

## P E R I G L A C I A L B U L L E T I N

Łódź 1957

Nr 5



## C O N T E N T S

## ARTICLES

Page

<i>L. Lliboutry</i> : Etudes de cryopédologie dans les Andes du Chili Central.....	141
<i>G. Nangeroni</i> : Rapporto degli studi eseguiti in Italia da italiani sui fenomeni periglaciali .....	147
<i>P. Bout</i> : Actions périglaciaires en Velay (France) au Quaternaire .....	161
<i>J. Dylík</i> : Tentative comparison of planation surfaces occurring under warm and under cold semi-arid climatic conditions .....	175
<i>S. Z. Różycki</i> : Zones du modelé et phénomènes périglaciaires de la Terre de Torell (Spitsbergen) .....	187

## NOTES

<i>B. Halicki</i> : Congelifluction and solifluction in Podhale .....	225
<i>Z. Michalska</i> : Periglacial structures in the sediments of the interstadial natural reservoir in Gąski near Ciechanów .....	227
<i>S. Z. Różycki</i> : Déformation périglaciaire des os longs de l'ours .....	237
<i>V. Šibrava, V. Kroutilík</i> : Periglacial phenomena in the region of Hlučín and Opava .....	241

## REVIEWS

<i>E. Ackermann</i> : Zur Unterscheidung glazialer und postglazialer Fliesserden ( <i>A. Sadłowska</i> ) .....	253
<i>F. Bordes, P. Fitte, Y. Guillien</i> : Climatologie paléolithique du Nord-Ouest français ( <i>M. Chmielewska</i> ) .....	254
<i>A. Dücker</i> : Die Periglazial-Erscheinungen im holsteinischen Pleistozän ( <i>A. Sadłowska</i> ) .....	256
<i>K. Kobayashi</i> : An introduction to periglacial or subnival morphology in Japan ( <i>B. Manikowska</i> ) .....	257
<i>H. Lembke</i> : Die Periglazial-Erscheinungen im Jungmoränengebiet westlich des Oder-Bruchs bei Freienwalde ( <i>A. Sadłowska</i> ) .....	258
<i>G. C. Maarleveld, J. C. Van den Toorn</i> : Pseudo-sölle in Noord-Nederland ( <i>B. Halicki</i> ) .....	259
<i>S. G. Parkhomienko</i> : Zamierzanie potchv i rykhlykh gornykh porod ( <i>H. Gawlik</i> ) .....	260

<i>F. Prošek, V. Ložek</i> : Sprašový profil v Bance u Piest'an (H. Więckowska)	262
<i>Z. Roth</i> : Základove pôdy údolnich prehrad ako výsledek pleistocenného podnebí (J. Sekyra) .....	263
<i>P. F. Shvecov</i> : O principah rayonirovaniy a mnogoletnjej kriolitozony (J. Olchowik-Kolasińska) .....	265
<i>A. L. Washburn</i> : Classification of patterned ground and review of suggested origins (J. Dylík) .....	267
<i>K. Žebera, V. Ložek, V. Kneblova, O Fejfar, M. Mazálek</i> : Zpráva o II etapě geologického výzkumu kvarteru v Předmosti u Přerova na Moravě (M. Chmielewska) .....	270

*Louis Lliboutry\**

*Santiago*

## CHILI

### ÉTUDES DE CRYOPÉDOLOGIE DANS LES ANDES DU CHILI CENTRAL \*\*

#### RECHERCHES EN COURS

Dans les Hautes Andes entre 30° et 35° lat. S., les formes „périglaciaires” sont extrêmement abondantes, mais n'ont jusqu'à présent été signalées et étudiées que par Corte (1, 2) et par l'auteur. J'ai pu réaliser entre 1952 et 1956 un grand travail de défrichage, dont les résultats plus marquants n'ont été publiés que dans de courtes notes à l'Académie des Sciences française (5, 6, 7, 8). Les expéditions sur le terrain et la publication d'un traité de glaciologie ne m'ayant pas permis de donner à ce rapport l'ampleur désirable, ces résultats seront exposés plus en détail dans différents articles au cours de l'année à venir.

Au cours des deux dernières années l'Université du Chili m'a permis de me consacrer exclusivement à la recherche scientifique, et a financé plusieurs expéditions légères. Je tiens à en remercier ici tout particulièrement son dynamique Recteur, don Juan Gomez Millas.

Alpiniste moi-même, j'ai pu compter dès le début de mes recherches de glaciologie sur la précieuse collaboration bénévole d'alpinistes. Leurs photos panoramiques, jointes à mes levés expéditions, m'ont permis d'améliorer très notablement les cartes de la Haute Cordillère, faisant figurer pour la première fois les glaciers, réalisant la jonction des cartes chiliennes et argentines, corrigent et complétant la toponymie, et enfin modifiant les côtes; je compte donner les altitudes avec moins de 20 m d'erreur, au lieu des centaines de mètres d'erreur par excès qu'ont souvent les cartes actuelles. La formation de ces collaborateurs alpinistes sera assurée dans l'avenir grâce au livre en espagnol que je viens de publier (9). Le 8<sup>e</sup> chapitre de ce livre, principalement consacré à la neige, aux glaciers actuels,

\* Professeur à l'Université du Chili, Maitre de Conférences à l'Université de Grenoble.

\*\* Cet article est une continuation du Rapport de la Commission de Morphologie Périglaciaire de l'UGI, inséré dans le *Bulletyn Peryglacjalny*, nr 4, 1956.

et à l'exploration des Andes Chiliennes, donne quelques notions succinctes sur la morphologie glaciaire et périglaciaire.

Les principaux obstacles auxquels je me suis heurté, outre ceux hélas trop connus de mes collègues européens, ont été: 1. l'absence quasi-totale de routes de montagne, l'absence totale de routes de montagne goufronnées et non transformées en bourbiers au moment de la fonte des neiges, l'absence de chasse-neige, et de refuges de haute montagne; 2. l'interdiction jusqu'à ces derniers mois d'importer des voitures, même utilitaires ou d'occasion (ce n'est que le dernier été que l'Université a enfin mis une jeep d'occasion à ma disposition), ainsi que du matériel alpin; 3. l'interdiction de faire des triangulations précises ou des levés aérophotogrammétiques dans la région frontière; 4. le petit nombre de personnes pouvant m'accompagner, spécialement en ski de printemps.

Un seul endroit se prête dans les Andes de Santiago aux observations continues et commodes de cryopédologie, mais il s'y prête admirablement, et l'abondance des formes y est remarquable: ce sont les alentours de la mine La Disputada de Las Condes (3424 m), accessible en deux heures et demi de jeep depuis la capitale (540 m). Ce lieu se trouve 5 km à l'ouest des grands Glaciers Olivares, par 33°09' lat. S. et 70°18' long. O. A deux heures de mule au-dessus de cette mine, à 4330 m d'altitude, l'Université du Chili vient de construire sur mes conseils un refuge—observatoire de plus de 100 m<sup>2</sup>, en dur, pour des études de rayons cosmiques, météorologie, etc. Cet Observatoire de l'Infiernillo se trouve à l'altitude moyenne d'équilibre des glaciers de la région (4), aussi les observations météo qu'on y fera seront-elles particulièrement précieuses.

En ces lieux, et un peu ailleurs, je n'ai étudié que les phénomènes périglaciaires actuels, cherchant à expliquer leur origine et à les lier au climat actuel. Toute étude de formes fossiles serait encore prématurée dans une région où l'étude du pléistocène en est à ses premiers balbutiements (9, chap. XV).

#### LE CLIMAT ET LA SAISON D'ACTIVITÉ DES SOLS

J'ai déjà ébauché ailleurs une description du climat des Andes de Santiago (3, 4, 9). Il se caractérise par:

1° de fortes précipitations (1 m à 3800 m d'altitude, contre 35 cm à Santiago), se produisant presque exclusivement l'hiver (de Mai à Novembre), entièrement sous forme neigeuse au-dessus de 2500 m. Dans la zone des processus cryopédologiques la pluie est inconnue, et c'est ce qui permet leur conservation au cours de l'été;

2° des différences extrêmement grandes entre années successives. Dans la région de La Disputada, la ligne d'équilibre des glaciers, qui s'établit vers 4600 m les années normales, descend certaines autres en dessous de 3800 m;

3° un air très sec (25% d'humidité à midi les jours ensoleillés), et une nubosité très faible (au printemps une dizaine de jours par mois sans un seul nuage). Comme conséquence les oscillations diurnes de la température du sol sont extrêmement fortes, même si celles de l'air ne sont que de 7° à 10°.

Aux altitudes où la température ne s'élève jamais bien au-dessus de 0°, la sécheresse de l'air et la forte insolation provoquent l'apparition de pénitents de neige, comme nous l'avons expliqué ailleurs (3, 4, 9). A une altitude un peu plus basse, où l'eau de fonte est plus abondante, mais le gel nocturne encore important, se trouve le maximum d'activité cryopédologique. En novembre par exemple, la limite du gel nocturne se trouve vers 3000 m, la structuration des sols est maximum vers 3500 m, et les pénitents bien caractérisés se forment au-dessus de 3800 m.

Un permafrost ne doit exister qu'au-dessus de 4500 m d'altitude. En plein été, Oscar Gonzalez et Krahl, au cours de fouilles archéologiques, ont trouvé au sommet du Cerro Plomo (5430 m) un permafrost à 30 cm de profondeur. Au sommet du Doña Ana (5690 m, 29°45' lat. S.), il se trouvait à 20 cm de la surface.

Il y a dans l'année une saison assez brève où toutes les formes étudiées se construisent: c'est celle où la couverture de neige a partiellement disparu et où une eau de fonte abondante détrempé le sol (gelé en profondeur), mais est saisie par le gel nocturne. Le début de cette saison active, comme nous l'appellerons, doit être surveillé par des excursions périodiques (tous les 15 jours au maximum), qui prennent la forme de randonnées de ski de printemps. Celui qui, retenu par des examens de fin d'année par exemple, ne peut aller sur le terrain qu'en plein été, n'aura qu'une vision incomplète des phénomènes, et ne trouvera que des formes figées, dont l'origine lui paraîtra fort mystérieuse.

#### RÉSULTATS OBTENUS

Je n'ai étudié que les formes périglaciaires apparaissant sur des terrains dépourvus de végétation (elle s'arrête pratiquement dans la région vers 3400 m). J'ai pu observer toutes ces formes en cours d'apparition ou d'évolution (certaines formes classées comme distinctes jusqu'ici ne sont que des aspects successifs d'un même phénomène). Les formes observées sont les suivantes:

Pipkrakes. Forme omniprésente à l'aube, en aval des flaques de neige. Superficiels, ou sous un dallage de petits cailloux. Hauteur moyenne en août: 2 cm; en octobre-novembre: 5 cm, exceptionnellement 7 cm.

Fentes de dessication avec boursoufflures, dans un terrain argileux:

a) sur des pentes de 35°, sous forme de sillons allongés dans le sens de la pente. Deux cas observés seulement, à 4000 et à 4250 m;

b) sur un terrain horizontal, en relation avec de petits polygones de pierres. Un cas observé, dans un terrain avec efflorescences salines, vers 3500 m.

Sols striés de petite période. Très abondants entre 3300 et 3900 m. Se forment sous une couverture de neige creusée de „sillons de fonte”, couverture assez mince pour permettre aux rayons solaires d'atteindre le sol.

Sols striés et polygonaux de grande période. Extrêmement courants entre 3500 et 3900 m, en particulier sur les croupes arrondies et les glaciers rocheux, où la couverture de neige est moins épaisse. Ils sont flottants. Les bombements sont d'autant plus forts que le terrain est plus meuble. Arqués ultérieurement par une lente solifluxion de l'ensemble, ils donnent aux glaciers rocheux leur aspect superficiel caractéristique. Pour leur origine cf. ma note (6).

Flaques d'argile jaune émergeant d'un dallage de pierres (à ne pas confondre avec les ostioles de toundra). C'est une forme transitoire entre les sols striés ou polygonaux et les dallages continus de pierres. Nombreux cas vers 3500—3900 m.

Dallages de pierres. Forme finale générale de la structuration des sols, due à l'ablation totale de la matrice fine par l'eau de fonte, qui coule en nappe sur un sol encore gelé en profondeur. A ne pas confondre avec les dallages de pierres des régions désertiques, dus à l'ablation par le vent d'un sable léger.

Sur un sol peu perméable horizontal, siège de mares transitoires au moment de la fonte des neiges, les cailloux sont contigus et à plat (dallage au sens strict du terme).

Glaciers souterrains. Je les avais appelés *glaciers d'éboulis* dans une précédente note à l'Académie (5). A la réflexion je préfère conserver le terme de glacier d'éboulis pour un glacier rocheux jeune, encore riche en matrice fine. Cette nouvelle forme est voisine des petits glaciers de cônes d'avalanches qui se forment en dessous de la limite générale des neiges éternelles, mais en diffère par l'épaisseur considérable des strates annuelles d'éboulis, qui recouvrent entièrement le glacier chaque été. La neige se transforme en glace très rapidement, mais après son ensevelissement.

Glaciers d'éboulis et glaciers rocheux. Très nombreux, à tous les degrés d'évolution (7). Ils proviennent d'un ancien glacier recouvert ou souterrain, après disparition de la glace et structuration périglaciaire. Apparition et mort de tels glaciers recouverts ou souterrains sont liées aux très grandes fluctuations de la précipitation annuelle.

Coulées superficielles de boue. A ne pas confondre avec les coulées épaisses de boue et de rochers (coulées de blocailles). Tous les intermédiaires entre deux types extrêmes:

a. coulées superficielles rapides, dans une rigole. Phénomène voisin des avalanches de printemps. Très nombreuses, descendant de 4000 ou 4500 m jusqu'à 2800 ou 2500 m;

b. coulées superficielles en nappe, lentes. Certaines années exceptionnellement humides, sous une légère couverture de neige qui laisse passer les rayons solaires (8).

Eboulis de pente stratifiés. Très nombreux (8). Seule forme que j'ai rencontrée fréquemment à l'état fossile, dans les moraines de la dernière glaciation.

#### CONCLUSION

L'on observe dans les Andes de Santiago toutes les formes périglaciaires où la végétation n'intervient pas, sauf les polygones de toundra et les la-colithes de glace, caractéristiques de climats plus froids, et les coulées de blocailles, que l'on rencontre sous des climats plus humides. Nous n'avons jamais observé non plus d'injections, plications, et autres phénomènes de cryoturbation, mais si Corte (1).

Notons pour terminer que le vieux terme de *formes cryonivales* (bien que son origine hybride doive déplaire aux puristes) est plus approprié que celui récemment introduit de *formes périglaciaires*. A la lisière des immenses champs de glace patagoniques, tant dans la région du Fitz-Roy comme dans celle du Païne, nous n'avons pas observé le moindre phénomène „périglaciaire”.

Bibliographie, p.9

#### Table des illustrations

	Page
1. Pipkrakes en aval d'un amas de neige, au printemps, à l'aube .....	8
2. Fentes de dessication sur sol argileux, avec boursouflures dues au gel. Allongement dans le sens de la pente .....	8
3. Début de petits polygones surnsol avec efflorescences salines .....	8
4. Polygones de grandes dimensions, sur un sol horizontal compact .....	8

5. Sol strié, à l'aube. Les bandes de terre sont herissées de pipkrakes .....	8
6. Flaques d'argile jaune au milieu d'un dallage de pierres .....	8
7. Le glacier du Cerro Negro, débordement du glacier Olivares Beta, en 1955. Trait interrompu: limite du glacier en 1934. Trait continu: deux glaciers souterrains	9
8. Fente dans un glacier rocheux, par où s'infiltre l'eau de fonte .....	9
9. Glacier de pierres du vallon de l'Infiernillo. Au premier plan bâtiment de la mine La Disputada. Sur la crête à l'extremité gauche, invisible sur la photo, l'observatoire de l'Université du Chili .....	9
10. Structuration „périglaciaire” sur un glacier rocheux. Notez la neige qui subsiste encore dans les sillons .....	9
11. Coulée de boue superficielle en nappe, un printemps exceptionnellement humide. Notez le gros bloc qui „pique du nez” dans la pente .....	9
12. Eboulis de pente stratifiés, dus à des coulées boueuses superficielles. Coupe de terrain perpendiculaire à la pente. Mine La Disputada .....	9

*Giuseppe Nangeroni \**  
*Milano*

## ITALIA

### RAPPORTO DEGLI STUDI ESEQUITI IN ITALIA DA ITALIANI SUI FENOMENI PERIGLACIALI \*\*

#### INTRODUZIONE

Dopo il Congresso Geografico Internazionale di Washington venne iniziato il coordinamento di studi sui fenomeni crionivali. Aiuti finanziari risiebbero dal Consiglio Nazionale Ricerche e, da un anno, anche dalla Fondazione problemi montani Arco, Alpino (Milano, Via Celoria).

Oggi stanno lavorando su questi problemi circa 15 persone. Vengono tenuti sotto osservazione gli aspetti fisici, botanici e pratici (pascoli d'alta montagna). Gli osservatori sono collegati tra loro e col Prof. Nangeroni (Membro della Commissione Internazionale Periglaciale per l'Italia). Non esistono Riviste particolari, ma i lavori vengono pubblicati su Riviste o Memorie Scientifiche diverse. Essendo a buon punto la fase esplorativa estensiva, s'incomincia ad esaminare i fenomeni analiticamente; inoltre si ha intenzione di estendere di più le osservazioni agli analoghi fenomeni del Quaternario.

Si sono fatte schede per i lavori pubblicati; si farà una carta generale, ma per questo sarà opportuno attendere un maggior numero di risultati, soprattutto nell'Italia meridionale e insulare. Verranno inoltre esaminati i rapporti tra fenomeni crionivali e deterioramento dei pascoli alpini.

A titolo di conclusione si può assicurare che questi studi hanno trovato un buon terreno tra i geografi italiani; che le regioni maggiormente esplo- rate nel periodo tra i due Congressi internazionali (1952—1956) furono le Alpi per quanto riguarda il periglaciale attuale; gli anfiteatri morenici antistanti ai laghi prealpini per quanto riguarda il periglaciale quaternario privo di elementi paletnologici; il territorio attorno a Roma per quanto riguarda il periglaciale quaternario con elementi paletnologici.

Oltre a rapporti descrittivi si hanno anche rapporti di misurazioni e osservazioni sulla genesi e sulle conseguenze floristiche ed economiche.

\* Professore Geografia Università Cattolica, Milano.

\*\* Cet article est une continuation du Rapport de la Commission de Morphologie Périglaciaire de l'UGI, inseré dans le *Bulletyn Peryglacialny*, nr 4, 1956.

PUBBLICAZIONI ESEGUITI IN ITALIA  
DA ITALIANI SUI FENOMENI PERIGLACIALI DAL 1952—53 AL 1955

A. C. Blanc — Ricerche ecc. III (12).

Vengono descritti fenomeni di crioturbazione in due località attorno a Roma. Anzitutto alla Cava Nera Molinario. Qui si ha nella parte più alta un profilo di questo tipo: uno strato di argilla salmastra, plastica, che in sezione si mostra regolarmente piegata in modo tale da sembrare un susseguirsi di scodelle o sezioni di docce adiacenti, forma che può essere causata da criosoliflusso.

La parte sovrastante è costituita d'una parete il cui materiale, di color grigio-verde, si mostra ricco di concrezioni calcaree e, ciò che per noi più conta, di reticolati per la presenza di venature di argilla grigio chiara che riempiono un sistema di fessure, cosicchè il tutto assume un aspetto celliforme.

Già nel 1935—36 l'Abate Breuil espresse il parere trattarsi di fenomeni connessi col gelo.

Ancor più notevoli sono le sezioni di Torre di Pietra. Qui l'Autore, ha trovato, come si può vedere dalla pubblicazione, e come posso riferire anche da cortese lettera inviatomi, due notevolissimi livelli crioturbati.

Alla base, uno strato di argilla ondulata, come quella di Cava Nera, con lembi anche di sabbia. Sopra vi è uno strato fluviale con industria abbevilliana in cui vennero trovate ben 58 amigdale; molte di queste non giacciono di faccia sul suolo, ma di costa o addirittura verticali, indizio evidente che il sedimento che le inglobava ha subito crioturbazioni che hanno raddrizzato tali manufatti, molti dei quali presentano bellissime striature. Intercalate nel sedimento si trovano delle filliti a *Fagus* e ad *Acer* che testimoniano d'un clima freddo. Qui siamo nel paleolitico inferiore.

Sopra si ha un deposito lagunare e, ancor più sopra si alternano depositi lacustri con letti di ceneri vulcaniche; poi, sei metri sopra lo strato fluviale ad amigdale, un sedimento lacustre a *Pisidium* nel quale la crioturbazione è evidente per la presenza di un gran numero di ondulazioni a scodella o a doccia. Questo sedimento è coperto da un sedimento caotico evidentemente crioturbato, con industria mufteriana e con filliti a *Fagus silvatica*, a *Quercus robur* e ad *Acer*. La crioturbazione manifestata da questi due sedimenti nulla impedisce di ritenere che sia avvenuta  $\pm$  contemporaneamente, come pure la crioturbazione delle argille di base e dello strato di alluvioni con amigdale verticali.

A. C. Blanc, G. Cova, P. Franceschi, F. Lona, F. Settepassi — Ricerche sul Quaternario Laziale II (11).

Viene segnalato un insieme di testimonianze che indicano la presenza di un clima sensibilmente più freddo dell'attuale, nella regione di Roma, sia prima sia durante le prime fasi di attività eruttiva del gruppo vulcanico sabatino, svoltesi nel Pleistocene inferiore e Medio. Oltre alle testimonianze di carattere zoologico-botanico nelle formazioni d'ambidue i periodi freddi, vi è la presenza di strati di ghiaie fluviali in cui si osservano, come imballati, grandi blocchi d'argilla a spigoli vivi oltre a contatti verticali e a iniezioni di ciottoli nelle sabbie sottoposte, analogamente a quanto si osserva in sezioni di materiale che fu soggetto a crioturbazione.

Le località più tipiche sono due: alla Inviolatella, conosciuta dal 1936 da A. C. Blanc, e alla Cava Nera Molinario sulla via Flaminia presso Roma. Il tutto interpretato da A. Cailleux e J. Tricart<sup>1</sup>, e da A. C. Blanc come possibile testimonianza di azione del gelo e più precisamente di alluvioni periglaciali. Al periodo freddo corrispondente allo strato di Cava Nera, gli Autori hanno dato il nome di *Flaminio*; e sarebbe il III dei cinque periodi freddi cui andò soggetto il territorio laziale; e all'altro, dell'Inviolatella, il nome di *Cassio*, che sarebbe il II dei 5 periodi.

### C. F. Capello — I „massi contornati” (13).

L'Autore descrive una forma crionivale finora non distinta di proposito, anche se alcuni autori ne parlano come formazione d'insieme a proposito di colate di blocchi rocciosi soli o con terra. L'Autore intende per *Masso contornato* un grosso blocco, per lo più isolato, in qualche caso accompagnato da più piccoli blocchetti, circondato verso il basso da un leggero rialzo convesso di terra nerbita, di sabbia, o di pietre disposte verticalmente, a queste talora a strati concentrici; e a monte da una leggera depressione erbosa o terrosa o di ciottoli; lo spazio tra il rialzo anteriore e il masso è occupato o da una piccola conca o da sabbia o da pietre disposte verticalmente o da sabbia tra i due strati concentrici.

Un bel disegno mostra i vari tipi. Caratteristiche e molto convincenti le fotografie. La struttura dell'immediato sottosuolo e l'aspetto esteriore dimostra che il fenomeno è dovuto a soliflusso, da gelo e sgelo e cioè all'acqua nelle sue fasi liquida e solida, e perciò si generano in quei mesi nei quali la temperatura del suolo oscilla attorno a zero gradi.

Le osservazioni vennero eseguite nelle Alpi Occidentali Italiane.

Alcuni pensano che si potrebbero chiamare anche *Massi errantio* o *Massi viaggianti*.

<sup>1</sup> A. Cailleux, J. Tricart — Action du froid quaternaire en Italie Penins. *Atti IV Congresso Int. INQUA*, Roma-Pisa 1953.

C. Lippi Boncambi — Osservazioni pedologiche su manifestazioni periglaciali (suoli a cuscinetti o zolle erbose) in Valsavaranche — Gruppo Gran Paradiso (19).

Esamina specialmente il problema dei cuscinetti erbosi in rapporto soprattutto alla pedogenesi e alla vegetazione. Conclude, quanto a pedogenesi, sulla impossibilità, almeno per ora, di catalogare il fenomeno in uno degli schemi delle classificazioni pedologiche più accreditate.

G. Nangeroni — Appunti sui fenomeni periglaciali recenti e attuali nelle Alpi (21).

Dopo una breve discussione sul significato ufficiale del termine *periglaciale* finora in uso, sul suo significato etimologico e sulla possibilità di trovare altro termine più adatto, fornisce un elenco di una ventina di forme periglaciali riscontrate in Italia. Dà conto dei risultati d'una esplorazione preliminare estensiva effettuata nell'estate 1953 da un gruppo di 16 operatori nelle Alpi Italiane.

G. Nangeroni — I fenomeni di morfologia periglaciale in Italia (22).

Sintesi delle odierne conoscenze dei fenomeni periglaciali in Italia, a tutto il 1952. La maggior parte dei casi finora riscontrati sono nelle Alpi, altri nell'Appennino Settentrionale, nell'Appennino Abruzzese, in Calabria e sull'Etna. Include anche i fenomeni periglaciali würmiani e günziani. Unisce una carta geografica dei fenomeni periglaciali in Italia in cui vengono distinti i fenomeni attuali da quelli würmiani e da quelli günziani.

G. Nangeroni — Osservazioni geomorfologiche sui monti del Livignasco (24).

Descrizione di una decina di fenomeni crionivali, tra cui colate di suoli prativi, colata di suolo torboso, suoli striati, vallette da crionivazioni, ecc. nella Valle di Livigno (Alpi Retiche, versante italiano, versante Danubio); tentativi di spiegazione dei fenomeni, dedotti da osservazioni, misure e considerazioni.

G. Nangeroni — Casi di deterioramento fisico dei pascoli dell'alta montagna lombarda (25).

L'Autore ritiene che il deterioramento fisico dei pascoli dell'alta montagna dipenda specialmente dai fenomeni crionivali; questi sarebbero notevolmente aumentati col regresso dei ghiacciai iniziatisi verso il 1820—1830, e cioè con il minor periodo di copertura nevosa di protezione e con la conseguente maggiore durata di attività del gelo-sgelo.

G. Nangeroni — Neve, acqua, ghiaccio; fenomeni crionivali delle regioni periglaciali nelle Alpi Italiane (20).

In 43 pagine, l'Autore descrive, a scopo riassuntivo e didattico, circa 36 fenomeni crionivali (nei quali include anche i circhi), esprimendo opinioni sull'origine loro e illustrandoli con abbondanti foto e disegni; questi sono in gran parte rilevati dai lavori di Cailleux e Tricart.

M. Vanni — Brevi considerazioni sui terreni glaciali dell'alta Valtournanche (26).

Esame di alcuni fenomeni crionivali e soprattutto inerenti al dilavamento delle morene deposte recentissime, allo sgretolamento delle rocce per azione del gelo, agli acciottolati glaciali (lastricati naturali). Richiama poi l'attenzione sulle conseguenze dannose nei riguardi di queste superfici fino a pochi decenni or sono coperte e protette dalla coltre glaciale.

#### STUDI SUI FENOMENI CRI-O-NIVALI NELLE ALPI ITALIANE\*

Questo volume comprende 6 lavori su fenomeni crionivali osservati in diversi settori delle Alpi Italiane.

Nella presentazione, G. Nangeroni (23) spiega ciò che si è fatto e ciò che si dovrà fare in seguito: raccolta di dati sulla localizzazione dei fenomeni, osservazioni analitiche allo scopo di giungere alla spiegazione del loro svilupparsi ed evolversi, osservazioni sulle cause generali climatologiche dei fenomeni, metodi di studio delle conseguenze di essi sul deterioramento fisico dei pascoli alpini. Sarà poi il caso di proseguire nell'analisi del crionivale quaternario.

R. Albertini in 84 pagine esamina i fenomeni crionivali nel Gruppo Ortles-Cevedale, Alpi Retiche (Contributo alla conoscenza della morfologia crionivale del Gruppo Ortles-Cevedale, 9) e alla fine riesce ad elencare ben 38 forme che suddivise in 6 gruppi in rapporto alle dimensioni e al momento evolutivo (microforme giovanili, ecc. ecc., macroformi senili, forme fossili).

Una nitida carta a 2 colori e 10 belle fotografie illustrano la memoria.

C. F. Capello, C. Origlia, R. Amedeo — Relazione preliminare sulle osservazioni eseguite nell'estate 1953 sui fenomeni crionivali in Piemonte (14).

Vengono esaminati soprattutto cuscinetti erbosi, suoli poligonali e strisce parallele nelle valli d'Ossola e della Dora Baltea, Valtournanche, Val Ferret, Val Veni e Val Tànaro. Sei fotografie.

\* Pubbl. n. 11 della *Fondazione per i problemi montani dell'Arco Alpino*. Milano, Via Celoria, 1955; pagg. 148, 2 carte, 60 illustrazioni.

C. F. Capello — Relazione preliminare sulle osservazioni esequite nell'estate 1954 sui fenomeni crionivali in Piemonte (15).

