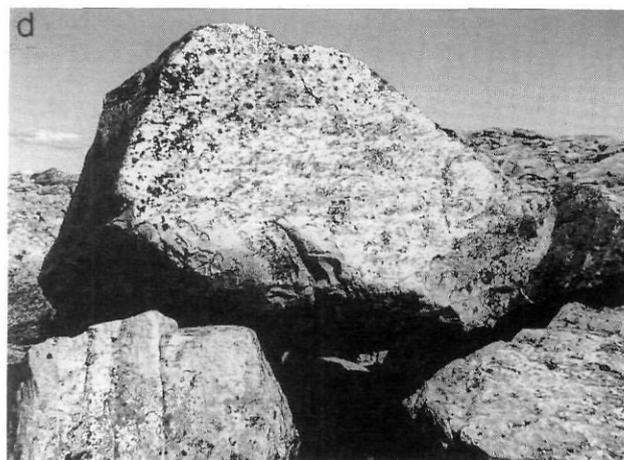
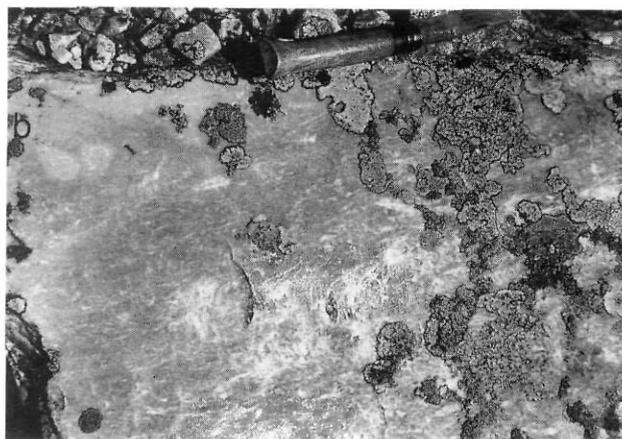


FIGURE 6. Les marques glaciaires à la surface des affleurements et des blocs a) Brouture sur affleurement rocheux. La barre de référence mesure 25 cm de long. b) Trains d'arcatures sur affleurement rocheux. c) Troncature d'origine glaciaire sur rebord de bloc. d) Bloc à marques glaciaires.

Minor glacial features on exposed bedrock and blocks a) Crescentic gouge on exposed bedrock. The scale is 25 cm long. b) Hyperbolic crack strings on exposed bedrock. c) Glacially truncated block side. d) Glacial marks on block side.

Les premiers correspondent à des blocs de petite taille, reposant sur des blocs beaucoup plus volumineux, eux-mêmes disposés sur les dalles structurales. Les seconds sont au contraire des blocs de grandes dimensions (jusqu'à 1,8 m de longueur), en appui sur au moins trois blocs de petite taille (10 à 20 cm de longueur), reposant à leur tour sur les dalles structurales. Par leur morphologie et leur agencement, ces blocs superposés et ces blocs tripodes s'apparentent à des formes connues par ailleurs sous le terme de *perched blocks* et effectivement considérées comme des erratiques (Löken, 1962 ; Ives, 1975 ; Whittow, 1984). En Écosse, notamment dans l'Assynt, des blocs identiques s'observent dans des secteurs incontestablement englacés au Devensien, par exemple en avant de cirques, où des tables de grès torridonien reposent sur des supports de quartzite cambrien eux-mêmes en appui sur des affleurements de grès ou de quartzite.

Ces deux types de blocs comptent parmi les éléments essentiels de l'interprétation génétique du felsenmeer du Gaustaråen. Plusieurs de leurs caractères témoignent ici de leur origine glaciaire et les différencient formellement de blocs éjectés ou renversés par le soulèvement géglival. Cer-

tains comportent sur leurs côtés, ou sur leur face inférieure, des traces d'érosion glaciaire caractéristiques : rebords arrondis, troncatures, broutures et trains d'arcatures pluridirectionnels. La mise en relief de tels blocs, absents dans certains secteurs, remarquablement nombreux au nord du plateau ou aux abords du Gaustakne, signale par ailleurs l'action d'un délavage sous-glaciaire ou postglaciaire jusqu'au calage des tables sur leurs supports actuels.

2. LES CHAMPS DE BLOCS OUVERTS (fig. 5b)

Le passage entre les affleurements rocheux et les champs de blocs ouverts s'effectue par des recouvrements caillouteux de densité croissante. Les champs de blocs ouverts constituent l'élément fondamental du felsenmeer, en même temps que le plus monotone. Ils occupent des espaces horizontaux ou faiblement inclinés (1 à 5°). Ils se composent de grands blocs, à texture ouverte et enchevêtrée, qui aboutissent par endroits à de véritables chaos, notamment au nord du plateau, sans jamais composer ni cellules ni géolstructures d'aucune sorte (fig. 3c).

Les blocs sont relativement homométriques sur un même site, en rapport avec le maillage des discontinuités, et sont

le plus souvent de dimensions métriques (0,5 à 2 m). Les plus grands mesurent plus de 4 m de longueur pour 2,5 m de largeur. Ces blocs sont colonisés par des lichens, appartenant en majorité au genre *Rhizocarpon*. Cette colonisation est dissymétrique, en fonction de l'exposition, et inégale, en raison de la topographie. À certains endroits, en particulier au nord du plateau, le taux de recouvrement lichénique peut atteindre 50 à 70 % sur les faces des blocs exposées au sud-ouest, alors qu'il ne dépasse pas 5 à 15 % sur les faces des mêmes blocs exposées au nord-est. Il est plus réduit dans les secteurs déprimés, soumis au stationnement prolongé des taches de neige.

Les blocs sont généralement stables, malgré l'importance des vides, mais par endroits beaucoup demeurent instables, même parmi les plus volumineux. En revanche, dans les secteurs où les champs de blocs ouverts alternent avec des champs de blocs fermés, réapparaissent des aires caillouteuses de quelques mètres carrés de superficie où des pseudogalets compris dans une matrice sablo-caillouteuse côtoient les gros blocs. Ces aires caillouteuses, ponctuelles et espacées, comportent par endroits des sols polygonaux hérités, d'une cinquantaine de centimètres de diamètre, colonisés par des lichens et des touffes de *Juncus trifidus*.

Les marques du gel sont encore plus difficiles à discerner sur ce type de formation que sur les dalles structurales, en raison de la texture ouverte du matériel. La macro-gélifraction s'exprime néanmoins par des fissures à bords nets qui peuvent traverser des blocs de plusieurs décimètres d'épaisseur à la faveur de plans de stratification. La micro-gélifraction se marque par quelques nids de gel creusés à la surface des blocs.

La désagrégation épargne les grands blocs, qui demeurent généralement très anguleux. Elle touche au contraire les petits éléments, parfois posés sur les grands blocs, en dessous d'une taille-limite située entre 10 et 15 cm. Elle se manifeste aussi par quelques vasques, semblables à celles qui existent sur les dalles structurales.

Les marques glaciaires, de mêmes caractéristiques morphologiques et dimensionnelles que sur les affleurements rocheux, sont assez communes à la surface des blocs. Les troncatures, parfois abîmées par la gélifraction, ébrèchent les rebords de certains blocs (fig. 6c, d). Les arcatures se rencontrent en priorité sur les faces correspondant à des plans de stratification, surtout sur les quartzites clairs à grains fins, les plus aptes à enregistrer ce type de figures, alors que par élimination, les broutures sont plus nombreuses sur les quartzites foncés, de granulométrie plus grossière. Par ailleurs, les surfaces des blocs présentent quelques traces de rotation et quelques rares marques de polissage, vraisemblablement héritées d'abrasions antérieures à la dislocation du substratum. Les champs de blocs ouverts intègrent des erratiques de granite et de roches basiques, toujours émoussés et dispersés, mais surtout des erratiques de quartzites foncés, mêlés à des quartzites clairs dans la partie sud du plateau. Ils comprennent des blocs superposés, composés comme sur les affleurements rocheux, d'éléments de plusieurs décimètres de longueur

reposant sur de grands blocs métriques ou plurimétriques (fig. 7a). Ils comportent aussi des blocs tripodes de 1 à 3 m de long, en appui sur de petits éléments reposant eux-mêmes sur de grands blocs (fig. 7b, c, d.). Ces blocs tripodes sont de densité variable, comme sur les affleurements rocheux. Il est possible d'en observer plus d'une vingtaine dans un rayon de cinquante mètres à partir de certains points, notamment au nord du plateau.

