HAL
open science

Étagements périglaciaires fonctionnels dans les massifs du Dovrefjell et des Rondane (Norvège centrale, 62°22'N/61°46'N ; 8°5E/10°E) : les enseignements du terrain.

Riwan Kerguillec

To cite this version:

Riwan Kerguillec. Étagements périglaciaires fonctionnels dans les massifs du Dovrefjell et des Rondane (Norvège centrale, 62°22'N/61°46'N ; 8°5E/10°E) : les enseignements du terrain.. Environnements périglaciaires, 2011, 17, pp.45-65. hal-00769537

HAL Id: hal-00769537

https://hal.science/hal-00769537v1

Submitted on 7 Jan 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

ÉTAGEMENTS PÉRIGLACIAIRES FONCTIONNELS DANS LES MASSIFS DU DOVREFJELL ET DES RONDANE (NORVÈGE CENTRALE, 62°22'N/61°46'N ; 8°5E/10°E) : LES ENSEIGNEMENTS DU TERRAIN

Riwan KERGUILLEC

Université de Nantes
Laboratoire Géolittomer (UMR 6554)

Résumé :
Les massifs contigus du Dovrefjell et des Rondane (62°22'N/61°46'N et 8°5E/10°E), situés à 450 km au Sud du cercle polaire et à un peu plus de 100 km de la Mer de Norvège, comptent parmi les reliefs les plus élevés de Norvège centrale. Ils offrent, en vertu de cette position géographique particulière, empreinte à la fois de nordicité et d'océanité, mais aussi de leurs caractères spécialement favorables aux dynamiques périglaciaires, une opportunité peu commune pour l'étude des modelés et des étagements propres à ce système morphogénique d'ambiance froide. Les données climatiques et structurales de ces hauts massifs scandinaves s'associent en effet pour en faire des montagnes éminemment propices à une activité cryogénique diverse. L'amplitude de l'étage considéré y est telle qu'ils offrent de surcroît une occasion idéale pour l'étude et la détermination des limites d'étagements. L'article porte 1) sur les paramètres qui expliquent la variété du périglaciaire dans ces secteurs ; 2) sur la présentation de la diversité des modelés périglaciaires rencontrés et sur leur classification ; 3) sur la détermination des étagements concernés, par la stricte observation des formes fonctionnelles et donc révélatrices de la réalité des étages précités. Ce procédé prioritairement morphologique permet d'isoler trois niveaux périglaciaires, aux formes à chaque fois plus élaborées, à partir de la limite inférieure établie à un peu plus de 900 m d'altitude. La fixation de ces différents étages, confirmée par l'étude des données climatiques et des isolignes, permet finalement à ces massifs d'apporter un jalon supplémentaire pour la régionalisation du périglaciaire sur la façade atlantique de l'Europe, en venant s'ajouter aux données acquises dans d'autres montagnes atlantiques.

Mots clés :
Haute montagne atlantique, modelés périglaciaires, étagements morphologiques

INTRODUCTION

Si les publications en géomorphologie périglaciaire, sous les multiples angles d'analyse qu'on lui connaît, sont pléthoriques depuis l'essor de la recherche sur ce système morphogénique dans les années 60, certains secteurs géographiques pourtant prometteurs demeurent encore peu étudiés. Les montagnes de Norvège centrale et plus spécialement les massifs du Dovrefjell et des Rondane, font partie de ces "angles morts", peu de publications traitant, ne serait-ce que partiellement, du périglaciaire dans ces secteurs (Strøm, 1945 ; Dahl, 1956 ; Williams, 1959 ; Sollid & Sørbel, 1974 ; Barsch & Treter, 1976 ; Sellier, 2002 ; Hofgaard, 2003). Ces hautes montagnes scandinaves offrent pourtant des paramètres et une ambiance particulièrement propices aux dynamiques cryogéniques : leur assise structurale, majoritairement quartzitique, leur confère en effet une grande aptitude pour l'expression des formes périglaciaires dans le paysage, le quartzite étant reconnu comme une roche spécialement apte à révéler ces modelés (Sellier, 2002) ; les données climatiques fondamentales autorisent l'apparition de figures périglaciaires à la fois en milieu à pergélisol et sur sols saisonnièrement gelés et sont, d'un point de vue thermique, favorables à un nombre important de cycles

gel/dégel particulièrement aux saisons intermédiaires ; en outre, la position géographique charnière de ces hautes montagnes, véritable articulation entre domaines océanisé, polaire et continental, achève de rendre ce secteur d'analyse particulièrement original par l'intérêt d'une étude dans un domaine périglaciaire d'interface.

Plus encore, les publications disponibles n'évoquent pas systématiquement les étagements morphologiques dans ces massifs. Le périglaciaire n'y est souvent abordé qu'à travers l'observation de certains types de formes, parfois sans référence altitudinale et sans être considéré dans sa globalité. Le Dovrefjell et les Rondane, par l'amplitude de leur étage périglaciaire sans doute inégalée en Europe, offrent pourtant une opportunité intéressante pour la fixation des étagements concernés, d'autant qu'elle s'avère complétive par rapport aux données déjà acquises dans d'autres massifs bordiers de la façade atlantique européenne.

Pour finir, la détermination de ces étagements par une méthode morphologique, basée sur l'utilisation de marqueurs proposés par Sellier (2006), reste à appliquer en ces lieux. Elle consiste d'abord à déterminer la limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel au moyen de formes peu élaborées mais révélatrices d'une activité périglaciaire incontestable. Elle conduit ensuite à différencier plusieurs paliers périglaciaires qui se singularisent par des modelés à chaque fois spécifiques, dont les degrés d'élaboration, croissants avec l'altitude, sont significatifs de conditions climatiques de plus en plus sévères vers les sommets.

Subséquemment, les objectifs de cette étude sont de trois ordres : d'abord de mettre en lumière les paramètres favorables aux dynamiques cryogéniques sur les secteurs concernés, puis de présenter la morphologie périglaciaire du Dovre-Rondane dans toute sa diversité en proposant une classification appropriée des formes rencontrées. La troisième étape consiste à déterminer précisément les étagements périglaciaires actuels afin de compléter les connaissances déjà acquises en Europe de l'Ouest et du Nord-Ouest, et notamment de contribuer à combler le hiatus subsistant entre les îles britanniques et les régions arctiques.

1. LE CADRE MORPHOCLIMATIQUE DU DOVRE-RONDANE

1.1. Une situation géographique charnière

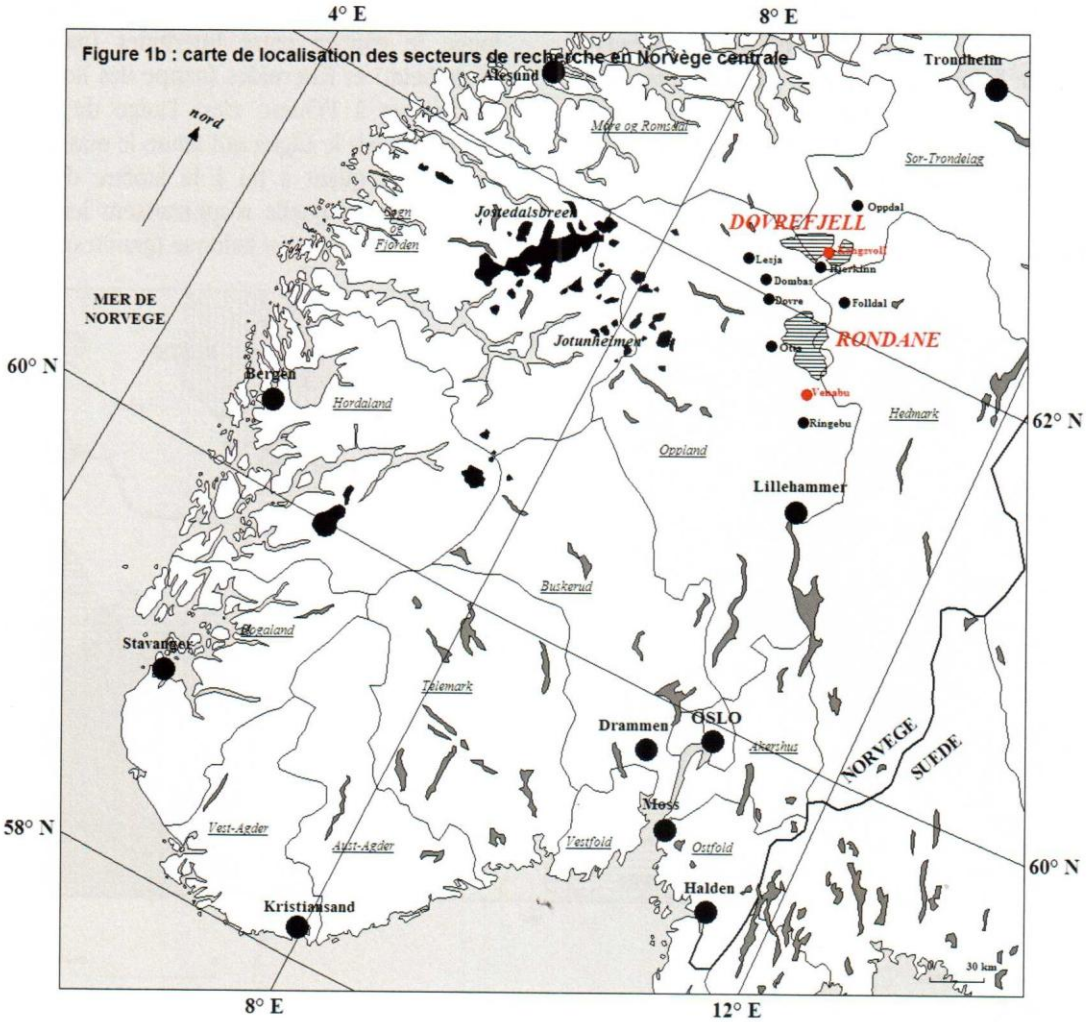
Les massifs du Dovrefjell et des Rondane sont situés au Sud-Ouest de la ville de Trondheim, aux limites des provinces administratives du Oppland, du Hedmark et du Sør-Trondelag, donc aux alentours du 62e parallèle nord et du 9e méridien est (figure 1.B). Intégrées à deux parcs nationaux, ces montagnes occupent par conséquent une position de façade, leurs faibles distances à la mer témoignant bien de cette proximité de l'océan : les Rondane ne sont distants que de 180 km par rapport à la Mer de Norvège, cette distance se réduisant à seulement 120 km pour le Dovre. Ces côtes ont notamment la particularité d'être très découpées par de nombreux fjords, et baignées par les eaux chaudes de la dérive nord atlantique (figure 1.A).