E' la continuazione del lavoro precedente, estendendo le osservazioni anche ad altre valli, tra cui la Val Varaita e la Val Maira; vengono esaminate anche alcune interessanti colate di pietre (= pietraie semoventi). Sei belle fotografie.

F. Donà — Osservazioni sulla morfologia periglaciale della Valle Aurina (16).

Trenta pagine dense di osservazione su almeno una dozzina di fenomeni crionivali controllati nella Valle Aurina (Alpi Orientali, al confine con l'Austria). Quindici belle foto e una carta al 100 mila servono da necessario complemento.

V. Giacomini — I suoli a „cuscinetti” e a gradinata come aspetti particolari della degradazione dei pascoli in Valtellina e in Val Chiavenna (17).

Vengono calcolati nelle sezioni dei cuscinetti erbosi i valori del pH a profondità diversa; nel complesso si ha un aumento della basicità da 4,8 a 5,8 andando dalla superficie erbosa del cuscinetto alla profondità di 60 cm; e i valori seguono l'andamento della curva esterna del cuscinetto. Vengono inoltre esaminate le associazioni vegetali sui cuscinetti e nelle depressioni che separano i cuscinetti. Un disegno e quattro foto di cuscinetti, di gradinata e di disfacimento di cotta erbosa da soliflusso.

A. Giorcelli, A. Pietracaprina — Suoli poligonali, suoli a gradinata e altri fenomeni crionivali nella Valle del Braulio, Bormio (18).

Viene offerto un insieme di osservazioni di suoli crionivali nella zona cristallina-calcare della Valle Braulio (Stelvio). Undici belle foto illustrano ancor meglio i fenomeni descritti. Interessante la foto dei suoli increspati da vento-gelo.

#### OSSERVAZIONI ED ESPERIENZE

Si sono fatte e si stanno facendo esperienze:

1. per quanto riguarda la struttura e l'origine dei suoli a cuscinetti erbosi.

Il prof. Italo Bellotti ha osservato che si formano in autunno, anche a soli 1350 metri s/m, prima delle prime nevicate, in periodo molto freddo. A circa 40 cm di profondità il suolo ergilloso era gelato. Ora ha collocato segnali adatti per più precise misurazioni.

Il Dr Dino Pedrotti ha osservato a circa 2000 m che in alcuni casi (M. Paganella), a 30—50 cm di profondità si hanno blocchi di argilla gelata, in altri casi no (Manzoni).

Il prof. Valerio Giacomini dall'esame di alcune sezioni è giunto alla conclusione che siamo di fronte a strati convessi aventi pH di valore diverso, e precisamente con passaggi da pH 4,8 in alto e all'esterno, a pH 5,8 in basso, a circa 60 cm sotto, e a 20 cm in dentro. Così è notevole sotto l'aspetto floristico, la differenza di vegetazione tra la parte alta, in cui prevalgono specie di brughiera, e le parti basse, tendenzialmente con ambiente asfittico, in cui prevale il *Nardus stricta*, e talora neppure questo.

2. Per quanto riguarda il valore della regressione di pareti di frane in morenico o comunque in detriti, da Criosoliflusso, il prof. Italo Bellotti ha piantato allineamenti di pali-testimonio, nell'Alta Valtellina.

3. Per quanto riguarda la velocità di discesa delle colate di fango o di terriccio, soprattutto di quelle coperte di prato-pascolo, lo stesso prof. Bellotti sta raccogliendo dati precisi con misure eseguite da capisaldi fissi, oltre che osservazioni di dimore in movimento. Finora i valori riscontrati si aggirano su m. 0,50—1,0 all'anno.

4. Quanto alla velocità di discesa delle pietraie su pendio, il Dr Albertini ha trovato nel Gruppo del Cavedale una velocità annua di circa 16 metri fino a 5—6 anni or sono, e di soli 7 metri negli ultimi 5 anni, segno forse d'una fossilizzazione del fenomeno, per cause ignote. Ciò venne dedotto misurando il dislivello tra due tronchi di sentiero di cui uno è rimasto fermo, essendo fuori della pietraia, e l'altro, sulla pietraia, è scivolato.

5. Quanto alla velocità di avanzata delle fronti delle colate di pietre, il Capello ha trovato velocità non rilevanti, che giungono, a un massimo di cm 20 annui. Non si hanno altri dati.

6. Quanto alla forma a struttura di molte pietraie su pendio, Nangeroni si domanda perchè molto spesso tra la pietraia e la parete rocciosa da cui proviene il materiale della pietraia vi sia uno spazio verde, coperto da erbe. Le ipotesi che si possono formulare sono parecchie:

a. la pietraia è in movimento di discesa e si è staccata, perciò, dalla base della parete; in tal caso si deve supporre che si sia formata in un periodo anteriore diverso dall'attuale, il che è in contrasto col fatto che anche oggi la demolizione delle pareti è rilevante;

b. il materiale della parete giunto a toccare il pendio, viene cernito secondo la massa, per cui in alto rimane il detrito più fino che viene rapidamente coperto dalla vegetazione erbacea; ma ciò è in contrasto col netto distacco che frequentemente si osserva tra la pietraia quasi priva di vegetazione e il sovrastante pendio verde;

c. nella primavera la parete rimane presto priva di neve, e perciò va soggetta a una forte demolizione, il pendio appena sotto la parete è invece ancora coperto di un lenzuolo di neve che giunge però solo a metà pendio; perciò il detrito che precipita dalla parete, scivola sulla neve e si ferma al limite di questa, da metà pendio in giù.

7. Vi sono poi nuove forme che non compaiono nettamente nelle voci generalmente note. Anzitutto vi è la forma di circo. L'opinione generale è che l'arretramento delle pareti del circo non sia causato direttamente da escavazione glaciale, bensì o dal gelo che agisce sulle rocce emergenti sopra la superficie del ghiacciaio, o dalle acque ecc. penetranti nel crepaccio periferico. Ma sia nell'uno che nell'altro caso, l'origine sarebbe dunque dovuta a fatti crionivali; dunque sembra giusto collocare questa forma tra quelle nostre. E altrettanto si dica per la forma delle cime e creste alpine il cui modellamento è dovuto prevalentemente al gelo, sia pure in rapporto anche con la struttura geo-litologica. Sarebbe il caso, poi, di studiare attentamente se è possibile attribuire una origine crionivale ai laghetti in roccia d'alta montagna e ai laghi prealpini.

Ma vi sono altre forme notevoli.

L'Albertini ha osservato che molti imbuti in morenico (che chiama *Marmitte criomoreniche*) derivano dalla evoluzione dei coni di ghiaccio coperti da un velodi morenico fin che si trovano sul ghiacciaio.

Da questi si passa agli anelli di morenico circondanti il cono di ghiaccio semplice; poi, con la fusione completa di questo e del ghiaccio sottostante, all'anello di morenico che circonda l'imbuto.

Così, lo stesso Albertini ed anche Pietracaprina e Giorcelli hanno osservato delle notevoli estensioni di increspature parallele in suoli fangosi, dovute probabilmente a rapidissimo congelamento di terriccio sollevato dal vento, increspature che nulla hanno a che vedere con i suoli a pipkrakes. Anzi, secondo Albertini, i suoli a strisce parallele deriverebbero da suoli a increspature in soliflusso, per cui le maglie divengono sempre più stirate e allungate; la successiva erosione delle acque di fusione nivale determinerebbe la regolarità, la linearità e il parallelismo dei solchi.

Il Capello introduce poi il terminedi massi *contornati* (alias *massi erranti*, *massi viaggianti*) per indicare quei massi isolati (od anche facenti parte di colate di pietre), che sono accompagnati da un rialzo verso valle e da una debole depressione verso monte.

8. A me pare però che sia proprio il problema dei suoli a strisce parallele quello sul quale non sono state ancora espresse opinioni e ipotesi accettabili in pieno. E sarà oggetto di studio.

9. Quanto a distribuzione altimetrica delle forme crionivali, l'Albertini riesce a distinguere sull'Ortles-Cevedale, tre Zone. Una inferiore, che va dai 2200 ai 2500 metri, e che corrisponde alla fascia immediatamente esterna alle morene Daun; scarsa è la frequenza dei fenomeni crionivali, tra i quali però dominano i cuscinetti erbosi e i suoli a gradinata.

Una mediana, che va dai 2500 ai 2800 metri e che corrisponde alla fascia dello stadio Fernaun; è la zona più ricca e più varia; è la zona dei suoli poligonali e dei lastricati di pietre.

Una superiore, compresa tra i 2800 e i 3000 metri; zona discontinua ma di forme tipiche tra cui prevalgono i suoli a strisce parallele e i suoli ad increspature.

Cosicchè si può dire che in basso i fenomeni vanno scomparendo per insufficienza della causa, cioè del gelo e della neve; in alto, sono rari per la notevole durata della copertura novosa; nel mezzo invece, sono più abbondanti e più vari per la neve di non lunghissima durata e per il molto gelo.

#### 10. Rapporti tra struttura geolitologica e fenomeni crionivali.

Non si possono ancora trarre conclusioni d'indole generale; ma è notevole che alcuni fenomeni, soprattutto microforme (suoli poligonali) prevalgono nelle rocce e nei suoli calcari, mentre vi sia mancanza quasi assoluta d'ogni fenomeno (salvo pietraie e colate di pietre) nei conglomerati porfirici permiani. Ma su ciò sarà molto opportuno uno studio comparativo approfondito.

#### 11. Quanto alla classificazione vengono seguiti criteri diversi.

Albertini preferisce il criterio morfologico: forme semplici, e forme composte.

Nangeroni preferisce il criterio genetico: forme derivate dal frammentamento e dalla corrosione delle rocce; a rigonfiamento del suolo; a disgelò; da compressione della neve; da scivolamento su neve; dal vento; dalle acque di fusione della neve.

Albertini inoltre divide, quanto alle dimensioni, in micro- e macroforme; ed inoltre, in quanto a età, in forme giovanili, di transizione, mature, senili e fossili. Da questi due criteri, insieme fusi, derivano sei combinazioni chiamate: microforme giovanili (increspature, solchi a strisce parallele, poligonali, a ghirlanda, buche criocarsiche, tasche di fanghiglia criomorenica, marmitte criomoreniche), che sono in generale anche le più elevate; microforme di transizione (conoidi di pietre e fango,

conoidi di pietre, colate di fango, frane-colate di fango, pietraie su pendio, pietraie di sommità, cordoni di pietre, colate di pietre, campi di pietre a lastricato) che sono ad una altitudine in genere poco sotto le prime; micro e macroforme mature, e forme di assestamento (suoli poligonali a contorno di erbe, tasche di fanghiglia a poligoni erbosi, conche criomoreniche, conche crionivali, laghi criocarsici, laghi crionivali, spianate crionivali, campi di pietre, archi detritici pseudo-morenici, lastricati naturali), ancora poco più sotto; microforme senili (cuscinetti erbosi, buche criocarsiche stadiali, laghetti crionivali stadiali); macroforme senili (lastricati naturali ad interstizi erbosi, selle da spianata crionivale, creste crionivali pianeggianti, valli e valloni dissimmetrici, circhi); forme fossili (poligoni fossili a cuscinetti, suoli in gradinata, spianate crionivali erbose), che sono le forme che si spingono più in basso.

TERMINOLOGIA ITALIANA DEI FENOMENI CRIONIVALI, CON LA CORRISPONDENTE TERMINOLOGIA FRANCESE (O UFFICIALE), FINORA OSSERVATI IN ITALIA

Italiano	Francese (ufficiale)	Definizione
1. Suoli a pipkrakes	pipkrakes	sottile strato granuloso di suolo secco, freddo e polverizzato che riveste un sottile strato di ciuffi di cristalli fibroso-aciculari di ghiaccio perpendicolari al suolo, a sua volta ricoprente un sottoposto suolo umido, ma non gelato
2. Suoli a increspature	sols à microrides	suolo argilloso ricoperto da esili increspature di tericcio, generalmente isorientate e isoinclinate
3. Ciottoli contigui raddrizzati *	galets contigus dressés	ciottoli contigui raddrizzati in costa, abbondanti sia ai margini d'un campo di pietre in movimento, sia lungo un filone ciottoloso che attraversa un campo di pietre in corrispondenza d'un rivolo
4. Suoli fessurati reticolari *	fentes en coin	ben visibili in parete perchè il terreno si offre reticolato per la presenza di un intreccio alquanto regolare di fessure riempite di materiale diverso per grossezza o per colore
5. Suoli poligonali (semplici, a ghirlanda, circondati da erbe)	sols poligonaux, cercles de pierres	suoli a poligoni turgidi nel mezzo, le cui fessure periferiche possono essere vuote oppure colme di detriti più grossolani o di erbe
6. Suoli a strisce parallele	sols striés	suoli subpianeggianti o in pendio costituiti da strette strisce parallele a solchi in cui il solco è occupato da piccoli ciottoli e le creste da tericcio

Italiano	Francese (ufficiale)	Definizione
7. Suoli a zolle terrose	flaques de terre	suoli subpianeggianti e di grossolano detrito tra cui spiccano lembi regolari di terra e argilla
8. Suoli pieghettati*	plications	ben visibili in sezione le pieghe dei materiali argillosi e ciottolosi, spesso con ciottoli raddrizzati
9. Monticoli di terra	buttes à lentilles de glace	monticelli tondeggianti di terra, alti 3—4 metri
10. Suoli a cuscinetti erbosi	buttes gazonnés	associazione di cuscinetti tondeggianti o rettangolari, turgidi, ricoperti di erbe, alti non più di 40—50 cm
11. Laghi su ghiaccio morto (su campi di pietre, ecc.)		evidente
12. Pietràie su pendio (o in valloncello)	coulées de pierres	evidente
13. Conòidi di pietre		evidente
14. Campi di pietre *	mers de rochers	evidente
15. Colate di fango	coulées limoneuses et boueuses	evidente
16. Colate di pietre e fango	coulées limoneuses à blocs	evidente
17. Colate di pietre (o pietraie sementi)	glaciérs rocheux	evidente
18. Massi contornati (o Massi erranti o massi viaggianti)	blocs avec bourrelets de terre à l'aval, creux à l'amont	massi (isolati o su colate di pietre) circondati verso valle da una emergenza terrosa e verso monte da una leggera depressione
19. Suoli erbosi in gradinata	terrassettes	pendio erboso trasformato in una gradinata; generalmente ogni balza è rivestita di erba, mentre ogni ripiano è nudo o quasi
20. Colate di torba (e in gradinata)	tourbières cordées	evidente
21. Lastricati naturali	dallages de pierres	suolo di pietre, piatte o no, disposte regolarmente coricate su un piano generalmente argilloso

Italiano	Francese (ufficiale)	Definizione
22. Cordoni di pietre (pseudomorene)	éboulis ordonné	false morene situate alla fronte di ripidi campi di neve
23. Circhi	cirques	evidente
24. Nicchie da nivatione	niches de nivation	piccoli circhi non in diretto rapporto con pareti
25. Terrazze e spianate in roccia	terrasses (et esplanades) de cryoplana-tion	terrazze rocciose
26. Rose di pietre	roses de pierres	gruppi di pietre spaccate disposte come i petali di una rosa
27. Conche in roccia non carsica	cryo-karst	conche in rocce metamorfiche, cristalline, plu-toniche ed effusive, ecc. non dovute, però, a escava-zione glaciale, ecc.
28. Laghi da conche pseudocarsiche	lacs periglaciaires	laghi che occupano conche di cui sopra
29. Morene ischelle-trite		morene private del limo (da parte del vento, o delle acque o dal soliflusso)
30. Cesellaturee levigature eoliche	cailloux éolisés	fenomeni connessi con venti da clima glaciale
31. Depositi eolico-glaciali*	recouvrements en manteau (ou en dunes) de sables. niveo-eoliens	come sopra
32. Tasche di fanghi-glia	sediments limoneux niveo-fluviatils etc.	piccole superfici di fanghiglia transportata da acque nivali o per criosoliflusso

\* L'asterisco indica quei fenomeni che si riscontrano anche nei terreni quaternari (Italia)

INDRIZZI PRIVATI DELLE PERSONE ITALIANE CHE PIÙ SI INTERESSANO DEI FENOMENI CRIONIVALI IN ITALIA, CON LA SPECIFICA ATTIVITÀ DI CIASCUNA

NANGERONI Giuseppe: Professore Geografia Università Cattolica; Milano, Viale Tunisia, 30. Fenomeni crionivali attuali e quaternari

ALBERTINI Renzo: Geogr. Econom., Facoltà Economia e Commercio — Venezia Vi-cenza, Via Dante, 17. Fenomeni crionivali attuali.

CAPELLO Carlo Felice: Professore Geografia — Facoltà Magistero Università, Torino; Torino, Via Bagetti, 35. Fenomeni crionivali attuali.

- ORIGLIA C.: Torino — Università, Facoltà Magistero. Fenomeni crionivali attuali.
- AMEDEO R.: Torino — Università, Facoltà Magistero. Fenomeni crionivali attuali.
- VANNI Manfredo: Professore Geogr. Facoltà Lettere, Università Torino; Segretario Comit. Glaciologico Italiano, Torino, Palazzo Carignano. Torino, Via Principessa Clotilde, 32. Fenomeni crionivali attuali.
- DONÀ Ferdinando: Padova — Università — Instituto di Geografia. Fenomeni crionivali attuali.
- GIACOMINI Valerio: Università, Istituto Botanico, Pavia; Pavia, Istituto Botanico. Fenomeni crionivali in rapporto alla pedologia e alla vegetazione.
- GIORCELLI A.: Istituto Geologia, Università, Milano; Casale Monferrato (Alessandria), Via Callori, 8. Fenomeni crionivali attuali.
- PIETRACAPRINA A.: Istituto Geologia, Università, Milano; Milano, Via Bassini, 38. Fenomeni crionivali attuali.
- LIPPI BONCAMBI Cesare: Professore Facoltà Agraria, Università, Perugia; Perugia, Università, Istituto Geologia. Fenomeni crionivali attuali in rapporto alla pedologia e alla vegetazione.
- BLANC A. C.: Professore Università Roma, Istituto Antropologia; Roma, Via Caccini, 1. Fenomeni crionivali del quaternario in rapporto con paletnologia.
- SEGRE Aldo: Roma, Via Alessandria, 208. Fenomeni crionivali quaternari in rapporto con paletnologia; fenomeni crionivali attuali.
- HERMANN Federico: Erba (Como). Fenomeni crionivali attuali.
- LOSACCO U.: Firenze, Istituto Geologia; Via Lamarmora, 24. Fenomeni crionivali attuali.
- TREVISAN Livio: Professore Geologia Università Pisa; Pisa, Via S. Maria 31. Fenomeni crionivali attuali.
- NICOLI Piera: Verona, Via Leoncino, 4. Fenomeni crionivali attuali.
- MORANDINI Giuseppe: Professore Geografia Università di Padova; Padova, Università, Istituto Geografia. Fenomeni crionivali attuali.

### Bibliografia

*Pubblicazioni sui fenomeni periglaciali antenzioni al 1952 e non apparte sull'elenco da me pubblicato nel 1951—52 :*

1. Blanc, A. C. — Grotta Romanelli. *Archiv. Antrop. e Stuol.*, 50, fasc. 1—4, 1920.
2. Blanc, A. C. — Grotta Romanelli. *Atti prima Riunione Ist. It. Paletn.*, Umana, Firenze. 1930.
3. Lacquaniti, L. — Le tracce glaciali quaternarie l'antico limite altimetrico delle nevi sull'Aspromonte. *Atti 42 Riunione Soc. Ital. Progr. Soc.*, Novembre 1949.
4. Lippi Boncambi, C. — Considerazioni pedologiche sui Monti Sibillini ed in particolare sui terreni torbosi dell'Altopiano del Castelluccio di Norcia. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 69, fasc. 1, 1950.
5. Lippi Boncambi, C. — Appunti morfologici sull'Appennino Umbro Marchigiano-Abruzzese. *L'Universo*, 22, Maggio 1942.
6. Maviglia, C. — Sulla presenza di oggetti litici preistorici nella caverna del Buco del Piombo. *Atti Soc. Ital. Sc. Nat.*, vol. 7—9, Milano 1939.
7. Mayer, W. — Beitrag zur Morphologie des Aetna. *Ztschr. D. Geol. Ges.*, Bd. 83, 1931; Bd. 88, 1936.
8. Vagliasindi, C. — L'Etna durante il periodo glaciale e la formazione della Valle del Bove. *Ist. Geogr. paleontologico*, Università di Catania, 1949.

*Pubblicazioni sui fenomeni periglaciali comparte in Italia (da autori italiani) ta il 1952 e il 1955 :*

9. Albertini, R. — Contributo alla conoscenza della morfologia crionivale del Gruppo Ortles-Cevedale. *Fondazione per i problemi montani dell'Arco Alpino*, publ. 11: Studi sui fenomeni crionivali nelle Alpi Italiane. Milano 1955.
10. Blanc, A. C., Lona, F., Settepassi, F. — Ricerche nel Quaternario Laziale, I. *Quaternaria II*, Roma 1955.
11. Blanc, A. C., Cova, G., Franceschi, P., Lona, F., Settepassi, F. — Ricerche sul Quaternario Laziale, II. *Quaternaria II*, Roma 1955.
12. Blanc, A. C. — Ricerche sul Quaternario Laziale, III. *Quaternaria II*, Roma 1955.
13. Capello, C. F. — I „massi contornati”. *Riv. Sc. Nat.: Natura*, vol. 46, Milano 1955.
14. Capello, C. F., Origlia, C., Amedeo, R. — Relazione preliminare sulle osservazioni eseguite nell'estate 1953 sui fenomeni crionivali in Piemonte. *Fondazione per i problemi montani dell'Arco Alpino*, publ. 11: Studi sui fenomeni crionivali nelle Alpi Italiane. Milano 1955.
15. Capello, C. F. — Relazione preliminare sulle osservazioni eseguite nell'estate 1954 sui fenomeni crionivali in Piemonte. *Fondazione per i problemi montani dell'Arco Alpino*, publ. 11: Studi sui fenomeni crionivali nelle Alpi Italiane. Milano 1955.
16. Donà, F. — Osservazioni sulla morfologia periglaciale della Valle Aurina. *Fondazione per i problemi montani dell'Arco Alpino*, publ. 11: Studi sui fenomeni crionivali nelle Alpi Italiane. Milano 1955.
17. Giacomini, V. — I suoli a „cuscinetti” e a gradinata come aspetti particolari della degradazione dei pascoli in Valtellina e Val Chiavenna. *Fondazione per i problemi montani dell'Arco Alpino*, publ. 11: Studi sui fenomeni crionivali nelle Alpi Italiane. Milano 1955.
18. Giorcelli, A., Pietracaprina, A. — Suoli poligonali, suoli a gradinata e altri fenomeni crionivali nella Valle del Braulio, Bormio. *Fondazione per i problemi montani dell'Arco Alpino*, publ. 11: Studi sui fenomeni crionivali nelle Alpi Italiane. Milano 1955.
19. Lippi Boncambi, C. — Osservazioni pedologiche su manifestazioni periglaciali (suoli a cuscinetti o zolle erbose) in Valsavaranche, Gruppo Gran Paradiso. *Annali Facoltà Agraria Università Perugia*, vol. 9, 1953.
20. Nangeroni, G. — Neve, acqua, ghiaccio; Fenomeni crionivali delle regioni periglaciali nelle Alpi Italiane. *Comit. Sci. Club Alpino Italiano*, Milano 1954.
21. Nangeroni, G. — Appunti sui fenomeni periglaciali recenti e attuali nelle Alpi. *La Ricerca Scientifica*, Consiglio Nazion. Ricerche, Roma 1954.
22. Nangeroni, G. — I fenomeni di morfologia periglaciale in Italia. *Rapports de la Comm. de Morphologie Périglaciaire*, Union Géogr. Intern., Washington 1952.
23. Nangeroni, G. — Presentazione dei sei lavori sui fenomeni crionivali. *Fondazione per i problemi montani dell'Arco Alpino*, publ. 11: Studi sui fenomeni crionivali nelle Alpi Italiane. Milano 1955.
24. Nangeroni, G. — Osservazioni geomorfologiche sui monti del Livignasco. *Rivista Sc. Nat.: Natura*, vol. 45, Milano 1954.
25. Nangeroni, G. — Casi di deterioramento fisico dei pascoli dell'alta montagna lombarda. *Convegno Studi problemi Agricoltura Lombarda*, Istit. Lombardo Sc. Lette., Milano 1954.
26. Vanni, M. — Brevi considerazioni sui terreni glaciali dell'alta Valtournanche. *Boll. Comit. Glaciologico Ital.*, n. 5, II Serie, Torino 1954.

## ACTIONS PÉRIGLACIAIRES EN VELAY (FRANCE) AU QUATERNaire

### Sommaire

En Velay (Haute-Loire) on a trouvé les dépôts de pente, les phénomènes de cryoturbation et les traces d'érosion, liés avec des différentes reprises des conditions périglaciaires en Europe au Quaternaire.

Le Velay correspond à une grande partie du département de la Haute-Loire. C'est avec l'Auvergne, l'Aubrac, le Vivarais l'une des régions volcanisées du Massif Central de la France.

La Haute-Loire est traversée en direction Nord-Sud par deux grands cours d'eau: La Loire et l'Allier qui, proches de leurs sources, coulent néanmoins dans des vallées profondes.

Cette région est à cheval sur le 45 ème parallèle. Les altitudes s'y échelonnent entre 400 m et 1754 m; cette dernière côte étant celle du Mézenc, le troisième sommet par ordre décroissant d'altitude du Massif Central. La zone des plateaux de 800 à 1200 m occupe en Velay une assez vaste étendue.

Grâce à des circonstances favorables dont le volcanisme n'est pas la moindre, des faits attribuables aux actions périglaciaires qui se sont produites à différentes reprises en Europe au Quaternaire ont été conservés en Haute-Loire. Il s'agit de dépôts sur les pentes, de phénomènes de cryoturbation et d'érosion dont les plus anciens prennent place dès le Villafranchien.

### LES DÉPÔTS DE PENTE PÉRIGLACIAIRES

Je me bornerai à décrire pour chaque période du Quaternaire un dépôt d'origine périglaciaire typique et bien daté.

#### VILLAFRANCHIEN

##### Les tufs ocreux du volcan du Coupet

Sur le flanc Sud de ce volcan non loin de Saint-Eble, localité proche de la vallée de l'Allier, repose une formation épaisse de 2 à 5 mètres, étalée sur 10 hectares de superficie (Photo 1). Son pendage est de l'ordre d'une dizaine de degrés. Ce dépôt prête aux remarques suivantes:

Nature. Le constituant essentiel est un limon ocreux ayant assez bien la légèreté et l'aspect du loess lorsqu'il n'est point trop chargé de fragments basaltiques. Il offre comme lui des tubulures qui sont des traces de fines racines. Ce limon provient de l'altération chimique des scories basaltiques sous-jacentes qui paraissent remplir une fracture large de 500 à 800 m sur laquelle s'est établie le volcan du Coupet.

Dorlhac (16) a employé pour désigner ce terrain les expressions: „alluvions volcaniques”, „terrain argilo-volcanique”, „brèches sédimentaires”. Aymard (2) a parlé de „brèches boueuses”. Pour Bertrand de Lom (3) il s'agit de „produits de lavage” et pour Boule (4) „d'un dépôt formé sur les pentes par le ruissellement des eaux sauvages”.

Mise en place. La masse du dépôt est divisée en plusieurs assises par des lits formés souvent d'une seule couche de fragments de basalte anguleux, gros comme le poing ou la tête, ou par des alignements de petites enclaves de scories fines encore pulvérulentes.

On imagine les fragments sédimentés, au cours de la progression en masse du limon imprégné d'eau.

Les nids de scories résultent de l'étalement, du laminage de lambeaux prélevés sur la substance même du versant qui supporte les dépôts.

Il arrive que les lits de fragments et les enclaves de scories figurent ensemble à la base des couches de limon.

La mise en place du dépôt par convois successifs est évidente.

Conditions climatiques. Il faut d'abord imaginer une altération chimique intense pour expliquer la formation de cette masse limoneuse importante à partir des scories sous-jacentes. Le vent semble aussi avoir joué un rôle en accumulant les poussières sur le flanc Sud abrité du volcan.

Par opposition aux conditions actuelles, on peut s'efforcer de dégager d'autres caractéristiques climatiques du dépôt. Les tufs ocreux du Coupet sont actuellement profondément entamés par le ruissellement. Une série de petits ravins profonds de 3 à 4 mètres et disposés selon la plus grande pente sillonnent les dépôts. Au temps de sa formation, le revêtement fut continu sur plusieurs centaines de mètres de front. On ne note dans sa masse aucune trace de ravinement mais des assises qui se continuent d'un flanc à l'autre des entailles actuelles. Ce placage résulte d'une accumulation de produits lithiques d'altération sur une pente de 10° environ que le ruissellement actuel ravine. Les tufs ocreux du Coupet remontent donc à une époque où sur les pentes, même fortes, l'accumulation l'emportait sur les départs. Les apports se produisaient par convois successifs à la base desquels on retrouve chaque fois un peu de la substance non altérée du ver-

sant comme si celle-ci rendue superficiellement mobilisable avait servi de traîneau pour les matériaux accumulés au-dessus d'elle. Une solifluction de dégel nous paraît avoir permis cela.