3. LES CHAMPS DE BLOCS FERMÉS (fig. 5c)

Il existe évidemment tous les intermédiaires entre les champs de blocs ouverts et les champs de blocs fermés. Néanmoins, la répartition des deux formations demeure étroitement liée aux conditions de site. Ainsi, les champs de blocs fermés s'observent sur les espaces les plus plats et occupent par conséquent l'essentiel de la partie centrale du plateau, qui est en même temps la moins élevée et la plus éloignée des affleurements de roche en place (fig. 2). Leurs composants sont plus pauvres en blocs géants. Ils demeurent généralement anguleux (fig. 3d). Certains blocs, toujours minoritaires, sont subanguleux, ce qui tient au fait que les matériaux, ici plus stables, ont été durablement soumis aux influences de la météorisation sur les mêmes faces. Quelques-uns sont relativement arrondis, ce qui résulte peut-être du remaniement de blocs plus anciens. Les formes de désagrégation sont ainsi plus remarquables qu'à l'emplacement des champs de blocs ouverts. Elles sont plus développées sur les quartzites foncés que sur les quartzites clairs. Elles se traduisent aussi par des pseudogalets et par quelques vasques. Les marques de la gélifraction, en principe plus faciles à distinguer qu'au sein des champs à texture ouverte, en raison du calage des blocs, sont aussi peu remarquables. Les troncatures, broutures, trains d'arcatures et traces de rotation, présentent les mêmes propriétés que sur les champs de blocs ouverts. Des erratiques de granite, de roches basiques ou de quartzite sont mêlés aux blocs autochtones dans les mêmes proportions.

La matrice interstitielle représente la marque distinctive de ce type de champs de blocs. Cette matrice se compose de sables, mêlés à des fragments de quelques centimètres et à des blocaux. Elle contient peu de fractions fines, en raison de la rareté initiale des feldspaths dans le quartzite local et en dehors de cas d'enrichissements locaux par des produits de l'altération de roches basiques. Elle est d'origine composite : débris fins préglaciaires, fragments corrélatifs des processus glaciaires, produits de la micro-gélifraction et de la désagrégation postglaciaires. L'ensemble s'est trouvé redistribué, enfoui, ou concentré par les processus de ruissellement en œuvre entre les blocs, notamment par la circulation des eaux de fusion nivale.

Ce classement granulométrique bimodal, lié à la faible proportion d'éléments intermédiaires entre les gros blocs et leur matrice, concorde avec les caractéristiques générales de la fragmentation des quartzites, qui évoluent surtout par macro-gélifraction en raison de l'espacement de leurs discontinuités et secondairement par désagrégation du fait de leur composition grenue.

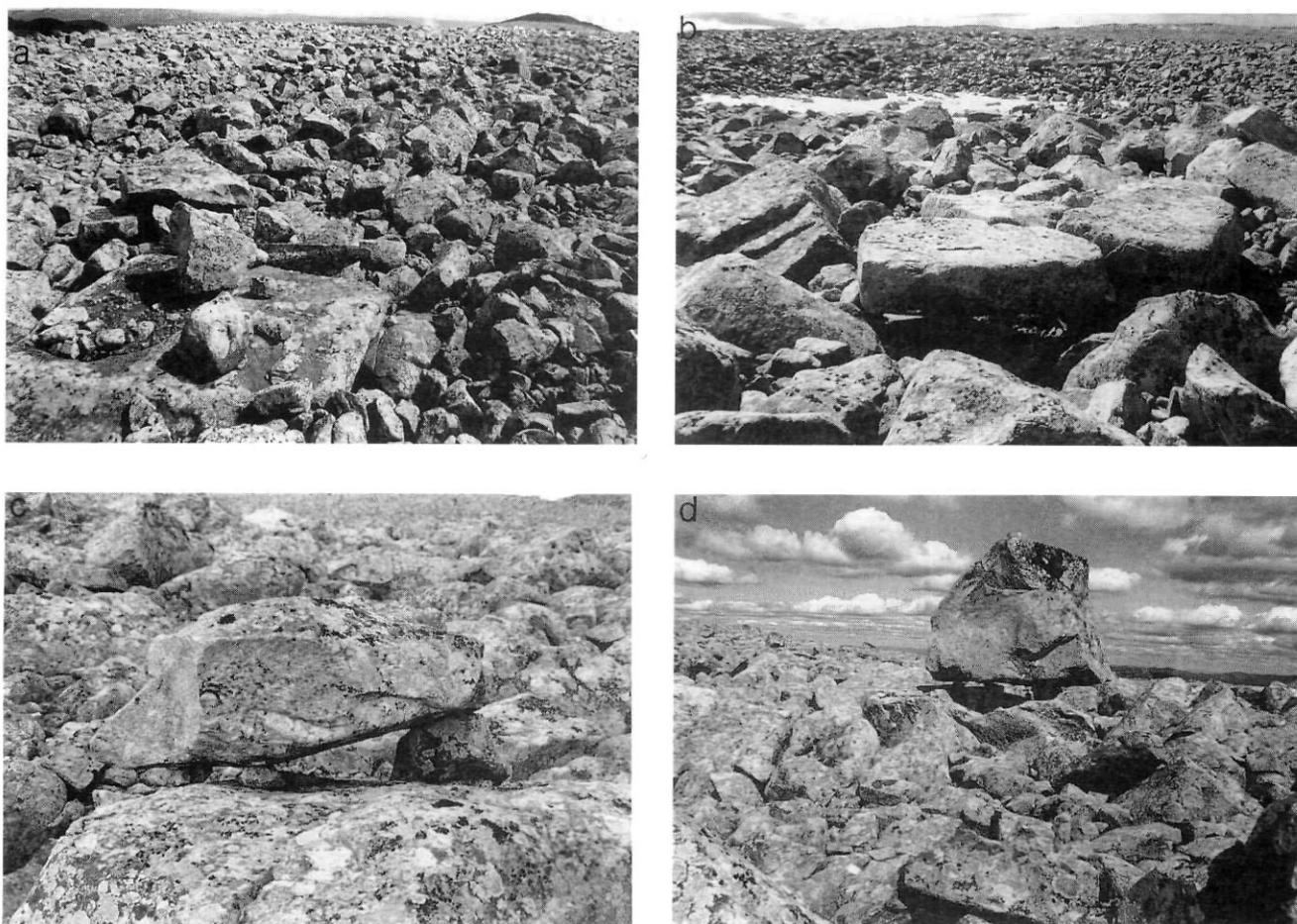


FIGURE 7. Blocs superposés et blocs tripodes à la surface du Gaustaråen. a) Blocs superposés. b) Blocs délogés, bloc tripode et erratiques au nord du Gaustaråen. c) Bloc tripode reposant sur des supports. d) Bloc tripode dans un champ de blocs ouvert.

Perched blocks on Gaustaråen block field. a) Simple perched boulders. b) Quarried blocks, tripod perched block and erratics, north of Gaustaråen. c) Tripod perched block on small boulders. d) Tripod perched block in openwork block field.

Les propriétés de ces champs de blocs tiennent donc pour l'essentiel aux effets de leur texture fermée. Leur variété de détail dépend pour sa part de la taille des blocs et surtout de l'importance de la matrice qui a permis la création de figures particulières, liées à la gélivation et à la nivation. Les champs de blocs fermés se différencient des champs de blocs ouverts par l'absence d'affleurements intercalaires et de blocs enchevêtrés. Ils se distinguent aussi par la rareté des blocs superposés et par l'absence de blocs tripodes, dont la mise en relief est incompatible avec ce type de formation.