À cette position de façade s'ajoute la proximité des régions arctiques. L'extrémité septentrionale du parc national du Dovrefjell n'est en effet distante que de 450 km du cercle polaire (figure 1.A). Les terrains de recherche sont donc également positionnés aux portes des domaines arctiques de l'Europe du Nord.

Autant nordiques qu'océaniques, ces hautes montagnes jouissent par conséquent d'une situation toute particulière et occupent une position charnière entre domaines océanique et polaire. Mis à part de légers particularismes, comme le maintien d'appareils glaciaires dans le Dovre et l'absence d'un étage glacio-nival authentique dans les Rondane, leurs fortes ressemblances à la fois structurales, climatiques et biogéographiques, imposent de traiter leur cadre morphoclimatique d'un même tenant. C'est justement cette ambiance morphoclimatique qui permet d'expliquer la richesse des modelés périglaciaires rencontrés.

1.2. Une haute montagne quartzitique

Issus en premier lieu du même complexe génétique, le Dovrefjell et le massif des Rondane se rapportent aux charriages des Calédonides, donc à des systèmes structuraux qui comptent parmi les plus anciens d'Europe (figure 2). Ils illustrent remarquablement le contraste essentiel,



Massif	Lim. nord	Lim. sud	Sommet	Lat.	Long.	Alt.	Dist. à la mer
Dovrefjell	62°22' N	62°14' N	Snøhetta	62°19' 20' N	9°16' 15' E	2 286 m	120 km
Rondane	62°03' N	61°46' N	Rondslottet	61°54' 58' N	9°51' 15' E	2 178 m	180 km

Figure 1 - Cartes de localisation des secteurs de recherche

en Fennoscandie, entre hautes montagnes (Calédonides scandinaves) et bas plateaux (Bouclier baltique). Le Dovre s'insère entre les nappes de charriage de Trondheim à l'Est et au Nord, et une région de socle essentiellement gneissique à l'Ouest, identifiable jusqu'à la côte (figure 2). À seulement quelques dizaines de kilomètres au Sud-Est, les Rondane se trouvent délimités au Nord par la vallée de la Grimsa qui longe le contact entre Internides (nappe de Trondheim) et Externides (nappe des Rondane). Au Sud et à l'Ouest, c'est l'auge de plateau parcourue par le Lågen qui limite le massif. L'Est correspond quant à lui à la fenêtre d'Atna, à l'intérieur de laquelle réapparaissent les roches cristallines du Bouclier baltique (granites).

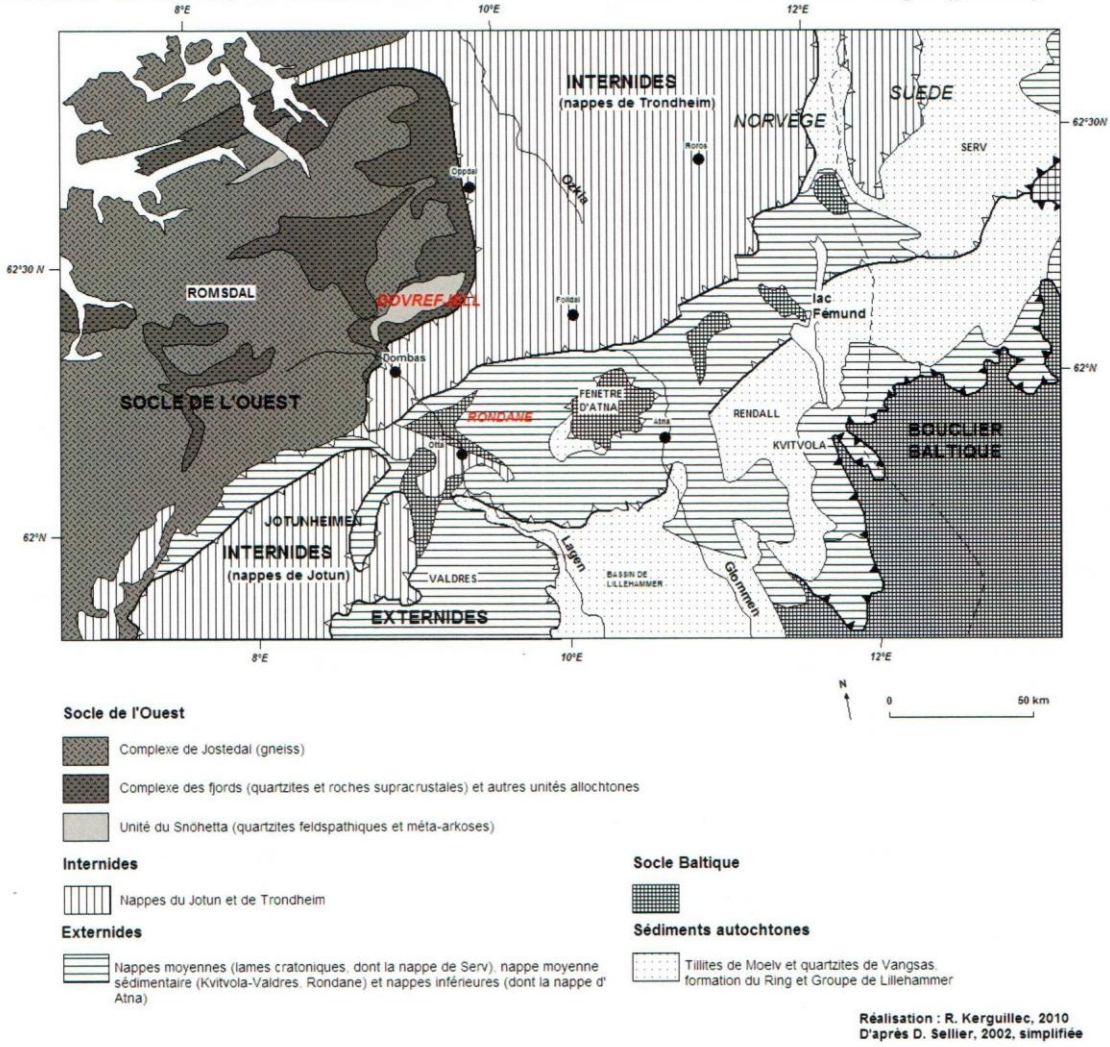


Figure 2 - Carte structurale du Dovre-Rondane

La filiation structurale de ces massifs tient également à leur appartenance aux montagnes quartzitiques les plus élevées de l'Europe du Nord-Ouest. Le Dovrefjell se compose en effet essentiellement d'unités quartzitiques allochtones ayant recouvert le socle gneissique. Son emplacement correspond à une puissante assise quartzitique en raison de la présence du "complexe du Dovrefjell", constitué de quartzites feldspathiques et de méta-arkoses. Le massif des Rondane est quant à lui principalement armé de méta-quartzites feldspathiques et micacés (Strøm, 1945 ; Sellier, 2002).

D'un point de vue paysager, la similitude du Dovre-Rondane s'exprime par le même triptyque fondamental très courant dans cette partie de la péninsule scandinave : hauts massifs montagneux, fjells et vallées (Peulvast, 1985). La structure lithologique majoritairement quartzitique s'impose donc efficacement dans le

paysage, par l'association binaire de hauts massifs culminant à plus de 2 000 m et de vastes fjells d'une altitude moyenne de 1 000 m qui en constituent l'assise.

1.3. Le contexte climatique

Dans le Dovrefjell, la station météorologique qui sert de référence pour l'étude climatique se situe à Kongsvoll Fjellstue (934 mètres), station la plus proche du Snöhetta en distance et en altitude (figure 1.B). Son ambiance climatique peut être considérée comme se rapprochant le plus fidèlement de celle des terrains de recherche. Le calcul des normales mensuelles s'appuie sur la période 1980-2009. De ce fait, les données sont représentatives de la période actuelle, et concernent une période climatique de 29 ans (figure 3.A). Elles sont donc statistiquement parfaitement recevables.

	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Total	Ampl.
Températures (°C)	-9,4	-8,4	-6,4	-2,6	4	8,2	9,6	8,8	4,4	0,7	-5,4	-7,8	-0,4	19
Précipitations (mm)	28	21	22	17	27	52	68	60	48	40	34	33	450	

	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Total	Ampl.
Températures (°C)	-9,7	-9,2	-6,6	-2,3	4,2	9,2	10,4	9,3	4,6	0,3	-5,4	-8,1	-0,3	20,1
Précipitations (mm)	39	26	32	29	48	78	87	88	70	70	52	41	660	

Figure 3 – A. Données climatiques moyennes mensuelles de la station de Kongsvoll Fjellstue (municipalité de Oppdal, Sør-Trondelag, 934 m) pour la période 1980-2009 ; B. Données climatiques moyennes mensuelles de la station de Venabu (municipalité de Ringebu, Oppland, 930 m) pour la période 1980-2009

- À Kongsvoll Fjellstue, le mois le plus chaud est le mois de juillet (9,6 °C), la moyenne du mois le plus froid étant mesurée en janvier (-9,4 °C). L'écart thermique annuel moyen est donc de 19 °C. L'effet de la continentalisation sur les moyennes thermiques annuelles apparaît donc rapide, l'augmentation de l'écart thermique annuel moyen par rapport aux stations météorologiques positionnées plus à l'Ouest sur les côtes de Norvège étant significative (seulement 13,7 °C d'amplitude thermique annuelle à Bergen, située 315 km au Sud-Ouest). Par ailleurs, les températures moyennes estivales sont élevées par rapport à l'altitude et à la latitude des secteurs de recherche (62°19'20''N au Snöhetta, 2 286 m), ce qui traduit encore l'effet de la continentalisation et la dégradation corrélative de l'effet de façade. La station de Kongsvoll Fjellstue présente en moyenne, pour la période concernée, six mois supérieurs à 0 °C de mai à octobre ; la température chute en dessous des 0 °C pendant les six autres mois, ce qui permet également d'insister sur la rudesse des températures hivernales. L'isotherme 10 °C pour la moyenne du mois le plus chaud est la plus utilisée pour séparer les climats polaires des climats subpolaires dans les régions arctiques (Viers, 1970 ; Washburn, 1973 ; Pagney, 1994 ; Godard & André, 1999) : à Kongsvoll Fjellstue, les températures moyennes mensuelles n'excèdent jamais 10 °C, cette station de référence faisant par conséquent partie du monde polaire *stricto sensu*.