Selon nous, les tufs ocreux du Coupet évoquent donc un climat à la fois humide et froid par périodes alternées: l'altération chimique relevant en grande partie des phases humides, la mise en place par convois successifs relevant du dégel. Je signale avoir observé, en Islande occidentale, l'altération actuelle en poudre ocreuse des scories d'un petit volcan proche du lac Hredavatn dans la vallée de la Nordurá. Tous les terrains meubles de cette île, essentiellement constituée de basalte, sont de couleur ocre, c'est aussi la teinte des loess, dépôts qui en nos contrées sont de climat froid.

**Datation et corrélations.** On a retiré des dépôts du Coupet les ossements d'une faune assez abondante comprenant entre autres espèces: *Mastodon arvernensis*, *Elephas meridionalis*, *Equis Stenonis*, le Tapir, Antilopes et Cervidés. Cette faune ne semble pas en position primaire dans les tufs, car les ossements brisés et nulle part en connexion sont dispersés dans toute l'épaisseur et toute l'étendue du dépôt. Néanmoins, il n'y a pas lieu de considérer ce dernier comme considérablement postérieur. Il est certainement villafranchien.

La faune du Coupet rappelle d'ailleurs de très près celle de Saint-Vallier (Drôme) étudiée par J. Viret (19) et extraite d'un loess. C'est encore la même faune qui figure au sommet du remplissage des bassins de l'Apenin (Val d'Arno supérieur) et des Alpes appuanes (Olivola) où l'on constate que la sédimentation fine fait alors place à des conglomérats. Au même moment, les mollusques froids (*Cyprina Islandica*) faisaient leur apparition en Méditerranée, des pollens froids se sédimentaient dans les dépôts du Val d'Arno. Les flores villafranchiennes du Velay étudiées par F. Florschütz témoignent également d'accès froids.

Les dépôts du Coupet, comme il sied pour des formations climatiques, ne sont pas seuls de leur espèce en Velay. J'en ai cités ailleurs quelques-uns (8). Photo 2 représente l'un d'eux situé près de Saint-Didier d'Allier. Recouvert par une coulée de basalte qui a assuré sa conservation, il est uniquement formé à la base de débris gneissiques en fragments et au sommet d'une couche très limoneuse de nature également gneissique. Un autre dépôt situé à Vazeilles (Photo 7), un peu à l'Est de l'axe du plateau du Velay, est lui aussi constitué d'arène due à la désagrégation d'embréchites. Il contient en plus des produits basaltiques en éléments menus. Il montre comme celui de Saint-Didier la superposition d'une couche fine contenant 15 à 20% d'argile à des couches plus grossières d'aspect graveleux.

Le niveau supérieur, fortement cryoturbé, envoie des apophyses coniques dans le banc grossier sous-jacent.

Cette superposition d'un banc fin à des couches plus grossières déjà signalée à Saint-Didier-d'Allier et à Vazeilles nous est connue pour des dépôts magdaléniens proches de Retournac dans la vallée de la Loire. Elle paraît dans chaque cas correspondre au déclin d'une phase froide, alors que l'altération chimique prend le dessus sur l'érosion clastique. Mais bien évidemment, des récurrences du froid peuvent se produire qui créent des cryoturbations comme à Vazeilles ou qui recouvrent les couches fines d'assises à nouveau grossières comme cela se produit dans les dépôts du Coupet.

#### CONFINS VILLAFRANCHIEN—PLÉISTOCÈNE

Tout près du Puy, sur le flanc Est de la montagne de Denise, sont les tufs de la Malouteyre que Boule (4) décrit ainsi: „produits de projections volcaniques très remaniés, véritables dépôts détritiques renfermant en même temps que des éléments volcaniques, de nombreux fragments roulés de quartz et de roches primitives. Ces dépôts remaniés alternent fréquemment avec des lits intacts de projections”.

Les tufs de la Malouteyre offrent une quinzaine de mètres d'épaisseur. Ils reposent sur les brèches basaltiques de la montagne de Denise et sont recouverts par une coulée de basalte issue du même volcan. Leur pendage peut atteindre 30°. Ils sont constitués de lits blanchâtres riches en marnes et en calcaires émiétés et en grains de basalte altérés. Dans leur masse, se dessinent deux niveaux à gros blocs de brèche basaltique et de basalte dont le diamètre va diminuant quand on descend la pente ce qui est l'indice d'un transport en masse. Il s'agit d'anciennes coulées boueuses et pierreuses de solifluction où l'on note encore des remous à l'amont des blocs.

Mais le caractère le plus intéressant de ce dépôt est que les brèches qui le supportent sont défoncées et émiétées à 2 et 3 m de profondeur (Photo 3) et que le matériel qui résulte de cette Trituration passe aux tufs dont il constitue la partie inférieure. L'observation montre en outre que les lits de projections dont parle Boule sont constitués par les grains de basalte vitreux issus de la désagrégation de la brèche. Les projections vraies émises par le volcan de Denise, lors de la dernière éruption, ne figurent qu'au sommet du dépôt où comme on peut le voir sur le flanc Ouest de la même montagne, de minces lits noirs de scories alternent avec les tufs d'altération. Dans sa plus grande épaisseur, le dépôt correspond donc à une phase de calme éruptif ayant pris place entre l'émission des brèches basaltiques si communes aux environs du Puy et qui sont contemporaines des sables à mastodontes du Velay et l'éruption de la montagne de Denise qui se produisit bien plus tard à l'aurore des temps pléistocènes.

En effet on a retiré de la base des tufs (4, 8) les restes d'un *Elephas meridionalis* de type évolué — *Saint-Prestien* d'après Depéret — accompagnés de débris attribuables au *Leptobos*, à *Equus Stenonis*, à un Rhinocéros et à des Cervidés. La faune de Sinzelles près du Puy située dans des dépôts analogues à ceux de la Malouteyre et en position stratigraphique — entre brèches et basalte — identique, plus riche que celle de la Malouteyre, possède comme elle un représentant du genre *Elephas* et comme elle également est dépourvue de mastodonte.

Ici encore, comme au Coupet, le dépôt porte la marque d'un climat à la fois humide — solifluction — et froid — émission des brèches à plusieurs mètres de profondeur — climat qui fut propice à l'accumulation de fortes épaisseurs de débris sur des pentes accusées. Nous n'attribuons aucun rôle au ruissellement dans la mise en place du dépôt dont le litage ainsi que nous l'avons expliqué ailleurs (10) nous paraît d'acquisition globale.

Une preuve du climat invoqué pour expliquer la genèse des tufs de la Malouteyre peut être obtenue par une autre voie. Des dépôts de même âge que ceux de la Malouteyre caractérisent en Velay le sommet d'un remblaiement commencé dans une seconde phase du Villafranchien. Parmi ces dépôts, il est un conglomérat à blocs de basalte qui vient à Saint-Vidal au sommet d'une forte épaisseur de dépôts lacustres. Le diagramme pollinique établi par F. Florschütz pour cette série montre qu'à l'approche du conglomérat sommital la forêt n'était plus constituée que de conifères. Cet appauvrissement de la forêt accompagne d'un accroissement des espaces découverts que prouve un fort pourcentage de pollens herbacés est interprété par F. Florschütz comme un indice du refroidissement du climat.

#### PLÉISTOCÈNE ANCIEN

A Solilhac, commune de Blanzac, 10 km au Nord du Puy, se situe un gisement où des dépôts à très gros blocs: prismes ou dalles de basalte ont intrigué longtemps les géologues. Julien (17) accordait une origine morainique à ces terrains. Boule (4) en a fait une formation due à un transport par des débâcles consécutives à une fonte intensive des neiges.

Le monde de gisement des dépôts montre nettement qu'il s'agit d'une formation de versant, au faciès variable selon les points, mais dans tous les cas alimentée par le démantèlement de la coulée de basalte en corniche qui domine le vallon de Solilhac et par la propre substance — marnes sannoisiennes surmontées de sables à mastodontes — de la déclivité recouverte (Photo 4).

Plus au Sud, à la Côte de l'Oulette, à 1,5 km de Solilhac, les mêmes terrains se montrent sur les deux versants du ruisseau de Chalon. On

voit nettement qu'il s'agit d'anciennes coulées boueuses et pierreuses de solifluction.

Les dépôts de même âge sont d'ailleurs assez fréquents dans la région, ce qui parle en faveur de leur origine climatique.

Sur les pentes de la montagne de Brunelet, au-dessus de Brives-Charensac dans la vallée de la Loire, reposant sur des marnes sannoisiennes, au pied d'un neck de basalte déchaussé par l'érosion, un lambeau de terrain qui subsiste prête à des comparaisons suggestives avec les tufs ocreux du Coupet. Sa nature est différente car il s'agit d'un terrain très riche en marnes et argiles sannoisiennes avec quelques fragments de basalte et quelques restes d'alluvions fluviatiles. L'analogie tient à des récurrences multiples dans l'épaisseur du dépôt de couches d'argile prélevée sur le versant ou de nodules de même nature alignés conformément à la pente — 10° environ — comme les enclaves de scories des tufs du Coupet. Chacun de ces horizons, où reparaît étirée et laminée la substance du versant, marque la base d'un nouveau convoi. Comme au Coupet, le dépôt a été mis en place par solifluxions successives de dégel selon toute vraisemblance.

Bien des fragments argileux inclus sont anguleux. On ne voit pas comment un simple ramollissement par les eaux les expliquerait. Ce qu'il faut justifier encore c'est l'accumulation sur cette pente d'une couverture détritique épaisse de plusieurs mètres que les conditions climatiques actuelles travaillent à détruire. Cela suppose une nouvelle récurrence des conditions humides et froides, périglaciaires ayant amené antérieurement la formation des tufs du Coupet puis de ceux de la Malouteyre.

Un affleurement proche d'Orzilhac (Photo 5) a enregistré de façon très parlante un effet de dégel.

Des dépôts de versant de Solilhac et des sables lacustres qui les recouvrent dans la même localité, on a retiré une faune qui comprend *Elephas antiquus*, *Rhinoceros etruscus*, *Equus caballus*, *Bos* ou *Bison*, de nombreux *Megaceros* des Cervidés, etc. Boule (4) rapprochait cette faune de celle du Forestbed.

#### PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR

C'est en velay le temps où se forment les clapiers ou „chirats”: ces nappes de blocs phonolitiques, basaltiques ou granitiques dont il reste de beaux témoins dans tout le pays (Photo 6).

Ces formations sont particulièrement observables dans le Sud-Est du département de la Haute-Loire où elles recouvrent les flancs de tous nos necks phonolitiques et où elles se sont étalées parfois assez loin dans les vallées: dans celle du Lignon sous Fay, à Villevieille près du Pertuis etc.

Les blocs, sans matrice intersticielle, sont redressés, coincés, solidaires car ils ont été organisés par la progression en masse. Dans les talwegs ou sur le pourtour d'unités qui ont progressé plus vite, des dalles se disposerent sur la tranche. La glace servait vraisemblablement de liant. Ces dépôts sont parfaitement analogues aux glaciers rocheux ou mers de rochers connus en Allemagne et en d'autres pays d'Europe septentrionale. Leur caractère périglaciaire est suffisamment établi pour qu'on n'ait pas à insister.

En Haute-Loire, de tels dépôts descendant à assez basse altitude. On les trouve au plus creux du bassin du Puy vers 600 m, aux Rivaux non loin d'Espaly, où ils sont formés de blocs de basalte et où ils supportent une formation sableuse et limoneuse de teinte terreuse mise en place par solifluction dans un ancien ravin. On y voit deux niveaux humifères. Du niveau inférieur, au contact même du clapier, nous avons retiré des fragments de charbon de pin et des dents de cheval. Le niveau supérieur a livré une faune (4) comprenant *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorhinus*, le cheval en extrême abondance, des cerfs alors que le renne fait défaut, le bœuf, le bouquetin, le loup, l'ours et l'hyène des cavernes. Quelques témoins d'industrie humaine: silex, pointe en os, os taillés accompagnent cette faune que Depéret (13), à cause de l'abondance du cheval, rapprochait de celle Solutré.

Sensiblement du même temps que les clapiers, datent les dépôts à industrie humaine de nos grottes et de nos abris sous roche presque toujours ménagés dans la tranche des coulées de basalte (9). Dans tous ces dépôts dont certains offrent une industrie magdalénienne — Cottier près Retournac — et d'autres une industrie protozailienne — Blassac, dans la vallée de l'Allier — les fragments de basalte issus des voûtes ou des surplombs sont mélangés à des limons de ruissellement qui prouvent comme le dépôt limono-sableux des Rivaux que lors des périodes dites froides l'altération de certaines roches pouvait conduire à des produits fins.

#### LES PHÉNOMÈNES DE CRYOTURBATION

Nous en connaissons de toutes les phases du Quaternaire qui nous ont fourni des formations de pente périglaciaires.

#### VILLAFRANCHIEN

Les poches de cryoturbation affectant les dépôts de pente de Vazeilles ont déjà été mentionnées. Ces poches dont l'axe est normal à la surface primitive du dépôt et non au talus d'érosion actuel paraissent bien anté-basaltiques comme le terrain qu'elles affectent. Il est peu probable que

le gel soit intervenu à travers la coulée épaisse de plusieurs mètres sur des dépôts dont la plasticité était modifiée par cuisson partielle. Nous avions déjà attribué à un climat froid des dépôts analogues à ceux de Vazeilles lorsque la cryoturbation fut découverte. Elle nous paraît donc bien à sa place à l'époque où s'est constitué le dépôt.

Ampilhac. A peu près à mi-chemin entre Vazeilles et Ampilhac au bord de la R.N. 102, une carrière exploite depuis quelques années un terrain constitué de sables à mastodontes repris dans une formation de pente avec des lits de graviers et de petits fragments angleux de roches granitiques et de basalte. A sa partie haute, le dépôt présente de belles plications (Photo 8). Si les couches perturbées sont faites de matériel villafranchien, la reprise de celui-ci n'est déjà plus sûrement villafranchienne. A plus forte raison ne peut-on affirmer que la cryoturbation remonte à cette époque. Ici aucune nappe de lave n'a mis le dépôt sous scellés au temps de sa formation. L'âge des plications d'Ampilhac doit donc être réservé.

#### CONFINS VILLAFRANCHIEN — PLÉISTOCÈNE

En plus du défonçage des brèches basaltiques à plus de 2 mètres de profondeur sous les tufs de la Malouteyre on peut signaler que plus bas sur la pente, là où les tufs quittant leur support de brèche volcanique atteignent les marnes oligocènes celles-ci sont également très perturbées sous les dépôts. Nous avons pu constater cela dans une galerie creusée pour recherche d'eau.

Signalons encore que les tufs de la Malouteyre contiennent des nodules marneux craquelés à leur périphérie (Photo 9) mais silicifiés ce qui prouve que leur fissuration est ancienne. Nous attribuons celle-ci à une dessiccation par le gel extrayant, pour alimenter la ségrégation de la glace ayant pris place dans le dépôt au temps de sa formation, l'humidité présente dans les nodules. De tels aspects nous sont connus dans d'autres formations de pente de climat froid du Velay et ils nous ont été montrés par Y. Guillien en Charente (Photo 11) dans des dépôts proches de Montignac établissant le passage des alluvions de la basse terrasse aux „grèzes” apparemment moustériennes qui les surmontent. Des pouponnées de loess provenant de Cagny (Somme) sont également craquelées (Photo 12). S. Taber (18) a obtenu expérimentalement de telles craquelures en congelant des cylindres d'argile imprégnés d'eau.

#### PLÉISTOCÈNE ANCIEN

Les dépôts de versant qui à la côte de l'Oulette sont prolongement de ceux de Solilhac sont tranchés au Nord par un ravin qui entame leur support d'argiles marneuses sannoisiennes. Celles-ci sont fortement défon-

cées à plus de 2 mètres de profondeur où l'on peut voir des éléments de surface — fragments de basalte — introduits isolément en plein sédiment.

Les dépôts même âge de Brunelet au-dessus de Brives-Charensac sont riches de nodules ferrugineux cloisonnés intérieurement. Il s'agit de moulages de fissures ayant affecté des enclaves craquelées qui étaient originellement argileuses mais qui ont ferruginisées secondairement.

#### PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR

Le dépôt des Rivaux comme celui de la Malouteyre et celui de Brunelet contient quelques nodules craquelés qui sont ici de nature calcaire (Photo 12)

Une poche de défonçage dans les brèches basaltiques de la Montagne de Sainte-Anne près du Puy paraît bien attribuable à la dernière période froide. Nous avons trouvé dans le matériel de remplissage de cette poche, deux vertèbres de bouquetin.

#### EOLISATION

#### VILLAFRANCHIEN

Des grains de quartz ronds et mats ont été reconnus en quantité appréciable par A. Cailleux (11) dans les sables à mastodontes de Denise et du Crozas près Le Puy.

#### PLÉISTOCÈNE ANCIEN

Les sables qui à Solilhac recouvrent les formations de versant périglaciaires contiennent des grains de quartz ronds et mats ainsi que des plaquettes de basalte avec arêtes et cupules éoliennes typiques (11).

#### PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR

Récemment J. Didier (15) a recueilli à la surface des grès houillers des environs de Brassac-les-Mines de beaux galets de quartz nettement éolisés enrobés dans un ciment dur argilo-gréseux et recouverts par de la terre végétale. Un premier gisement de ces galets se trouve sur une surface d'érosion située à 15 m environ au-dessus du niveau actuel de l'Allier. Cette surface porte de loin en loin des alluvions qui paraissent appartenir à la basse terrasse de ce cours d'eau. Les grains de sable du ciment qui enrobe les galets sont eux-mêmes fluviatiles. Les galets éolisés de Brassac-les-Mines dateraient donc selon J. Didier du Wurmien ou de sa période de retrait.

Un deuxième gisement de galets éolisés est signalé par le même auteur dans les mêmes parages près de la Combelle, sur des grès et schistes houillers.

lers, recouverts à 60 m d'altitude relative par quelques placages d'alluvions anciennes.

J'ai recueilli moi-même plusieurs dizaines de galets de quartz nettement façonnés par le vent à proximité du groupe scolaire de Sainte-Florine vers la côte 440 soit à 40 m au-dessus de l'Allier.

De toutes ces côtes auxquelles se rencontrent les galets éolisés des environs de Brassac, la plus basse nous paraît comme à J. Didier la plus significative. Cette région située dans l'angle de confluence de l'Allier et de l'Alagnon semble avoir connu lors de la dernière période froide une accélération marquée des courants atmosphériques. Des vents violents issus des hauteurs glacées du Cantal devaient atteindre cette zone en suivant la vallée de l'Alagnon. Il s'ensuivait quelque accélération pour les masses d'air qui empruntaient la vallée de l'Allier. L'observation actuelle montre que dans un pays comme l'Islande, propice aux actions d'éolisation, ces dernières se localisent souvent là où des conditions locales — débouchés de col ou de vallée, chute de relief — accroissent la vitesse des courants atmosphériques.

#### AGE INDÉTERMINÉ

A. Cailleux a trouvé près du Monastier un fragment de basalte poli et luisant, avec cupules évasées latéralement ou réunies par des guillochures, donc nettement éolisé, à la surface d'un placage résiduel de sables à chailles supportant les restes d'une ancienne couche d'éboulis basaltiques.

#### CONCLUSIONS

1. Des dépôts périglaciaires bien datés ont été attribués dans cette étude à quatre phases différentes du Quaternaire. Pour autant, nous n'entendons point suggérer que ces témoins constituent la répercussion locale des quatre grandes glaciations alpines reconnues par Penck et Brückner.

Il est bien d'autres formations périglaciaires en Velay, mises sous scellés par les laves ou en connexion avec elles, mais qui dépourvues de fossiles peuvent chronologiquement prendre place entre les tufs du Coupet et ceux de la Malouteyre. Il en est même de plus anciennes. Nous en avons trouvé la trace sous la forme de blocs au faciès périglaciaire, reproduisant exactement la matrice des dépôts de Solilhac, dans les sables à mastodontes de Cheyrac non loin du Puy. Or ces sables paraissent antérieurs aux tufs ocreux du Coupet.

Des travaux de Florschütz sur la flore pollinique des deux remblaiements villafranchiens du Velay, de nos observations sur le terrain, de ce que l'on connaît ailleurs sur le Villafranchien, il semble que cette période essentiellement humide ait connu d'assez nombreuses oscillations de tem-

pérature allant du tempéré au froid. La tectonique et au moins régionalement le volcanisme en surchargeant l'atmosphère de vapeur d'eau (1) ont certainement joué un rôle dans ces variations dont la courbe est bien difficile à établir. En outre, telle modification du climat qui pouvait aux latitudes plus septentrionales et sur les hautes montagnes se traduire par de très longues périodes d'enneigement et par des crues glaciaires pouvait sous le 45 ème parallèle et en pays de moyenne montagne comme le Velay se dissocier en oscillations tempérées et froides répétées.

2. On s'étonnera peut-être qu'il soit possible de retrouver en Haute-Loire des formations périglaciaires remontant à une période géologique ancienne comme le Villafranchien. C'est là un effet assez inattendu du volcanisme que l'on pourrait croire essentiellement destructeur des formations superficielles ameublies. Or, d'une part presque tous nos dépôts de pente villafranchiens ont été mis sous scellés par des coulées de basalte qui ont donc joué un rôle conservateur. D'autre part, presque tous nos dépôts contenant des produits basaltiques — ces derniers en libérant leur fer — ont contribué à la formation d'un ciment qui les a préservés d'une destruction totale lorsque la protection d'une carapace de lave leur a manqué.

Le volcanisme et vraisemblablement en concomitance avec lui, la tectonique ont provoqué des perturbations dans l'hydrographie. Il se trouve, ici et là, en marge des grandes vallées, quelque ravin reculé, quelque vallon suspendu, quelque menu compartiment affaissé dans le cristallin où l'érosion remontante n'est encore que faiblement parvenue et où par conséquent les versants anciens se sont maintenus avec leur couverture de débris périglaciaires recimentés.

Il est encore frappant que tout ce que nous avons en Haute-Loire comme dépôts à industrie humaine du Paléolithique supérieur soit toujours adossé à un support éruptif: dyke ou front de coulée basaltiques. C'est à l'abri de ces reliefs que d'une part les hommes de l'âge du Renne ont trouvé leur gîte et que d'autre part les accumulations de blocs et de limons qui recèlent les restes de leur industrie et de leurs chasses ont pu échapper à la destruction par les agents météoriques holocènes et actuels.

3. Les faits de cryoturbation et d'éolisation sont moins importants en Velay qu'en d'autres contrées. Le pays est montueux, les dépôts superficiels sont souvent grossiers et situés de fortes pentes. Ce sont là des conditions peu favorables à l'enregistrement des perturbations par le gel. En outre, les produits fins: limons et sables des plaines alluviales, boues glaciaires ont manqué qui auraient pu alimenter des loess ou fournir l'abrasif nécessaire à l'ablation par le vent.

Néanmoins la cryoturbation de Vazeilles, le défonçage des brèches et des marnes sous les tufs de la Malouteyre, celui des argiles sous les dé-

pôts de la Côte de l'Oulette et cette sorte de „parenté froide”, qu'établissent entre des terrains d'âge aussi différent que ceux de la Malouteyre, de Bri-  
ves-Charensac et des Rivaux, nos nœudules craquelés de marne, d'argile ou de calcaire corroborent l'interprétation de l'origine périglaciaire que nous attribuons aux formations décrites dans cette étude<sup>1</sup>.

Dans un pays aussi coupé que celui-ci, il est heureux que se soient trouvées réalisées au confluent de l'Allier et de l'Alagnon des conditions favorables à une érosion éolienne intense au dernier glaciaire et que dans des dépôts comme ceux de Solilhac la trace de telles actions soit nette.

Au total, cette étude apporte un ensemble cohérent de faits en faveur d'actions périglaciaires exercées en Haute-Loire à différentes phases du Quaternaire échelonnées depuis le Villafranchien.

Bibliographie, p. 34

#### Table des illustrations

Photographies	Page
1. Tufts ocreux villafranchiens du Coupet près Saint-Eble (Haute-Loire) .....	28
A la base, on note des alignements de fragments basaltiques à la partie inférieure de couches en retrait. A la partie haute, banc massif avec blocs ou fragments épars de basalte. Matrice argilo-limoneuse.	
2. Saint-Didier d'Allier (Haute-Loire). Dépôt de pente villafranchien à constituants gneissiques conservé sous une coulée de basalte .....	28
Couche inférieure grossière avec fragments exclusivement gneissiques. Couche supérieure limonosableuse à nids d'hyménoptères	
3. La Malouteyre près Le Puy (Haute-Loire) .....	29
Désagrégation des brèches basaltiques sous dépôts de pente à <i>Elephas meridionalis</i>	
4. Solilhac près Blanzac (Haute-Loire). Dépôt de pente pléistocène ancien de la butte du Regard .....	29
Blocs anguleux de basalte dans une matrice argilo-sableuse fortement ferruginisée	
5. Orzilhac près Coubon (Haute-Loire). Dépôt de pente pléistocène ancien au pied des pentes Est du neck basaltique de Saint-Maurice .....	32
Trois blocs de tuf sont enrobés dans une gangue qui procède par écailles: section d'une sorte de rouleau boueux ayant pris naissance lors d'un dégel; les trois noyaux non dégelés, en s'enfonçant dans la matière boueuse ont contraint celle-ci à les contourner par le haut. Le matériel, identique pour la totalité du dépôt, est fait d'argile, de marne et de basalte émiettés	
6. Suc phonolitique du Loségal près du Pertuis (Haute-Loire) .....	32
Coupe dans une coulée de blocs phonolitiques datant du dernier glaciaire. Blocs coincés les uns dans les autres. Absence de limon intersticiel	

<sup>1</sup> Une photographie de G. Nangeroni in: I criteri seguiti nella distinzione delle diverse glaciazioni nell'anfiteatro morenico del Verbano-Ceresio (*Actes du IV Congrès International du Quaternaire*, Rome—Pise, Août—Septembre 1953, tome 1, p. 62) montre des galets craquelés dans une moraine rissienne. Note ajoutée pendant l'impression.

7. Vazeilles (Haute-Loire). Section de poche de cryoturbation dans un talus incliné à 30° .....	32
Le remplissage de la poche, riche d'argile, est beaucoup plus fin que le tuf à constituants gneissiques et basaltiques encoisant. Le banc fin supérieur auquel se rattache l'apophyse n'est pas visible sur la photographie	
8. Ampilhac (Haute-Loire). Plications dans un matériel lacustre argilo-sableux villafranchien repris dans un dépôt de pente .....	32
Un gros bloc de granite est visible vers le haut et au milieu de la coupe. Age des plications indéterminé	
9. Nodule de calcaire silicifié, craquelé en surface, des dépôts de pente à <i>Elephas meridionalis</i> de la Malouteyre (Haute-Loire) .....	33
10. Nodule calcaire craquelé des dépôts, vraisemblablement aurignaciens, à <i>Elephas primigenius</i> et <i>Rhinoceros tichorhinus</i> des Rivaux près Espaly (Haute-Loire) ...	33
11. Montignac (Charente). Galet calcaire craquelé superficiellement d'une formation de passage entre la basse terrasse et les dépôts de penté „grèzes” — vraisemblablement moustériens qui la recouvrent .....	33
12. Cagny (Somme). Poupee de loess craquelée .....	33

*Jan Dylík*  
*Lódz*

## TENTATIVE COMPARISON OF PLANATION SURFACES OCCURRING UNDER WARM AND UNDER COLD SEMI-ARID CLIMATIC CONDITIONS

### Abstract

Some terrace-like planations were found to occur in the river-valleys of Middle Poland. Analyses — both geomorphical and geological — show that these forms are of the type of pediment. This is evidenced by the lobe-like outline of the upper limit of these forms — which the writer calls slope planations — by the values of gradient, the presence of island-elevations occurring ordinarily in the prolongation of the denudational spurs as well as by the geological structure of the slope-planations, the surfaces of which resulted from the truncation of the bedrock material, that is predominantly glacial or glaciofluvial, but neither fluvial, nor terrace-like. These surfaces are coated with some discordant, mainly allochthonous covering formations, due to congelifluction or sheet-wash. The veneer of covering material being very thin, shows that these surfaces of planation were — like those of pediments are said to be — merely surfaces of transit.

Planations of a similar type were found to occur also in upland, inter-valley areas. They are here surrounded by trunk remnants, residual hills and hillocks, their geomorphic features among which most characteristic is the one relating to the zone of contact between the plain and the commanding elevation — as well as their outstanding geological properties being analogous to those displayed by the valley slope planations.

The writer believes the origin of pediments to be not entirely dependant on the qualitative differentiation of the processes operating upon the retreating slope and thereby modeling the surface of planation. He thinks the degree of concentration of different processes — belonging frequently to one general category — to be of much greater importance. In the formation of the slope-planations discussed, predominant was the role of rill-wash on the slopes and sheet-wash on the surface of planation as well as that of concentrated congelifluction, which carved corrasional troughs on the slopes and of sheet-congelifluction which failed to produce any visible morphological effects on the pediments.

The resemblance of these slope-planations in Middle Poland to the pediments occurring in tropical and sub-tropical regions affords evidence of far-reaching dynamical analogies between them. It thus seems to justify the conclusion that there is some close resemblance between semi-arid and periglacial morphogeny. Geomorphic aridity together with the resulting relationship in the character of soil and vegetation cover, constitutes a fundamental feature common to both these regions. Intensive development of slopes is conditioned by mechanical weathering — which is greatly effective with regard to both these morphogenetic types — by the lively course of mass-movement and by the intermittent character of water-flow which is either ephemeral or seasonal.

Some terrace-like planations were found to occur in Middle Poland. However a number of characteristics — both morphological and geological — show that these forms are no valley-terraces.