L'élément fondamental du paysage demeure par conséquent l'association de blocs de dimensions variées (0,2 à 3 m), calés les uns contre les autres, cernés à la base par un mélange de petits blocs et de sables plus ou moins végétalisés. Il existe des passées à blocs ouverts, plus grossiers et plus homométriques, dès que se manifeste une pente supérieure à 2°. En revanche, les aires caillouteuses à pseudogalets sont plus fréquentes et s'accompagnent parfois de taches de végétation discontinue, principalement composées de plaques de lichens fruticuleux, de

taouffes de *Juncus trifidus* et de coussins de *Loiseleuria procumbens*.

À la différence de celle des champs de blocs ouverts, la texture des champs de blocs fermés a permis la création de géliformes à triage, qui s'apparentent à des sols structurés dont les cellules mesurent 0,5 à 2 m de diamètre. Ces formes sont héritées. En revanche, il existe des ostioles indiscutablement actifs, notamment au centre du felsensmeer et près du Gaustakne, ainsi que des blocs plongeants et des blocs fluants, partiellement actifs. Les ostioles, de 10 à 30 cm de diamètre, formés de matériaux fins et meubles, exempts de toute colonisation végétale, sont souvent situés au centre des cellules précitées. Les blocs plongeants et les blocs fluants sont généralement isolés dans des aires caillouteuses, riches en matrice sableuse. Il s'agit de blocs de 0,5 à 1,8 m de longueur et d'épaisseur équivalente. Les premiers semblent partiellement résulter d'un enfoncement dans la couche active. Ils sont entourés d'un bourrelet de matériaux fins d'une quinzaine de centimètres de largeur, composés de sables et de cailloux, colonisés par *Juncus trifidus*, *Lycopodium selago* ou *L. alpinum*. Les seconds

sont associés à des aires caillouteuses inclinées de 2 à 3°, se sont enfoncés à l'amont sous l'effet de déplacements mineurs et se trouvent précédés par un bourrelet étroit.

L'existence de la matrice a ponctuellement occasionné des mouvements de masse. Quelques bourrelets existent dans la partie nord-ouest du plateau, sur des pentes de 5 à 8°, à exposition sud-est. Des formes de solifluxion plus notables s'observent sur le rebord est du plateau, aux endroits où la corniche sommitale s'est effacée et où le matériel du felsenmeer a débordé sur le versant.

Dans les secteurs à matrice relativement abondante, les sommets des blocs sont parfois nivelés, à la façon d'un dallage nival (fig. 5c). Ce phénomène est hérité, en raison de conditions d'engel du sol actuellement défavorables, ainsi que d'un déneigement relativement prolongé, ce dont témoigne la colonisation des blocs par les lichens.

En conclusion, les affleurements rocheux correspondent aux endroits les plus élevés et les plus inclinés, les champs de blocs ouverts occupent généralement des secteurs faiblement inclinés, alors que les champs de blocs fermés occupent les espaces les plus plats et les plus bas du plateau. La répartition complémentaire de ces trois types de milieux tient donc à la topographie. Elle est également significative de leurs origines.

ORIGINES ET SIGNIFICATIONS DU FELSENMEER DU GAUSTARÅEN

1. LES MARQUES D'UN ENGLACEMENT DU GAUSTARÅEN AU COURS DE LA DERNIÈRE CRISE FROIDE

Les preuves d'une occupation du Gaustaråen par les glaces sont fournies par des héritages de divers types : cirques évasés et couloirs de diffusions sur les rebords méridionaux du plateau, bourrelets morainiques en contrebas du Gaustakne, troncatures, broutures, arcatures et erratiques associés au felsenmeer. La répartition de ces héritages montre que les glaces ont recouvert l'ensemble du plateau jusqu'à une altitude d'au moins 1620 m, qui excède ainsi celle des empreintes glaciaires encore visibles sur les versants en contrebas.

Néanmoins, ces héritages n'appartiennent pas forcément à la même génération. Certains n'ont pas de signification chronologique précise. C'est notamment le cas des blocs erratiques de granite et de roches basiques. De tels blocs constituent la preuve de la présence d'un ancien glacier, mais ne renseignent pas sur l'âge des englacements, comme l'a rappelé Ives à propos de l'Arctique (1975), et tous ne se rapportent pas nécessairement à la dernière glaciation, comme l'a indiqué Lawson en Écosse (1983).

Certains des erratiques présents sur le Gaustaråen peuvent donc constituer les témoins de glaciations antérieures au Weichselien, remaniés parmi les constituants du felsenmeer actuel. Leurs formes arrondies peuvent résulter d'une désagrégation météorique autant que d'une usure glaciaire. Le fait qu'on n'observe jamais d'erratiques de granite ou de roches basiques de formes anguleuses, alors qu'il existe sur le plateau de nombreux erratiques de

quartzites anguleux ou subanguleux, sans doute plus récents, peut être interprété comme un critère d'ancienneté en faveur des éléments granitiques ou basiques, même si les différentes catégories de roches impliquées s'émousent à des vitesses inégales dans les mêmes conditions. Le fait qu'il n'existe pas, jusqu'à preuve du contraire, de petits erratiques autres que quartzitiques confirmerait l'ancienneté des éléments granitiques et basiques, la météorisation ayant pu détruire les petits fragments en dessous d'une certaine taille limite, tout en conférant aux plus volumineux leur émoissé caractéristique.

Ces erratiques de granite ou de roches basiques sont relativement rares, puisqu'ils n'ont été repérés qu'à une vingtaine d'endroits au cours d'une dizaine de prospections à la surface du felsenmeer. Néanmoins, leur dispersion actuelle, tant sur le plateau que sur les versants, laisse voir non seulement l'influence d'un englacement généralisé du Gaustaråen par le passé, mais encore celle d'une dynamique glaciaire de grande ampleur, capable d'assurer la remontée de fragments granitiques sur près de 300 m d'élévation, s'il n'existe effectivement aucun affleurement de granite en dehors des sites connus jusqu'à présent. Tout porte en définitive à conclure que ces erratiques se rapportent au moins en partie à des héritages antérieurs à la dernière crise froide.

Considérés conjointement, plusieurs phénomènes indiquent cependant que le plateau du Gaustaråen s'est trouvé englacé au cours de la dernière crise froide. Il en est ainsi des formes de météorisation, qui ont été souvent prises en compte pour déterminer l'ancienneté d'un felsenmeer ou pour reconnaître des niveaux d'englacement le long des versants qu'il surmonte. Leur utilisation a fait l'objet d'un large débat à propos du Canada et de la Scandinavie du Nord, lequel incite à la prudence dans l'interprétation des faits, comme chaque fois qu'on s'appuie sur des preuves négatives ou sur des comparaisons entre plusieurs régions de référence (R. Dahl, 1966a et b ; Ives 1958, 1960, 1966, 1975 ; Godard, 1962 ; Boyer et Pheasant 1974 ; Gangloff, 1983). Il reste que ce critère mérite d'être pris en considération, parmi d'autres, quand on constate les inégalités avec lesquelles la météorisation se manifeste effectivement à partir des felsenmeers quartzitiques en milieux nordiques.