- Pour Kongsvoll Fjellstue, les séries climatiques témoignent de l'indigence des précipitations malgré l'altitude (934 m). Le total des abats

mensuels n'excède 50 mm que durant les trois mois d'été (juin, juillet et août). Il s'avère même très faible et inférieur à 30 mm pendant cinq mois de l'année, de janvier à mai. Il existe donc un maximum pluviométrique en été et un minimum en hiver. La station a reçu, sur la période considérée, une lame d'eau annuelle moyenne de seulement 450 mm, ce qui souligne la faiblesse des précipitations et indique un milieu montagnard à tendance sèche où les appareils glaciaires sont par conséquent restreints. Ce régime pluviométrique, ainsi que les totaux annuels précipités, indiquent le caractère déjà continental du massif du Dovre.

Les données de la station de Venabu (930 m), située sur le fjell de Ringebu au Sud du massif des Rondane (figure 1.B), viennent encore témoigner de la similitude des secteurs d'étude. La période de référence pour le calcul des normales mensuelles est d'ailleurs identique (1980-2009) (figure 3.B).

- À Venabu, le mois le plus chaud est encore le mois de juillet (10,4 °C), la moyenne du mois le plus froid étant mesurée en janvier (-9,7 °C). L'écart thermique annuel moyen est donc supérieur à 20 °C (20,1 °C), ce qui souligne le léger renforcement de l'effet de la continentalisation dans les Rondane par rapport à Kongsvoll Fjellstue. La station de Venabu présente en moyenne, pour la période 1980-2009, six mois supérieurs à 0 °C de mai à octobre ; la température chute sous 0 °C pendant six mois et ne dépasse les 10 °C qu'en juillet. L'ambiance thermique dans le massif des Rondane apparaît donc d'une rudesse similaire, à une nuance près cependant : les données climatiques font état d'un mois dont la température excède les 10 °C (10,4 °C en juillet), cette station de référence devant donc être incluse au domaine subpolaire cette fois.
- Pour Venabu, les séries climatiques indiquent des précipitations sensiblement plus abondantes qu'à Kongsvoll Fjellstue, bien qu'elles demeurent au total relativement faibles. La station a reçu, sur la période concernée, une lame d'eau annuelle moyenne de 660 mm, soit 210 mm de plus qu'à Kongsvoll Fjellstue, située il est vrai à l'Est du massif du Snöhetta et donc en position d'abri. La période estivale est également la plus arrosée : les totaux mensuels excèdent 70 mm de juin à octobre avec un maximum en août (88 mm). Le total des précipitations, de concert avec leur régime annuel, indiquent donc le caractère continental des précipitations.

La position géographique charnière des massifs étudiés se trouve ainsi confirmée par le passage du Dovrefjell dans le domaine polaire, la station de Venabu au Sud des Rondane, de type subpolaire, en étant encore exclue. L'étude des stations météorologiques de référence révèle principalement une grande similitude climatique qui vient s'adjoindre à la filiation structurale des deux massifs. Ces hautes montagnes de Norvège centrale ont en effet toutes deux d'océanique leurs paramètres thermiques et de continental leurs données pluviométriques, signalant là un milieu montagnard transitionnel :

- leur caractère encore océanique s'appuie sur des amplitudes thermiques annuelles moyennes d'environ 20 °C, qui restent malgré tout en deçà des 28 °C retenus pour limiter les milieux polaires continentaux (Sellier, 2002, citant Péguy, 1970). Les moyennes annuelles, bien que négatives (-0,4 °C à Kongsvoll Fjellstue/-0,3 °C à Venabu), demeurent en outre bien moins redoutables en comparaison de la sévérité thermique qui caractérise les milieux polaires continentaux.
- Leur ambiance déjà continentale s'entrevoit par contre dans les régimes pluviométriques (maxima d'été typiques) et les totaux annuels relativement faibles au regard des stations météorologiques situées en position côtière.

Ces hauts massifs nordiques doivent donc être considérés comme appartenant à un type de transition entre les milieux subpolaires océaniques et polaires continentaux. L'étude des données climatiques confirme bien que l'on se situe d'une part à la limite entre domaine polaire et domaine subpolaire d'altitude, d'autre part dans la zone de transition entre domaine océanisé et domaine continental.

1.4. Une grande aptitude aux dynamiques périglaciaires

Ces divers paramètres, tant structuraux que climatiques, permettent finalement d'entrevoir la grande prédisposition de ces hautes montagnes

nordiques pour les dynamiques cryogéniques :
- d'un point de vue structural, les propriétés du quartzite permettent une grande lisibilité pour les phénomènes périglaciaires, d'autant que les régolites des massifs étudiés sont fréquemment enrichis en éléments feldspathiques favorables aux actions du gel (Sellier, 2002). Les phénomènes d'éjection avec triage sont donc particulièrement favorisés dans le Dovre-Rondane en raison de la fréquence des substrats à forte hétérométrie (classement de type bimodal) et de l'amplitude des contrastes de gélivité. Les deux massifs ayant été englacés à plusieurs reprises au cours du Quaternaire, les dynamiques périglaciaires peuvent en outre remanier à loisir de grandes quantités de dépôts meubles d'origine glaciaire ou fluvioglaciaire (moraines de fond ou frontales).
- Le contexte climatique autorise l'apparition de modelés périglaciaires à la fois en milieu à pergélisol et sur sols saisonnièrement gelés. Les paramètres thermiques sont favorables à un grand nombre de cycles gel/dégel, indispensables aux phénomènes cryogéniques et prenant place principalement aux saisons intermédiaires (automne/printemps).
- Le support topographique, qui associe de grands versants à des surfaces (fjells), se prête également fort bien à la fois à l'apparition de formes périglaciaires caractéristiques des pentes ainsi qu'aux dynamiques requérant des supports d'inclinaison réduite.
- L'étage périglaciaire des massifs étudiés est enfin l'un des plus dilatés d'Europe, puisqu'il s'étend sur plus de 1 000 m de dénivelé dans les Rondane. Les montagnes concernées offrent de ce fait une réelle opportunité pour une étude périglaciaire focalisée sur les étagements. Dans le Dovrefjell néanmoins, la présence de l'étage glacio-nival dès 1 650 m contracte notablement l'étage périglaciaire fonctionnel, dont l'extension n'excède donc pas 750 m.

2. LES FORMES PÉRIGLACIAIRES FONCTIONNELLES ET LEUR CLASSIFICATION

La limite inférieure de l'étage périglaciaire actif est déterminée par les points les plus bas en altitude où peuvent s'observer les premières formes fonctionnelles authentiquement périglaciaires. Il s'agit donc d'une limite morphologique fondamentale. Dès cette limite, les paramètres morphoclimatiques favorables du Dovre-Rondane ont pour conséquence des modelés périglaciaires particulièrement fréquents et variés, dont certains ont déjà fait l'objet de descriptions (Williams, 1959 ; Barsch & Treter, 1976 ; Sellier, 2002). Cette diversité s'explique non seulement en raison des différentes dynamiques impliquées, mais aussi par les variations de géométrie commandées, en particulier par le facteur pente, au même titre que les différences de calibre des figures concernées sont elles aussi une source importante de différenciation. De nombreux types de formes périglaciaires se trouvent représentés, avec des formes plus ou moins communes cependant, conséquence immédiate des exigences propres à chaque type, des conditions hydriques locales des sols et des possibilités de triage. L'importance du facteur hydrique dans l'apparition des formes périglaciaires fonctionnelles des massifs concernés, déjà évoquée dans certaines publications (Barsch & Treter, 1976 ; Sellier, 2002), s'est avérée en effet primordiale au fil des observations.

2.1. La diversité des formes périglaciaires fonctionnelles du Dovre-Rondane

Le premier facteur de distinction des formes périglaciaires demeure avant tout la dynamique impliquée dans leur genèse. Celle-ci est directement induite par la nature du substrat soumis à l'action du gel : les formations meubles rendent possibles les phénomènes d'éjection ainsi que les phénomènes de fluage sur les versants, tandis que les substrats de roche dure autorisent principalement des dynamiques de fracturation.

2.1.1. Les formes d'éjection

Le phénomène d'éjection concerne l'expulsion en surface, sous l'effet du gel, de matériaux de natures diverses, qu'il s'agisse de certains horizons du sol ou de gélifracts. Il est le résultat, en surface, du gonflement inégal sous l'effet du gel des matériaux présents dans le sol, selon la

théorie du gonflement cryogénique différentiel démontrée expérimentalement par Pissart (1982 ; 1987). Il s'accompagne d'un phénomène de triage plus ou moins intense en surface. Le matériel concerné doit nécessairement être de nature hétérogène et juxtaposer ou superposer des matériaux de gélivités différentes, exprimant l'importance des gradients et des contrastes de gélivité (Van Vliet-Lanoë, 2005). Si le phénomène de triage semble évident dans le cas des cercles de pierres par exemple, qui sont l'aboutissement d'un triage intense, il existe également dans le cas de simples ostioles qui sont l'expression d'une ségrégation entre les différents horizons du sol, mais qui résultent d'un triage d'intensité plus faible. Une distinction des formes peut donc être faite selon leur degré de triage.

Les formes d'éjection à fort degré de triage

Les formes d'éjection à fort degré de triage, d'une fréquence variable selon le type, concernent principalement des cercles et des polygones de pierres de différentes tailles, ainsi que de grands et de petits sols striés, plus rarement observés.