The upper limit of the planations in their contact with the upland slope follows an uneven, contorted line. The planations encroach upon the inter-valley area in the form of embayments. Some intervening upland spurs advance far into the valley. Downward the spurs grow narrower and lower. In the prolongations of the spurs there are some residual hills. The planations are inclined towards the valley axis. The inclination is continuous, without any nick-points. According to measurements, they

average  $1^{\circ}$  to  $5^{\circ}$  and even  $6^{\circ}$  in gradient. Generally the gradient of the upward portion of the planation exceeds that of its downward portion. Thus, the profile shows a concave curve. The transition line between surface of planation and inter-valley area is distinctly marked by the gradient of the upland slopes which average  $9 - 11^{\circ}$ , thus considerably exceeding that of the surface of planation.

The planations are ordinarily built up of bedrock material which in the area investigated consists of boulder-clay and glaciofluvial material. Hence these planations are not surfaces of fluvial deposits. They should be regarded as truncated surfaces developed in bedrock material.

However, the bedrock does not always appear at the surface of planation. It is practically always concealed under some covering material. The covering formations are rather discontinuous and fail to attain any considerable thickness. In spite of the heterogeneity and ill-sorting of material which characterize covering formations, the differentiation of grain-size is fairly distinct in that finer particles are predominant in the downward portion of the planation.

The material of the covering mantle is not a residue of the bedrock from which it distinctly differs. The planations are coated with covering formations of allochthonous type. They consist of congeliflual deposits bearing traces of both free and bound movement. Bound congelifluction is conspicuously evidenced by the presence of plications. The second category of covering formations, coating the surface of planation consists of deposits due to downwash. These formations are generally sandy, muddy or mixed.

Similar planations, exhibiting analogous features — both morphological and geological — are of common occurrence in inter-valley areas. Trunk-remnants, residual hills and hillocks, which are so characteristic of Middle Poland (15), are usually surrounded by such planations. The transition between plains of that type and elevations is analogous in features to the one between valley-planation and upland. The plain surfaces encroach upon trunk-elevations in the form of embayments which in consequence give rise to intervening spurs protruding far into the lowland terrain. In the foreground of the trunk-remnants, there is an abundant occurrence of island-hills and hillocks, usually situated along the spur axis. Characteristic of these hillocks is the fact that independantly of their size, whenever their structure is uniform, their slopes are identical in gradient.

Upland planations are, like valley planations, built up of bedrock material and coated with covering formations. Hence geological characteristics likewise afford evidence of a very close analogy between these two categories of plain forms, notwithstanding the difference of their situation.

As outlined above, the morphological and geological features of both the valley planations and the denudational inter-valley plains in question, suggest a resemblance between these forms and those plains which in the literature of western countries are referred to as *pediment, rock floor, glacis d'érosion* etc. To designate the forms of that type, which were recognized in Poland, the writer proposes the term *zrównania stokowe* (*slope planation*). The adjective part of this designation is intended to define the character of the chief processes engaged in the development of the planations.

Slope-retreat constitutes the most essential cause of the origin of pediments. In consequence of the retreat of slope the flattened surface at its base gains in area. Destructive processes are centred upon the slope, while the pediment surface is merely a surface of transport. During the formation of a pediment, the covering material of this form, being continually removed, is permanently in transit. Hence, a thin veneer of covering formations is supposed to be characteristic of pediments. The value of its thickness is said to correspond to the value of erosion on the pediment.

Pediments are known to originate under arid, or semi-arid climates. The first recognition of these forms (19, 31) as well as all the fundamental and already classical works on pediments are from desert or semi-arid regions (5, 6, 25). Later however, pediments were found to occur as well under mediterranean and even other climatic conditions.

In the discussion of the origin of pediments a number of processes have been pointed out to which each individual theory attributes another role and a varying significance. By far the most important among these processes are weathering and down-slope mass-movement, rill-wash, activity of flood-waters and lateral planation. Gilbert (19) who introduced the concept of *slopes of planation* ascribes the greatest importance to lateral planation. His lateral-planation theory was later developed and supplemented by Johnson (24). Lawson (29) lays special stress on disintegration and gravitational mass-movement. Mc Gee (31) emphasizes the role of flood-waters. Bryan although duly appreciating the importance of lateral planation and weathering, demonstrates furthermore that of the differentiation of sheet-flow and rill-flow.

Two categories of processes are engaged in the formation of pediments. One is responsible for the retreat of mountain- or inter-valley-slopes, while the other is modelling the pediment surface. Hence these processes are in the first place spatially differentiated. This primary differentiation is associated with differences in the nature of the processes. Slope processes may be of a totally different nature than those operating on pediments. Such are for example disintegration and gravitational mass-movement. However the varying concentration of the activity of processes

belonging to the same general category, is of still greater importance. The difference between rill-wash on slopes and sheet-wash on the surface of pediments may serve as an example. Within the general category of down-wash there is a marked difference between its concentrated form characterized by mechanical turbulence and its surficial form characterized by laminar flow.

The slope planations in Middle Poland exhibit some morphological features which are characteristic of pediments. They also possess such features which suggest an analogy in the processes of pediplanation. Nonetheless, these forms did not arise under desert or semi-arid conditions but in Pleistocene periglacial environment.

The existence of periglacial planations has been known long ago. Also in Poland planations of that type, occurring in both valleys and upland were recognized and described. But Baulig (1) was the first who in his discussion of periglacial denudation — mainly on the basis of the work by Peltier (33) — stated that the phenomenon of periglacial planation distinctly shows characteristics of pedimentation. This extremely pertinent remark of Baulig was however the fruit of theoretical conjectures, not that of a detailed and direct study of experimental data.

The origin of slope planations in Middle Poland may be best explained by the character of the covers resting on their surfaces and by the morphological properties of the inter-valleys slope, among which the presence of corrasional troughs is by far the most important. On the basis of these features, it became possible to establish the predominant role of congelifluction and down-wash water action in the development of slope planations.

Both these categories of processes operated as much on the upland slope as on the surface of planation. However the break at the upper limit of the planation surface determined also the form of the operating factors, especially their degree of concentration. On the steeper surface of the slope, congelifluction was more concentrated. Its role in the production of corrasional troughs was considerable and direct. The development of these forms probably assumed the same function in the process of slope-retreat as the development of canyons according to Bryan's theory. Below the nick-point congeliflual deposits occur also on the surface of slope planation. Here however, the gradient being fainter, zonal concentration of movement failed to be developed. The effects of corrasion were insignificant and the surface remained flat. Water-flow was likewise differentiated. Upward, periodic water streams were concentrated in dry valleys or corrasional troughs and thus productive of turbulence and strongly promoting effective erosion. Below the nick-point, however, laminar flow, water on water prevailed. Sheet-flow was further favoured by the faint

gradient, the presence of large quantities of waste, varying in grain-size, and also to a considerable degree by saturation with water derived from the active zone of permafrost.

Under such conditions a slope planation was essentially a surface of transport, not one of either degradation or aggradation. Thus the faint inclination of the surfaces to about  $1^{\circ}$  and even below this value, that were found to occur in the downward portions of the slope planations, are readily accounted for, such gradients being just short of representing the minimum value required for the transportation of material by congelifluction and down-wash.

The problem of the existence of slope planations in Middle Poland is the more interesting as these forms were recognized not only outside of desert and semi-arid regions but furthermore in a lowland area where they are cut out in loose, Pleistocene material. The existence of these slope planations affords evidence of periglacial pedimentation and permits to understand the very essence of the denudation which characterizes this climatic environment.

Similar forms were found to occur likewise in other areas of Poland. Jahn (23) mentions numerous examples of slope planations which he unhesitatingly refers to as pediments, demonstrating the preponderant role of these forms in the shaping of the present-day relief of the Lublin Plateau. Pediment-like forms, developed during the Pleistocene, have also been already much earlier reported from the Cimarron valley in Kansas by Frye and Smith (18). Among the periglacial forms occurring in France some slope planations have been recognized and termed *glacis d'érosion*. The writer had opportunity to see such forms shown to him by prof. Tricart in Alsace e.g. near Dambach la Ville and by prof. Birot near Marsannes in the surroundings of Montelimard.

The upland slope planations discussed in the present paper, are closely related to the mountain forms which in the Russian literature (4, 26) are referred to as *goletz terraces* (stripped terraces) and in the literature of the western countries as *altiplanation terraces*, which term was introduced by Eakin in 1916 (17). The works by Guilcher (20, 21) and those more recent by Te Punga (37) have demonstrated that altiplanation terraces are by no means confined to mountainous regions but may as well occur on altitudes hardly exceeding 200 m. Situation is not a dependable criterion, since it fails to afford any bases for making distinctions between terraces of altiplanation and slope planations, just the same as situational features proved to be irrelevant in reference to the concept of pediment. The essentials of a pediment are in its morphological features, its shape, its morphogeny and its geological structure which are alone capable to

yield any informations relative to the origin and the dynamical function of this extremely interesting and important relief-form.

Characteristic of the initial stage of a pediment is its shape, reminiscent of a triangle with its top turned upwards. As a result of the coalescence of the neighbouring fans, the uppermost limit of a developed pediment is made to assume a lobe-like outline. Such an outline which is typical of classical pediments can be also observed in periglacial slope planations. Apart from the concave profile that is characteristic of both these forms, this outline affords a morphological evidence to support the assumption that periglacial slope planations belong to the category of forms called pediments. The storey-like appearance of these two types of slope planations occurring under warm semi-arid as well as under periglacial climate, also testifies in its favour. This refers to concave as much as to convex forms. The break separating the pediment or — in a general way — the slope planation from the debris slope and free face, assumes different aspects. In the classical pediments known from warm, semi-arid regions it is usually very sharp in design. It is likewise clear-cut in the French *glacis d'érosion* and the altiplanation terraces occurring in the south-western part of England. In Middle Poland however and in the Lublin Upland the break though always distinctly marked, is less conspicuous. It is well known that the break line constitutes the limit between processes differing in either quality or quantity on and above the pediment. According to King (28) distinctness of the break line depends on the climate, which means that under different climatic conditions the differentiation of processes on above and below the nick-line will differ in distinctness. Although this statement is undoubtedly correct, some other circumstances which may also influence the distinctness of the nick-point should be reckoned with. Such are primarily the lithological conditions and the initial slope form. Since the process of pedimentation is associated with slope retreat, the commanding slope that rises above the pediment can hardly be expected to be steeper than was the initial slope before the process of pedimentation began. In the case of the slope planations occurring in Middle Poland and — in a general way — in all areas of glacial accumulation, both the character of the loose rocks and the comparatively gentle inclinations of the initial slopes should be taken into account.

As mentioned above, the geological structure of periglacial slope planations, is of as great an importance as its geomorphic features to justify the assumption that these forms ought to be regarded as pediments. They are generally built up of bedrock material which is unmistakeably truncated by erosion and thinly veneered with covering formations. The slope rising above the nick-line that separates the surface of planation from the top,

is similar in character to the slope which Wood and King refer to as free face, the bedrock material being here either completely laid bare or thinly veneered with a cover whose thickness is much less than the one found both above and below.

The lithological properties of the covering formations precisely reflect the processes once active on the surface of slope planation, and thus enable the definition of the genetic character of these forms, which correspond to semi-desert pediments. The allochthonous composition of these formations and their insignificant thickness plainly indicate that surfaces of periglacial slope planation were quite in the same manner as pediment surfaces, merely surfaces of transport, not of aggradation or degradation. Congelifluction and sheet-wash were the predominant processes. If processes of the same kind operated under periglacial conditions above the nick, above the surface of planation, the development of their activity must have here followed a different sequence than on the planation surface: Upslope they operated in a concentrated manner — hence, the small periglacial valleys, frequently dry and assymetrical as well as the corrasional troughs — whereas below the nick-line on the surface of slope planation they operated on a wide front without either concentration, corrading action of congelifluction or any long-continued flow of turbulent waters.

Both form and geological structure unmistakably point to a relationship between pediments and periglacial planations. The most conclusive evidence of a resemblance is however afforded by the dynamical properties of each given form or formation. These dynamical properties of both pediments and periglacial slope planations have been already discussed above. But it still should be stressed that King's concept according to which a pediment constitutes an element which is intimately linked with the development of the slope, is of the highest importance and should be born in mind in any discussion of the close analogy between pediments and periglacial forms. Every slope receding at a constant angle leaves behind its lowest, waning part which unless it undergoes either degradation or aggradation, becomes a pediment. Hence the transitive capacity of this element of relief which being neither submitted to any stronger destruction nor to accumulational uppiling, remains merely a surface of transportation. These properties — both genetic and functional — seem to justify the inference that slope planations are analogues of pediments.

This dynamical resemblance between pediments and periglacial slope planations as well as the analogy of the events that led to their formation strongly suggest that both the morphogenetic regions in which these forms were developed must posess some common features. This affords a basis which permit to institute some comparisons between the semi-arid and

the periglacial morphogeny. A full comparison would require more detailed studies and exhaustive considerations. However, the most startling and probably also the most essential elements of resemblance become immediately obvious as soon as the characteristics of slope development in both these cases are matched.

The similarity of certain processes of their geomorphic effects is primarily due to some common features in the character of the climate and of the vegetal cover. Paradoxical as this statement may sound in reference to climates so widely differing in thermal conditions as the semi-arid and the periglacial one, they certainly bear some general resemblance to each other, the most general as much as the most fundamental element of which is the aridity prevailing in both these regions during the greatest part of the year with but a short interval of abundant water supply. According to Baulig's (1) definition this is a *geomorphic aridity*. Under torrid semi-arid climate the spells of drought are interrupted by sporadic rain-showers the occurrence of which is either annual or one over a period of several years. Aridity is here due to deficiency of precipitation as much as to excessive evaporation, whereas under periglacial conditions aridity is the result of low temperatures. Precipitation is here predominantly in the form of snow, a large quantity of both surficial and sub-surficial ground-water being furthermore solidified by frost-action. This thermally conditioned aridity is being seasonally interrupted by the advent of changes of also thermal nature which cause the melting of snow and ground-ice.

In result of the conditions reigning in both these morphogenetic regions, the cover of soil as well as that of vegetation is meagre and — what is still more important — discontinuous. Hence, in areas of semi-arid climate, whether warm or cold, the rock-surface is severely exposed to weathering and to erosional processes. Owing to geomorphic aridity both these regions lack continual escape of surface waters. Under semi-arid climate water-flow is only episodic and under periglacial climate it is only seasonal.

Mechanical weathering though more effective under periglacial climate, governs however both these regions. This may be easily explained by the fact that the action of mechanical weathering, which is characteristic of such conditions is not here restricted to the thermally conditioned changes in volume of the weathered rock as it is the case with weathering due to insolation under warm, arid climate. A potent, almost decisive agency of periglacial weathering is that of ice-crystals and of their agglomerations in the form of lenses and veins. Thus, periglacial weathering is more apt to destroy structures and to comminute the material by means of macro- and microgelivation (38). Under warm semi-arid climate mechanical weathering is assisted by chemical weathering (27, p. 15—16). It seems

difficult, at present, to draw any definite conclusions that may be of importance for the comparison of both the regions in question, the role of chemical weathering under periglacial conditions being not yet sufficiently elucidated. Anyhow this form of weathering deserves attention in so far as rocks are concerned, because of the quantity of  $\text{CO}_2$  involved in the process, a quantity which under periglacial conditions exceeds the one found under warm climates (11, 21, 40).

Efficacy of weathering is largely dependant on the rate at which exposure to weathering is being renewed. Periglacial morphogeny affords better conditions in that respect. Apart from slope processes — that will be discussed below — one of the features of periglacial environment which fails to appear in other morphogenetic regions, speaks in its favour. We mean the vertical movements which constantly provide the surface with fresh rock-material.

As may be seen from this comparison, the processes which supply rock-material available for transportation are by no means less effective under periglacial morphogeny than under warm, semi-arid climatic conditions. This applies chiefly to slope processes, in particular to the problem of slope-retreat. Waste-material, susceptible of being transported down-slope is certainly never lacking under periglacial morphogeny. It may, quite on the contrary, be sometimes so abundant as to prevent such a development of slope which may be likely to give rise to pediment-like planations.

Processes customarily referred to as mass-movement, constitute another still more directly relevant item of comparison between both morphogenetic regions. Their importance is in their geomorphic effects. Absence or discontinuity of soil- and vegetation cover create conditions promoting the development of violent slope processes in both these regions. The chief processes operating in warm semi-arid areas are gravitational mass-movement, down-wash and solifluction. In periglacial environment, down-wash and gravitational mass-movement are just as active, solifluction however is replaced by congelifluction.

Movement under the pull of gravitation being an a-zonal process operates in both regions in a similar manner. Differences of some importance seem to occur only when finer-grained particles are involved. In result of the seasonal saturation of fine-grained waste under periglacial conditions, movement due exclusively to gravitation tends to become reduced, and bound movement to be promoted instead. This at once raises the problem of solifluction and congelifluction. Under warm climate, saturation with waters due to violent precipitation induces down-wash of silts and very fine sands. This movement is however restricted to abruptly sloping surfaces and operates along a reduced front, within the narrow

streams of down-flowing material, whereas under periglacial morphogeny mass-movement is facilitated by the saturation of the active zone of frozen ground, that rests upon a bedrock of pergelisol. Hence, the movement assumes here the form of *congelifluction*, which is much more powerfull than „warm” *solifluction*<sup>1</sup>. At the same time it is much more wide-spread, operating as it is on surfaces of minimum gradient thus forming extensive lobes or still more extensive, moving sheets. Differences in gradient are inapt to reduce the area of operation of this category of movement just the same as it is inapt to reduce that of *solifluction* in warm regions. They may however alter the character of *congelifluction* and exercise a decisive influence upon the differentiation of its morphogenetic effects.

On surfaces that are more abruptly inclined *congelifluction* is likely to be concentrated. In result of this concentration the channel of movement becomes narrower thus giving rise to the phenomenon of bedrock *corrasion*, which frequently leads to the formation and development of *corrasional troughs*, which, in the same manner as gullies contribute to the backwearing and retreat of slopes. In several instances the process was found to be the direct cause of the formation of initial *pediments*. „Warm” *solifluction* is inapt to produce such morphological effects. It is hence rather an accessory phenomenon, devoid of direct morphological significance. Slope retreat and the formation of free face slope under semi-arid morphogeny is solely due to gravitational movement, development of gullies and concentrated rill-wash.

A number of writers (9, 33, 39) have established the existence under periglacial morphogeny of *cryoplanation* surfaces resulting from parallel slope retreat. As well-known, *congelifluction* is said to be the sole factor of *cryoplanation*. Cailleux (10) therefore dissents from the view, recording to which periglacial planations should be regarded as analogues of *pediments* (16). The present writer however thinks the essentials of a *pediment* consist in the existence of a denuded rock floor, either totally bare or thinly veneered, with rising above a steep slope from which it is separated by a more or less distinctly marked nick. Such a form is the outcome of complex events, the most important of which is the parallel retreat of slope and the passive, neither *corrasional* nor accumulative transfer of debris over the rock floor. Such are the essential features of

<sup>1</sup> The topic of tropical *solifluction* has been recently discussed by F. Ruellan (35) and Baulig (2), who think that *solifluction* ought to be distinguished from the corresponding mass-movements, occurring in periglacial environment which Baulig has termed *gelifluction*. It seems worth reminding that the present writer has already called attention to the fact that *solifluction* has too broad a meaning and has introduced in 1951 the term *congelifluction* (12).

a pediment and that is why even surfaces of cryoplanation the writer believes to be homologues of pediments.

However, there are many reasons to presume that down-wash played a considerable role in the formation of periglacial planations. Mortensen (32) and Poser (34) have found down-wash to be very active under periglacial conditions. According to Mortensen a number of minor forms which were erroneously attributed to congelifluction, are in fact due to down-wash. Direct evidence of the influence of down-wash on the origin of periglacial slope planations is afforded by the concave, hydraulic profile and the presence of deposits whose structure is characteristic of the process. Fine-grained deposits extensively spread in the direction vertical to the valley-axis and small, discontinuous laminae testify to sheet-wash. Deposits of that type are of common occurrence in the periglacial slope planations of Poland. A few French writers e.g. Guillien (22) as well as Guillien and Malaurie (30) have also discussed the activity of down-wash under periglacial conditions. Sheet-wash was ordinarily assisted by congelifluction. Similar views concerning the great importance of sheet-flow in Greenland and Spitsbergen have been previously set forth by Poser (34). It therefore seems appropriate to compare also the conditions under which down-wash operates in each of the morphogenetic regions in question.

In hot, semi-arid regions sheet-wash is a result of violent episodic rain falls. The quantity of water precipitated upon a flat, undiviersified surface, or spreading upon it on escaping from narrow gullies, flows in the form of a sheet since it has no time for percolation, that would necessarily induce organized rill-flow with the production of turbulence, that usually characterizes this type of flow.

The conditions afforded by periglacial environment are no less favourable to down-wash, and especially to sheet-wash. The large quantities of water, appearing suddenly on the surface, instead of being due to heavy rain-showers are here derived from melting snow and ground-ice from the upper layer of frozen ground. Although melt waters appear in less sudden a manner than those due to cloud-bursts under hot climate they inundate vast surfaces. The time during which water flow is effected, being here less reduced, percolation could be more readily achieved if it were not impeded by the presence of frozen ground. But even at the time of most violent thaw only a thin zone of some mm. or at most a few cm. becomes unfrozen. Under such conditions sheet-flood becomes possible. Owing to the removal of the particles carried away by water-flow the temporary zone of regelation becomes still thinner. Within the 24 hours, there is a rhythmical recurrence of the process, the diurnal mid-day thaw giving way to freezing during the night. This set of phenomena still re

quires further precise investigations. Anyhow considerable amounts of snow are melted before the active layer of permafrost becomes deeply unfrozen. The process of thawing within the active layer of frozen ground may, hence, be inferred to proceed at a slower rate than that of the release of water-masses from melting snow and ground-ice. Observational data collected in Poland at the time of early spring thaw, justify this inference. The phenomenon of sheet-flood, the minimum thickness of the thawed layer resting upon frozen ground that makes percolation impossible and is the chief cause of sheet-flood, were established with conclusive evidence.

In the light of these observations and deductions, which seem to be correct as well as in consideration of the morphological and geological features of Pleistocene periglacial slope planations in Poland sheet-wash may, as it seems, be said to have played an important role in the development of these forms. This would point to a close analogy with the dynamical properties of pediments occurring in hot semi-arid regions.

At the same time the considerations above seem to permit of the assumption that the analogous form of both pediments and periglacial slope planations is indicative of a striking similarity between the dynamical properties of periglacial and those of hot semi-arid morphogeny, both these regions being characterized by geomorphic aridity which determines the evolutional course of weathering and of slope processes, thus producing similar effects in relief.

References cited: p. 48

*Translation by T. Dmochowska*

Stefan Zbigniew Różycki  
Varsovie

## ZONES DU MODELÉ ET PHÉNOMÈNES PÉRIGLACIAIRES DE LA TERRE DE TORELL (SPITSBERGEN)\*

### Sommaire

L'article donne une revue synthétique de la disposition des phénomènes périglaciaires dans les zones de la Terre de Torell basée sur les observations faites pendant l'expédition polonaise au Spitsberg en 1934.

L'auteur rattache aux phénomènes périglaciaires les formes du microrelief observées sur la côte et se liant à l'existence des glaces marines. Le rôle essentiel dans la formation du relief périglaciaire à côté du sol gelé est joué aussi par les neiges perdures et les glaces pérennes au-dessus de la limite inférieure des neiges éternelles. Elles apparaissent près des falaises, sur les pentes des vallées ainsi que dans les abaissements des niches de corrosion. Les glaces qui recouvrent les sables de certains glaciers sont une de leurs variétés peu connue. Contrairement à l'opinion qui existe, sur le Spitsbergen sont bien développés — et se développent actuellement — les polygones de toundra du type de Taimyr; par contre, les polygones rocheux sont rares et ont un caractère subfossile. C'est un des indices des changements climatiques qui y ont lieu.

Dans des phénomènes périglaciaires on constate une zonalité distincte. En bas se trouve la zone de la toundra humide avec une solifluction largement développée; plus haut la toundra détritique couverte de matériaux fins congéclastiques (le micro et le crypto-clivage des roches est mis en mouvement). Plus haut encore passe la zone détritique à gros éléments avec des champs de pierres et des chaos rocheux. Ils apparaissent dans la zone correspondante à la limite inférieure des neiges éternelles sur les glaciers, 370—420 m au-dessus du niveau de la mer. On y constate une vive activité éolienne caractérisée par la parution des cailloux façonnés par le vent et une sédimentation du kryokonite.

Sur les pentes, au-dessus de la ligne des neiges éternelles, se trouvent des ravins de corrosion fortement développés et sur leurs parties supérieures — des niches de neige qui se développent peu à peu en glaciers de pente. Plus haut que 700—750 m au-dessus du niveau de la mer les pentes sont sculptées principalement par les avalanches de neige qui forment un réseau admirablement développé de sillons d'avalanches. Sur les crêtes et les arêtes s'accomplit, avec le concours de la gélivation, le dégagement structural du type de strato-clivage. Là, dominent les processus de gélivation qui ont lieu principalement le long des fissures du macro-clivage et aboutissent au détachement de grandes parties des parois rocheuses. Dans la partie centrale de la Terre de Torell la couverture de glace et de neige atteint un haut degré (97%) et de grands plateaux de glace s'y forment.

### INTRODUCTION

Les observations faites dans les pays polaires donnent actuellement les meilleures possibilités de suivre les phénomènes périglaciaires dans leur plein développement actif.

Il est vrai que chaque année, en hiver et au printemps précoce „le périglaciaire” spécifique et de courte durée apparaît également sur le terrain des pays au climat tempéré avec une période de quelques mois de gel du sol et une série de phénomènes de ce genre a aussi lieu sur leur

\* D'après la nouvelle carte norvégienne du Spitsberg (*Topografisk Kart over Svalbard 1 : 100 000*) publiée par „Norsk Polarinstitutt” en 1953 que l'auteur a reçue après avoir écrit le présent article, le nom de la Terre de Torell a été changé en celui de Wedel Jarlsberg Land. Le terrain décrit est présenté sur les feuilles B 11 — Van Keulen-fjorden i B 12 — Torellbreen de la carte nommée ci-dessus.

territoire. Cependant l'effet de leur activité est presque insignifiant et décelable seulement après des observations minutieuses faites en connexion avec les expériences recueillies dans les zones polaires et subarctiques, soit dans la zone du périglaciaire actuellement très actif.

#### ZONES PÉRIGLACIAIRES

En grandes lignes la région dans laquelle ont lieu les phénomènes du type périglaciaire s'étend depuis la zone glaciaire, comprise comme un territoire toujours couvert de glace ou de névé. La région périglaciaire pénètre dans la zone glaciaire sur les nunataks et les crêtes montagneuses s'élevant au-dessus du niveau des glaciers et elle va jusqu'à l'extrême limite des terrains où au moins pour un court laps de temps le sol est soumis au gel. Hors de cette limite ils apparaissent encore sous forme d'îles dans les régions des hautes montagnes.

Nous pourrions donc parler de la parution de phénomènes de caractère périglaciaire dans quelques zones et distinguer quelques types d'ensembles de ces phénomènes (voir tableau I). Ce sont les types suivants de phénomènes périglaciaires:

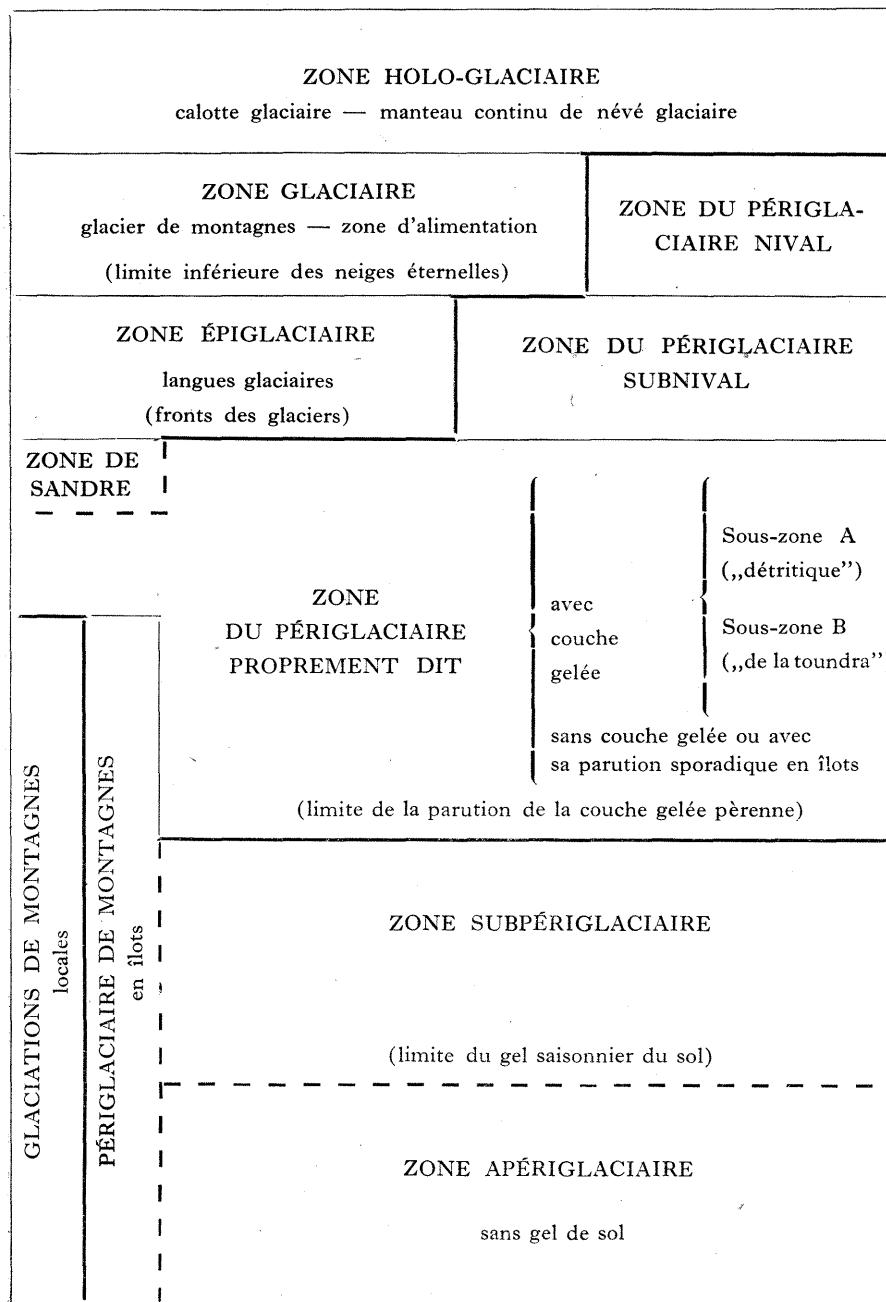
1. type nival — en principe au-dessus de la ligne des neiges éternelles;
2. type subnival — au-dessous de la ligne des neiges éternelles, mais dans la zone des langues glaciaires;
3. type périglaciaire pur — dans les régions où le gel du sol dure plusieurs années et où apparaît dans la partie supérieure du sol gelé la couche active;
4. type sub-périglaciaire — dans les pays où le gel du sol n'a lieu que périodiquement durant l'hiver et où les phénomènes semblables aux phénomènes périglaciaires ne se développent que d'une façon saisonnière;
5. type de hautes montagnes — apparaissant sous forme d'îles au-delà des zones climatiques où un hiver rude n'apparaît que dans les régions montagneuses.