D'une façon générale, la météorisation des quartzites s'exprime par la désagrégation superficielle, y compris dans les faciès les mieux recristallisés et sur les reliefs les plus élevés. Cette désagrégation provoque l'émoissé des blocs. Sans être négligeables, les marques de la météorisation demeurent ici très atténuées et se réduisent à la production de pseudogalets ou de rebords de dalles arrondis, strictement cantonnés aux secteurs les plus diaclasés. Les grands blocs qui composent le felsenmeer du Gaustaråen conservent en très grande majorité des contours anguleux, des surfaces relativement lisses et des arêtes parfois vives. Ils ne présentent en tout cas rien de commun avec les blocs de certains felsenmeers quartzitiques d'Écosse, considérés à juste titre comme supraglaciaires (Godard, 1965 ; Ballantyne, 1984). La météorisation s'exprime également par la présence de quelques vasques, dont la distribution

résulte toujours de l'exploitation de conditions structurales particulières et dont l'existence ne constitue pas une preuve d'ancienneté. De telles microformes se sont en effet élaborées au cours du seul Holocène dans les milieux tempérés, où les agents météoriques ne sont pas plus agressifs que dans les régions froides. Il en existe en Écosse sur des dalles de quartzite encore partiellement marquées par des traces d'englacement devensien. Tout indique donc que les blocs du Gaustaråen n'ont subi qu'une désagrégation limitée, vraisemblablement récente, et rien, si ce n'est une partie de la matrice des champs de blocs fermés, ne témoigne d'une météorisation plus prononcée.

L'état de fraîcheur des marques glaciaires signalées sur les affleurements rocheux et sur les blocs, telles que les arcatures et les broutures, est de même signification et constitue en même temps l'un des meilleurs marqueurs d'un englacement récent. Ces formes se trouvent dans un état analogue à celui des empreintes qu'on observe dans les Highlands d'Écosse, dans des secteurs englacés au cours du Devensien et sur des quartzites comparables à ceux du Gausta. Certes, ce critère est à considérer lui aussi avec précaution. Les quartzites sont en effet les roches qui conservent le mieux ce type d'empreintes et il est facile de vérifier, en Scandinavie, comme en Écosse ou en Irlande, que les broutures ou les trains d'arcatures se trouvent toujours mieux préservés sur les quartzites que sur les autres roches, à altitudes égales ou sur un même site. Il n'est pas certain non plus que toutes les formes actuellement visibles à la surface des dalles et des blocs aient été découvertes en permanence depuis leur élaboration, surtout dans le cas de surfaces horizontales encaissées. Néanmoins, certaines d'entre elles affectent les faces supérieures ou latérales de blocs de 2 à 3 m de haut, situés dans des secteurs surélevés, dont l'exhumation récente est incompatible avec les propriétés et l'environnement du felsenmeer. Pour finir, il ne semble pas qu'on connaisse par ailleurs de microformes glaciaires imputables à des englacements antérieurs au Weichselien et comparables aux formes décrites ici par leur degré de conservation.

Deux autres témoignages, qui tiennent cette fois à l'agencement des blocs, corroborent l'idée d'un englacement du Gaustaråen au cours du Weichselien.

Les felsenmeers écossais, y compris ceux qui se composent de quartzites, présentent parfois de grands polygones pierreux à texture ouverte qui ont été classés parmi les témoignages les plus significatifs d'une action des processus périglaciaires en environnement supraglaciaire (Godard, 1965 ; Ballantyne, 1984). Il se trouve que ces felsenmeers comportent aussi les marques de météorisation les plus développées. L'Écosse et le Telemark ont évidemment connu des conditions d'évolution différentes. Il est toutefois remarquable que le felsenmeer du Gaustaråen ne présente jamais de géolstructures comparables, ni en dimensions ni en fréquence, à ce qui s'observe en Écosse, même dans les secteurs à matrice sableuse, malgré la présence de blocs de tailles et de pétrographie analogues.

La présence des blocs superposés et surtout des blocs erratiques tripodes, en nombre conséquent, est également

révélatrice d'un englacement récent du plateau. Le maintien de ces blocs sur leurs supports, malgré différents risques de déstabilisation, implique que leur mise en place s'est accomplie à une époque qui, compte tenu des autres caractéristiques du felsenmeer, ne peut être attribuée à une glaciation antérieure au Weichselien.

Par ailleurs, la plupart des marques de l'englacement du Gaustaråen sont en rapport avec une progression des glaces vers le sud-sud-est, notamment les trains d'arcatures rectilignes sur dalles structurales, orientés entre N 130 et N 160°, les marques d'érosion disposées sur les rochers profilés associés aux couloirs de diffluence du Gaustakne, la distribution des erratiques de quartzites foncés, vraisemblablement issus de la partie centrale ou septentrionale du plateau. Cette direction concorde avec celle du mouvement général des glaces dans le Telemark pendant la dernière glaciation (Vorren, 1977 ; Sollid et Torp, 1984).

Les observations qui précèdent indiquent que le Gaustaråen a été entièrement recouvert par la glace au cours du Weichselien et qu'il enregistre les traces de plusieurs englacements, si on considère qu'une partie des erratiques non quartzitiques et des reliefs en creux (cirques bordiers, couloirs de diffluence), se rapportent à une période antérieure.

2. LES CONDITIONS D'ÉLABORATION DU FELSENMEER DU GAUSTARÅEN

- L'influence de processus glaciaires weichseliens et les témoignages d'arrachements sous-glaciaires

Plusieurs phénomènes indiquent que l'érosion glaciaire a contribué par endroits et par moments à la genèse du felsenmeer.

Certains affleurements rocheux présentent des rebords tronqués provenant d'arrachement ou des vides géométriques évoquant des délogements.

Par endroits, de grandes fissures, disloquent les dalles structurales. Ces fissures semblent elles-mêmes significatives d'arrachements. Certaines d'entre elles, de tracés droits ou brisés, longues de 3 à 15 m, sont ouvertes sur des largeurs de 20 à 60 cm, souvent dans un sens perpendiculaire à celui du déplacement des glaces. Les plus larges, partiellement encombrées de débris anguleux, ont des profondeurs mesurables de plus de 3 m, qui excèdent l'épaisseur ordinaire de plusieurs bancs. En revanche, les dalles fissurées témoignent de déplacements verticaux dérisoires, ou nuls. Elles sont toujours de dimensions plurimétriques, alors que les phénomènes d'éjection attestés ici n'intéressent que des blocs de quelques décimètres. En fait, la spécificité des formes considérées réside moins dans les dimensions ou les espacements des dalles rocheuses disloquées, encore compatibles avec certains phénomènes d'éjection reconnus par ailleurs (Dionne, 1981, 1983 ; Michaud et Dionne, 1987), que dans la présence de tronçatures glaciaires ou d'arcatures sur leurs flancs. De tels phénomènes évoquent l'influence d'arrachements sous-glaciaires, vraisemblablement responsables de la dislocation ponctuelle du substratum au niveau des affleurements rocheux et de l'apport de blocs au sein du felsenmeer.

Les erratiques de quartzite, par endroits très nombreux, prouvent que l'action des glaces s'est également manifestée par des transports de matériaux. Les blocs superposés et les blocs tripodes témoignent de déplacements, en même temps que du délavage, sous-glaciaire ou postglaciaire, d'une matrice sablo-caillouteuse dont quelques éléments se trouvent encore coincés à leur base. Néanmoins, il n'existe pas de véritables moraines à la surface du plateau et le felsenmeer du Gaustaråen ne peut être réduit à une simple couverture morainique délavée, réorganisée par les processus périglaciaires, comme il en existe des exemples en Scandinavie, au Québec ou au Labrador (Rudberg, 1962b, 1988 ; Dionne, 1978 ; Washburn, 1979 ; Gangloff, 1983).

Beaucoup de marques associées aux blocs sont révélatrices de pressions et d'écrasements, quelquefois de mouvements différenciés. Les stries et les trains d'arcatures présentent parfois des tracés courbes, corrélatifs de rotations de blocs. Certaines traces sont pluridirectionnelles sur un même bloc. Des dalles proches du Store Gaustakne, portent des stries N 160°, surmontées d'erratiques marqués de trains d'arcatures à la fois N 100° et N 155°.

Mais ces marques sont plus courtes que celles qui s'observent normalement sur les lits glaciaires et sont toujours significatives de déplacements très brefs. Le fait que les marques de poinçonnement (broutures, arcatures) dominent, que les marques d'attrition (surfaces polies, rebords arrondis) soient rares et que les blocs conservent des contours majoritairement anguleux, confirme l'hypothèse de transports très courts.