Les cercles de pierres sont des figures périglaciaires circulaires triées, formées d'un centre essentiellement matriciel cerné par un pourtour pierreux ; les polygones de pierres sont des figures périglaciaires triées de forme polygonale cette fois, limitées par un rebord pierreux entourant un centre composé d'éléments gélifractés plus petits. Ces deux types de formes fonctionnelles sont d'une dimension qui varie de quelques décimètres à plusieurs mètres de diamètre en fonction de l'altitude : plusieurs secteurs du massif du Dovre, aux alentours de 1 500 m, recèlent notamment de grands cercles de pierres de taille plurimétrique, ce diamètre étant plus rarement observé dans les Rondane. Ils se composent alors d'un centre plus ou moins bombé majoritairement constitué de matrice ainsi que de quelques petits gélifracts, et d'un pourtour de géométrie circulaire composé de blocs de quartzite à faible colonisation lichénique pouvant atteindre et dépasser le mètre (photographie 1). À l'échelle locale, ces figures périglaciaires apparaissent déterminées par les possibilités de triage bimodal et intimement liées aux conditions hydriques des sols : dans tous les cas et indépendamment de leur taille, les cercles et les polygones sont très bien représentés à l'aval des névés, dans les zones marécageuses et en bordure des lacs, donc dans les zones où les sols sont imprégnés d'eau au moment de la plus grande fréquence annuelle des cycles gel/dégel (automne et printemps). Il arrive parfois même de constater qu'ils occupent une position complètement sous lacustre.

Photographie 1 - Grand cercle de pierres fonctionnel plurimétrique, constitué d'un centre de matrice et d'un pourtour pierreux de blocs de quartzite parfois proches du mètre. Cliché pris sur la bordure ouest du marais de Tvillingkollan, un km au Nord-Est de Snoheim, à 1 500 m d'altitude (Dovrefjell, juillet 2010). La réglette de repère mesure 0,5 m

Photographie 2 - Petits sols striés actifs, constitués par l'alternance de petits gélifracts quartzitiques séparés par des bandes de matrice dépourvues de croûte cryptogamique. Cliché pris sur la bordure ouest du marais de Tvillingkollan, un km au Nord-Est de Snoheim, à 1 520 m d'altitude (Dovrefjell, juillet 2010). La réglette de repère mesure 0,5 m

Les sols striés sont des alignements parallèles ou subparallèles de gélifracts sur une pente, formés par l'étirement et la déformation de polygones ou de cercles de pierres. Les sols striés de petite ou de grande taille, d'extension souvent réduite à quelques dizaines de mètres au maximum, appartiennent également aux formes périglaciaires à fort degré de triage observables dans le Dovre-Rondane, quoique plus rares. Leur localisation tient également à la teneur en eau des sols mais aussi à la présence de matrice argileuse ou argilo-sableuse : ainsi, les zones où les possibilités de triage bimodal entre éléments fins (matrice et gélifracts de faible calibre) rendent possible l'apparition de petits sols striés sont par exemple particulièrement exceptionnelles (photographie 2).

Les formes d'éjection à faible degré de triage

Les formes d'éjection à faible degré de triage apparaissent également très abondantes dans le Dovre-Rondane. Elles naissent aux endroits où la végétation est absente, clairsemée ou dégradée (piétinement et déflation), et affichent, selon leur type, une dépendance plus ou moins forte vis à vis des conditions hydriques des sols : les surfaces de cryoéjection sont ainsi très fréquentes sur les bordures de torrents, à proximité des lacs et des plaques de neige.

Ces formes périglaciaires authentiques concernent d'abord des micro-ostioles et des ostioles dont la taille est le plus souvent pluridécimétrique (photographie 3), donc des taches de terre de géométrie circulaire composées essentiellement de matrice et de quelques gélifracts. Très fréquentes et parfois regroupées, ces formes sont presque systématiquement causées par le gonflement d'une couche d'argile en profondeur, qui provoque l'éjection des horizons supérieurs. Elles sont donc l'expression d'une ségrégation entre les horizons du sol en fonction de leur sensibilité au gel.

Les surfaces de cryoéjection de petite ou de grande taille, composées elles aussi essentiellement de matrice et de quelques gélifracts, sont également particulièrement fréquentes sur les secteurs de recherche dès 1 200 m d'altitude. De géométrie polygonale, sans rebord pierreux ou matriciel, elles se caractérisent par l'éjection combinée de matrice et de gélifracts. Plus grandes que les ostioles, elles ont une taille qui varie de 0,5 mètre à plusieurs mètres de largeur selon l'altitude (photographie 4). Lorsqu'elles sont soumises à une inclinaison, on assiste alors à des formes d'éjection fluées c'est-à-dire à des formes mixtes consécutives à deux types de dynamique : l'éjection et le fluage (surfaces de cryoéjection fluées).

Photographie 3 - Ostiole fonctionnel. Cliché pris un km au Nord-Est de Spranghaugen, sur la rive droite du torrent Store Ula, à 1 120 m d'altitude (Rondane sud, juin 2008). La réglette de repère mesure 0,5 m

Photographie 4 - Grande surface de cryoéjection plurimétrique, soumise à une polygonation secondaire. Cliché pris au sud de Klarabotn, à 1 650 m d'altitude (Rondane sud, juillet 2010)

2.1.2. Les formes de fluage

Les formes de fluage, associées nécessairement à un versant, sont représentées par la famille des lobes de gélifluxion de petite ou de grande extension (métrique à décamétrique selon les secteurs altitudinaux), par les terrassettes de gélifluxion ainsi que par les blocs fluants dont la taille peut également varier de quelques centimètres à plusieurs mètres de longueur, toujours selon l'altitude.

Les lobes de gélifluxion apparaissent sur les portions de versant d'inclinaison comprise entre 15 et 30° en général, particulièrement dans les secteurs où le couvert végétal est dégradé par la déflation ou le ruissellement. Sans que celui-ci n'intervienne dans les formes précitées, il est ainsi fréquent d'observer des *debris flows* à leur proximité. Aux altitudes proches de 1 200 m, leur taille est de quelques mètres de largeur ; ils comprennent toujours de la matrice en abondance ainsi que de petits graviers et parfois des blocs subanguleux glaciaires de taille décimétrique (photographie 5). Plus haut en altitude, leur taille et leur configuration changent, donnant de grands lobes d'une dizaine de mètres de large qui se terminent par un front de blocs de quartzite dont l'élévation peut atteindre 1,5 à 2 mètres (photographie 7). Ces grands lobes apparaissent particulièrement gorgés d'eau et systématiquement en position d'ubac dans les zones abondamment alimentées en eau de fonte nivale.

Les terrassettes de gélifluxion sont, quant à elles, l'une des formes périglaciaires actives les plus fréquentes des secteurs de recherche (photographie 8). Elles occupent très souvent, outre les portions de versants d'inclinaison suffisante, les rebords des dépôts morainiques, des chenaux latéraux ou de terrasses alluviales. Elles comprennent une partie supérieure le plus souvent inclinée, plus rarement plane, où apparaissent parfois quelques petits blocs plongeants, ainsi qu'un front pluridécimétrique le plus souvent proche de 0,5 mètre.

Les blocs fluants apparaissent également très communs dans les massifs du Dovrefjell et des Rondane. Ils peuvent prendre des dimensions variables, leur taille étant très réduite aux abords de la limite inférieure de l'étage périglaciaire (photographie 6) tandis qu'ils atteignent couramment un cubage de plusieurs m^3 en altitude au niveau des cirques glaciaires (environ 1 500-1 600 m). Les blocs fluants sont en général très présents sur les portions de versant dénudées à condition que l'inclinaison soit suffisante. Les pentes situées en aval des plaques de neige s'avèrent être également des lieux de localisation privilégiés, ce qui souligne la nécessité d'une teneur en eau suffisante des sols pour ce genre d'activité périglaciaire. Il est donc naturellement fréquent d'observer des oppositions de versant selon l'exposition : le versant situé en ubac, qui conserve des plaques de neige en été, se caractérise par des sols plus humides et par de nombreux blocs fluants, par opposition au versant en adret, la plupart du temps dépourvu de plaques de neige et donc nettement moins favorable pour ce type de forme. Il semble donc que l'étalement de la fonte des neiges dans le temps soit propice aux phénomènes de fluage, plus qu'une fonte rapide.

Les formes précitées sont toutes caractérisées par un bourrelet aval, significatif de leur mouvement de fluage et constitué de matrice à laquelle s'ajoutent de petits blocs dans le cas des plus gros spécimens. La matrice du bourrelet, fraîchement remuée, comme sa colonisation végétale la plupart du temps faible ou nulle, sont des indices révélateurs du degré de fonctionnalité de la forme. Au même titre que des blocs plongeants sont parfois observables sur la partie sommitale des terrassettes de gélifluxion, il arrive en outre assez couramment que de petits blocs fluants apparaissent au sein des lobes de gélifluxion, signalant des combinaisons de formes périglaciaires fonctionnelles.

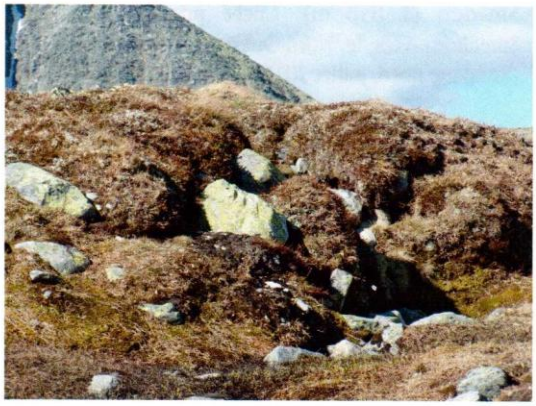
2.1.3. Les formes de fracturation

L'une des principales caractéristiques du quartzite est d'être l'une des roches les plus perméables à l'échelle de l'affleurement : il s'avère donc très gélif sur le terrain en raison de l'abondance des fissures et des discontinuités qui le caractérisent (Sellier, 2002). D'une faible résistance mécanique à cette échelle d'analyse, il donne par conséquent d'abondantes formes de fracturation sous l'effet des cycles gel/dégel, qui doivent être signalées bien qu'elle ne puissent pas servir à la détermination des étagements périglaciaires (Sellier, 2006).