Ce qui fait le principal objet de vastes recherches périglaciaires ce sont avant tout les phénomènes qui se développent actuellement ou les phénomènes fossiles dans la zone périglaciaire propre, c'est-à-dire dans les pays polaires ou dans les régions soumises aux glaciations pléistocènes ainsi que sur leur avant terrain.

S'il s'agit des phénomènes actuels, les études ont été commencées par des recherches dans les pays polaires et particulièrement au Spitsberg par J. G. Andersson (1), B. Högbom (24) et A. Hamberg (23) et continuées fructueusement par Leffingwell (28), G. Beskow (2), K. Gripp (21, 22), A. K. Orvin (33) ainsi que par les chercheurs s'occupant des sols perpétuellement gelés de la Sibérie et des glaces fossiles,

Tableau I

Schéma de la disposition des principales zones périglaciaires



tels que: Jaczewski (25), Sumgin (39, 40), Grigorev (19, 20), Bunge (9), Toll (41), Vollosovitch (46), Obrutchev (32) et plusieurs autres.

S'il s'agit des phénomènes fossiles les études sur le terrain des anciennes glaciations pléistocènes ont été entreprises par W. Łoziński (29), créateur du terme *périglaciale* et continuées par Troll (43, 44), Poser (34), Büdel (10, 12) Bryan (5, 6, 7, 8) et dernièrement si bien développées par l'école française: A. Cailleux (13, 14), Tricart (42), Boyé (3, 4). En Pologne ces études ont été particulièrement développées par J. Dylik (16, 17), A. Jahn (26, 27) et d'autres.

Les travaux sur les phases pléistocènes du développement des phénomènes périglaciaires prennent toujours plus d'importance pour les reconstructions paléogéographiques des périodes de glaciation. A leur lumière les recherches dans les pays arctiques et dernièrement les observations fournissant des matériaux sur l'emplacement dans les zones des différents genres de phénomènes périglaciaires éveillent un intérêt grandissant.

C'est pourquoi il a semblé juste de donner quelques remarques recueillies durant l'expédition polonaise au Spitsberg en 1934. Ces remarques jettent une certaine lumière sur la disposition spatiale de différents processus se liant avec le faciès périglaciale dans le sens le plus large de ce terme.

TERRAIN DE TRAVAIL DE L'EXPÉDITION POLONAISE  
AU SPITSBERGEN EN 1934

Cet article est consacré à une récapitulation synthétique des matériaux recueillis dans les parties du Nord et du centre de la Terre de Torell, l'une des parties les moins connues du Spitsberg où la glaciation est des plus fortes. C'est à la limite de cette région que J. G. Andersson et A. Hamberg ont fait des recherches. Cependant ils n'ont pas dépassé une bande étroite (de quelques kilomètres) située près du bord.

Durant l'expédition polonaise on a étudié toute la région située le long des côtes Sud du fiord Van Keulen, depuis la baie de Recherche jusqu'au glacier de Nathorst. Cette région pénètre à l'intérieur du continent jusqu'à la partie centrale de la Terre de Torell atteignant là le centre exact de la glaciation d'où partent des glaciers dans toutes les directions. On y a découvert alors le Plateau glaciaire d'Amundsen ainsi que la principale chaîne montagneuse coupant toute la Terre de Torell, du Nord au Sud, et constituant la grande ligne de partage des glaces entre les glaciers de la partie Ouest et de la partie Est de cette terre qu'elle divise en deux parties ayant des traits climatiques différents: la partie occidentale sous l'influence directe de l'océan et la partie orientale avec le climat plus continental. Les travaux systématiques de l'expédition ont atteint 45 km à l'intérieur

du continent et des excursions isolées sont arrivées jusqu'au Plateau glaciaire de Mendéléev situé dans la partie Sud-Est de la Terre de Torell.

Le Spitsberg est le pays classique des recherches périglaciaires polaires et particulièrement de la solifluction et des sols polygonaux. Ces recherches se concentrent surtout dans la zone littorale la plus accessible près de Kungs Fiord et à moindre degré dans la Terre de Nordenskjöld au bord de Ice Fiord.

Nos observations ont été recueillies sur un assez vaste territoire (environ 700 km<sup>2</sup>) et s'étendaient sur quelques dizaines de kilomètres à l'intérieur du continent. Elles donnent donc certaines possibilités de suivre la disposition spatiale des différents processus.

Il n'est pas dans l'intention de l'auteur de donner dans cet article une description détaillée de toutes les observations. Il se peut qu'elles pourront paraître dans un compte-rendu complet des travaux de l'expédition qui n'avait aucune chance d'être publié dans la période d'entre-guerres et qui peut-être actuellement verra enfin le jour. Maintenant l'auteur veut uniquement signaler une certaine régularité dans la disposition des phénomènes périglaciaires et dans leur lien avec les phénomènes glaciaires correspondants. C'est pourquoi on ne cite pas ici les différents types de phénomènes périglaciaires selon les groupes génétiques ni n'envisage plus longuement la façon dont ils se sont formés, mais on s'efforce avant tout d'attirer l'attention sur certains traits particuliers se rattachant à leur disposition.

Nous avons dit précédemment que la Terre de Torell est l'une des parties du Spitsberg subissant le plus fortement la glaciation. Le tableau II donne une idée à quel point elle est couverte par les glaciers. On y donne le pourcentage de la surface occupée par les glaciers après l'avoir comptée entre les lignes équidistantes tracées tous les 4 km parallèlement à la ligne du littoral (fig. 1).

On y voit qu'à partir des 4 km du bord environ 70% de la surface du continent sont couverts par les glaciers. A la distance de plus de 20 km à peine quelques % de la surface ne sont pas couverts de glace. Il en résulte que la majeure partie du périglaciaire décrit se trouve déjà dans la zone glaciaire et répond aux types du périglaciaire nival et subnival. Seule une étroite bande littorale de 0,5 à 3 km de large représente la véritable zone périglaciaire située sur l'avant-terrain des glaciers.

Ceci nous fournit l'occasion d'observer les changements successifs dans le système des agents façonnant le relief et leurs manifestations à mesure que l'on avance depuis le littoral libre de glaces vers les régions de plus en plus englacées. Nous pouvons également observer les traits de leur zonalité.

Il faut indiquer tout d'abord qu'au point de vue géomorphologique le faciès du relief périglaciaire se caractérise surtout par comparaison avec le relief glaciaire par les formes de petites dimensions (microrelief) qui en premier lieu attirent l'attention. Les formes plus grandes sont beaucoup moins saisissables et on ne les remarque qu'après une minutieuse analyse du relief du terrain. Dans les régions glaciaires nous avons une disposition exactement contraire. On y remarque tout d'abord les grands éléments du relief et ce n'est qu'après des études détaillées qu'on remarque les traits propres et caractéristiques de la surface même.

Le rôle du microrelief périglaciaire est si important qu'il serait possible de dire que c'est seulement à partir des observations faites à ce propos qu'ont débuté des études plus importantes et sur une grande échelle concernant les petites formes du relief du terrain (carte hors texte).

Tableau II

Tableau présentant en % la quantité de glaciers qui couvrent le sol dans la partie Nord de la Terre de Torell comptée entre les lignes équidistantes tracées tous les 4 km parallèlement à la ligne du littoral

Distance du littoral en km	Pourcentage de la surface non couverte par les glaciers (toundra, roches, neiges de versants)	Pourcentage approximatif de la surface libre de glaces et de neiges durant plusieurs années *	Pourcentage de la surface couverte par les glaciers	Rapport approximatif de la surface qui se libère de la couverture nivo-glaciaire à la surface qui en est perpétuellement couverte**
0—4	63,9	(ca 63,5)	36,1	(ca 1 : 0,56)
4—8	30,5	(ca 30)	69,5	(ca 1 : 2,3)
8—12	15,0	(ca 14)	85,0	(ca 1 : 6)
12—16	15,4	(ca 11)	84,6	(ca 1 : 8)
16—20	12,7	(ca 9)	87,3	(ca 1 : 10)
20—24	7,3	(ca 5)	92,7	(ca 1 : 20)
24—28	5,6	(ca 3)	94,4	(ca 1 : 33)
28—32	3,4	(ca 2)	96,6	(ca 1 : 50)

\* Vu les difficultés de signaler sur les cartes les nombreux glaciers de versants de petites dimensions et les champs de neiges perdurées dans les calculs fondamentaux, ils ont été englobés dans les régions libres de la couverture glaciaire. Les valeurs approximatives de la surface réelle non couverte par les glaces et les neiges perdurées ont été données entre parenthèses après corrections basées uniquement sur la taxation.

\*\* Etant donné les raisons ci-dessus, les chiffres présentés ne sont qu'approximatifs et n'ont qu'une valeur d'orientation.

## ZONE LITTORALE

## MICRORELIEF DES GLACES REFOULÉES SUR LE LITTORAL

C'est à partir du littoral que l'on commence à observer les phénomènes liés à la présence de la glace au bord du fiord Van Keulen et Bell Sund<sup>1</sup>. Ils ne résultent pas ici du gel du sol, car la profondeur à laquelle on trouve le tjäle sur la plage est considérablement supérieure à celle que l'on rencontre dans la toundra voisine. On y ressent nettement l'action réchauffante de l'eau de mer. Si dans la toundra nous trouvons déjà le sol gelé à des profondeurs entre 15—30 cm et dans certains sols argileux même de 5—8 cm, sur la plage nous n'en trouvons pas encore à la profondeur d'un mètre et au-dessous. Le gravier y est meuble, non lié par la glace, bien que fortement mouillé. On n'y voit nulle part de formes rappelant même de loin les sols structuraux polygonaux<sup>2</sup>.

Cependant nous avons ici affaire à un autre type de phénomènes résultant de la présence sur la plage de nombreux blocs de glace aussi bien d'origine glaciaire que de la glace marine en plaques.

Après la tempête, le vent et les vagues poussent sur les côtes polaires de grandes quantités de petits *icebergs*. Les plus grands d'entre eux échouent sur les bancs de sable à une certaine distance de la côte (photo 1) et mis par le vent se balancent frottant le fond et provoquent ainsi des perturbations d'ordre mécanique dans la disposition des couches déposées au fond<sup>3</sup>.

Les plus petits *icebergs* sont nombreux sur la plage. A marée haute nombre d'entre eux est remblayé par les graviers apportés de la mer par les vagues (photo 1). Au bout de quelques jours ces blocs fondent et forment souvent de nombreux enfoncements profonds d'un mètre et même davantage. Ces enfoncements disséminés sur la plage présentent une forme d'entonnoir régulier.

La période d'existence de ces trous à la surface est de courte durée, car ils sont de nouveau recouverts par des matériaux déposés sur la plage par la mer. Cependant ils doivent laisser leur trace dans la stratification des graviers de la plage.

<sup>1</sup> Nous pourrions encore considérer l'influence des conditions périglaciaires sur les dépôts marins. Cependant ce sujet, de même que celui de l'empreinte périglaciaire sur les dépôts des autres réservoirs d'eau n'entrent pas dans le cadre de cet article.

<sup>2</sup> Il semble que les observations citées parfois et concernant les sols structuraux paraissant sur la côte même se trouvent toujours au-delà de la plage et apparaissent, comme d'ailleurs sur notre terrain, à partir des terrasses littorales les plus basses.

<sup>3</sup> L'auteur a pu constater des perturbations de ce type dans une série d'affleurements dans les argiles à varves. Elles étaient accompagnées également de la sédimentation d'une certaine quantité de matériaux morainiques.

La glace marine donne des formes beaucoup plus durables. Au printemps les blocs de glace entassés sont refoulés par leur propre masse sur la côte quelquefois même à une distance de plusieurs mètres au-delà de la ligne estivale du cordon littoral. Cette glace est ensuite glissée sur des surfaces qui se trouvent à quelques mètres (jusqu'à 4 m, comme on l'a noté) au-dessus du niveau de la mer. Ce processus a lieu principalement au moment du craquement et de la débâcle de la couverture hivernale des glaces marines au début de l'été; sur notre terrain dans le courant du mois de Juin. Les plaques de glace attaquant avec une grande force le vieux cordon littoral emportent à leur surface d'importantes quantités de gravier. Ces plaques sont remployées par les matériaux qui ont été récemment rejetés par la mer. Au commencement de l'été un grand nombre de plaques de glace couvertes de gravier reposent le long des côtes formant une bande large de 20—30 mètres qui s'étend au-delà de la ligne du nouveau cordon littoral s'élèvant à une hauteur de quelques mètres. Le gravier roule des blocs de glace qui fondent peu à peu et il forme une masse de collines atteignant près d'un demi mètre de haut. Ces collines sont disséminées le long de la côte (photo. 2).

Il faut encore rappeler que cette même glace en plaques refoulée vers le bord charie des troncs de bois en dérive se trouvant sur la plage et les déplace en les entassant — ce qui marque l'extension maxima de la glace sur le continent.

Le gravier dévalant de la glace crée tout d'abord des formes coniques presque régulières qui peu à peu s'arrondissent et s'aplatissent. Elles subissent une évolution pareille à celle des coteaux d'accumulation morainiques de graviers, mais beaucoup plus rapide.

L'auteur a pu observer sur le cap de Dahlgrenodden au fiord de Van Keulen un processus semblable. Là, la glace enfouie formait sur une assez grande étendue le soubassement de la plage en descendant même en partie jusqu'à la mer. En fondant elle modelait une forme très caractéristique de la surface faite de nombreuses collines et d'enfoncements très souvent remplis d'eau. Tout l'ensemble rappelait vivement un jeune paysage morainique en miniature (photo 8).

Toutes les formes d'*icebergs* et de glaces en plaques parvenues au continent ne sont pas ensuite remblayées par des graviers ou des sables et donnent les formes de microrelief décrites ci-dessus. Ils fondent en majorité sans laisser presque aucune trace. L'*iceberg* fondu, il en reste encore pendant un certain temps une tache argileuse humide qui ensuite apparaîtra parfois dans le dépôt comme une traînée argileuse en forme de lentille. Après la fonte de la glace en plaques, il ne reste même pas autant. Dans certains cas tout ce qui en reste c'est un petit hiéroglyphe bizarre et, en apparence,

peu compréhensible. Ce hiéroglyphe a un côté anguleux et s'est formé à la suite du frosissement du sol par le bloc de glace poussé à la surface. Il se conserve bien sur des matériaux d'argile ou de sable fin, cependant il est visible même sur des matériaux plus gros.

#### MICRORELIEF DES LAGUNES

Derrière le cordon littoral, sur le bord Sud du fiord de Van Keulen se trouve toute une série de lagunes qui communiquent avec la mer par des brèches. Le niveau d'eau qui s'y trouve varie de 1—2 mètres suivant l'état de la mer: flux, reflux, eaux poussées par les vents etc. Pendant le reflux, sur le fond asséché des lagunes on voit des traces bien apparentes de différents genres d'ondulations, telles que: l'oscillation, l'interférence, les courants s'entrecroisant etc. Un de ces exemples est présenté sur la photographie (photo 3).

Les dépôts de ces lagunes ne possèdent presque pas de restes d'origine organique macroscopiquement visibles. On n'y voit pas non plus de traces de l'activité des organismes sous forme d'hiéroglyphes. Il n'y a qu'une seule exception, ce sont les traces laissées par les pattes d'oiseaux ainsi que quelques traces parallèles allant deux à deux et ressemblant à des traits légèrement arqués. Ce sont les marques des battements d'ailes d'oiseaux qui se détachaient lourdement de la terre, la survolaient à peine et frôlaient de leurs ailes la surface du sol. L'auteur a eu l'occasion d'observer directement et à plusieurs reprises leur formation.

Après l'abaissement du niveau de l'eau dans les lagunes, sur les surfaces faiblement inclinées apparaissent d'assez vastes étendues couvertes d'une série de glaçons et d'élévations aplatis et arquées. Elles se forment à la suite de la modification des rides d'ondulation (*ripple-marks*) survenue sous l'action de la reptation et du glissement du sol sur l'inclinaison. Ces phénomènes ont lieu déjà sur une pente légèrement inclinée. Il semble que ce genre de modification des rides d'ondulation n'est pas un des traits propres aux lagunes polaires. Il me semble que ces traits apparaissent aussi dans d'autres conditions, comme on peut le juger d'après de nombreuses parutions de semblables surfaces dans le flysch des Carpates. Néanmoins nous constatons ce fait que dans les lagunes périglaciaires elles apparaissent très souvent même quand l'angle d'inclinaison est minime (photo 4).

Sur les dépôts limoneux des lagunes qui sont situées un peu plus haut et ne sont plus submergées pendant les changements du niveau de la mer de courte durée apparaissent de nombreuses fissures (photo 5). Elles se forment dans une couche limoneuse ayant comme basé des graviers faiblement gelés ou tout à fait sans gel (observations faites en juin et en juillet).

Ce qui est caractéristique c'est que ces fissures ne remplissent pas les conditions considérées par A. Cailleux et G. Taylor (14, p. 49) comme spécifiques pour les fissures causées par la dessication. Elles ont déjà beaucoup de traits communs avec les sols polygonaux (tableau III).

Tableau III

	Sols polygonaux (A. Cailleux et G. Taylor)	Fente observée (d'après l'auteur voir photo 5)	Fentes de dessica- tion (A. Cailleux et G. Taylor)
Interprétation	Climat froid	← Climat froid	Dessication
Diamètre des cellules	De 8 à 2000 cm	20—50 cm	2—30 cm
Forme la plus fréquente	Hexagone régulier	← Presque hexagonales	Quadrilatère
Autres formes	Pentagone, heptagone	Tropézoidales, plus rarement rhomboides ou quadrilatères	Pentagone, hexagone
Angle le plus fréquent	120°	← 120° ou proches	90°
Autres angles	60°	← 60° fréquent 90°, 45° — rares	45°, 120°, 135°
Dénivellation d'une cellule par rapport à sa voisine	Jusqu'à plusieurs décimètres	Absente	→ Inconnues
Subdivisions	Peuvent exister	Avec tendance	→ Très fréquentes
Soulèvement en écailles	Inconnu	← Absent	Fréquent
Position des pierres	En majorité dressées ou posées sur tranche	Absentes	En majorité posées à plat. Ou absentes
Chronologie	Les diverses côtes sont à peu près toutes contemporaines	Tendance à la formation de petites fissures dans l'étape plus tardive	→ Diverses fentes apparaissent successivement
Tracé des côtes	Rectiligne, parfois circulaire	Déchiqueté angulairement	Arqué ou sinueux
Interruption brusque de certaines côtes	Seulement en apparence	Réelle	Réelle et fréquente
Décrochement	Inconnu	← Inconnu	Fréquent
Limites des cellules	Fossés courts, limites communes à 2 cellules seulement	← Fentes courtes, limites communes à 2—3 cellules maximum	Certaines fentes se prolongent servant de limite à plus de 2 cellules

L'auteur interprète ces formes comme des fissures qui portent encore certains traits de fissuration causée par la dessication, mais prêtes à de-

venir sol cellulaire (polygones de terre). Celui-ci s'est déjà réellement formé à proximité sur la partie supérieure (plus ancienne?) de dépôts de la même lagune.

Les sols à cellules apparaissent dans bien des endroits au milieu des dépôts terreux des terrasses situées plus bas. Entre autres ils sont bien façonnés près de Bourbonhamna où un réseau d'hexagones assez régulièrement développés au diamètre de 15 à 25 cm est formé par des fissures bien visibles de 10—12 mm de largeur (photo 6).

Dans les matériaux terreux argilo-sablonneux dont ce sol à cellules est fait il y a pas mal d'éclats plats rocheux au diamètre allant jusqu'à 5 cm. Ces éclats sont disséminés en désordre sur toute la surface et ne prennent aucune part à la construction polygonale des cellules respectives. Parfois un petit bloc posé à plat recouvre carrément les deux bords de la fissure. Néanmoins l'action du gel sur ces petits blocs est visible, car une grande quantité d'entre eux est posée à plat et plus souvent même ces blocs sont posés sur tranche. On a l'impression qu'ils adoptent cette dernière position le plus volontiers à proximité des fissures.

Il importe encore de signaler que ce ne sont pas toutes les fissures du type ci-dessus mentionné qui mènent à la formation des sols à cellules. Ce qui le prouve c'est qu'à la surface d'une des terrasses situées plus haut sur le versant Nord de Heimfjella couverte d'une végétation assez abondante on est arrivé à observer également sur un sol limoneux des traces d'anciennes fissures présentant les traits des fissures par dessication, mais certainement inactives depuis assez longtemps puisqu'elles étaient comblées et exactement recouvertes de lichens. On ne voyait nulle part de traces d'un récent élargissement des fissures (photo 7).

#### NEIGES PERDURÉES

Bien que le terrain étudié ne se trouve qu'à quelques mètres au-dessus du niveau de la mer et à des centaines de mètres au-dessous de la ligne des neiges éternelles (sur les grands glaciers 370—390 m au-dessus du niveau de la mer, sur les plus petits 420—450 m au-dessus du niveau de la mer), nous rencontrons des entassements assez considérables de neige à la structure de névé ou même carrément de glace dès la côte même.

Ces entassements apparaissent surtout au pied de falaises hautes (environ 20 m) et raides exposées généralement au Nord. Ils sont plaqués contre la paroi de la falaise si bien que leur hauteur visible atteint 15 mètres et arrive presque au bord supérieur de la falaise (photo 9).

Dans la partie supérieure ces neiges ont déjà la consistance de névé. Elles sont complètement blanches et dépourvues de tout mélange au-dessus de la moitié de leur épaisseur. Dans la partie inférieure elles deviennent

sombres et des matériaux pulvérulents gélent à leur surface. On voit même la stratification, car ce poussier est disposé en bandes obliques par rapport au niveau. Dans la partie la plus basse de cette vieille congère on trouve même une couche de glace sur laquelle s'amarre l'eau venant de la fonte des couches supérieures. De la surface de cette glace l'eau découle vers l'extérieur en une grande quantité de petits ruisseaux à une certaine hauteur du soubassement de la falaise. La partie la plus basse de cette congère est un peu fondu par en bas par l'eau de mer qui épisodiquement arrivait jusqu'à ce niveau.

Une série de plaques de cette sorte de congères formées sans nul doute par le transport éolien de la neige et son entassement dans les endroits qui y sont prédisposés apparaît sur la côte de la crique d'Ingebrichtsen.

Nous les avons observées jusqu'à la fin de notre séjour dans cette partie de Spitsbergen (le 28 Août 1934) et l'auteur a tout lieu de croire qu'elles n'ont pas le temps de fondre complètement avant d'avoir été recouvertes par une nouvelle couche de neige hivernale.

En dehors des neiges marginales de plusieurs années entassées au pied des falaises, nous en trouvons encore loin de la côte p. ex. près des têtes abruptes de glaciers (partie Ouest de la tête du glacier de Penck, devant la tête du glacier Maria-Antonia) où elles atteignent même de plus grandes dimensions et jouent un certain rôle dans la formation des moraines.

Elles apparaissent sous une forme morphologique un peu différente comme d'assez grandes plaques de neige perdurées presque plates ou légèrement inclinées dans la zone des terrasses littorales supérieures sur les pentes des vallons d'érosion plus encaissés. Parfois pendant un temps assez long elles forment même des „ponts” sous lesquels passent des torrents.

Des neiges semblables remplissent également certaines niches de corrosion au Sud du Camp Violet sur le versant Est de Foldaksla (897 m). Elles gisent dans une série de ravins sur les versants des plus hautes montagnes non plus comme un entassement du type de congère, mais du type laminaire.

#### GLACES DE SANDRE

Ce qu'on appelle ici glaces de sandre constitue une forme tout à fait différente de la conservation de la glace bien au-dessous de la ligne des neiges éternelles.

Sur l'avant-terrain de certains glaciers, comme on l'a constaté devant le Glacier de Penck et de Maria-Antonia<sup>4</sup> la surface du sandre largement

<sup>4</sup> Ce phénomène n'a pas lieu devant le glacier Finsterwalder, Hess au bord du fiord Van Keulen ainsi que devant toute une série d'autres glaciers que l'auteur a pu observer sur les côtes Ouest et Nord du Spitsberg.

développé est couverte sur de grandes étendues par une plaque de glace uniforme, épaisse de 3—4 mètres et sous laquelle coule tout un réseau de torrents de sandre (photo 10).

Il ne peut être question ici du gel des rivières de sandre, car: 1° dans les cas qui me sont connus la surface compacte de glace mesurant des dizaines d'hectares est beaucoup plus étendue que celle des rivières de sandre avec tous les ruisseaux secondaires; 2° la surface supérieure de cette plaque de glace est parfaitement unie, mais elle est légèrement inclinée du glacier vers la mer.

Ce n'est pas non plus l'eau gelée de la lagune, car:

1. le niveau est décidément supérieur à celui de l'eau dans les lagunes, même le plus élevé que l'on arrive à constater morphologiquement. Autant que l'auteur a pu constater à l'aide des moyens qui se trouvaient à sa disposition à son point culminant, près du glacier, elle est située à quelques mètres au-dessus du niveau de la mer;

2. la surface supérieure de la glace se trouve faiblement inclinée du glacier vers la mer;

3. sur aucune des lagunes à proprement parler il n'y a eu de couverture de glace de ce genre ni rien qui y pût répondre.

Ce ne sont pas non plus des glaces marines refoulées sur le bord. Ceci est prouvé par: leur surface lisse; le manque de tout entassement de glace du type de „toros”; enfin le fait que la glace de ce genre arrive très loin de la côte (jusqu'à 1,5 km).

Au point de vue morphologique cette glace est strictement liée à la surface du sandre. Ses restes conservés sous forme de buttes témoins de glace et de terrasses ont pu être observés minutieusement jusqu'à la tête du glacier et même plus exactement jusqu'à la sortie de dessous du glacier d'une grande rivière glaciaire. Non loin du bord Ouest du glacier de Penck cette glace avançait également dans la vallée bien développée d'un torrent marginal.

Pendant tout notre séjour à Spitsberg, depuis le mois de juin jusqu'au commencement du mois de septembre, nous n'avons eu l'occasion d'observer aucun processus qui aurait pu conduire à l'accroissement de cette couverture. Pendant tout ce temps elle se trouvait dans le stade de dégradation et diminuait peu à peu gardant jusqu'à la fin devant le glacier de Penck d'importantes dimensions. Seule, la grande rivière du sandre a dissipé cette grande plaque de glace dans toute sa longueur. Par contre, en dessous d'elle s'est formé tout un système compliqué de tunnels et de couloirs où coulaient de nombreux torrents de moindre importance.

Selon l'auteur, nous avons ici affaire à une couverture de glace qui se forme et grossit au cours du printemps précoce et peut-être même de l'hiver

pendant de brusques phases de fonte du manteau hivernal de neige sur le glacier sous l'influence de vagues de la hausse de température de courte durée. Le système de l'écoulement qui, après l'hiver, ne s'est pas encore développé à la surface du glacier, ne dispose pas de voies d'écoulement des eaux établies. Les lits sur le sandre sont également gelés ou couverts de neige. S'il arrive une hausse rapide de température causant une vague brusque de fonte, sur le sandre se produit quelque chose dans le genre de *polynia* des fleuves sibériens et l'inondation plane de la surface du sandre. Cependant cela se passe au moment où les températures au-dessus de 0° sont épisodiques, de sorte que les eaux charient de grandes quantités de „neige grenue”<sup>5</sup> ont beaucoup d'occasions pour geler. Il n'est pas douteux que dans ce processus prennent part les sauts de température tellement connus au Spitsberg. Pendant de rudes hivers, la température se lève au-dessus de 0° pour un court laps de temps. Les souffles des vents du type de foehn qui durent quelquefois plus longtemps ne sont pas sans importance. Il ne faut pas non plus oublier que dans ces périodes, même dans le sandre l'état de l'eau sera pareil à celui qui existe en été sur le glacier, au-dessus de la ligne des neiges éternelles, dans la zone supérieure de fonte.