Il demeure que les formes observées peuvent résulter de plusieurs épisodes d'érosion successifs, les unes éventuellement acquises sur les dalles, avant délogement, les autres élaborées sur les blocs, après délogement ou arrachement. Certaines d'entre elles, comme les erratiques ou les blocs tripodes prouvent néanmoins que la configuration actuelle du felsenmeer ne résulte pas non plus de la seule destruction, par les processus périglaciaires postglaciaires, d'une surface rocheuse préalablement marquée par des empreintes glaciaires.

Les analyses menées sur le terrain indiquent donc que certains des phénomènes observés à la surface du Gaustaråen peuvent se rapporter à un arrachement sous-glaciaire et évoquent l'action d'un défonçage du substratum sous les effets du déplacement différentiel et localisé d'un glacier momentanément tempéré, demeuré dans l'ensemble peu mobile. Des mouvements très réduits, appliqués à l'emplacement des affleurements rocheux et des champs de blocs ouverts, ont pu suffire à provoquer le délogement de blocs et leur entraînement sur de courtes distances, en contribuant ainsi à disloquer le substratum et à produire l'aspect chaotique de certains secteurs. Ces processus ont pu bénéficier de la fissuration spécifique des quartzites et d'une éventuelle préparation du substratum par des processus périglaciaires préglaciaires. Ils ont pu se trouver favorisés par la forme légèrement déprimée du plateau, par son relèvement au nord et par son étroitesse, respectivement propices à la concentration, au glissement et au dé-

bordement des glaces (fig. 2). Le rebord du versant oriental présente effectivement les traces d'un écoulement vers l'est dans sa partie centrale, signalé par des stries N 80°, tandis que le secteur du Gaustakne porte les marques évidentes d'un trajet des glaces vers le sud-est, en même temps que d'une abrasion plus prononcée que sur les autres parties du plateau.

En admettant que le plateau du Gaustaråen se soit trouvé principalement occupé par un glacier à base froide pendant la majeure partie de la dernière glaciation, de tels processus sont concevables dans le cadre d'une période cataglaciale, à un moment où la couverture glaciaire était en train d'acquiescer les propriétés d'un glacier tempéré. Muller (1973) a déjà évoqué l'influence d'un *glacial plucking*, survenu juste avant la fusion des glaciers, au sujet de certains felsenmeers du Labrador.

- L'influence de processus holocènes et les témoignages d'un réaménagement périglaciaire

E. Dahl (1955) a déjà utilisé les données météorologiques relatives au Gaustatoppen pour minimiser l'influence du gel à l'emplacement des champs de blocs de Norvège, en montrant que le nombre d'alternances gel-dégel était moindre sur de tels sommets que dans les vallées situées en contrebas. Ives (1966) a repris ces observations pour discuter du rôle des processus postglaciaires sur la genèse de certains champs de blocs de Scandinavie, en rappelant que la portée des cycles diurnes de gel-dégel se limitait à une faible profondeur dans les régions concernées. Dans le cas du Gaustaråen, les formes périglaciaires peuvent donner lieu à une double lecture.

Les effets des processus périglaciaires à la surface du plateau montrent d'abord que le gel a effectivement marqué le felsenmeer depuis la déglaciation. La gélifraction, toujours active, a certainement provoqué la comminution des blocs au cours de l'Holocène. Son action est surtout visible sur les rebords du plateau, en particulier sur les hauteurs du nord-ouest. Les fractures qui marquent sur place de grands blocs, y compris des erratiques, montrent que la macrogélifraction a constitué par endroits un agent efficace. La gélifluxion s'est également exprimée autour du plateau et la géliturbation s'est exercée à l'emplacement des champs de blocs fermés.

Il est donc incontestable que les processus périglaciaires postglaciaires ont une responsabilité notable dans la configuration actuelle du felsenmeer du Gaustaråen. Le ruissellement des eaux de fusion, favorisé par un site propice au stationnement des plaques de neige, leur a été associé et continue de l'être. Ce processus a provoqué la déstabilisation et la remobilisation de certains blocs par soutirage des éléments les moins grossiers. Il a participé au tri du matériel, comme en témoigne la présence des tripodes. Les relations qui existent entre les trois composantes du felsenmeer : affleurements rocheux, champs de blocs ouverts et champs de blocs fermés, sont significatives d'un même tri à l'échelle de l'ensemble du plateau, si on admet que les premiers ont été exhumés par endroits et que les seconds ont été en partie soumis à un effet de crible.

Néanmoins, l'action des processus périglaciaires holocènes ne suffit pas à expliquer à elle seule la configuration d'ensemble du felsenmeer, pas plus que l'action de processus périglaciaires supraglaciaires éventuels.

Les cas de gélidivision active s'avèrent peu fréquents. Les taux de recouvrement lichénique et le diamètre de certains individus de *Rhizocarpon*, parfois proche de 20 cm, témoignent au contraire d'une action globalement limitée de la gélidivision à l'emplacement du felsenmeer. Les gros blocs demeurent d'ailleurs les éléments fondamentaux du paysage. L'action de la gélifraction est en tout cas moins sensible sur le plateau du Gaustaråen, qui se trouve dans l'étage à pergélisol discontinu épars, que sur le Gaustatoppen, situé à l'intérieur de l'étage à pergélisol discontinu étendu. Cette différence vaut pour la période actuelle, mais vraisemblablement aussi pour toutes celles qui se sont succédé depuis la déglaciation. L'indigence des formes d'ébouilisation postglaciaires produites à partir des versants du Gaustaråen, comparé à l'état des versants du Gaustatoppen et de ses cônes d'éboulis, hérités ou fonctionnels, illustre suffisamment les limites du rôle de la gélifraction, passée ou actuelle, aux altitudes où se trouve le felsenmeer.

Il en est de même pour les formes d'éjection, de géliturbation ou de solifluxion. Plusieurs indices sont en effet significatifs d'une longue stabilité du matériel. Les pseudogalets, disposés sur les grands blocs, ou parmi les champs de blocs fermés, et exclusivement désagrégés sur leur face exposée aux intempéries, témoignent de l'absence durable de tout retournement. La présence des blocs tripodes a la même signification, mais à une échelle spatiale et temporelle différente. La conservation de tels blocs est en effet incompatible avec une déformation importante de leur soubassement et témoigne de la stabilité des secteurs qu'ils occupent, depuis la déglaciation ou les périodes de délavage ultérieures. La disposition des vasques, toujours situées à la surface de blocs horizontaux, jamais à la surface de blocs renversés, autant qu'on puisse l'observer, peut être interprétée de même façon. Enfin, la répartition dissymétrique des lichens à croissance lente, dont certains spécimens circulaires atteignent les dimensions précitées, constitue un indice supplémentaire de stabilité prolongée des composants du felsenmeer.

Si l'action des processus de gélivation a fonctionné de façon efficace à certains endroits et dans des circonstances favorables, comme il a pu s'en produire à la suite du retrait des glaces, elle ne permet pas de justifier à elle seule l'enchevêtrement des blocs tel qu'on l'observe dans de nombreux secteurs. Le felsenmeer du Gaustaråen ne peut donc être réduit non plus à un simple manteau de gélivation postglaciaire.

Les champs de blocs, qui occupent la surface du plateau du Gaustaråen et qui conservent les propriétés de formations *in situ*, donc d'un authentique felsenmeer, semblent ainsi résulter d'une évolution composite. Ils ne correspondent ni à un dépôt morainique ultérieurement délavé ni à un champ de débris périglaciaire holocène, encore moins à un manteau de gélivation plus ancien recouvert ou non

par un glacier à base froide. Dans leur état actuel, ils résulteraient principalement de la réorganisation, par la gélivation et le ruissellement holocènes, des produits d'un défonçage glaciaire localisé, ce qui n'exclut ni l'influence momentanée de phénomènes périglaciaires supraglaciaires ni le remaniement de matériaux antérieurs.