Photographie 5 - Petit lobe de gélifluxion fonctionnel, sur une pente de 20°. Cliché pris sur la rive droite du torrent Krokåtbekken, à 1 215 m d'altitude (Rondane sud, juillet 2010). La réglette de repère mesure 0,5 m

Photographie 6 - Petit bloc fluant fonctionnel, sur une pente de 15° d'inclinaison. Cliché pris sur le versant est du sommet périphérique du Kalven, au Nord-Est de Dorålseter, à 945 m d'altitude (Rondane nord, juin 2008)

Photographie 7 - Grands lobes de gélifluxion fonctionnels de taille décamétrique soulignés par les plaques de neige. La valeur de la pente est de 20°. Cliché pris deux km au Sud du sommet de l'Austre Smeden (1 849 m), à 1 480 m d'altitude (Rondane nord, juillet 2010)



Photographie 8 - Terrassettes de gélifluxion actives sur un rebord de chenal latéral. Cliché pris 1,5 km au sud de Klarabotn, à 1 300 m d'altitude (Rondane sud, juin 2008)

Les formes issues de la gélifraction sont pléthoriques sur les secteurs de recherche, et ce dès la limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel. Issues de la même dynamique périglaciaire de fracturation (la gélifraction), il est néanmoins possible de les distinguer, dans un premier temps, selon qu'elles occupent une support incliné ou une surface, au même titre que leur extension peut également être une source de différenciation. Il est par conséquent possible de séparer les formes de fracturation *in situ* (nids de gel, champs de blocs) des formes de fracturation de pente (éboulis assistés ou non, niches de gélivation,...). Les premières occupent des surfaces planes ou en tout cas d'inclinaison réduite ; les secondes sont le propre des versants. Les formes de fracturation affectant les surfaces concernent notamment les champs de blocs *lato sensu* et les nids de gel fonctionnels (photographie 10), mais également toutes les traces attestant du travail de la gélifraction sur les affleurements (rebords de blocs gélifractés, blocs ou dalles de quartzite gélifractés, etc). Les versants du Dovre-Rondane sont affectés par une gélifraction intense qui se traduit par des éboulis particulièrement développés, assistés ou non par d'autres processus et notamment des *debris flows* (photographie 9). D'autres formes

d'extension plus réduite peuvent également être répertoriées, telles que des niches de gélivation et des pierriers de pente.

Photographie 9 - Eboulis assistés coalescents affectant la paroi est du sommet du Nordre Smeden (1 898 m). Cliché pris de la vallée du Smedbotn vers le Nord-Ouest, à 1 450 m d'altitude (Rondane nord, juillet 2010)

Photographie 10 - Nid de gel fonctionnel observé au sein du champ de blocs à texture ouverte occupant le sommet du Randen (1 397 m). Cliché pris à 1 380 m (Rondane sud, juin 2008)

2.2. Essai de classification

Les photographies présentées montrent, pour chaque type de dynamique, des formes périglaciaires de dimensions fort variables, laissant entrevoir un nécessaire besoin de classification qui aille au-delà d'une simple distinction des formes selon la dynamique impliquée dans leur genèse.

Des critères, autres que dynamiques, permettent en effet de compléter la différenciation des formes périglaciaires fonctionnelles et d'établir une nomenclature adaptée aux massifs concernés en tenant compte de plusieurs variables. Le facteur pente tout comme l'altitude s'avèrent ainsi être les principaux paramètres dont il faut tenir compte dans un essai de classification. L'ensemble de ces critères permet de proposer une nomenclature des formes périglaciaires observées dans le Dovre-Rondane (figure 4) :

- la nature de la formation soumise à l'action du gel détermine dans un premier temps le type de dynamique possible : les formations meubles autorisent deux types de dynamiques, l'éjection et le fluage (formes de fluage et formes d'éjection) ; les roches sont soumises quant à elles aux dynamiques de fracturation (formes de fracturation).
- Le facteur pente permet une distinction fondamentale entre formes de versant et formes de surface. Dans le cas des formes d'éjection, il influe sur la géométrie des figures concernées (linéaires ou circulaires). Il s'avère indispensable dans le cas des formes de fluage.
- Le facteur altitude vient affiner cette classification : par la sévérité croissante des conditions climatiques, il exerce une nette influence sur la taille et le dynamisme des formes périglaciaires qui croissent avec l'altitude, une distinction pouvant être faite entre étages bas et moyen et étage subsommital.

3. LES ÉTAGEMENTS PÉRIGLACIAIRES DU DOVRE-RONDANE

La description et la classification des formes périglaciaires fonctionnelles du Dovre-Rondane ont pour objectif la détermination des étagements du système morphogénique concerné et ne sont pas une fin en tant que telles. Cette fixation des niveaux périglaciaires s'appuie sur une méthode purement morphologique et permet de séparer trois étages distinctifs.

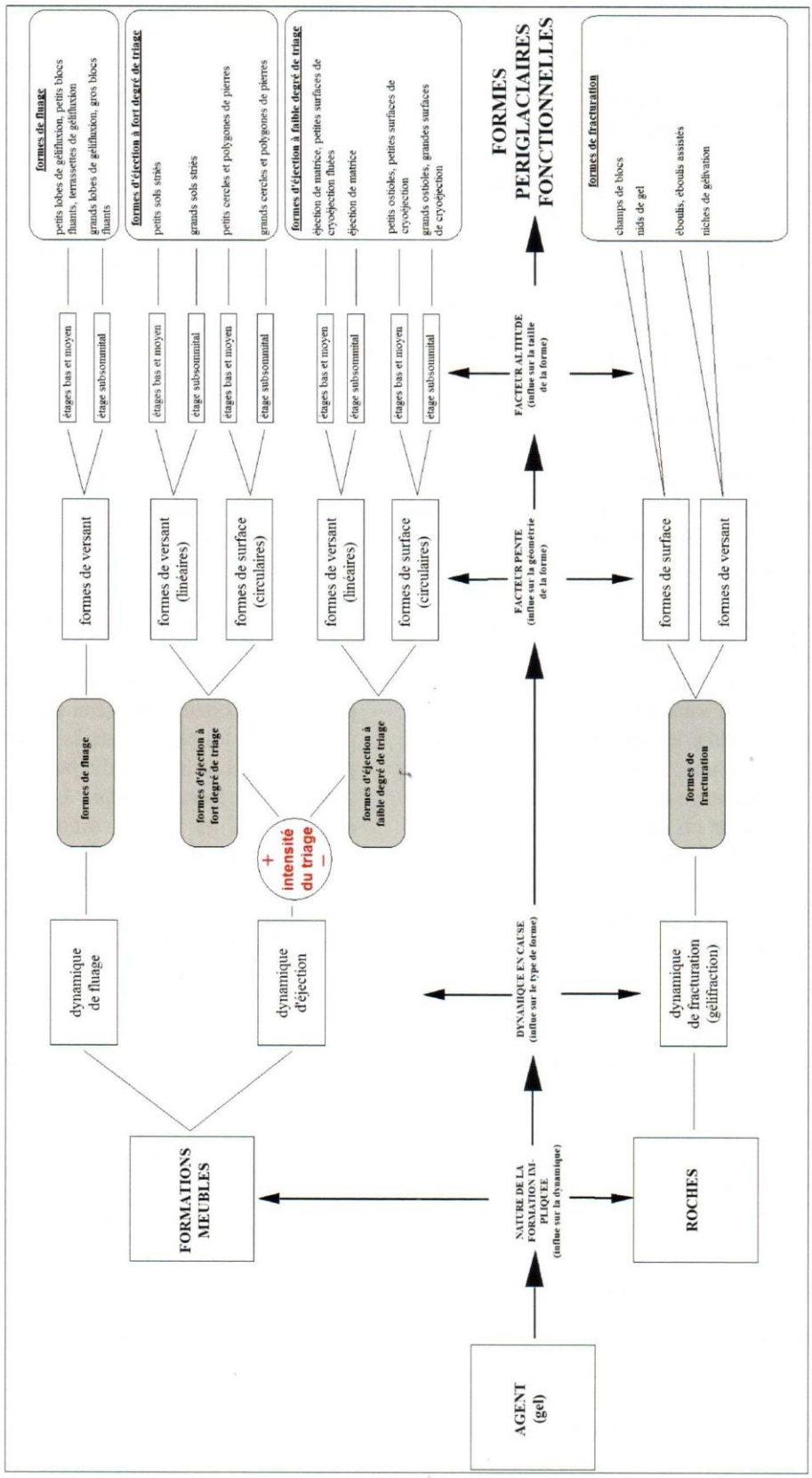


Figure 4 – Nomenclature des formes périglaciaires fonctionnelles du Dovre-Rondane

3.1. La méthode : l'utilisation de marqueurs morphologiques significatifs

Méthodologiquement, la fixation des différents paliers périglaciaires des domaines de l'étude s'appuie sur le choix des marqueurs morphologiques les plus significatifs de ces étages parmi l'éventail des formes énumérées dans la classification proposée. Le principe consiste à établir un classement des formes selon leur degré d'élaboration, significatif de l'intensité croissante de l'activité périglaciaire avec l'altitude et par conséquent des différents niveaux de l'étage morphogénique étudié. Ce classement s'appuie sur celui observé par Sellier (2002 ; 2006) et le complète en tenant compte des formes effectivement présentes dans le Dovre-Rondane. Il comprend trois groupes de formes qui sont révélatrices de trois paliers périglaciaires bien distincts (figure 5) :

- les formes de premier rang : pour la délimitation de la limite inférieure de l'étage périglaciaire à partir de laquelle se développe le premier palier, il convient de bien isoler les formes périglaciaires les moins élaborées, mais significatives d'une activité périglaciaire authentique. Les micro-ostioles et les ostioles, les petits blocs fluants ou plongeants, ainsi que les terrassettes de gélifluxion et les petits lobes de gélifluxion, comptent parmi les formes d'expression mineure qui permettent de fixer de manière fiable la limite basse de l'étage en question. Parmi elles, les ostioles et les petits blocs fluants, par leur signification périglaciaire incontestable et leur forte représentation sur le terrain, sont les indices le plus souvent utilisés dans ce but. Ces indicateurs morphologiques ont véritablement une importance décisive, car leur extrême sensibilité aux données climatiques fait que leur apparition coïncide souvent avec la limite inférieure des étages périglaciaires fonctionnels (Sellier & Wilson, 1994 ; Sellier, 2002 ; 2006). Leur venue concorde par ailleurs avec les zones de présence de pergélisol sporadique.
- Les formes de deuxième rang : l'étage périglaciaire moyen se signale par des formes un peu plus élaborées, qui prennent le relais en altitude des formes précitées. Parmi elles, les petits cercles ou polygones de pierres, les petites surfaces de cryoéjection et les petits sols striés, sont sur le terrain les indices les plus révélateurs de l'étage périglaciaire moyen. Ils correspondent cette fois aux zones de pergélisol discontinu épars.
- Les formes de troisième rang : l'étage périglaciaire sommital est celui des phénomènes périglaciaires les plus accomplis et des zones de pergélisol discontinu étendu puis de pergélisol continu. Les formes servant à sa délimitation comprennent les grands ostioles, les grands cercles ou polygones de pierres, les grands sols striés, les grandes surfaces de cryoéjection, les gros blocs fluants ou plongeants, ainsi que les grands lobes de gélifluxion.