L'eau pénètre au fond de la couverture de neige ou de névé bien perméable et ne s'amarre qu'à une certaine profondeur en rencontrant dans le soubassement une surface imperméable de glace. Ceci conduit en cas de la baisse de température au-dessous de 0° à la transformation rapide de la neige en glace. Un semblable cours d'événements sur l'avant-terrain de sandre pendant le printemps „précoce” et sporadiquement en hiver est tout à fait probable, car ces événements se trouvent alors dans la zone de l'oscillation de la limite de fonte et les processus qui y ont lieu auront bien des analogies avec les phénomènes qu'on observe en été près de la limite inférieure des neiges éternelles.

Il est évident que ces explications concernant des conditions d'évolution de la glace du sandre sont insuffisantes et demandent encore d'autres observations. Actuellement ce n'est qu'une hypothèse ou plutôt une considération de certaines possibilités de comprendre les observations qui ont été faites au-dessus de la couverture du sandre.

#### GLACES MORTES DES GLACIERS

Les glaces mortes des glaciers sont encore une des formes de l'existence de la glace dans la zone littorale.

---

<sup>5</sup> Il était possible de le constater à maintes reprises même en été sur des torrents situés dans la partie supérieure des glaciers à proximité de la limite supérieure de la fonte des neiges hivernales.

On omet ici complètement les conditions dans lesquelles elles ont été déposées ainsi que les étapes de leur évolution morphologique. L'auteur tient seulement à signaler que sur la côte Nord du fiord Van Keulen, environ à 4 km au Sud-Est du cap Nord de Leirodden et presque à 3 km à l'avant de la tête actuelle du glacier de Nathorst, près du rivage, se trouvait un immense bloc de glace morte, ca  $700 \times 2000$  m, qui formait en 1934 une haute élévation de 30 à 40 m de haut et dominait toute la contrée. Dans son bord Ouest la mer a sculpté une haute falaise où, sur une étendue de quelques centaines de mètres apparaît une surface de glace. En comparant avec les anciennes cartes, on peut juger que ce bloc y repose approximativement depuis 1910 comme un lobe décollé de glaces mortes. Pendant l'expédition suédoise de Nathorst (1898) il faisait encore partie du glacier; par contre, selon la carte norvégienne de 1920, l'endroit où ce bloc repose actuellement, se trouvait près d'un kilomètre à l'avant de la tête proprement dite du glacier de Nathorst.

### ZONE PÉRIGLACIAIRE

#### TYPES DE LA TOUNDRA

Dans la zone littorale les sandres présentent un élément étranger à un certain degré qui s'entaille dans une région de la toundra. Ils sont un symptôme provoqué par des causes se trouvant dans une autre zone située plus haut. Une telle remarque concerne également les moraines terminales qui y sont nombreuses. L'élément typique de la zone actuellement étudiée — élément qui s'est développé comme l'expression juste des conditions qui y règnent, est la toundra représentée en quelques variantes selon la situation morphologique dans laquelle elle apparaît.

Dans la partie du terrain située plus bas c'est une toundra fortement humide et boueuse, sur laquelle, à côté de nombreuses mousses (surtout *Cladonia rangiferina* bien connue en Pologne) et de lichens, poussent le dryas en touffes, toute une série d'espèces de saxifragés (perce-pierres) etc. ainsi que les vulnéraires et les renoncules.

On rencontre sur les élévations les surfaces de terrasses situées plus haut ainsi que sur certaines pentes une toundra sèche où la végétation est beaucoup plus pauvre et dont les espèces sont bien moins nombreuses. Il arrive souvent que les surfaces de quelques carrés sont presque entièrement privées de végétation.

Si le premier type de la toundra rappelle un peu certaines de nos prairies, l'autre type, par son aspect général, se rapproche plutôt de la steppe sèche ou de certaines surfaces de désert aux pierres fines. C'est en même

temps la région où apparaissent principalement les sols structuraux, comme avec le type précédent de la toundra, se lient surtout les phénomènes de solifluction amplement développés.

#### SOLS STRUCTURAUX

Il n'y a aucun doute que Nansen (31) eut raison disant que les sols structuraux ne doivent pas absolument apparaître sur toutes les surfaces planes. De même que la solifluction ne doit nullement avoir lieu sur chaque inclinaison. L'angle d'inclinaison de la surface ne décide pas seul du développement d'un de ces processus. Les facteurs qui les conditionnent sont plus nombreux. Néanmoins les deux types de phénomènes y sont très répandus et décident d'une manière essentielle du caractère du microrelief et même à un grand point du développement des traits plus importants du relief de cette zone.

Ne serait-il pas plus juste de donner aux polygones de toundra le nom de polygones en coin ou bien de polygones de fente se rapportant plutôt à leur genèse qu'au fait qu'ils apparaissent comme tous les autres polygones sur la toundra. Ce dernier fait ne les distingue donc nullement des autres genres de polygones. Ce sont les Français qui ont le mieux agi en abandonnant dans ce cas le terme de polygone et en se servant d'une expression bien imagée du *réseau de fentes*.

Contrairement à l'opinion répandue dans la littérature scientifique qui indique qu'au Spitsbergen apparaissent principalement les polygones de pierres et que les polygones de toundra (*Tundrapolygonen, réseau de fentes*) sont rares; le terrain étudié pouvait nous amener à une opinion tout à fait contraire.

Ce sont justement les polygones de toundra qui représentent sur de grandes étendues le principal type de sols structuraux qui y est bien développé et prédominant, tandis que les polygones de pierres y sont moins fréquents et n'apparaissent que par endroits. En tout cas c'est à cette conclusion que mènent les observations faites dans la partie Nord de la Terre de Torell, le long des côtes du fiord de Van Keulen et de Bell Sund.

Ce n'est que dans peu d'endroits du terrain étudié qu'on peut constater des polygones de pierres. Il est possible qu'ils soient plus nombreux que ceux qu'on a notés; en tout cas ils ne forment nulle part des champs rappelant tout au moins ce qu'on voit sur la presqu'île de Brögger à Kungs Fiord (Kings Bay).

Les polygones de pierres qu'on a rencontrés sur la toundra au Sud de Stor Bukta avaient même des traits témoignant que leurs mouvements s'éteignaient. Non seulement leurs centres abaissés, mais également leurs bords relevés étaient presque entièrement couverts de végétation. Cepen-

dant ils étaient perceptibles dans la formation de la surface et la différenciation de la végétation. Ces polygones de tous les côtés étaient entourés de la toundra à la solifluction actuellement active.

Par contre, les polygones de toundra y sont développés sur de grands espaces et présentent souvent des formes récentes, dont l'activité actuellement bat son plein (photo 11). Ils forment de vastes réseaux de fissures entrelacées qu'on peut distinguer sur des espaces de plusieurs kilomètres carrés. Un de ces champs de polygones de toundra ayant près de 2 km<sup>2</sup> de superficie repose sur une terrasse de 15—20 mètres entre le pied de grands cônes alluviaux, sur la pente Nord d'Aldegondaberget et les rives de Malbukta.

De grandes structures polygonales y apparaissent au diamètre de plusieurs mètres, en moyenne près de 10—12 m. Leurs tracés signalent des abaissements bien distincts, plus humides et éminemment soulignés par une végétation presque compacte qui forme sur toute leur longueur des bandes de quelques décimètres.

La partie intérieure des polygones est légèrement convexe, près de 30 cm et aplatie dans le milieu. Toute cette étendue est recouverte de détritus rocheux, en moyenne de 1—2 cm de diamètre, fin, non trié et sa disposition n'a rien de spécialement caractéristique. Ce détritus est additionné des matériaux limoneux et de temps en temps de plus grands blocs, de près de 10 cm. de long, isolés. Cette surface est couverte de petites touffes isolées de végétation et éparpillées ça et là. On ne voit pas de fentes à la limite des polygones (photo 12).

Sur la terrasse littorale de 60 et 70 mètres, sur le versant Nord de Heimfjella, les polygones de toundra sont aussi nombreux et occupent de grandes superficies compactes. Ils y ont l'air d'être plus récents que sur Malbukta. En les observant on n'a aucun doute que le processus de leur développement est en pleine activité. Les fentes qui restent après les coins glaciés sont bien visibles, souvent béantes et s'enfoncent dans le sol. Leur largeur arrive même à quelques centimètres. Au temps de l'observation elles étaient complètement sèches. Les tracés des polygones ayant ordinairement un diamètre de quelques (plus rarement de plusieurs) mètres sont très différents. A côté d'hexagones assez réguliers il y a également des pentagones et les quadrilatères n'y sont pas rares. Vers les bords de la terrasse leur forme devient moins régulière et plus allongée. Les fissures se lient nettement à la formation des coins de glace (photo 17).

Les centres des polygones sont presque planes ou légèrement convexes. Vers les bords leur superficie s'abaisse rapidement en formant un enfoncement de quelques ou de plusieurs décimètres de large, de l'ordre de 20—30 cm. Une fente traverse cet enfoncement par le milieu.

Les matériaux apparaissant à la surface se composent de détritus rocheux disséminé chaotiquement, de petits blocs angulaires, le plus souvent oblongs, d'un à quelques centimètres de longueur. La végétation dans toute cette région est pauvre, par endroits seulement; le long des sillons apparaissent des touffes isolées.

Sur les versants des terrasses apparaissent de typiques sols striés qui sont allongés dans la direction de la pente, fortement convexes dans leur partie centrale et sur les bords forment des abaissements abondamment couverts de végétation. En principe les sillons entre les sols striés sont presque parallèles, mais dans la plupart des cas leur cours est légèrement onduleux ou même un peu en zigzag. Ils sont constitués, comme la terrasse décrite ci-dessus, de détritus semblable.

Au pied du versant la disposition en bandes s'efface et disparaît en passant en une surface astructurale de solifluction.

S'il s'agit de la genèse de ce genre de polygones, il faut entièrement accepter les opinions de Leffingwell (28) qu'ils sont les résultats de la pression latérale accomplie par les coins de glace qui se formaient maintes fois dans les abaissements le long de ces mêmes fentes. La conclusion de A. Cailleux et Taylor (14) semble aussi juste. Elle dit que ces polygones se lient aux surfaces sur lesquelles la couverture neigeuse est faiblement développée et où un refroidissement du sol vient brusquement avec l'arrivée de l'hiver. Par contre, on va peut-être trop loin en liant les polygones de toundra au climat continental. Cette conclusion se basait avant tout sur la grande fréquence de ce genre de polygones dans la toundra sibérienne et, en premier lieu, sur la presqu'île de Taïmyr ainsi que sur l'absence de données concernant leur existence au Spitsbergen. Il semble que les données citées plus haut sont suffisantes pour contrôler cette opinion. Sur la Terre de Torell les polygones de toundra occupent des espaces beaucoup plus grands et sont mieux développés que les polygones de pierres.

Il est vrai que même les observations superficielles montrent l'accroissement du climat continental dans la partie centrale de la Terre de Torell en comparaison avec sa partie Ouest, soit avec Grenfiord (Green Harbour), soit à un plus grand degré avec Kungs Fiord; on ne peut cependant pas définir ce climat comme climat extrêmement continental. Il est également difficile de parler du climat continental de la Malbukta située sur Bell Sund qui présente de grandes possibilités pour donner libre cours à l'influence directe du climat de l'Atlantique.

Il semble qu'en rapport avec l'emplacement des polygones de toundra, de même que des polygones de pierres, un rôle important revient aux proportions de l'humidité du sol et aux conditions du drainage à côté d'une mince couverture neigeuse et d'un brusque refroidissement. Ces polygones

apparaissent décidément sur des surfaces sèches où d'une part peut se produire la première fissuration initiale du sol et d'autre part où même les coins de glace ont la chance de poursuivre leur développement.

Les surfaces sur lesquelles apparaissent les polygones de toundra sur la Terre de Torell remplissent toutes ces conditions. Ce sont des surfaces sèches sans marécages et humidité — elles présentent donc des surfaces d'où la neige est balayée. Ceci est d'ailleurs prouvé par les congères de neiges perdurées décrites plus haut et groupées à l'Ouest de la surface couverte de polygones de toundra. On le voit bien p. ex. dans leur disposition au pied de la falaise sur Ingebrichtsen Bukta située à l'arrière de la plaine, près de Malbukta recouverte de beaux polygones ainsi que dans les vallons, sur les pentes de Heimfjella qui coupent les terrasses littorales situées plus haut.

#### TOUNDRA À SOLIFLUTION

Il se peut que nous nous sommes trop longtemps occupés des sols structuraux, car ce ne sont pas eux, mais les processus de solifluction qui, en premier lieu, modèlent tant le microrelief que les plus grands éléments du relief de la zone située approximativement entre 20 et près de 100 m au-dessus du niveau de la mer.

Sur de grandes étendues la couche supérieure du sol est ici en mouvement et ce n'est pas seulement en mouvement de congélifluction, mais aussi en mouvement de glissement. L'expression superficielle de ce phénomène est avant tout la coupe de la couche en mottes qui rappellent d'une façon surprenante „la novale“ labourée irrégulièrement. Pour la plupart ces mottes de terre sont renversées dans le même sens — vers l'inclinaison du versant et sont de ce côté couvertes de végétation. Du côté opposé on y remarque immédiatement le sol limono-pulvérulent souvent de couleur cendrée jaune, ce qui prouve l'avancement des processus chimiques d'altération rappelant ceux de la formation des podzols. Ces matériaux ne sont pas triés et un grand nombre d'esquilles de roches y est planté. On constate à la profondeur de quelques décimètres le sol gelé qui est cause de ce mouvement s'accomplissant simultanément sur une grande étendue. Ce mouvement englobe d'ordinaire de grands lobes, de quelques dizaines à quelques centaines de mètres de largeur, formant des couvertures isolées qu'on pourrait appeler taches d'écoulement. En règle générale ce sont des surfaces pas très fortement inclinées (de quelques à plusieurs degrés), dans l'ensemble presque planes et peu convexes ou bien légèrement ondulées. Sur l'espace libre elles ont un tracé en forme d'éventail ou bien elles se retrécissent vers le bas si le relief du terrain les y force: le plus souvent c'est un vallon vers lequel s'écoule toute cette surface (photo 13).

Au pied des pentes couvertes de sols striés qui apparaissent habituellement sur des pentes plus inclinées que sur les surfaces décrites, l'attention est attirée par la délimitation de ces deux espèces de sols prenant part dans différentes variétés de mouvements.

Sur des surfaces plus planes, au milieu de la toundra „en mottes” se sont conservés par endroits des polygones de pierres couverts de végétation dont il a été déjà question. Le processus de la formation „des mottes” qui a lieu actuellement ne les épargne pas et pousse à leur destruction.

Les phénomènes observés indiquent le caractère de reliquat des polygones de pierres. Le processus simultané de la formation des fissures et des coins de gel (polygones de toundra, réseau de fentes, réseau de polygones de toundra) ainsi que la conservation des glaciers le long de la côte Sud du fiord de Van Keulen<sup>6</sup> donne l'impression que l'influence océanique s'affaiblit ici rapidement et que peu à peu le climat devient continental. Ceci a fortement influencé le relief sur lequel l'empreinte du climat continental est déjà remarquable bien que ce processus ait commencé il y a relativement peu de temps.

Nous n'allons ici ni énumérer ni analyser tous les phénomènes tellement divers liés à la solifluction qui apparaissent sur ce terrain. Remarquons uniquement encore deux faits.

Premièrement la parution d'involutions qui sont bien visibles sous une forme très caractéristique, mais peu connue de micromodelage (photo 14) constitué d'une masse de petits talus de quelques centimètres formant de petits anticlinaux. Ils sont souvent transversalement fissurés et recouvrent en désordre toute la surface sous laquelle déjà à la profondeur de quelques centimètres apparaît le sol gelé.

Secondement — le rapport des surfaces de solifluction et des formes d'érosion par eau. Une série de torrents coupe toute la zone englobée par les processus de la solifluction en mottes. Cependant leurs vallons présentent ici nettement un caractère de „transit”. Ils ne sont que des voies le long desquelles s'opère l'écoulement des eaux amassées dans la partie supérieure des versants. Je ne veux pas dire par là qu'une certaine quantité des eaux de la surface de solifluction n'y arrive pas de la toundra en mottes où elle provient principalement de la fonte du tjäle. Cet écoulement est relativement faible, rendu difficile par la disposition fort compliquée de la surface et n'a pas son expression dans la formation du relief du réseau d'écoulement superficiel. De vifs processus de solifluction l'étouffent. La prédominance de ces processus sur les processus d'érosion

<sup>6</sup> Ces glaciers dont les têtes se trouvent sur une ligne le long du parallèle 77°32' de latitude Nord présentent un accroissement de récession à mesure que l'on avance de l'Ouest à l'Est. C'est le glacier Nathorst qui présente les phénomènes de la régression la plus rapide — presque 7 kilomètres en 36 ans depuis 1898—1934.

est le mieux illustrée par le fait que la surface „en mottes” de la toundra arrive jusqu’au bord même des vallées dans lesquelles coulent des torrents assez rapides.

#### MODELÉ D'EAUX COURANTES

Les formes décrites plus haut occupent des surfaces situées parmi le groupe central des terrasses littorales jusqu’à la hauteur d’environ 100 m au-dessus du niveau de la mer. A mesure que l’on s’élève, les conditions changent rapidement. Il y a de plus en plus de surfaces recouvertes par un fin détritus rocheux. Dans bien des endroits apparaissent directement à la surface des affleurements de couches plus anciennes.

Localement apparaissent même des formes d’erosion assez bien développées, modelées par les eaux provenant de la fonte de plus grands lobes de neige (de congère). Ces eaux peuvent même provenir quelquefois des eaux de pluie d’ailleurs peu abondantes amassées à la surface.

Nous avons pénétré dans une zone dans laquelle les processus de dénudation très intenses amènent le débâlement rapide des produits de désintégration. Ces processus ne favorisent pas l’accumulation et causent par là le découvrement du soubassement. Ils fournissent par là épisodiquement l’occasion du développement de l’erosion fluviale qui dans ce cas coopère avec les processus dominants.

Ce type de relief d’erosion est assez bien représenté p. ex. sur la pente Nord de Tilosberget et dans la partie Sud de Heimfjella. Il s’y constitue même des formes ressemblant aux réservoirs du type des ruisseaux. Ces réservoirs se groupent dans la bande située environ entre 50 et 200 mètres au-dessous du niveau correspondant approximativement à la position de la limite inférieure des neiges éternelles. Pour les endroits cités plus haut à titre d’exemple, elle se trouve à la hauteur de 420—450 m sur les petits glaciers et sur les grands 370—390 m au-dessus du niveau de la mer.

La zone présentant des symptômes locaux d’erosion par eau n’est pas suffisamment distincte et elle peut facilement échapper à l’attention de l’observateur. Son existence doit être enregistrée, car le plus souvent elle disparaît dans le tableau d’ensemble, écrasée qu’elle est sous le brusque accroissement des surfaces couvertes des produits de la gélivation, caractéristiques pour la zone située plus haut dans la bande des oscillations annuelles de ce qu’on appelle ligne des neiges éternelles.

#### ZONE SUB-NIVALE

##### PENTES ET CRÈTES AU-DESSOUS DE LA LIMITÉ INFÉRIEURE DES NEIGES ÉTERNELLES

Un peu plus haut sur les pentes et les crêtes des montagnes situées au-dessous de la limite inférieure des neiges éternelles (de 150—200 jus-

qu'à 300—400 mètres au-dessus du niveau de la mer) on trouve un tout autre ensemble de formes de relief. On l'a observé sur la Terre de Torell dans deux variantes: sur les versants de la partie Nord et Est de Heimfjella ainsi que sur les pentes Nord d'Aldegondaberget.

Dans le premier cas on voit parfaitement le passage du type de relief décrit précédemment au nouveau type. Dans le deuxième cas le relief subit l'influence éminente des processus ayant lieu déjà dans la zone marginale des neiges éternelles.

La toundra „en mottes” qui occupait précédemment, au pied de Heimfjella, de grands espaces et était l'expression de la solifluction largement développée du type d'écoulement — solifluction s'accomplissant avec la participation d'une grande quantité d'humidité et d'une assez importante quantité de particules argileuses ou pélitiques, occupe actuellement beaucoup moins de place.

De larges surfaces de solifluction glissant sur l'inclinaison se retrécissent et disparaissent. Des élévations apparaissent avec des affleurements de roches plus anciennes couverts de détritus rocheux fin. En outre au pied de ces élévations sont amassés en plus grande quantité les produits provenant directement de l'usure du versant. Les processus de la fragmentation des roches, schistes compacts et grès, en détritus fin s'y développent vivement. Au milieu de ce détritus on rencontre quelquefois de plus gros fragments.

La fragmentation y joue un rôle fondamental conjointement avec les processus de cryoplanation qui mènent à l'enlèvement graduel des produits amassés.

Cependant les formes de l'érosion y apparaissent en un assez grand nombre. A côté de vallées bien développées et profondément encaissées (jusqu'à 30 m et plus!) des torrents mentionnés plus haut qui traversent la toundra par „transit”, il y a de nombreuses petites entailles d'érosion parallèles et formant un dense réseau de rigoles d'érosion conséquemment bien développées. Ordinairement leur profondeur n'est pas grande et dépasse rarement quelques décimètres; toutefois il arrive qu'elle atteigne quelques mètres. Sur certaines surfaces ce réseau est presque aussi bien développé et conservé que dans des climats semi-arides.

Ce réseau se forme non par suite de l'écoulement superficiel des eaux provenant de précipitations atmosphériques qui y sont en été extrêmement restreints<sup>7</sup>, mais principalement par des eaux provenant de la fonte de la

<sup>7</sup> A Green Harbour la moyenne (1912—1927) de précipitations atmosphériques pendant les trois mois d'été (juin, juillet, août) atteint 49,9 mm quand les oscillations annuelles sont de 4,7 à 117,6 mm. Cependant les influences océaniques y sont beaucoup plus fortes que sur notre terrain. Là sont caractéristiques des valeurs inférieures aux valeurs moyennes notées pour Green Harbour.

couverture hivernale de neige. Ce réseau se développe principalement à la fin du mois de mai et au commencement de juin — pendant les autres mois d'été il présente des formes „mortes”.

#### NICHES DE CORRASION

Dans la partie supérieure des pentes, où commencent les cours de plus grands torrents, apparaissent en assez grand nombre de grandes niches de corrosion à la forme caractéristique de fer à cheval et au fond plat légèrement arrondi. Dans la seconde moitié de l'été (fin juillet—août), quand la surface du terrain est déjà complètement libérée du manteau hivernal de neige, on voit très bien ces niches même de très loin, car la neige y reste encore longtemps en donnant naissance aux ruisseaux qui forment plus bas de grands torrents traversant la toundra.

Le processus même de la formation des niches est nettement lié avec la nature des dépressions dans lesquelles s'amarre plus de neige et où elle reste plus longtemps. L'humidité qui dure plus longtemps y joue aussi un grand rôle; elle provoque l'amoindrissement des angles du frottement intérieur dans la masse des matériaux altérés par les processus de gélivation — ce qui a aussi son importance. Le lessivage par de petits ruisseaux de la surface de la niche sous le manteau de neige n'y est pas sans une certaine valeur.

#### ACTION ÉOLIENNE

En s'approchant de la hauteur où sur les glaciers avoisinants passe la limite supérieure de l'extension maxima de la fonte estivale totale du manteau hivernal de neige — ce qui correspond approximativement à la limite inférieure des neiges éternelles, on commence à distinguer sur des surfaces élevées et à découvert des signes de l'activité du vent. Nous en trouvons un des plus beaux exemples sur la crête située au Sud de Heimfjella, du côté Ouest du glacier de Penck.

Sur la surface plane de cette crête, à la hauteur de 350—400 m au-dessus de la mer (la limite inférieure des neiges éternelles sur le glacier de Penck se trouve à 375—385 m au-dessus du niveau de la mer) apparaissent les schistes de Malm inférieur ainsi que les grès et les schistes de Rhétien avec des couches de sidérites de quelques décimètres. La partie Nord de cette crête est couverte d'un détritus schisteux fin, angulaire, sec. L'ensemble de la crête a la forme d'un dôme arrondi qui ne possède pas encore de traits de dégagements structuraux ne commençant que dans la partie plus haute de la crête, au Sud. Cependant les symptômes de l'écoulement solifluctif de versant sont développés ainsi que la formation actuelle de fauchages de versants.

Quand soufflent les grands vents, venant dans ce cas du nord ouest, toute une masse de fragments fins des schistes est roulée sur la surface du terrain et la masse pulvérulente est enlevée et emportée plus haut. Les fragments roulés sur la surface de la terre cognent les blocs de sidérite (de 3,5—4,5 de dureté) et les sculptent en leur donnant la forme typique des cailloux façonnés par le vent (éologlyptolithes) qui ne diffèrent nullement des formes analogues fortement répandues sur la Plaine basse de l'Europe Centrale. On peut très bien y observer tout le cycle du développement à partir des blocs récemment fissurés limités uniquement par les stratifications planes et le clivage. Ces blocs subissent l'arrondissement et le tronquement des angles et passent en cailloux à facettes classiques dont les arêtes sont angulaires et disposées perpendiculairement à la direction du vent portant des matériaux qui sculptent.

Comme sur les affleurements des couches de sidérite en dehors de la déflation s'accomplit encore le mouvement de congélifluction, les blocs respectifs sont lentement déplacés dans le sens de l'inclinaison du terrain. A mesure qu'on s'éloigne des affleurements ces blocs sont disposés à des distances de plus en plus grandes les uns des autres (fig. 2).

Les rangées de blocs disposées successivement et d'une façon tout à fait exemplaire signalent en même temps le mouvement du sol et la progression simultanée du façonnement éolien à mesure qu'ils s'éloignent des affleurements.

Il est intéressant que sur le prolongement de la direction dans laquelle souffle le vent qui sculpte les cailloux à facettes décrits ci-dessus, à une distance de 3—6 km de ces cailloux, à la surface du glacier de Penck, apparaissent de nombreuses taches de kryokonite. Ce dernier n'est rien d'autre que la poussière éolienne enlevée des lieux dont on a précédemment parlé. Sur le glacier de Penck ces taches occupent une grande surface formant dans la glace une quantité d'enfoncements caractéristiques produits par suite de la fonte accélérée aux endroits où cette poussière a provoqué la parution de surfaces sombres (photo 22). La poussière éolienne se dépose également quoique d'une façon moins voyante sur la surface de la toundra humide au pied de Heimfjella.

Les cailloux à facettes éoliens se trouvaient également sur le Heimfjella et à l'Est de Neumayrberget à des hauteurs semblables.

#### MODELÉ DE PENTES

La partie supérieure des montagnes du Heim (Heimfjella) ne s'élève qu'à peine au-dessus du niveau de la ligne des neiges éternelles (le plus haut sommet 589 m au-dessus du niveau de la mer), si bien que l'influence des processus ayant lieu plus haut, déjà au-dessus de la limite infé-

rieure des neiges éternelles, ne se fait pas sentir ici sur les versants situés plus bas. Il en est tout autrement sur les pentes d'Aldegondaberget où au-dessus des versants situés à la même altitude dominent des sommets à la hauteur de 600—900 m au-dessus du niveau de la mer.

Dans la partie occidentale d'Aldegondaberget où ces influences sont encore moindres, nous observons comme sur le Heimfjella des niches typiques de corrosion et des traces déjà plus faiblement développées d'entaillements d'érosion. Ce qui attire l'attention c'est la différence dans le mode de dégagement des bancs de grès dont les angles d'inclinaison sont plus faibles et qui sont disposés presque verticalement. Dans le premier cas ils se perdent au milieu d'éboulis de petit calibre; dans le second cas, ils forment des parois parfaitement dégagées sous forme de roches nues se dressant d'une façon inattendue dans cet océan de chaos rocheux (photo 16).

Les pentes septentrionales d'Aldegondaberget attenant à ses parties hautes présentent un tout autre caractère. Ces pentes sont couvertes d'immenses cônes de remblaiement actifs, formés de grands blocs rocheux angulaires d'un diamètre de quelques et même de plusieurs mètres (photo 15). Les bases de ces cônes descendent à près de 50 m au-dessus du niveau de la mer et leurs sommets arrivent presque à 400 m. L'accumulation des éboulis sur ces cônes est tellement intense qu'ils étouffent tous les autres phénomènes sculptant le relief.

La préparation seule des matériaux et les processus qui décident de la formation de ces cônes se rattachent à la région située plus haut, dans la zone d'oscillation de la limite des neiges éternelles où a lieu une très intense désintégration résultant des variations de température autour du point de congélation. Dans la zone inférieure ces typiques débris de gélivation se sont trouvés comme exotiques grâce à l'éboulement causé par la gravitation.