Il demeure cependant difficile d'apprécier la part relative des processus glaciaires et postglaciaires dans la genèse du felsenmeer, d'autant qu'elle varie selon les endroits en fonction des propriétés topographiques qui ont déterminé la mise en œuvre de chacun d'eux, même si les différences d'altitude demeurent infimes sur la majeure partie du plateau (fig. 2). Ainsi, l'extrémité nord, qui ne doit sa surélévation et sa forme d'amphithéâtre qu'à des causes structurales, a pu favoriser la concentration des glaces et les processus de défonçage sous-glaciaire. Près des crêts bordiers et sur les pentes les plus fortes, se trouvent les affleurements rocheux les plus étendus en même temps que les phénomènes d'arrachement et de délogement les plus notables, donc les marques d'ablation initiales les plus développées. En contrebas, sur des pentes encore sensibles, les champs de blocs à texture ouverte sont le plus largement étendus, les matériaux sont les plus grossiers et les blocs tripodes sont les plus fréquents. Au centre du plateau, dans les secteurs les plus plats, s'observent les champs de blocs à texture fermée les plus vastes, les marques de réorganisation périglaciaires les plus fréquentes, du fait de la présence d'une matrice sablo-caillouteuse relativement abondante. Près du Gaustakne, où les conditions de site facilitaient la mobilité de la couverture de glace, coexistent enfin les formes les plus variées : champs de blocs fermés et surtout champs de blocs ouverts, mais aussi affleurements rocheux marqués par les figures d'attrition les mieux élaborées.

Cette configuration, qui s'accompagne de multiples complications dans le détail, rend compte d'une double complémentarité des processus glaciaires et postglaciaires : ablation prépondérante au nord-ouest, transports réduits et accumulations de blocs en direction du centre et du sud, mais aussi délavage éventuel dans les secteurs les plus élevés et les plus inclinés, concentration et colmatage des matériaux fins dans les secteurs les plus bas et les plus tabulaires. Il convient donc de souligner l'influence déterminante de la neige et des eaux de fusion sur la différenciation des textures et finalement sur les aspects actuels du felsenmeer.

3. LA SIGNIFICATION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DES FORMES

Si le plateau du Gaustaråen a été complètement recouvert par la glace pendant le Weichselien, comme plusieurs témoignages concourent à le montrer, le problème est désormais d'apprécier l'ampleur et la durée de l'englacement et de rechercher dans quelle mesure le Gaustatoppen a pu constituer un nunatak au cours de la dernière glaciation. Ce problème peut être considéré à partir de deux séries de faits.

La première concerne les différences qui opposent les versants du Gaustaråen et ceux du Gaustatoppen (fig. 2). Il

s'avère que les versants périphériques du Gaustaråen ont été totalement englacés au cours du Weichselien, récurés par la glace, puis soumis à une éboulisation réduite, de telle sorte que la disparition progressive des empreintes glaciaires au-dessus de 1345-1470 m signale les effets de la gélifraction postglaciaire bien plus qu'une éventuelle *weathering limit* pléni-glaciaire, même si dans le courant de la déglaciation le glacier qui occupait le plateau se trouvait épisodiquement séparé d'appareils glaciaires encore étendus en contrebas, sur le fjell et dans les couloirs voisins (Gausdalen, Heddersvatn).

Le versant sud-est du Gaustatoppen, situé entre le sommet et le col de 1580 m, diffère complètement des précédents (fig. 2). Il peut s'apparenter à un versant de nunatak recouvert de pierriers de pente supraglaciaires, s'il ne s'est pas trouvé partiellement englacé, puis précocement découvert et intensément soumis à la gélifraction postglaciaire. Son histoire ne peut se concevoir qu'en fonction de celle des autres versants de la pyramide du Gaustatoppen.

Ces derniers dérivent d'abord de vieux versants réglés, englacés jusqu'à 1530 m au minimum, comme l'indique l'altitude des dernières marques glaciaires encore en place, jusqu'à 1620 m au moins si on se réfère aux enseignements du Gaustaråen, où les héritages glaciaires sont mieux conservés en raison des conditions de site. Ces pentes supérieures sont très abîmées par la gélifraction, le ravinement et les avalanches. Une telle dégradation peut être considérée en soi comme significative d'une évolution supraglaciaire. Ahlmann (1919), repris par Linton (1949), l'avait déjà interprétée comme l'indice de la présence d'un nunatak à l'emplacement du Gaustatoppen. De plus, les cônes d'éboulis accumulés à la base de la pyramide du Gaustatoppen, apparaissent relativement réduits, en surface comme en volume. Ils sont minces, comme l'indique la comparaison de leur profil transversal avec le plan des affleurements rocheux encadrants. Ils sont en tout cas clairement sous-dimensionnés par rapport aux couloirs et entonnoirs de gélivation qui les surmontent, ce qui indique que les versants ont été soumis à l'influence d'une gélifraction supraglaciaire, mais aussi qu'une partie du matériel éboulisé s'est trouvée entraînée par les glaciers situés en contrebas, à la façon des « cônes embarqués » décrits par ailleurs dans l'Arctique (André, 1991). Ils ne représenteraient donc, dans leur état actuel, que les produits de l'éboulisation postglaciaire, alors que les couloirs et entonnoirs situés en amont enregistreraient les effets d'une ablation en partie plus ancienne (fig. 3a).

La seconde série de faits concerne les différences qui opposent cette fois le plateau du Gaustaråen et la pyramide du Gaustatoppen (fig. 2). Le plateau du Gaustaråen présente de multiples marques glaciaires jusque dans ses parties les plus élevées, où l'état de délabrement de certaines dalles par le gel interdit de les considérer comme antérieures au Weichselien. Ces marques expriment des phénomènes d'arrachement, de poinçonnement et d'attrition, qui, outre l'action de glaces au moins momentanément mobiles, impliquent l'existence d'une couverture glaciaire d'une épaisseur suffisante pour leur mise en œuvre.

Or la pyramide du Gaustatoppen (1883 m) culmine à moins de 300 m au-dessus des rebords les plus élevés du plateau du Gaustaråen (1620 m). Dans son état présent, cette pyramide ne comporte aucune trace visible d'englacement, ni sur ses flancs ni à son sommet, ce qui peut se comprendre par sa forme et par son altitude, sans doute aussi par les effets de la gélifraction postglaciaire, mais ce qui continue de poser le problème des limites supérieures de l'englacement à l'emplacement du chaînon du Gausta au cours du Weichselien.

La confrontation de ces deux ensembles de données suggère en effet plusieurs hypothèses. Celle d'un englacement généralisé, épais et durable, est la plus improbable. Il n'est pas nécessaire d'envisager une épaisseur de glace considérable au-dessus du felsenmeer pour expliquer le défonçage glaciaire invoqué ci-dessus, surtout si celui-ci a bénéficié d'une préparation du substratum par des processus périglaciaires. Celle d'un recouvrement du Gaustaråen par une calotte de glace mince, peut-être du type évoqué par Nesje (1989) à propos d'autres sites de Norvège centrale, ou décrit par Gellalt et al. (1988) en Norvège du Nord, paraît plus vraisemblable, auquel cas le sommet du Gaustatoppen aurait éventuellement subi un englacement partiel ou complet pendant de courts épisodes, en tout cas sans effets morphologiques majeurs, entrecoupés de périodes plus longues pendant lesquelles il dépassait des glaces et continuait de subir les effets de processus supraglaciaires. Il est par ailleurs possible, qu'en raison de son altitude et de la configuration de son relief, le plateau du Gaustaråen ait été le siège d'un englacement prolongé, dont les bourrelets morainiques situés vers 1300 m au sud du Gaustakne, pourraient représenter les limites les plus tardives.