Etage / Marqueur	Etage périglaciaire basal (formes périglaciaires de premier rang)	Etage périglaciaire moyen (formes périglaciaires de deuxième rang)	Etage périglaciaire sommital (formes périglaciaires de troisième rang)
Marqueurs morphologiques retenus	Ostioles et micro-ostioles, terrassettes de gélifluxion, petits lobes de gélifluxion, petits blocs fluants ou plongeants.	Petits cercles et polygones de pierres, petits sols striés, petites surfaces de cryoéjection.	Grands ostioles, grands cercles et polygones de pierres, grands sols striés, grandes surfaces de cryoéjection, gros blocs fluants ou plongeants, grands lobes de gélifluxion.
Type de pergélisol	Pergélisol sporadique	Pergélisol discontinu épars	Pergélisol discontinu étendu et pergélisol continu

Figure 5 – Les marqueurs morphologiques utilisés pour la fixation des étagements

La détermination des niveaux périglaciaires ne peut donc se faire qu'au moyen de formes incontestablement liées à des processus cryogéniques. Certaines formes, qui trouvent leur origine dans des processus non exclusivement périglaciaires, doivent donc nécessairement être écartées (Sellier, 2006 ; Kerguillec, 2007) : ainsi des blocs laboureurs, qui ne trouvent pas leur explication dans les seuls phénomènes cryogéniques. Bien que l'importance de la gélifluxion dans le déplacement de ces blocs soit reconnue (Berthling *et al.*, 2001), des processus autres que typiquement périglaciaires permettent en effet de comprendre le fonctionnement des blocs laboureurs (Ballantyne, 2001). Les blocs fluants ou plongeants sont par conséquent beaucoup plus démonstratifs des mouvements de masse périglaciaires fonctionnels et, de ce fait, des limites des étages périglaciaires (Sellier, 2006).

D'autre part, les multiples formes liées aux manifestations de la gélifraction, bien qu'abordées dans la classification proposée (figure 4), ne permettent pas non plus de fixer de manière fiable les limites de ces étagements, étant donné qu'elles se retrouvent sur l'ensemble de l'étage périglaciaire à partir de l'altitude où le gel est suffisamment intense et fréquent pour provoquer la fracturation des roches (Sellier, 2006). Elles ne sont nullement spécifiques de tel ou tel niveau périglaciaire et ne peuvent donc pas être utilisées compte tenu de la démarche adoptée.

Les différents niveaux périglaciaires du Dovre-Rondane, corrélés avec les isothermes des stations météorologiques de référence, sont représentés sur la figure 6.

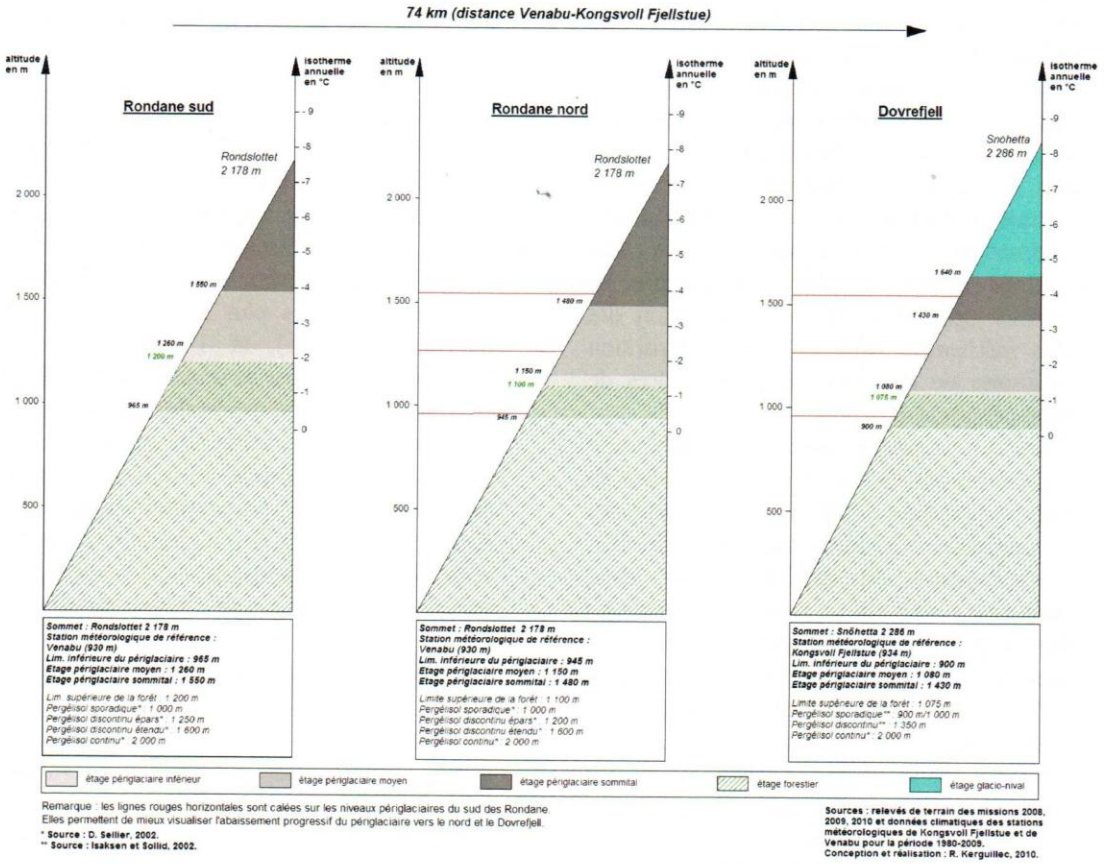


Figure 6 – Etagements périglaciaires et isothermes annuelles dans le Dovre-Rondane

3.2. L'étage périglaciaire inférieur

Dans le Nord du massif des Rondane, la limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel est identifiable dès 945 m, donc au niveau du fjell, par l'observation de petits blocs fluants actifs sur le versant est du sommet du Kalven (photographie 6). Les premiers micro-ostioles, d'un diamètre d'environ 0,2 mètre, ont été repérés à partir de 980 m dans des dépôts morainiques de fond, leur localisation correspondant toujours au niveau du fjell et à l'étage forestier (*Pinus sylvestris*, *Betula pubescens*, *B. tortuosa*) qui disparaît aux environs de 1 000 m/1 100 m aux abords du refuge de Dørålseter et le long de la vallée de Dørålen. L'étage périglaciaire inférieur est donc inclus, du moins partiellement, dans l'étage forestier. L'activité périglaciaire s'exprime cependant plus nettement au-dessus de 1 000 m, altitude à partir de laquelle les dynamiques d'éjection et de fluage deviennent plus lisibles (ostioles, terrassettes de gélifluxion, petits blocs fluants fonctionnels). À 1 150 m, cet étage périglaciaire basal se caractérise par des formes déjà plus amples qui n'apparaissent pas plus bas, telles que des petits lobes de gélifluxion fonctionnels d'extension métrique (rive droite du torrent Neverbubekken et versant au Sud-Ouest de Dørålseter). À partir de cette altitude, l'activité périglaciaire se manifeste également par la multiplication des dalles fraîchement dressées et par l'apparition des formes de deuxième rang, révélatrices de l'étage périglaciaire moyen.

Au Sud, les premières formes incontestablement périglaciaires ont été repérées à 965 m au Sud de Mysusæter (ostioles actifs), donc à des altitudes très semblables et toujours dans l'étage forestier. Des terrassettes de gélifluxion, des blocs plongeants et de nombreux ostioles (photographie 3), souvent associés en groupes de quatre ou cinq exemplaires, sont visibles entre 1 085 m et 1 100 m dans le secteur de Spranghaugen et sur la rive droite du torrent Store Ula, signalant indiscutablement l'étage périglaciaire inférieur. Des lobes de gélifluxion ont été repérés à partir de 1 215 m sur la rive droite du torrent Krokåtbekken (photographie 5). Dans cette portion du massif en position d'adret, l'étage en question apparaît cependant moins lisible que dans la partie septentrionale. Les zones où la végétation est dégradée soit par le piétinement (sentiers pédestres), soit par la déflation, sont des secteurs privilégiés très utiles à la fixation des limites de cet étage, qui s'étend jusqu'à 1 260 m : à cette altitude apparaissent en effet les premiers cercles de pierres et donc les formes de deuxième rang spécifiques de l'étage périglaciaire moyen.