#### CARACTÈRE GÉNÉRAL DE LA ZONE

Si l'on veut donner le tableau général de la zone décrite, il faut avant tout souligner qu'il est caractérisé par la formation de grandes quantités de matériaux fins provenant de congélification et ces matériaux subissent divers mouvements de congélification. Cependant ni la présence de grands blocs de congélification, ni les mouvements des produits d'altération causés directement par la gravitation ne sont typiques pour cette zone. Les éboulis de grands blocs et les cônes de remblaiement formés par la gravitation qui apparaissent dans cette zone sont conditionnés par les processus dont le cours est très violent dans la zone limite des neiges éternelles située plus haut.

Pour le développement des processus de la formation du relief les plaques de neige perdurées ont une très grande importance dans la zone

décrise. Ces plaques contribuent à la formation des niches de corrosion et au développement assez remarquable des formes de l'érosion des eaux aussi bien parmi les micro- et les macro-formes. Le rôle de ces plaques de neige dans le développement général du relief est plutôt secondaire. Cependant leur nombre présente un contraste très net avec la toundra située au-dessous, où en dehors des vallées des torrents „de transit” et des sandres leur importance était presque nulle.

Dans la partie supérieure de cette zone, aux endroits ouverts, apparaissent des traces bien accentuées de l'activité du vent produisant la formation des cailloux à facettes et l'enlèvement de la poussière déposée ensuite sur les glaciers sous forme de ce qu'on appelle kryokonite. Une sédimentation semblable a lieu aussi dans la toundra humide, mais sous une forme moins visible.

Les formes d'accumulation du relief éolien, p. ex. les dunes n'apparaissent ici nulle part.

#### ZONE NIVALE

De nombreux grands cônes de remblaiement, si bien développés au pied de hautes pentes qui dépassent éminemment la limite inférieure des neiges éternelles, nous introduisent dans la zone suivante où les processus de gélivation deviennent intenses à ce point qu'ils occupent en tant qu'agent la place prépondérante dans la formation du relief.

#### CHAMPS DE PIERRES ET CHAOS ROCHEUX

En montant les versants plus faiblement inclinés et en arrivant à la limite inférieure des neiges éternelles, nous observons, même sur les matériaux du même type, l'apparition graduelle de plus gros matériaux provenant de la cryofraction des roches paraissant dans le soubassement. Ce ne sont plus les accumulations de menus débris rocheux, de quelques centimètres et même plus fins, mais généralement de plus grands fragments de roches ou carrément de grands blocs.

Les traces du relief d'érosion disparaissent dans cette zone. Les niches de corrosion deviennent plus rares. Des bosses couvrent les chaos rocheux, des champs de pierres s'étageant en masses de blocs posés d'une façon incohérente les uns sur les autres. Ces blocs ont quelques décimètres et même plus d'un mètre de longueur (photo 19). Il arrive souvent que certains blocs du champ de pierres s'élèvent au milieu de la mer de cailloux et se dressent presque verticalement ou ne sont que légèrement inclinés dans le sens de l'inclinaison de la pente. Toute perturbation plus importante de l'équilibre provoqué immédiatement le mouvement de la masse des grands blocs. Les champs de pierres typiques couvrent les crêtes sur

lesquelles paraissent les roches plus compactes et bien litées. Sur notre terrain ce sont le plus souvent les grès triasiques.

Les schistes produisent également dans cette zone des accumulations de fragments de congélfraction qui forment sur les pentes de grands chaos rocheux plats. Les arêtes aiguës des fragments et les plans récemment formés — voilà leurs traits communs avec les champs de pierres. Néanmoins leur forme est toute différente. Les matériaux de ces chaos schisteux sont beaucoup plus gros que ceux qu'on rencontre dans la zone inférieure. En outre, les blocs — si par hasard il s'en trouve — ne sont généralement pas très grands et plats. Dans ces blocs les surfaces de stratification jouent le rôle principal; ici ce sont des „carreaux” ou des „bâtonnets” avec une prépondérance notable des surfaces de clivage. Très souvent ils ont la forme de longs bâtonnets (de 20 à 30 cm), anguleux et minces d'un diamètre de quelques centimètres tout au plus.

Des grès moins compacts donnent également dans certains cas des formes semblables. Ce qui y domine alors, ce sont également des fragments allongés ayant des surfaces inégales et rugueuses. Ils rappellent beaucoup les „éclats en fusaioles” du Mont Perdu dans les Pyrénées Centrales décrites par M. Boyé (4). Ils forment de même que les schistes de grands chaos rocheux désordonnés et incohérents qui couvrent des pentes entières et ne présentent aucune similitude avec les cônes de remblaiement. Ils correspondent aux champs de pierres formés à la suite d'un processus analogue, mais se produisant sur d'autres matériaux.

Cependant ce n'est pas chaque accumulation de fragments rocheux formés à la suite de la congélfraction ou de la gélivation, qui est un champ de pierres ou un chaos rocheux du genre précédemment décrit (photo 20). Ce qui les caractérise, ce sont des différences de dimension relativement petites des fragments de roches généralement assez grands, anguleux et à arêtes aiguës où les fissures le long des surfaces de clivage apparaissent le plus fréquemment. En outre, encore leur disposition incohérente et très irrégulière ainsi que le manque ou la petite quantité de menues fractions congéliclastiques y sont caractéristiques.

Un autre type de chaos rocheux apparaît encore sur les crêtes situées un peu plus haut. Ce type est caractérisé surtout par un grand ameublement des roches le long des surfaces de stratification. Le mouvement du chaos rocheux est ici habituellement plus faible et ne s'exprime pas par une accumulation désordonnée des blocs, mais pendant un temps relativement long ils restent dans une position semblable à celle qu'ils avaient dans l'affleurement. Ceci rend difficile parfois la distinction entre les lieux où nous avons encore la roche *in situ* et où se trouve déjà le chaos rocheux.

Les affleurements de ce type rappellent vivement les roches du Groenland décrites par A. Cailleux et G. Taylor (14, p. 30) comme „la roche débitée en fragments plats par le gel”.

Dans les affleurements des schistes ameublis et s'enfonçant d'une façon raide, on peut souvent extraire de grandes dalles minces d'une épaisseur de un ou de quelques centimètres, mais d'un diamètre allant d'un demi mètre à un mètre. On serait tenté d'appeler ce processus feuillement par la gélivation. On n'a pas observé sur le terrain décrit de dallages de pierres plats (*Pflasterboden*).

Les champs de pierres et les chaos rocheux commencent déjà à des hauteurs proches du niveau de la limite inférieure des neiges éternelles et apparaissent plus haut encore jusqu'à quelques centaines de mètres. Leur parution est liée avec les crêtes et les versants plats ou relativement très peu inclinés. Lorsque les angles d'inclinaison sont plus forts, les champs de pierres et les chaos rocheux sont rares.

#### RAVINS DE CORRASION

Sur les pentes raides où apparaît également l'ameublissemement des roches par gélivation, le relief est tout différent. Ce qui frappe avant tout c'est un réseau régulier de ravins de corrosion encaissés et étroits situés à des distances presque égales les uns des autres. Dans la partie supérieure ils s'élargissent en des bassins qui rappellent ceux des ruisseaux où ils se lient avec la niche de corrosion remplie de neige. Dans la partie inférieure ils se terminent par un cône de remblaiement raide formé de détritus rocheux et de neige (photo 24).

Ces ravins sont particulièrement actifs au début de l'été (juin, début de juillet), quand une série de petites avalanches en descend à de petits intervalles de quelques minutes et même de moins d'une minute. Dans les premières phases ce sont principalement des masses de neige qui en dégringolent emportant des fragments de roches provenant des pentes du ravin. Dans les phases suivantes la quantité de matériaux rocheux dans les avalanches croît progressivement et même à un certain moment commence à dominer. Dans la dernière phase apparaît dans le ravin une certaine quantité d'eau qui cause la formation épisodique de levées de coulées boueuses dont les lits bordés de talus de détritus coupent les surfaces des cônes de remblaiement et descendent jusqu'au glacier même.

Les ravins de corrosion coupent des pentes de structure géologique différente et dont la disposition des couches est diverse par rapport au versant. Ils sont développés de la façon la plus caractéristique sur les pentes ayant une inclinaison des couches contraire au versant lui-même.

Quand le pendage des couches est plus grand que l'inclinaison du versant et qu'il va dans le même sens, les différents groupes de bancs plus compacts apparaissent dégagés à la surface comme des roches nues formant des „esquilles” aiguës (photo 23) qui entre autres sont extrêmement bien développées sur les pentes Ouest de la crête de Subbhögda, dans la partie supérieure du glacier de Finsterwalder.

Si le litage des roches va en travers de la pente et la coupe (ce qui a lieu p. ex. sur la pente Sud de Barzelius), les ravins se forment dans les zones de contact des roches de compacité différente et se disposent presque le long de la limite des couches. Dans les parties supérieures ils passent alors dans des formes proches des ravins de gélivation décrits par M. Boyé.

Les processus ayant lieu dans les parties des pentes situées au-dessus de la limite inférieure des neiges éternelles sont particulièrement intenses et imposent toujours des traits qui leur sont spécifiques à la partie inférieure des versants situés au-dessous. Ils les ravinent par un système de ravins de corrosion parallèles et couvrent les pieds des versants de cônes de remblaiement descendant jusqu'au niveau de la mer.

Les pentes de Brogniaffjella et de Pallfjellet sur le bord Nord du fiord de Van Keulen ainsi que les grands cônes de remblaiement au pied d'Aldegondaberget dont nous avons parlé précédemment présentent un bel exemple de ce genre de rapports.

#### SILLONS D'avalanches

Les ravins de corrosion imposent une empreinte extrêmement forte dominant presque sur tous les autres traits du relief aux pentes des montagnes qui se trouvent dans la zone située entre l'altitude correspondant à la ligne des neiges éternelles et 300—350 m au-dessus d'elle. Cependant leur rôle diminue à l'altitude dépassant 700 m au-dessus du niveau de la mer et au-dessus de 750—775 m il devient carrément insignifiant.

A vrai dire, plus haut, les pentes sont continuellement sculptées par les avalanches, mais ce sont en majorité des avalanches de neige descendant par un dense réseau de menus sillons d'avalanche se trouvant l'un à côté de l'autre (photo 32). Ces sillons ne possèdent plus de fossés de corrosion encaissés, sculptés comme les ravins cités plus haut ni de cônes de remblaiement si bien développés. Toute la pente y donne l'impression d'être rabotée coup sur coup et elle se rétracte vers le fond par une paroi raide, presque uniforme, faiblement écartelée et présentant le plus souvent dans le plan horizontal la forme d'un arc légèrement concave (photo 27).

#### DÉGAGEMENT STRUCTURAL

Cependant les processus immédiats de gélivation acquièrent ici une plus remarquable expression morphologique. Les crêtes et les arêtes ainsi

que la partie supérieure des pentes ou même toutes les pentes des montagnes dont le pied est situé à la hauteur dépassant 700—750 m au-dessus du niveau de la mer ont un autre type de relief que celles qui se trouvent à une moindre altitude.

Le trait principal de ce relief est avant tout le dégagement structural poussé exceptionnellement loin. Il est développé à un tel point qu'il domine tous les autres processus. Même les ravins et les fossés de corrosion qui étaient si bien développés dans la partie plus basse, à une altitude supérieure à 700—750 m au-dessus du niveau de la mer, passent au second plan et dans leur aspect typique sont relativement rares.

Il faut pourtant préciser ce qu'on entend dans ce cas par le terme *dégagement structural*. Sous ce terme l'auteur comprend dans cet ouvrage les processus qui mènent à mettre en évidence dans le relief — aussi bien dans les macro- que dans les microformes — surtout des surfaces de stratification ainsi que des principaux plans de clivage et de fissuration des roches (photo 25 et 26). Par contre, il n'y est pas question du dégagement de toutes les grandes structures géologiques, comme cela a lieu dans certains autres cas, p. ex. dans des régions aux climats semi-arides. Pour distinguer le type de dégagement avec lequel nous aurons ici affaire il aurait peut-être même fallu l'appeler dégagement structural du type de strato-clivage.

C'est la constitution des formes au caractère bien distinct de „dents” ou de „gradins” qui est la conséquence du dégagement du relief le long des plans de stratification et de joint traités d'une façon homologue dans tout ce processus. Dans bien des cas les pentes entières et les crêtes y ont l'air d'immenses escaliers avec des surfaces de gradins placés horizontalement ou obliquement. Ce genre de relief se développe évidemment sur des roches stratifiées (photo 29). Sur des roches massives où seul le joint est bien distinct et la stratification fait défaut, le relief du type de gradins est moins bien développé et des formes plus complexes du relief y apparaissent (photo 28).

En observant de plus près, on remarque que les plus privilégiés sont les plans des roches moins compactes, disposés verticalement ou bien à inclinaison raide sans différenciation spéciale s'il s'agit de stratification ou de clivage.

En conséquence, si l'on suit la pente ou bien à un plus haut degré l'arête, on rencontre tour à tour des surfaces planes faiblement inclinées ou presque horizontales suivies de parois presque ou carrément verticales. Il est curieux de constater que cette disposition en escalier apparaît tant dans des formes à moyennes qu'à petites dimensions. Après les parois ayant 20—30 et même 50 mètres de hauteur peuvent venir de petits échelons de quelques décimètres correspondant aux bancs respectifs.\* Ceci

dépend surtout de la nature physique des roches et, vu que la structure de la série donnée change peu, les escarpements et les aplatissements se disposent sur diverses montagnes dans une succession tout à fait semblable. Ceci facilite énormément la reconnaissance, même à une grande distance, des ensembles rocheux respectifs et quelquefois il est même possible par cette voie de suivre le cours de chaque banc plus important.

Evidemment dans d'autres conditions climatiques il est possible de voir ce genre de dégagement en escalier. Dans les autres cas se dégagent presque toujours des séries dont la résistance des roches est différente. Dans notre cas le relief en escalier va se former même dans des ensembles qui ne sont pas différenciés pétrographiquement pourvu qu'ils aient la stratification et le joint bien distincts.

Le processus lui-même de la formation de gradins est très proche du processus de la formation des ravins de gélivation décrit par M. Boyé bien que dans le cas que cet auteur présente ce processus eût lieu dans des roches non stratifiées.

Dans la zone principale qui traverse la Terre de Torell dans toute sa longueur dominent les formes asymétriques des ravins de gélivation — ce qui est causé par d'assez importantes inclinaisons des couches. On y voit pourtant aussi des formes symétriques de ces ravins. Il arrive souvent qu'entre les ravins avoisinants se forme une grande „table rocheuse” plate. Quand le développement des ravins est plus avancé, sur leur bord ne se dressent comme témoins que de grands „pinacles” de 20—30 mètres de hauteur en forme de hautes tours. Sur les pentes s'accentue nettement la prépondérance de plus importantes fissures verticales le long desquelles a lieu le processus de l'écartement d'immenses parties rocheuses du reste du massif. Ce processus s'accomplit beaucoup plus vite que ceux de la fragmentation qui agissent le long des fissures plus menues et des surfaces de stratification.

Si l'on veut opposer les processus de congélification ayant lieu dans des zones situées plus bas à ce qu'on observe dans les parties supérieures, il faut souligner que l'intensité maxima de ce processus s'y déplace continuellement allant des fissures et même des crypto-fissures (crypto-clivage) sur le macro-clivage et sur de plus importantes fissures. C'est aussi pour cela que dans la zone inférieure, au-dessous de la ligne des neiges éternelles, domine le fin détritus de congélification. A la hauteur de cette ligne et un peu au-dessus d'elle se trouvent les blocs de moyennes dimensions (champs de pierres et chaos rocheux de gélivation) et plus haut de grands et d'immenses blocs. On a pu observer dans quelques cas comme des parois se détachaient d'immenses roches nues jusqu'à 100 mètres de haut et 30 mètres d'épaisseur qui s'écartaient progressivement, se penchaient

en dehors et étaient prêtes à s'écrouler d'un moment à l'autre sur la surface du glacier. Ce processus est particulièrement intéressant sur la pente Sud-Est de Tviröysegga où les roches nues de ces dimensions se composent de schistes triasiques feuilletés et malgré cela le processus de détachement de la paroi de grands blocs avance beaucoup plus vite que leur désagrégation en débris plus fins (fig. 3).

On arrive à des phénomènes intéressants quand enfin toute la grande roche nue „repoussée” de la paroi s'écroule sur le glacier où se forme une accumulation de matériaux homogènes au point de vue pétrographique. Dans la partie inférieure du glacier, déjà au-dessous de la ligne des neiges éternelles, des accumulations de ce genre ou bien carrément de grands blocs émergeant à la surface et soumis aux processus ultérieurs de congélation forment de cônes originaux élevés des matériaux homogènes. D'après la disposition de leurs blocs on voit souvent qu'à mesure que le glacier descend, ces blocs se désagrègent en fragments de plus en plus petits. Dans les premières phases ce sont des blocs allant jusqu'à un mètre de diamètre, dans les phases suivantes c'est un détritus de quelques décimètres et encore plus fin (photo 21).

Les traits du dégagement structural du type de strato-clivage n'apparaissent que sur des arêtes et des pentes extrêmement raides. Sur des surfaces plus planes, bien qu'à un angle d'inclinaison assez important, s'amasse la neige en formant peu à peu des niches neigeuses et par suite des glaciers de versants ou même des cirques lattéraux. Dans les montagnes plus plates et situées plus haut, au-delà de 900 m au-dessus de la mer, leurs parties supérieures s'accollent les unes aux autres et forment souvent des glaciers ressemblant aux manteaux de glace temporaires (photo 31). De là partent dans différents sens des langues de glaciers qui descendent en cascade à travers les raideurs des pentes jusqu'à la vallée principale du glacier (photo 30). Ce type de glacier apparaît seulement dans la partie centrale de la Terre de Torell et a déjà la tendance de passer en un plateau de glace qui a été déjà formé dans la partie Ouest, plus océanique, de la zone principale où existe un grand „noeud” de glaciers et d'où s'en vont les principaux glaciers de la partie ouest de la Terre de Torell — Plateau de glace d'Amundsen (voir fig. 1).

#### ZONALITÉ DU MODELÉ

##### ZONES

La description ci-dessus présentée des phénomènes et des processus morphogénétiques semble répondre à la migration le long des surfaces non-englacées du continent depuis la côte jusqu'à sa partie centrale. De

cette manière nous obtenons une sorte de profil avec toute une suite de ces phénomènes. Ce profil indique nettement l'existence de la zonalité dans leur disposition — zonalité liée surtout avec certains niveaux d'altitude et l'accroissement des symptômes glaciaires.

C'est exprès qu'on a commencé cette description à partir de la côte même. Il s'agissait en effet d'attirer l'attention sur les rapports existant entre le périglaciaire et les phénomènes dont on doute jusqu'à présent s'il faut les compter parmi les phénomènes périglaciaires. L'auteur est décidément convaincu qu'il ne faut pas limiter la notion du glaciaire et donc du périglaciaire uniquement aux surfaces continentales. De même que le grand pack ice polaire avec un manteau s'épaississant par l'accumulation de neiges pérennes doit être considéré sans aucun doute comme la forme correspondante de la glaciation marine, ainsi les surfaces couvertes d'un pack ice moins dense avec le gel hivernal de la mer, la glace marine flottant en plaques et les icebergs, répondent à la zone périglaciaire et subpériglaciaire sur les mers. Au même groupe de phénomènes il faut également insérer les phénomènes de glaciation sur les rivières et les bassins d'eau intercontinentaux.

En commençant par la côte, nous allons avoir sur la Terre de Torell les zones suivantes:

1. La côte périglaciaire recouverte périodiquement par les glaces et présentant des formes géologiques d'enregistrement de ce fait dans les perturbations de la stratification des dépôts côtiers causées par les icebergs échoués sur des bancs de sable. Cette côte présente un microrelief, vestige de la glace marine en plaques enfouie ou repoussée sur la côte.

2. La zone suivante apparaît nettement en deux faciès qui se disposeront dans un ordre déterminé, ce qui autorise jusqu'à un certain point à les appeler „sous zones.”

2 a. Sous zone de la basse toundra généralement humide durant l'été avec une solifluction du type „en mottes” largement développée, des sols cellulaires et des polygones pierreux sans réseau d'écoulement superficiel régulièrement développé, mais avec de nombreux torrents du type de „transit” ainsi qu'avec un système irrégulier et variable de petites rigoles par où s'écoulent les eaux de fonte de la couche gelée.

2 b. Sous zone de la toundra sèche couverte d'une végétation plus pauvre et plus rare que la précédente avec des polygones de toundra (en coins) bien développés, des sols striés et toutes sortes d'autres formes des sols soumis à la congélation et produits à la suite d'une fine congélation.

3. Zone de la toundra détritique avec une végétation excessivement pauvre, de nombreuses plaques de neiges pérennes donnant naissance à des niches de corrosion dont s'écoule des torrents assez nombreux

qui développent le relief de l'érosion par eau plus largement que dans les autres sous zones avec un réseau bien conservé de sillons d'érosion — réseau formé par des eaux de fonte.

4. Zone de gros détritus commençant un peu en dessous de la limite inférieure des neiges éternelles et arrivant à quelques centaines de mètres au-dessus avec des traits dominants des processus de grosse congélation (gélivation) trouvant leur expression dans le large développement des champs de pierres et des chaos rocheux.

Sur des pentes plus raides se développent intensément un dense réseau de ravins de corrosion avec des fossés encaissés par où descendent des masses de neige et de détritus formant de nombreux et étroits cônes de remblaiement de neige et de détritus à inclinaison raide.

5. Zone de dégagement structural du type de strato-clivage avec un grand développement de ravins de gélivation, des arêtes au caractéristique relief „à gradins” et des pentes tronquées uniformément par un large réseau de sillons d'avalanches.

6. Zone où disparaissent les surfaces non couvertes de glace, où seuls, de dessous une couche presque continue de neige et de névé, se montrent sur des escarpements de rares affleurements de roches.

L'auteur partage entièrement l'opinion de Tricart et de certains chercheurs que les roches situées dans l'entourage du glacier se trouvent dans le domaine périglaciaire bien qu'elles soient au-dessus de la limite inférieure des neiges éternelles. Ceci est prouvé par le fait qu'elles ont une période de dégel, donc un certain genre de couche active, pendant laquelle tous les effets de gélivation deviennent plus actifs. C'est pour cette raison que l'auteur considère encore les deux dernières zones distinguées comme périglaciaires.

Les observations faites sur la Terre de Torell nous donnent un tableau presque complet des trois principales zones périglaciaires.

Sur la côte nous avons le périglaciaire typique représenté par le faciès littoral (zone 1) ainsi que les deux suivantes variantes continentales: de toundra (zone 2a) et de détritus (zone 2b)<sup>8</sup>.

<sup>8</sup> On pourrait avoir des doutes sérieux s'il est juste de considérer les variantes „de toundra” et „de détritus” du périglaciaire comme sous zones définies. Il est certain qu'on rencontre ordinairement cette même succession: la toundra typique, humide, est située plus bas et la sous zone de détritus, plus sèche, plus haut. Néanmoins n'est-ce pas une différenciation tout ordinaire et évidente ne dépendant que de la configuration du terrain et de son humidification? L'auteur ne veut pas dire par là que dans la zone périglaciaire — surtout là où elle occupe ou occupait de grands espaces, p. ex. comme sur la Plaine basse de l'Europe Centrale pendant les glaciations pléistocènes — on ne pourrait pas distinguer certains traits de zonalité. Ces traits ne consistent pourtant pas dans le caractère de toundra et dans celui de détritus, mais dans un tout autre ensemble de traits.

La zone 3 et la partie inférieure de la zone 4 correspondent au périglaciaire subnival, la partie supérieure de la zone 4, avec des ravins de corrosion largement développés et toute la zone 5 appartiennent au type du périglaciaire nival.

Dans la plus haute partie, dans la 6<sup>me</sup> zone, nous entrons dans le domaine holo-glaciaire avec tendance au développement des calottes glaciaires sur les prééminences de la partie Est de la Terre de Torell et le dépérissement des cirques glaciaires au profit du plateau de glace dans sa partie Ouest.

#### NATURE DES LIMITES

Il faudrait encore attirer l'attention sur ce fait que la transition du périglaciaire nival à la zone holo-glaciaire s'accomplit graduellement et a une série de formes transitoires. Ceci présente un contraste avec ce qu'on observe dans la zone subnivale où la délimitation des régions glaciaires et des régions périglaciaires est très nette et contraire. Une définition aussi distincte des limites montre que des phénomènes très différents se trouvent l'un à côté de l'autre, qu'ils sont liés génétiquement à des domaines différents et que le glacier est un intrus qui a fait irruption dans le domaine du périglaciaire typique. L'auteur voudrait en tirer la conclusion que le périglaciaire est une manifestation zonale typique et non le résultat de l'influence du glacier sur l'avant-terrain.

#### INFLUENCE DES ZONES SUPÉRIEURES SUR LES ZONES SITUÉES PLUS BAS

De même que le glacier au moyen de ces langues fait irruption dans la zone du périglaciaire subnival, ainsi les sandres qui sont aussi liés par causalité au glacier s'entailent dans la zone périglaciaire typique et y constituent, en certain cas, un élément forcé.

De la même façon les cônes de remblaiement liés génétiquement aux processus qui se développent le plus intensément dans la zone marginale et au-dessus de la ligne des neiges éternelles, impriment leur empreinte aux terrains situés plus bas.

Nous avons encore toute une série d'autres exemples quand les phénomènes se produisant dans des zones plus hautes agissent d'une façon très décidée sur des zones situées plus bas. C'est même, sans aucun doute, une loi morphologique qu'il faut toujours prendre en considération quand on analyse la zonalité des traits caractéristiques du relief. Cette loi a une importance toute particulière pour les régions dont les différences locales d'altitude sont plus grandes.

En terminant cet ouvrage il est de mon devoir de remercier sincèrement mon camarade, le professeur Jan Dylik, à qui je dois la possibilité d'avoir pu profiter de sa riche collection d'ouvrages concernant le périglaciaire et de m'avoir proposé d'écrire cet article dont la réalisation est due à son initiative.

Je désire en même temps exprimer ma reconnaissance et tous mes remerciements à Mme le Dr. S. Lazarowa pour sa belle et fidèle traduction. Je remercie également bien chaudement Mme A. Dylikowa, docent et docteur, ainsi que Mlle Ł. Pierzchałko, licenciée en géographie, qui se sont chargées de conformer la traduction au texte, elles se sont occupées aussi de toute la rédaction me donnant ainsi la possibilité d'écrire cet article.