Il apparaît donc, d'après la distribution des héritages glaciaires et périglaciaires en altitude, que la pyramide sommitale du Gaustatoppen s'est toujours située au voisinage des limites supérieures de l'englacement au cours de la dernière glaciation, éventuellement un peu en dessous pour justifier des caractères de l'englacement sur le plateau du Gaustaråen, mais très majoritairement au-dessus comme l'indiquent sa forme générale et le modelé de ses versants. Dans le cas du mont Gausta, comme sans doute dans d'autres, les notions de *trimline* ou de *weathering line* seraient donc d'une signification limitée, parce que le niveau des glaces semble avoir oscillé entre le niveau du Gaustaråen et le sommet du Gaustatoppen, mais aussi parce que le seuil situé entre l'étage à modelés glaciaires et l'étage à modelés périglaciaires paraît correspondre à la limite inférieure du domaine d'une gélifraction postglaciaire efficace plus qu'à la limite supérieure de l'englacement weichselien.

CONCLUSIONS

Le mont Gausta fournit d'abord un exemple de felsenmeer typique des massifs quartzitiques. Ce felsenmeer se caractérise par des blocs anguleux et volumineux, qui expriment les propriétés des discontinuités, ainsi que l'aptitude de la roche à la macrogélifraction et à l'arrachement glaciaire. Il

se distingue aussi par une texture le plus souvent ouverte, qui exprime cette fois la résistance du quartzite à la météorisation.

L'agencement des blocs et les figures observées sur les blocs indiquent que le felsenmeer du Gaustaråen appartient à un type composite. Celui-ci résulterait en effet des influences successives ou combinées de plusieurs processus, dont : 1) un défonçage initial par les mouvements différentiels, localisés et restreints de la base d'un glacier, vraisemblablement réalisé pour l'essentiel en période cataglaciaire ; 2) une réorganisation par les agents de la gélation postglaciaire, assortie d'un triage partiel des fragments les plus fins par gravité, ruissellement et délavage par les eaux de fusion nivale. Encore faut-il considérer que ces processus ne se sont pas appliqués au départ à une surface nue et qu'ils ont vraisemblablement remanié un vieux fonds de matériaux préparés par des séquences paléogéographiques antérieures. Les blocs de quartzite les plus subanguleux, dont le façonnement excède les aptitudes de l'usure glaciaire ou de la météorisation postglaciaire, pourraient provenir du remaniement de matériaux antérieurs au dernier épisode d'englacement. Ils corroboreraient ainsi le caractère composite des constituants du felsenmeer.

L'exemple du Gaustaråen, après celui d'autres montagnes de Norvège, comme le Jotunheimen (Peulvast, 1985), montre qu'un felsenmeer n'est pas toujours la preuve, selon le cas, de l'absence de tout englacement ou du stationnement d'un glacier à base froide. Il montre également que, dans certaines circonstances, l'évolution d'un felsenmeer peut s'accorder avec un englacement à base tempérée, en bénéficiant d'une préparation par le défonçage glaciaire. Les interprétations proposées ici ne concernent cependant que le Gausta, qui se distingue par une configuration morphologique particulière et qui occupe une situation originale en Norvège du Sud. Elles ne préjugent en rien des origines d'autres felsenmeers norvégiens, dont beaucoup ont à l'évidence des significations différentes. En revanche, elles ne s'appliquent pas non plus à un cas unique, comme le montrent quelques champs de blocs du nord de l'Écosse (Sutherland), distincts de simples manteaux de gélation ou de couvertures morainiques délavées et également caractérisés par des traces de défonçage glaciaire.

Les formations qualifiées de felsenmeers appartiennent à plusieurs types, malgré des caractères communs, et témoignent de passés différents, parfois dans une même région. Les interprétations qu'elles suscitent ont parfois des significations locales qui ne s'excluent pas nécessairement tant qu'elles ne sont pas appliquées au-delà de limites territoriales convenables. Si les felsenmeers comptent parmi les indices les plus utiles pour repérer les paléonunataks, tous n'ont donc pas la même valeur pour déterminer les conditions de l'englacement et pour en jalonner les contours.

REMERCIEMENTS

Les recherches sur le mont Gausta ont été menées au cours de trois missions en Norvège méridionale. Ces mis-

sions ont bénéficié de subventions de la part de l'U.R.A.141-C.N.R.S (Pr. A. Godard) et du G.D.R. 049-Recherches arctiques-C.N.R.S. (Pr. J. Malaurie et T. Brossard). L'auteur est particulièrement reconnaissant envers le Pr. A. Godard (Paris) et le Pr. P. Gangloff (Montréal) pour leurs nombreux conseils et pour leur relecture du manuscrit. Il remercie les rédacteurs (Pr. P. Richard, Montréal ; Pr. J.-C. Dionne, Université Laval) et les lecteurs de la revue (Pr. M.-F. André, Limoges ; Pr. J.-P. Peulvast, Paris), pour leurs commentaires et leurs très utiles suggestions. Il remercie également le Pr. J. L. Sollid (Oslo) pour ses informations à propos des dépôts morainiques, le Pr. P. Dupont (Nantes) pour l'identification des espèces végétales, J. Marchand (Nantes) pour l'examen des échantillons géologiques, le Norske Meteorologiske Institutt (Oslo) pour la communication des enregistrements climatiques, A. Dubois (Nantes) pour le dessin des figures et P. Le Cadre pour son aide sur le terrain.

RÉFÉRENCES

- Ahlmann, H.W., 1919. Geomorphological studies in Norway. *Geografiska Annaler*, 1 : 1-148 et 193-252.
- Andersen, B.G. et Karlsen, M., 1986. *Glasiakronologi-Isfrontens Tilbaketreking, Nasjonalatlas for Norge*. Staten Kartverk, Oslo.
- André, M.-F., 1991. Dynamique actuelle et évolution holocène des versants du Spitsberg. Thèse d'État, Paris, 653 p.
- Ballantyne, C.K., 1984. The Late Devensian periglacialiation of Upland Scotland. *Quaternary Science Review*, 3 : 311-343.
- Boyer, S.J. et Pheasant, D.R., 1974. Delimitation of weathering zones in the Fjord Area of Eastern Baffin Island, Canada. *Bulletin of the Geological Society of America*, 85 : 805-810.
- Dahl, E., 1955. Biogeographic and geologic indications of unglaciated areas in Scandinavia during the glacial ages. *Bulletin of the Geological Society of America*, 66 : 1499-1519.
- Dahl, R., 1963. Shifting ice culmination, alternating ice covering and ambulant refuge organisms? *Geografiska Annaler*, 45 A : 122-138.
- 1966a. Block fields, weathering pits and tor-like forms in the Narvik Mountains, Nordland, Norway. *Geografiska Annaler*, 48 A : 55-85.
- 1966b. Block fields and other weathering forms in the Narvik Mountains. *Geografiska Annaler*, 48 A : 224-227.
- Dionne, J.-C., 1978. Les champs de blocs en Jamésie, Québec subarctique. *Géographie physique et Quaternaire*, 32 : 119-144.
- 1981. Formes d'éjection périglaciaires dans le Bouclier Laurentien, Québec. *Revue de Géomorphologie dynamique*, 30 : 113-124.
- 1983. Frost-heaved bedrock features : A valuable permafrost indicator. *Géographie physique et Quaternaire*, 37 : 241-251.
- Dons, J., 1960a. Telemark supracrustal and associated rocks. *In Geology of Norway*. Norsk Geologisk Undersøkelse, 208 : 49-58.
- 1960b. The stratigraphy of supracrustal rocks, granitization and tectonics in the Precambrian Telemark area. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 212 : 2-27.
- 1961. Rjukan, *Geologisk Kart*. Norges Geologisk Undersøkelse.
- Dyke, L., 1986. Frost heaving of bedrock. *The Canadian Geographer*, 30 : 360-362.
- Follestad, B.A., 1990. Block fields, ice-flow directions and the Pleistocene ice sheet in Nordmøre and Romsdal, West Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 70 : 27-33.
- Gangloff, P., 1983. Les fondements géomorphologiques de la théorie des paléonunataks : le cas des Monts Torngats. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl.-Bd. 47 : 109-136.