Dans le Dovrefjell, les premières formes fonctionnelles (ostioles actifs) ont été repérées légèrement plus bas puisqu'elles ont été observées à 900 m au Sud-Est de la localité de Hjerkinn, toujours dans des secteurs où la végétation est clairsemée ou dégradée. La limite de l'étage périglaciaire actif peut donc être identifiée pratiquement 200 mètres plus bas que la limite supérieure de l'étage forestier (1 075 m dans ce secteur). Des lobes de gélifluxion apparaissent quant à eux dès 1 100 m. Les formes typiques du deuxième rang sont visibles à la même altitude (surfaces de cryoéjection actives à partir de 1 080 m au Nord-Est de la localité de Hjerkinn).

Les limites inférieures de l'étage périglaciaire actif sont donc assez semblables dans les deux massifs : 945 m au Nord des Rondane, 965 m au Sud, et légèrement plus bas dans le Dovre (900 m). L'étage périglaciaire inférieur s'étend jusqu'à 1 260 m au Sud des Rondane (295 mètres de tranche altitudinale), 1 150 m au Nord soit environ 100 mètres plus bas (205 mètres de tranche altitudinale), et 1 080 m dans le Dovrefjell (180 mètres de tranche altitudinale). Il s'amincit donc de 120 mètres du Sud au Nord, 45 km de distance séparant le Sud des Rondane du Sud du Dovrefjell. Dans les deux massifs, la partie inférieure de l'étage en question est imbriquée dans celui de la forêt, ce qui prouve en outre que ce genre d'activité périglaciaire est possible à des altitudes encore incluses au domaine forestier.

3.3. L'étage périglaciaire moyen

Les dimensions et le degré d'élaboration des formes périglaciaires fonctionnelles croissant progressivement avec l'altitude, un étage périglaciaire moyen fait office d'intermédiaire, dans chacun des massifs concernés, entre l'étage inférieur et l'étage sommital.

Dans le Nord des Rondane, il s'identifie par des formes d'éjection circulaires très communes,

lesquelles dépassent les ostioles en taille sans pour autant apparaître plus élaborées : au Sud-Ouest de Dørålseter apparaissent en effet dès 1 150 m les premières petites surfaces de cryoéjection actives. Jamais isolées, ces formes périglaciaires fonctionnelles sont la plupart du temps regroupées par champs de plusieurs dizaines de m^2 (photographie 11). De nombreux spécimens, reposant sur des coulées de solifluxion fossiles, sont ainsi visibles sur le Vidjedalsflyi aux alentours de 1 200 m sur la rive gauche du torrent Vidjedalsbekken. On les retrouve également, à des altitudes identiques, sur la rive gauche du torrent Neverbubekken ainsi qu'entre les petits sommets du Neverbukollen (1 345 m) et du Neverbuhøe (1 316 m). De tels regroupements occupent également, à la même altitude, le versant septentrional du Nordre Smeden (1 898 m) sur la rive gauche du torrent Smedbekken. Très courantes et parfois associées à des petits polygones de pierres, ces formes de géométrie circulaire et d'extension métrique consistent en des éjections de matrice mélangée à de petits graviers, sans rebord pierreux ou matriciel, distantes de quelques mètres voire moins. Les petits cercles et polygones de pierres, moins fréquents, sont quant à eux bien représentés aux abords du lac Neverbutjønne (1 300 m) au Sud du Neverbukollen. Leur venue est étroitement liée aux possibilités de triage bien sûr, mais surtout aux conditions hydriques des sols concernés. Systématiquement, des variations dans le degré d'activité de ces formes apparaissent en effet en fonction de l'éloignement des nappes d'eau, celles qui en sont le plus proches étant les plus actives. Bien que révélateurs du même étage, les petits sols striés ne peuvent que confirmer ce deuxième palier périglaciaire, leur très faible fréquence sur le terrain n'en permettant pas dans la pratique une fixation commode : ils ont pu être identifiés en de rares endroits à partir de 1 250 m.

Au Sud, les secteurs composés de formes révélatrices de l'étage périglaciaire intermédiaire demeurent globalement moins représentés qu'au Nord. Les premiers cercles de pierres ont été repérés à une altitude de 1 260 m dans la vallée de Illmanndalen, où ils occupent ponctuellement une position sous lacustre : le fond des lacs, constitué par un pavage de dalles de quartzite, comporte en effet par endroits des formes périglaciaires totalement ennoyées là où la lame d'eau n'excède pas 0,5 mètre (photographie 12). Il s'agit alors de petits cercles de pierres d'un diamètre inférieur à 0,5 mètre mais également de traces d'éjection de matrice. Comme au Nord du massif, des surfaces de cryoéjection regroupées en champs apparaissent sur plusieurs secteurs, par exemple à l'Ouest du refuge de Rondvassbu sur la rive droite du torrent Rondahlsbekken, à une altitude de 1 285 m. Ces regroupements confirment que l'on se trouve bien dans l'étage périglaciaire intermédiaire.

Photographie 11 - Champ de surfaces de cryoéjection actives de taille métrique, sur le Vidjedalsflyi en rive droite du torrent Vidjedalsbekken. Cliché pris vers le Nord-Est, à 1 200 m d'altitude (Rondane nord, juillet 2010)

Photographie 12 - Petit cercle de pierres actif sous lacustre, sous une lame d'eau de 0,3 mètre. Vallée de Illmanndalen, 1 260 m (Rondane du sud, juin 2008)

Dans le massif du Dovrefjell, les formes de deuxième rang révélatrices de l'étage périglaciaire moyen, ont été repérées dès 1 080 m (petites surfaces de cryoéjection). Par conséquent, l'étage périglaciaire intermédiaire débute 185 mètres plus bas par rapport au Sud du massif des Rondane.

Contrairement aux formes périglaciaires d'expression mineure, celles de l'étage intermédiaire apparaissent très dépendantes des conditions hydrologiques locales et montrent une localisation inféodée à une teneur en eau constante des sols. Ainsi, les fonds de vallée, les secteurs situés à l'aval des grands névés, les zones de drainage difficile, et surtout les abords des lacs, sont des lieux privilégiés où elles peuvent être observées préférentiellement.

3.4. L'étage périglaciaire sommital

L'étage périglaciaire fonctionnel s'achève, dans les massifs concernés, par un niveau sommital aux formes nettement plus amples et plus élaborées induites par des conditions périglaciaires plus rudes.

Dans le Nord du massif des Rondane, les secteurs occupés par de telles formes s'avèrent cependant rares, les abords des lacs de fond de cirque présentant uniquement de grands cercles de pierres dont l'activité s'avère le plus souvent incomplète en ne s'exprimant que par "points" au cœur des cercles. Ce phénomène d'activité réduite et ponctuelle s'observe par exemple aux abords du Vidjedalsbotn (1 550 m) et des petits lacs qui lui sont associés à l'Est (1 650 m). Par ailleurs, la plupart des secteurs situés à l'altitude requise et présentant des supports faiblement inclinés ne proposent pas, en revanche, les conditions de triage idéales qui permettent d'accueillir de grands sols striés ou encore de grands cercles et polygones de pierres qui comptent parmi les formes les plus caractéristiques de l'étage périglaciaire sommital : ainsi de la vallée du Smedbotn et des abords du lac Midtbotn (1 500 m) au Nord-Ouest du Hogronden (2 118 m), et malgré des conditions hydriques des sols pourtant satisfaisantes. Les grandes formes de triage apparaissent donc rares et extrêmement ponctuelles. De grands lobes de gélifluxion fonctionnels, composés d'une coulée d'une dizaine de mètres de large et d'un front de blocs de quartzite dont l'élévation peut atteindre 1,5 à 2 mètres (photographie 7), permettent cependant de fixer le début de l'étage périglaciaire sommital à 1 480 m dans cette partie septentrionale du massif. Ces grands lobes, particulièrement gorgés d'eau, naissent systématiquement en position d'ubac dans les zones abondamment alimentées en eau de fonte nivale en aval des principales plaques de neige.

Au Sud en revanche, plusieurs sites de première importance permettent d'établir la base de l'étage périglaciaire sommital à partir de 1 550 m : de grands sols striés et de grands cercles de pierres fonctionnels, voisinant des formes identiques mais inactives, sont visibles sur le replat à l'Est du sommet du Fremre Illmannhøi de manière extrêmement localisée. Une telle concentration de l'activité périglaciaire, juxtaposée à des formes inactives, suggère fortement une alimentation des sols par l'eau de fonte d'une plaque de pergélisol. D'autres formes représentatives de l'étage sommital existent dans cette partie du massif, comme les gros blocs fluants qui occupent le fond du cirque de Kaldbekkbotn au Nord du sommet du Steet à une altitude équivalente, et les grandes surfaces de cryoéjection fonctionnelles présentes sur les bords du lac Klarabotn, à 1 650 m d'altitude (photographie 4). Ce secteur s'avère particulièrement propice du fait de la péjoration des conditions hydrologiques locales et notamment des difficultés de drainage, mais également en raison du débit en dalles du quartzite extrêmement favorable aux phénomènes de triage.

Dans le Dovrefjell, les formes de troisième rang, plus nombreuses, apparaissent plus bas. Localement, leur venue tient à la fonte de lentilles de pergélisol et à des conditions édaphiques et hydrologiques particulièrement propices : de grands cercles de pierres fonctionnels aux centres bombés, d'un diamètre excédant localement trois mètres, sont ainsi présents dès 1 270 m à l'Ouest du sommet du Kolla (1 652 m). La limite inférieure de l'étage périglaciaire sommital ne doit cependant pas tenir compte de ces secteurs rares et extrêmement propices, ces sites étant discordants par rapport à l'altitude. Elle doit être fixée à 1 430 m, altitude à partir de laquelle on rencontre les premières formes de triage en adéquation avec l'altitude : la bordure ouest du marais de Tvillingkollan, au Nord-Est de

Snoheim, présente ainsi de nombreux spécimens de grands cercles de pierres, premiers indices révélateurs de l'étage périglaciaire sommital dans le Dovrefjell (photographie 1). Les versants du Veslehetta (1 669 m) se caractérisent également par de nombreuses formes typiques de l'étage sommital, et notamment de gros blocs fluants, de grands cercles de pierres, et quelques grands lobes de gélifluxion fonctionnels. Les abords du lac Istjörni, établi à l'altitude de 1 640 m au Sud-Est du sommet du Snöhetta, montrent sans nul doute la plus forte concentration en grandes formes périglaciaires, et parmi elles de nombreux cercles de pierres plurimétriques, de grands ostioles et de grands cercles de pierres coalescents aux pourtours ennoyés par les eaux du lac. Ces formes, révélatrices d'un stade d'évolution avancé et donc séniles, s'expliquent ici par la péjoration des conditions hydrologiques locales.