- Gellatly, A., Gordon, J.E., Whalley, W.B. et Hansom, J.D., 1988. Thermal regime and geomorphology of plateau ice caps in northern Norway : Observations and implications. *Geology*, 16 : 983-986.
- Godard, A., 1962. Géomorphologie des socles. Les limites glaciaires sur socles cristallins : quelques enseignements apportés par l'Europe du Nord-Ouest et le Canada. *Revue géographique de l'Est*, 3-4 : 247-256.
- 1965. Recherches géomorphologiques en Écosse du Nord-Ouest. Thèse d'État, Publications de la Faculté des Lettres de l'Université de Strasbourg, 701 p.
- 1990. L'Arctique, milieu figé ou milieu d'évolution rapide?, p. 157-175. *In* Pour Jean Malaurie. Plon, Paris.
- Hicock, S.R., 1990. On subglacial stone pavements in till. *Journal of Geology*, 99 : 607-619.
- Ives, J.D., 1958. Mountain-top detritus and the extent of the last glaciation in Northeastern Labrador-Ungava. *The Canadian Geographer*, 12 : 25-31.
- 1960. The deglaciation of Labrador-Ungava : An outline. *Cahiers de Géographie de Québec*, 4 : 323-343.
- 1966. Block fields, associated weathering forms on mountain tops and the Nunatak hypothesis. *Geografiska Annaler*, 48 A : 220-223.
- 1975. Delimitation of Surface Weathering Zones in Eastern Baffin Island, Northern Labrador and Arctic Norway : A discussion. *Geological Society of America Bulletin*, 86 : 1096-1100.
- Jansen, I.J., 1986. Kvartaergeologi, Jord og Landskap i Telemark gjennom 11000 ar. *Institutt for Naturanalyse*, 87 p.
- King, L., 1984. Permafrost in Skandinavien. *Heidelberger geographische Arbeiten*, 76, 174 p.
- 1986. Zonation and ecology of high mountain permafrost in Scandinavia. *Geografiska Annaler*, 68A : 131-139.
- Kleman, J. et Borgström, I., 1990. The boulder fields of Mt. Fulufjället, West-central Sweden. *Geografiska Annaler*, 72 A : 63-78.
- Laverdière, C., Bernard, C. et Dionne, J.-C., 1968. Les types de broutures glaciaires. *Revue de géographie de Montréal*, 22 : 21-33 et 159-173.
- Laverdière, C., Guimont, P. et Dionne, J.-C., 1985. Les formes et les marques de l'érosion glaciaire du plancher rocheux : signification, terminologie, illustration. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 51 : 365-387.
- Lawson, T.J., 1983. Quaternary Geomorphology of the Assynt area, N.W. Scotland. Thèse, University of Edimburgh, 321 p.
- Linton, D., 1949. Unglaciéed areas in Scandinavia and Great Britain. *Irish Geography*, 2 : 25-33.
- 1950. Unglaciéed enclaves in glaciéed regions. *Journal of Glaciology*, 8 : 451-452.
- Löken, O., 1962. On the vertical extent of glaciation in Northeastern Labrador-Ungava. *The Canadian Geographer*, 6 : 106-115.
- Mangerud, J., 1973. Isfríe refugier i Norge under istidene. *Norges Geologiske Undersökelse*, 297 : 1-23.
- 1983. The glacial History of Norway, p. 3-9. *In* J. Ehlers, édit., *The Glacial Deposits of North-West Europe*. A. A. Balkema, Rotterdam.
- Manley, G., 1949. The snowline in Britain. *Geografiska Annaler*, 1-4 : 179-193.
- Michaud, Y. et Dionne, J.-C., 1987. Altération des substrats rocheux et rôle du soulèvement géglival dans la formation des champs de blocaille, en Hudsonie. *Géographie physique et Quaternaire*, 41 : 7-18.
- Moen, A., 1987. The regional vegetation of Norway ; that of central Norway in particular. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 41 : 179-226.
- Moine, B. et Ploquin, A., 1971. Caractères géochimiques des séries de roches supracrustales du Telemark, Précambrien épizonal de la Norvège du Sud. *Comptes rendus de la Société géologique de France*, 3 : 139-141.
- Muller, E.H., 1973. Boulder concentration in till at the close of glacial cycle. Ninth Congress of the International Union for Quaternary Research, Abstracts, Christchurch, New Zealand, p. 258.
- Nesje, A., 1989. The geographical and altitudinal distribution of block fields in southern Norway and its significance to the Pleistocene Ice sheet. *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd. 72* : 41-53.
- Nesje, A., Anda, E., Rye, N., Lien, R., Hole, P.A. et Blikra, L.H., 1987. The vertical extent of the Late Weichselian ice sheet in the Nordfjord-Møre area, Western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 67 : 125-141.
- Nesje, A., Dahl, S.O., Anda, E. et Rye, N., 1988. Block fields in southern Norway : Significance for the Late Weichselian ice sheet. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 68 : 149-169.
- Nesje, A. et Dahl, S.O., 1990. Autochthonous block fields in southern Norway: Implications for the geometry, thickness, and isostatic loading of the Late Weichselian Scandinavian ice sheet. *Journal of Quaternary Science*, 5 : 225-234.
- Oftedahl, C., 1980. Geology of Norway. *Norges Geologiske Undersökelse*, 356, 114 p.
- Peulvast, J.-P., 1985. Relief, érosion différentielle et morphogenèse dans un bourrelet montagneux de haute latitude : Lofoten-Vesterålen et Sogn-Jotun (Norvège). Thèse d'État, Paris, 1642 p.
- Rapp, A., 1986. Slope processes in high latitude mountains. *Progress in Physical Geography*, 10 : 53-68.
- Rudberg, S., 1962a. Geology and morphology of the « fjells ». *Biuletyn Peryglacjalny*, 11 : 173-186.
- 1962b. A report on some field observations concerning periglacial geomorphology and mass movement on slopes in Sweden. *Biuletyn Peryglacjalny*, 11 : 311-323.
- 1977. Periglacial zonation in Scandinavia, p. 92-104. *In* H. Poser, édit., *Formen, Formengesellschaften und Untergrenzen in den heuteigen periglazialen Höhenstufen der Hochgebirge Europas und Afrikas zwischen Arktis und Äquator. Bericht über ein Symposium, Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Kl. Folge E*, 31.
- 1984. Fennoscandian shields: Finland, Sweden and Norway, p. 55-74. *In* C. Embleton, édit., *Geomorphology of Europe*. Macmillan Press, London.
- 1988. High Arctic landscapes : Comparison and reflections. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 42 : 255-264.
- Sollid, J.L. et Sörbel, L., 1979. Deglaciation of western central Norway. *Boreas*, 8 : 233-239.
- Sollid, J.L. et Reite, A. J., 1983. The last deglaciation of Central Norway, p. 41-59. *In* J. Ehlers, édit., *The Glacial Deposits of North-West Europe*. A. A. Balkema, Rotterdam.
- Sollid, J.L. et Torp, B., 1984. *Glacialgeologisk Kart over Norge*. Nasjonalatlas for Norge, Geografisk Institutt, Oslo.
- Tansley, A.G., 1949. *The British Islands and their vegetation*. Cambridge, 930 p.
- Vorren, T.O., 1977. Weichselian ice movement in South Norway and adjacent areas. *Boreas*, 6 : 247-257.
- Washburn, A.L., 1979. *Geocryology*. Arnold, London, 406 p.
- Whittow, J., 1984. *Dictionary of Physical Geography*. Penguin Books, 591 p.
- Wille, N., 1905. Om innvandringen av det arktiske floraelement til Norge. *Nyt Magazin for Naturvidenskap*, Bd. 43.
- Wyckoff, D., 1934. Geology of the Mt. Gausta region in Telemark, Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 13 : 1-72.