3.5. Mise en relation des étagements périglaciaires fonctionnels avec les isothermes

L'étude des niveaux périglaciaires du Dovre-Rondane doit s'achever par la mise en relation avec les isothermes les plus significatives, calculées à partir des données fournies par les stations météorologiques de référence (figure 7). Le calcul utilise un gradient thermique altitudinal de 0,6 °C/100 m d'élévation, ce rapport correspondant le mieux pour la Norvège au Sud du 62e parallèle (Sellier, 2002).

La limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel (965 m), si elle est située entre 0 °C et -1 °C dans le Sud des Rondane (environ -0,5 °C), se rapproche de plus en plus de l'isotherme 0 °C dans le Dovrefjell, à laquelle elle correspond à 33 mètres près (figure 6). Le plafond de l'étage périglaciaire inférieur accuse lui aussi le même abaissement significatif, passant d'une corrélation avec l'isotherme -2 °C au Sud des Rondane, à une corrélation avec l'isotherme -1 °C dans le Dovre (1 260 m dans le Sud des Rondane pour la limite morphologique de cet étage, contre 1 080 m dans le Dovre). La limite supérieure de la forêt suit quasiment la même progression, passant d'une corrélation avec l'isotherme -2 °C au Sud à une superposition presque parfaite avec l'isotherme -1 °C dans le Dovrefjell. Dans les massifs étudiés, l'étage périglaciaire fonctionnel inférieur se confond pour l'essentiel de sa tranche altitudinale avec la partie supérieure de l'étage forestier : cependant, la portion supraforestière de ce premier étage périglaciaire s'amoindrit vers le Nord, son plafond étant superposé à cinq mètres près dans le Dovre avec la limite biogéographique précitée (figure 6). Quant à l'étage périglaciaire sommital, il correspond parfaitement à l'isotherme annuelle -4 °C dans le Sud des Rondane, et diminue lui aussi vers le Nord pour suivre cette fois l'isotherme -3 °C dans le Dovre.

Station / Isotherme	Kongsvoll Fjellstue (Dovrefjell, 934 m)	Venabu (Rondane, 930 m)
Isotherme annuelle 0°C	867 m	880 m
Isotherme estivale + 10°C	867 m	997 m
Isotherme estivale 0°C	2 537 m	2 666 m
Isotherme annuelle - 1°C	1 034 m	1 047 m
Isotherme annuelle - 2°C	1 201 m	1 214 m
Isotherme annuelle - 4°C	1 535 m	1 547 m
Isotherme annuelle - 6°C	1 869 m	1 882 m

Figure 7 – Altitude des isothermes pour les deux stations météorologiques de référence, sur la période 1980-2009 (gradient utilisé : 0,6 °C/100 m)

Les isothermes des stations de référence s'abaissent vers le Nord (figure 7) et cette diminution en altitude est parfaitement suivie sur le terrain par celui des formes périglaciaires fonctionnelles quel que soit le niveau périglaciaire concerné. D'un massif à l'autre, on peut également constater un changement d'une valeur approximative de 1 °C dans les corrélations entre isothermes significatives et relevés de terrain : à titre d'exemple, la venue des formes périglaciaires révélatrices de l'étage périglaciaire sommital correspond à l'isotherme -4 °C dans les Rondane mais se rapproche davantage des -3 °C dans le Dovre. Par conséquent, l'abaissement de l'étage périglaciaire fonctionnel est confirmé par celui des isothermes, et apparaît même relativement rapide au regard de la faible distance séparant les massifs. La latitude apparaît donc ici comme la principale cause de l'abaissement rapide du périglaciaire vers le Nord.

CONCLUSION

Les massifs des Rondane et du Dovrefjell sont des montagnes nordiques qui affichent une grande similitude et qui fournissent un exemple d'étude original des formes périglaciaires fonctionnelles en Norvège centrale. Sur le terrain, la forte représentation des manifestations périglaciaires trouve son explication dans une avantageuse conjonction de paramètres très favorables tant structuraux que climatiques (possibilité de classement bimodal, fréquence des cycles gel/dégel, etc).

La diversité des formes actives recensées, entre formes de fluage, d'éjection et de fracturation, impose la mise au point d'un classement adapté aux massifs concernés : celui-ci tient compte à la fois de la nature du substrat affecté (roche ou formation meuble), de la dynamique impliquée, du facteur pente et enfin du facteur altitude. L'étage périglaciaire fonctionnel peut ainsi être fractionné en trois sous étages distincts par la simple observation morphologique. Leurs formes révélatrices sont à chaque fois plus amples et plus élaborées, manifestation morphologique flagrante de l'aggravation des conditions périglaciaires avec l'altitude.

Les montagnes du Dovre-Rondane présentent aussi quelques singularités, comme la superposition de tout ou partie de l'étage périglaciaire inférieur avec l'étage forestier, ou encore la présence de formes périglaciaires actives complètement sous lacustres.

Les étagements périglaciaires de ces massifs s'abaissent de manière significative du Sud au Nord, abaissement confirmé par celui des isothermes et de l'étage forestier. En s'ajoutant aux données déjà récoltées sur la façade atlantique européenne, le cas des Rondane et du Dovre est finalement un jalon supplémentaire pour la régionalisation du périglaciaire dans cette partie de l'hémisphère nord. Il prolonge les relevés effectués notamment dans les Highlands du Nord-Ouest, où la limite inférieure de l'étage concerné a été identifiée à 500-550 mètres (Sellier, 2002).

REMERCIEMENTS

Pour la mission 2008, l'auteur tient à remercier le support financier apporté par les allocations du laboratoire Géolittomer, de la municipalité de Nantes (bourse de mobilité étudiante) et de l'Université de Nantes (bourse Jules Verne). Il remercie vivement Dominique Sellier (Université de Nantes) pour la relecture du manuscrit et ses très utiles suggestions.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Ballantyne C.K. (2001) - Measurement and theory of ploughing boulder movement, *Permafrost and periglacial processes*, Volume 12, N°3, pp. 267-288.

Barsh D. & Treter U. (1976) - Zur Verbreitung von periglazial Phönomenen in Rondane, Norwegen, *Geografiska Annaler*, 58 A, pp. 83-93.

Berthling I., Eiken T., Madsen H. and Sollid J.L. (2001) - Downslope displacement rates of ploughing boulders in a mid-alpine environment : Finse, Southern Norway, *Geografiska annaler*, Volume 83 A, N° 3, pp. 103-116.

Dahl E. (1956) - Rondane : mountain vegetation in South Norway and its relation to environment, Norsk Videnskap Akademi i Oslo, *Matematik-Naturvidenskapetig Klasse*, n° 3, pp. 1-374.

Godard A. & Andre M.-F. (1999) - Les milieux polaires, Armand Colin, Paris, 453p.

Hofgaard A. (2003) - Effects of climate change on the distribution of palsa peatlands : background and suggestions for a national monitoring project, *Nina project report*, 21, 32 p.

Isaksen K. & Sollid J.L. (2002) - The permafrost on Svalbard and in Norway is thawing, *Cicerone*, N°5.

Kerguillec R. (2007) - *L'évolution récente des limites de l'étage périglaciaire actif dans les montagnes de l'Europe du Nord-Ouest (Islande – Norvège)*, mémoire de recherche de Master II, Université de Nantes, 110 p.

Pagney P. (1994) - *Les climats de la Terre*, Paris, Masson, 166 p.

Peguy C.P. (1970) - *Précis de Climatologie*, Masson, Paris, 468 p.

Peulvast J.P. (1985) - *Relief, érosion différentielle et morphogenèse dans un bourrelet montagneux de Haute latitude : Lofoten-Versterålen et Sogn-Jotun (Norvège)*, thèse d'etat, Lettres, Paris I, 1642 p.

Pissart A. (1982) - Déformations de cylindres de limon entourés de graviers sous l'action d'alternances gel-dégel. Expériences sur l'origine des cryoturbations, *Biul. Perygl.*, 29, pp. 219-229.

Pissart A. (1987) - *Géomorphologie périglaciaire, Laboratoire de géomorphologie périglaciaire et de géologie du Quaternaire*, Université de Liège, 135 p.

Sellier D. (2002) - *Géomorphologie des versants quartzitiques en milieux froids : l'exemple de montagnes d'Europe du Nord-Ouest*, Thèse d'État, Université de Paris I, 3 vol., 1 888 p.

Sellier D. (2006) - Les limites de l'étage périglaciaire fonctionnel dans les montagnes atlantiques de l'Europe : éléments d'identification à partir de marqueurs morphologiques, *Environnements périglaciaires*, N°13, pp. 41-59.

Sellier D. & Wilson P. (1994) - Présence d'un étage périglaciaire à sols structurés actifs au sommet des montagnes quartzitiques du Donegal (Irlande). L'exemple du Muckish, *Environnements périglaciaires*, 1, pp. 71-86.

Sollid J.L. & Sørbel L. (1974) - Palsa bogs at Haugtjørnin, Dovrefjell, South Norway, Norsk *Geografisk Tidsskrift*, 28, pp. 53-60.

Strøm K.M. (1945) - Geomorphology of the Rondane area, *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 25, pp. 360-378.

Van Vliet Lanoe B. (2005) - *La planète des glaces - Histoire et environnements de notre ère glaciaire*, Paris, Vuibert, 470 p.

Viers G. (1970) - *Géographie zonale des régions froides et tempérées*, Nathan, Fac, 206 p.

Vigneau J.P. (2000) - *Géoclimatologie*, Paris, Ellipses, 334 p.

Washburn A.L. (1973) - *Periglacial Processes and environments*, Arnold, Londres, 320 p.

Williams P.J. (1959) - Solifluction and patterned ground in Rondane, Norsk Videnskap Akademi I Oslo, *Matematik-Naturvidenskapetig Klasse*, n° 2, pp 1-16.