*Lódz — Varsovie le 17 avril 1956*

*De l'Institut des Sciences Géologiques  
de l'Académie Polonaise des Sciences, Varsovie*

### Table des illustrations

#### Figures

	Page
1. Principales zones de modélisé de la Terre de Torell et de la Terre de Wedel Jarlsberg .....	56
1. zone périglaciaire proprement dite; 2. zone subnivale et langues des glaciers sous la limite inférieure des neiges éternelles; 3. zone nivale — glaciers et montagnes au-dessus de la limite inférieure des neiges éternelles; 4. plateau de glace et directions d'écoulement des glaciers; 5. cours approximatif de la limite inférieure des neiges éternelles; 6. isolines indiquant le degré de couverture du continent par les glaciers (% de la superficie des zones situées entre les équidistantes tracées tous les 4 km à partir de la côte); 7. axe morphologique de la principale chaîne de montagne de la Terre de Torell — ligne de division entre les glaciers de la Terre de Wedel Jarlsberg et de la Terre de Torell	
2. Tronquement éolien des blocs de sidérite sur l'affleurement du Rhétien dans la partie nord de Bernerberget .....	74
Le vent souffle de gauche à droite. Les blocs sur l'affleurement même sont limités par les surfaces de stratification et de joint. Par suite de leur gisement à la surface ils sont déplacés plus bas et changés en cailloux à facettes éoliens (dessin schématique)	
3. Partie de la paroi séparée le long des plans du macro-clivage par la gélivation sans formation de plus menues fissures Versant sud de Tviröysegga .....	81
Paroi construite en schistes du Trias supérieur près de 80—100 mètres de haut (jusqu'à la partie supérieure des chaos rocheux). Au milieu du dessin la roche nue inclinée à près de 60 m de hauteur. A gauche, la surface du plateau à 720 m (designé par l'auteur d'après photographie)	

#### Photographies

1. Horn Sund, Goesbukta. Côté polaire après la tempête pendant le reflux	60
De petits icebergs ont échoué sur le bas-fond ou ont été déposés sur la plage. Derrière le cordon littoral une surface vallonnée reste de la glace en plaques recouverte par les graviers	
2. Bell Sund, Malbukta. Vallons de gravier après la fonte de la glace marine en plaques recouverte par les graviers au-delà de la ligne nouveau cordon littoral.	60
3. Van Keulenfjorden, Storbukta. Traces d'ondulation (d'interférence) sur la surface argileuse des dépôts de lagune .....	60
4. Van Keulenfjorden, Storbukta. Traces d'ondulation modifiées par la reptation du sol sur une surface inclinée .....	60

5. Van Keulenfjorden, Dahlgrenodden. Fissures de dessiccation dans les dépôts de l'ancienne lagune .....	61
6. Van Keulenfjorden, Bourbonhamna. Sol cellulaire sur les dépôts limoneux de l'ancienne lagune .....	61
7. Toundra au pied du versant Nord de Heimfjellhumpane. Surface de la toundra avec anciennes traces de dessiccation .....	61
8. Van Keulenfjorden, Dahlgrenodden. Collines de gravier et petits lacs après la glace marine en plaques fondues et remblayées par les graviers marins .....	61
9. Van Keulenfjorden, Ingebrigdsenbukta. Glace de bord pérenne au pied de la falaise de 20 m .....	66
10. Sandre près du bord ouest du front du glacier de Penck. Manteau de glace pérenne du sandre .....	66
11. Bell Sund, Malbukta. Surface de la terrasse maritime de 10—15 m couverte par des polygones de toundra et vue de la pente de la montagne Aldegondaberget .....	67
12. Bell Sund, Malbukta. Les mêmes polygones vus de près .....	67
13. Pentes Nord de Heimfjellhumpane. Surface de solifluction de la toundra „en mottes“. Au fond le front du glacier de Penck .....	70
14. Toundra au pied des pentes Nord de Heimfjellhumpane. Déformations de la surface par la congélification du type proche des involutions .....	70
15. Pentes Nord de Aldegondaberget et Foldaksla. Cônes de remblaiement des éboulements cryoclastiques. Pied du cône central près de 150 m. Les parties supérieures des cônes à l'altitude de près 400 m .....	71
16. Partie Est des pentes de Foldaksla. Niche de corrosion comblée de neige et dégagement des couches dressées verticalement .....	71
17. Pentes Nord de Heimfjellhumpane. Surface de la terrasse littorale de 70 m couverte de polygones de toundra. On voit des fentes laissées par les coins de glace .....	76
18. Richthofenberget, Geografryggen, pente Nord. Cercles de pierres sur la surface plane à l'altitude de près de 800 m. ....	76
19. Crête de Subbhögda, 550 m. Champ de pierres de grès Rhétien .....	77
20. Chaos rocheux sur le sommet Tviröysegga — 872 m, 23 km des côtes du Fiord de Van Keulen .....	77
21. Glacier de Finsterwalder à l'altitude de près de 250 m. Au milieu du glacier un cône formé des matériaux homogènes (Calcaires de la formation Hecla Hoeck) .....	78
22. Glacier de Penck, environ 270 m. Taches de poussière éolienne (kryokonite) sédimentées à la surface du glacier et qui y ont été enracinées .....	78
23. Glacier de Finsterwalder, Subbhögda. Gouttières de corrosion sur la pente à inclinaison conforme au pendage des couches. Dégagement des bancs de grès .....	78
24. Glacier de Penck, Wallisberget. Sur la pente des ravins de corrosion avec pendage contraire à l'inclinaison de la pente. Niches de corrosion comblées de neige. Au débouché des ravins cônes de remblaiement de neige et de pierres .....	78
25. Pentes de la montagne Waveltoppen — 935 m. Escarpement dégagé le long de la surface des schistes du Trias supérieur. Au fond les grès du Rhétien .....	79

26. Monts des Polonais, „Portes du diable” entre Armstolen — 952 m et Ostra Bramatoppen — 1033 m. Pied à 670 m. Paroi verticale dégagée juste le long de la surface du joint des couches du Carbonifaire supérieur (calcaires bien stratifiés). La hauteur de la paroi de près de 80 m. ....	79
27. Pente Nord du mont Tviröysegga — 872 m avec un réseau bien développé de sillons d’avalanches .....	79
28. Stanisławskikammen (970 m). Contours déchiquetés des sommets de la chaîne principale. Plus bas sillons d’avalanches .....	79
29. Glacier de Finsterwalder, Hermelinberget (1064 m). Arête dégagée en gradins. Sur les versants les niches de corrosion passant en glaciers de pente	82
30. Monts des Polonais, Ostra Bramatoppen — 1033 m. Manteau de glace du sommet se divisant sur les pentes en langues glaciaires. Pentes de la vallée d’écoulement de la langue sculptées par des sillons d’avalanches .....	82
31. Partie Centrale de la Terre de Torell, Kopernikusfjellet — 1055 m et Łysafjellet — 918 m. Crêtes de montagnes couvertes de neiges éternelles. Sur de peu nombreuses pentes dégagées relief des sillons d’avalanches .....	83
32. Partie Centrale de la Terre de Torell, partie supérieure du glacier de Penck. Pente à la hauteur de 400 m environ avec relief des sillons d’avalanches. Pente Est de l’arête Sud de Zittelberget (1192 m) .....	83

Carte hors texte

*Traduction de S. Lazarowa*

*Bronislaw Halicki*  
*Warsaw*

## CONGELIFLUCTION AND SOLIFLUCTION IN THE CARPATHIANS

### A temporary report

#### Abstract

In the Podhale region numerous landslides and flows gave rise to deposits reminiscent of Pleistocene congelifluval formations. Present-day weathered slope-till seems to be more porous than the Pleistocene deposits.

The summer 1955 having been exceptionally rainy in Podhale as well as in the whole Carpathians, it induced numerous landslides and the flow of flysch debris along the slopes of valleys and elevations built up of Podhale flysch.

During the summer 1955 some of our students were collecting field observations in the Podhale region. In connection with the elaboration of covered maps (with Pleistocene formations), there arose the question what designation should be given to the slope waste which being saturated with rain-water underwent gravitational mass-displacement downslope.

What was the reason of this perplexity?

The progressive movement of the waste — in which angular flysch rubble (mainly sandstone) intermingled with the silty substance of completely weathered slates formed a mass reminiscent in character of that type of slope-till which is believed to be the result of periglacial solifluction (3) and which J. Dylik has defined as congelifluction (1) — had given rise to formations similar to the latter in both lithology and structure.

Even the vegetal remnants derived from present-day turf found in the mixed mass of actually creeping waste, can not be regarded in every case as a reliable criterion for distinguishing Holocene soliflual clay formations from Pleistocene congelifluction — which must have certainly been operating on a large scale under periglacial conditions — for some plant remnants may be preserved in that type of formations, as evidenced by the classical instance of the profile in Krościenko (4). Besides, the tundra character of this flora was identified quite by chance, the plant remnants being exceptionally well-preserved in the silt.

Trying to find some criterion that would permit to distinguish these two types of formations which both are genetically related to mass-mo-

vement of waste the writer has found sofar only one which is that the actually down-flowing till waste (landslides) is somewhat more porous, while the tills of most probably congelifluial origin, are more compact. However, considering the varying lithology of flysch, such a criterion may be somewhat arbitrary and therefore unreliable.

The recent investigations discussed here seem to prove that the designation on covered maps (with Pleistocene formations) — of all weathered slope-tills intermingled with rock rubble as periglacial congelifluial formations is to say the least — rather unsafe.

A. Dylkowa (2) has described present-day slope phenomena from the flysch-Carpathians, namely from the Gorce. They are particularly conspicuous on south-facing slopes in altitudes of about 1200 m. This fact renders a correct identification of formations consisting of slope-waste masses, still more difficult, especially so as regards age. The only criterion that may be helpful in distinguishing Pleistocene from present-day Holocene congelifluction is that of altitude. In the altitudinal portions of the Carpathians („about 1200 m. in elevation”) the waste covers displaying characteristics of downslope movement may be contemporary, while those lying below in altitudes about some hundred m. above sea level, may be Pleistocene.

In consideration of the fact that the phenomena of slope solifluction mentioned above — which have nothing in common with congelifluial processes — are rather wide-spread in the Carpathians anyhow in Podhale where they were actually observed, one may assume that in this area there occur in fact three different types of clayey-rubby slope covers which are:

1. congelifluial Pleistocene (periglacial s.s.)
2. present-day congelifluial
3. present-day solifluial.

The discovery of some criterions that would permit to distinguish each of those types constitutes an essential and urgent task for geologists and geomorphologists investigating the Carpathians.

With regard to this necessity the author intends to discuss the problem again in the nearest future.

*Zofia Michalska*  
Warsaw

## PERIGLACIAL STRUCTURES IN THE SEDIMENTS OF THE INTERSTADIAL NATURAL RESERVOIR IN GĄSKI NEAR CIECHANÓW

### Abstract

At Gąski, near Ciechanów in Masovia there is an exposure 80 m. in length and 6,5 m. in depth, showing deformations, the majority of which assume the shape of columnar involutions. Investigation of a vast part of the surrounding region permitted to define the age of the structures as corresponding to the final phase of the interstadial preceding the Mława stadium which is the last stage of the Middle-Polish glaciation. The time-period that was needed for their formation was defined as involving 100 years.

During geomorphological and geological research work conducted under the leadership of Professor S. Z. Różycki in 1949—50 in the Ciechanów area<sup>1</sup> as part of the working programme of the Institute of Physical Geography of Warsaw University, an interesting exposure of Pleistocene formations deformed by the action of periglacial climatic processes was discovered. As the investigations covered the whole area of the wide Łydynia river basin, the exposure in question which is situated in its central part could be studied on a broad background as regards both geological structure of the region, and its morphological forms as well as their development. A situation of this kind facilitates a comparatively accurate dating of the structures observed in relation to the various stages of the whole landscape.

The manuscript paper, containing the facts documenting the conclusions cited in these note, is to be found in the Archives of the Institute of Quaternary Geology of Warsaw University.

### SITUATION OF THE EXPOSURE AND RELIEF OF THE TERRAIN

The exposure investigated lies about 4 km. west of Ciechanów, near the village of Gąski, in the north-west part of the culmination rising 152 m. above sea level (fig. 1). This hill forms a peninsular-shaped spur which extends northward of the large group of hills averaging in height about 145 m. above sea level. It is bordered to the west by a flat lowland area 134 m. above sea level, and to the east by a faintly eroded valley lying at

<sup>1</sup> the work was financed by the Museum of the Earth.

125 m. above sea level. The slopes of the hill are fairly steep — about 20—30°.

Somewhat further to the west extends a large complex of terminal moraines forming a belt several metres wide, running from north to south, occupying about 20—40 sq. km. This belt is formed by a series of west-east ridges.

On the north-east they are bordered by a wide lowland, the centre of which is the Łydynia valley. On the northwest side of the lowland lies an inter-valley area averaging 140—160 m. above sea level. One of the rather interesting features of the relief pattern in this area are the small hills occurring within the lowland north of Gąski near the villages of Pawłowo, Pniewo—Czeruchy and Kątki. Their relative height above the bottom of the lowland reaches up to 15 m.

This rough outline of the relief in the Ciechanów region affords a background for the further description of the geological structure and development of the relief pattern of the area.

#### GEOLOGICAL STRUCTURE

This problem is illustrated on the enclosed sketch (fig. 2) and cross section (fig. 3). Three basic units, characterised by an individual geological structure, become visible.

1. The first unit consists of lowland mainly composed of boulder clay overlain with weathered material or glacial sands. The boulder clay at the foot of the hill at Gąski exceeds 25 m. in thickness.

2. This boulder clay is overlain with formations which compose the hills in Gąski, Pawłowo, Pniewo—Czeruchy and Kątki, and the inter-valley areas lying northeast of the lowland. These formations consist of sands, mostly pulverulent and very fine-grained. To the northeast, a layer of varved clay appears in the sands.

3. These sandy formations and the clays are surrounded south and west by ridges of terminal moraines formed of stratified sandy-gravelly material.

It should be pointed out that the so-called Opinogóra Edge described by St. Lencewicz constitutes the eastern boundary of the area described.

Most interesting is the geological structure of the second unit. It will, therefore, be described in detail.

In the northeasterly inter-valley region the geological profile consists of the following formations: the older boulder clay is overlain with fine-grained sands. Pulverous sands, also stratified, appear towards the top. Some of the layers of finer material are strongly ferruginous. The total thickness of the sands is about 15 m. They are overlain with a series of

varved clay about 1 m. deep. The clay is compact, chocolate-brown in colour, the varves average 1 cm. in depth with a predominance of winter-clay layers. The number of varves in the profile is about 90—100. The level on which these clays occur is about 140 m. above sea level. Fine-grained sands again overlie the clays, but are more faintly stratified than those lying below the varved clays. The top layer of these sands being destroyed, estimation of their original thickness can be only approximate. Wherever the thickness of the sand layers can be established, it is from 1—2 m., and was probably as much as 4 m.

At certain points a layer of boulder clay, about 2—3 m. in thickness or its residue immediately overlies the sands. In the edge-zone of the inter-valley area where the sands and clays are clearly exposed occur exclusively boulders 1—2 to about 15 cm. in diameter, while boulder clay covers only the central part of the inter-valley area. The stones found in this area clearly show the effects of eolian activity.

Hillocks scattered irregularly over the lowland area are analogous in structure, but the series of varved clays is lacking. Residual boulder clayey formations occur on the surface. The hill at Gąski deserves a more detailed description, as its structure is in fact closely connected with the hillocks mentioned above.

The structure of this hill is illustrated by the exposure which forms the chief subject of this note. This exposure resulted from the exploitation of the sand by the local population over a period of some 60—70 years. At present its wall is receding at a rate of 0,5—1,5 m. every 5 years, the maximum movement taking place in the central and right-hand portions, as the material is here more sandy.

The general character and contents of the exposure are presented in the enclosed sketch (fig. 4). The total length of the exposure is about 90 m., but only 67 m. has been included into the detailed sketch. The base of the exposure rises slightly to the right (up to 2 m.) The height of the wall varies 3—6,5 m. Four old filled-in ditches occur in the left-hand part of the profile.

The face was smoothed over its entire length and width in order to obtain a uniform vertical profile. The scale of the original sketch was 1 : 20. Next, cuttings were made into the wall at several important points in order to observe the differentiation of forms, their extension on the vertical plane at right angles to the main face and to the floor. A more accurate picture of the deformations in the right-hand portion of the exposure was thus obtained which made it possible to draw a plan of the location of the perpendicular axes of each individual structure — scale 1 : 50. In addition, two detailed profiles of the undisturbed series were made.

## DESCRIPTION OF THE EXPOSURE

As can be seen from sketch (fig. 4, 9), the fundamental material forming the hill at Gąski consists mainly of fine and very fine-grained sands. Somewhat lower, mainly on the left-hand side of the face occur greyish-brown silts, interbedded with small layers of sand. Disturbed sands frequently contain thin layers of silts and clays of varved type.

In the middle of the highest part of the wall, the erosional surface is clearly marked, as it separates the disturbed material from those of undisturbed sedimentation, which mainly consist of fine sands intermingled with medium-grained ones, and here and there interbedded with silts.

## CHARACTER OF THE ORIGINAL SEDIMENTATION OF THE DEPOSITS

A series of sands, interbedded with clays, which over a stretch 40—53 m. of the profile is undisturbed as illustrated on the diagram (fig. 5). On the horizontal axis appear the thicknesses of the individual layers of clay, silt and sand, and on the vertical axis—the respective period of their accumulation. From this diagram, it is clear that these materials accumulated rather uniformly, as it is the case with typical varved deposits. In strata 1—5 and 19—24, layers of sand markedly predominate in thickness, and the clayey silt layers are formed fairly regularly. The section between layers 5—19 is evidence of the district regulation of the rhythm of sedimentation. This series of layers is best preserved within the limits of the frost-structures, especially in the right-hand part of the exposure. Unfortunately it is impossible to corelate these layers accurately.

The character of the stratification of the sandy and clayey formations is also of interest. Within the limits of the layers, inclined, and in places, diagonal stratification is predominant. The layers of clays show distinct signs of having been disturbed by water action during sedimentation. In result, the clay does not occur in the form of layers of regular thickness but consists in cross section of a series of almost identical lenses connected by very thin laminae of clay. Within the clayey lenses there are also some small intercalations of silt and very fine sand with a stratification of their own.

This type of sedimentation is evidence of the existence of a natural water reservoir, in which an intensive accumulation of sand was going on, interrupted by periods of stand-still during which the clayey material was deposited. The marked cyclic character of the sediments can be explained by the annual climatic changes, quite the same as the formation of typical varved sediments. A comparatively strong movement of the water in the reservoir accounts for the wide variety in gradient of the accumulated layers, and was moreover one of the causes of the formation of ripple marks which are exceptionally well preserved in the clayey-silty sediments.

## THE CHARACTER OF DEFORMATIONS

In the left-hand part of the exposure both the sands and the silts underwent considerable deformation. They originally formed a uniform layer with small bands of interbedded sand. Upward, the number of sandy interbedded layers increased so that the muddy material was practically eliminated. In the section discussed the bottom part of the deformed structures is lacking. It is therefore difficult to decide what type of deformation took place here. On the whole, the formations give the impression of being due to congelifluction. In certain places e.g. at 7—10 m., traces of fairly typical smooth downflow structures are legible. At 8—16 m. interesting irregular structures filled with sand are visible — like sandy packets distributed irregularly in the silts. In certain sections in which one can see that the scattered parties of sand suspended in the silt could be cut out and joined to form one large whole.

At 16 m. the deformations also begin to appear in the sediments lying at a higher level — in the sands interbedded with silts and clays. Exceptionally interesting structures are visible at 21—25 m. where large forms from 1,5 to 2,5 m. in height are predominating. They are reminiscent of columnar involutions. They occur in a group, a formation which renders analysis of the individual forms difficult. One may say, however, that the force responsible for their formation operated from bottom to top, as clearly evidenced by the way in which the various layers are contorted. It would seem that the deforming process affecting the original layers probably acted in this section in stages, and evidence of this is supplied by the threefold distortion of the layers at 23 m. An interesting feature is the cleft made by the involutions and the shifting of the sandy layers containing a mixture of coarser-grained sand (23 m.).

In a further section the structure become less clearly marked and more closely related to the beginning of the profile.

The next interesting forms are visible in 37—40 m. and are reminiscent in character of the columnar involutions mentioned above, though more delicate in outline. At 39 m. appears a form which is interesting on account of the existence on its right-hand side of undisturbed sediments, i.e. probably such which, by forming a firm frozen block, constituted an obstacle which the forces deforming the adjacent area could not overcome. Thus, there arose a form akin to forms of tectonic origin, characterized by a tiny fault and a slight bend of the layers, which separates the area in motion from the „firm” zone. Further on, over a stretch of 12 m. there is no trace of any deformation of the layers. The vertical profile illustrating the character of the original sedimentation, described above in detail was cut in this place.

At 55 m. occur very numerous frost-structures but of the same character. This portion was more thoroughly examined, as these forms predominate in the profile and constitute the most interesting problem. They all belong to the columnar type of involution, but differ greatly in size and character, some of them being merely upturned layers, while others clearly show the core of the structure in the form of a column, differing in structure from its surroundings.

Detailed analysis of the layers surrounding the structures showed that they not only exhibit the deformation visible on the design, but an inclination of the layers varying in all possible directions. In some cases the layers being set vertically fall off the face in the form of scales. On the basis of analysis of the inclination of the layers and the character of the columns themselves, an attempt was made to reconstruct the distribution of these structures.

A cutting 0,5 m. deep, 69 m. having been dugged out in the wall on the axis of one of the columns, the structure was found to disappear and sandy and clayey layers, running more or less horizontally, to occur instead. Further systematic digging into the wall and the elaboration of some additional designs made it possible to work-out a design (fig. 7), on which the distribution of the individual axes of the columns was marked on the 53—70 m. segment of the profile. Apart from individual columns, there also exist twin forms having a common axis at the base and divided upward into two separate forms. The core of the visible structures consists mainly of muddy and in places sandy material, which is both vertically and horizontally very severely contorted (amorphous involutions).

In the places where the axes of the individual structures are grouped closely, there occur among them slightly deformed trough-like layers. Hence the abundance of festoon-like forms visible in the profile.

In addition, it should be mentioned that differences in the heights of the structures are due not only to the varying depth of the cut in relation to the axis, but also by the stage of development. Beside beautifully developed forms, there appear some embryonic forms which for one reason or another could not achieve their full development.

Yet another question arises here, namely the character of the small clayey layers appearing within the structures. Their behaviour is rather interesting. Arising in the form of smoothed ripple marks they undergo further evolution. In the thinnest places they are torn, the edges of the lenses bend upward, thus giving rise to forms like the one presented in fig. 8. The great friability of the material rendered any accurate full reconstruction of their shape impossible. However, they are not believed to be any of these oblong forms, whose horizontal cross-section would

be illustrated on the design, but presumably some shallow bowl-like forms. They rather suggest the idea of their being some structures analogous to the forms due to the desiccation of clayey material. On the other hand it seems hardly possible that they were formed on the surface, since in that case they ought to occur throughout the whole profile also in its undisturbed portion, whereas according to evidence their occurrence is limited to the deformed sections. In view of this, the explanation of their formation should be sought for in the conditions of periglacial climate.

All the structures described above are truncated and mantled with overlying sand layers. The layer truncating these structures consists of muddy material, in the base of which fine gravels also occur. Judging by the behaviour of the upper portions of the structures, the period of destruction preceding the subsequent accumulation, must have been very faintly expressed.

#### AGE OF THE STRUCTURES AND PERIOD OF THEIR FORMATION

The period of formation of the sandy-clayey sediments corresponds to one of the youngest interstadials of the Middle-Polish glaciation preceding the so-called Mława stadium. These formations are covered with deposits due to the ice-sheet of the Mława stadium.

The accumulation of sandy deposits comprises several stages. The material accumulated at the background of the already existing Ciechanów moraines in the terminal basin of the previous glacial lobe, which was mantled by boulder clays and glacial sands.

As this area secluded from the south, the lowland became gradually filled up with waters flowing from the ice-sheet and thus initiating the formation of sandy-clayey accumulations.

Apart from the main source of supply of the waters and the material lying to the north, streams draining the terminal moraine probably flowed from the south into this same reservoir and also contributed to the superimposition of some formations in this area.

The formations in the hill at Gąski which later on became disturbed and the sandy sediments lying at the base of the varved clays in the inter-valley area, date from the end of this stage of accumulation.

In the following period there must have been some interval in this intensive accumulation of material, and as a result of the superimposition of sands in the southern part of this level, there arose in front of the ice-sheet a typical ice-dammed lake whose boundaries, did not include the region of Gąski, Pawłowo and Pniewo—Czeruchy, at the time when varved clays were deposited in the northern and southern part of the areas formerly

occupied by the ice-dammed lake, processes began to operate which led to the creation of the involutions described. These processes operated probably during the period of accumulation of the varved clays, that is, about 100 years.

The next period, presumably due to the advance of the ice-sheet of the Mława stadium, contributed to a revival of the intensive accumulation of sandy material, which covered the varved clays on the north, and after a comparatively slight outwash, also the involutions on the south.

A characteristic feature of this profile is the total absence of vegetal remnants in the structures observed, which confirms the shortness of their period of formation, and the existence of conditions unfavourable to the development of a vegetation cover.

In the following period the ice-sheet advanced leaving behind the boulder clays. It did not, however, reach as far as the hill at Gąski. It probably halted a little farther north and only out-wash plain deposits reached this place. At a distance of about 5 km. northeast of Gąski, the last and most southeasterly sediments of the ice-sheet are preserved.

It must be emphasised, that at this time there existed a uniform level between the inter-valley area to the northeast and the hills at Gąski, Pawłowo, Pniewo—Czeruchy and Kątki, the surface of which reached a height of 160 m. on the north to 140 m. above sea level to the south.

The elements were separated from each other in a later period at the end of the Middle-Polish glaciation and the beginning of the last interglacial, as a result of erosional and denudational processes.

The explanation of these facts is, however, beyond the scope of this note, as they are connected with much wider areas and with the development of a series of completely different forms.

The basic conclusions of this paper are as follows:

1. In the exposure at Gąski columnar involutions of irregular distribution are predominant.

2. The time of formation of these structures is fairly accurately estimated as a period of some 100 years. This proves that periglacial structures as they may have been developed within relatively short time periods do not constitute a very reliable basis for the dating of the individual facts of Quaternary history. As may be stated besides the formation of these structures is dependent on a whole series of non-climatic factors, such as, for instance: character of the sediments, degree of humidity of the ground, position in relation to morphological forms, exposure etc. Periglacial climatic conditions prevailed in the vast region of North Masovia,

whereas such well-developed structures as those at Gąski are very rarely encountered.

3. The age of the structures observed corresponds to the final phase of the interstadial preceding the Mława stadium, of the Middle-Polish glaciation.

#### List of illustrations

Figures	Page
1. Topographic sketch of the environment of Gąski .....	92
2. Main geomorphological units .....	93
1. depression underlain with boulder clay; 2. inter-valley areas built of sand and their scarps; 3. terminal moraines; 4. wasted terminal moraines; 5. Opinogóra edge; 6. tracing of the profile	
3. Geological cross section .....	95
1. fluvial deposits; 2. residue of boulder clay of the Mława stadium; 3. boulder clay of the Mława stadium; 4. fine-grained sand (interstadial); 5. varved clay; 6. terminal moraine formations of the Ciechanów stadium; 7. boulder clay of the Ciechanów stadium and older	
4. Schematic cross section of the exposure in Gąski .....	95
5. Diagram showing the sedimentation pattern of the sandy-clay .....	97
1. sand; 2. silt and clay	
6. Frost-deformations in silt (1:10) .....	98
1. fine-grained stratified sand; 2. structureless sandy silt, brown in colour	
7. Distribution of the axes of columnar involutions .....	100
1. lines of cross-sections; 2. recognized axes of involutions; 3. supposed axes of involutions; 4. dip directions	
8. Frost-deformations in the clayey layer (1:10) .....	100
9. Fragment of the exposure in Gąski .....	100
1. sand; 2. silts with clayey layers	
10. Exposure at Gąski .....	100

#### Plates

1. Hill at Gąski. Seen from the east .....	92
2. Hills near Pawłowo .....	92
3. General view of the exposure at Gąski .....	93
4. Exposure at Gąski. Fragment of the wall .....	93
5. Gąski. Deformations in fine-grained sands (22—23 m) .....	98
6. Gąski. Original, undisturbed pattern of stratified fine-grained sands with clayey layers (40—42m) .....	98
7. Gąski. Columnar involution in the portion 59—63 m of the exposure .....	99
8. Gąski. Columnar involutions (amorphous) in the portion 72—74 m of the exposure .....	99

Stefan Zbigniew Rózycki  
Varsovie

## DÉFORMATION PÉRIGLACIAIRE DES OS LONGS DE L'OURS

### S o m m a i r e

En 1934 l'auteur a trouvé dans la Terre de Torell un os déformé de l'ours. Les fissures arquées des os étaient causées par les différences des conditions dans lesquelles ces os étaient enfouis et dégagés. Cet exemple prouve que les os longs peuvent être fissurés dans le climat périglaciaire.

Pendant les recherches géologiques faites en Terre de Torell (Spitsberg) par l'expédition polaire polonaise en 1934 on a trouvé à l'intérieur du continent, dans la zone située à proximité de la ligne des neiges éternelles, sur une des crêtes placées entre deux grands glaciers un os d'environ 40 cm de longueur. Il était courbé et fissuré d'une façon spécifique.

Cette observation mérite quelque attention, étant donné que le genre des déformations qu'a subies l'os en question est très caractéristique et semble se lier aux conditions périglaciaires spécifiques dans lesquelles cet os s'était trouvé. Cette observation peut apporter certains matériaux pour éclaircir les discussions concernant le discernement des os qui se trouvaient à la surface dans des conditions périglaciaires et ont été découverts plus tard à l'état fossile.

La trouvaille a été faite sur la crête latérale qui s'écarte vers l'Est d'un sommet de 886 m situé au Sud de la montagne de Neumayrberget (933 m). Elle se trouvait à 77°23' N de latitude Nord et à 15°57' E à l'Est de Greenwich à une altitude près de 600 m au-dessus du niveau de la mer.

Sur le point culminant de la crête se trouve une surface plane large de plusieurs mètres qui déjà au mois d'août est dégagée de sa couverture neigeuse. Elle est alors couverte par le détritus de schistes crayeux foncés (schistes de *Ditrupa*, Apt) avec une petite addition de petits blocs angulaires de grès dont la longueur ne dépasse pas quelques centimètres. Ce détritus recouvre assez uniformément toute la surface ci-dessus citée sans former de structures polygonales d'acune sorte.

A l'Est, la crête se brise par une pente abrupte au pied de laquelle se trouve le glacier de Zawadski (en comptant du bas c'est le premier grand affluent gauche du glacier de Nathorst). Sa surface de glace se trouve à près de 330 m au-dessus du niveau de la mer.

En 1934 l'extension maxima de la fonte du manteau neigeux hivernal sur le glacier de Zawadski atteignait l'altitude de 350—370 mètres au-dessus du niveau de la mer. Nous pouvons en conclure que la ligne des neiges éternelles le traverse à l'altitude de moins de 400 m au-dessus du niveau de la mer.

Sur de plus petits glaciers situés plus à l'Ouest, dans le voisinage des Monts Sukkertoppen (714) et Suessberget (880) cette ligne se trouve plus haut, car à 470—520 m au-dessus du niveau de la mer.

L'os en question était partiellement, par un de ses côtés, enfoui à une assez faible profondeur (environ 3—4 cm) dans le sol.

Cet os a été reconnu comme un os de la hanche (fémur) de l'ours polaire (*Thalassarctos maritimus*). Son état d'usure et la façon dont il était disposé indiquaient indéniablement qu'il s'était déjà trouvé à la surface du sol depuis un assez long laps de temps.

La manière dont cet os était courbé et fissuré était tellement spécifique que, dans aucun cas, on ne pouvait l'attribuer aux endommagements causés par les animaux ou par les hommes.

La superficie de l'os adhérant au sol était dans sa partie centrale fortement recourbée, de sorte que dans son point de courbure maxima elle formait un arc concave s'écartant près de 4 cm vers le haut de sa position primitive (tenant compte de la position dans laquelle cet os a été trouvé). Sur cette surface on ne voyait aucune fissure ni aucune fêlure plus nette. Par contre, sur la face opposée convexe, à peu près au milieu, étaient visibles des fissures en long et des brisements, si bien que quelques faisceaux dont les bouts aigus étaient relevés vers le haut se dressaient à l'extérieur. Ces esquilles étaient disposées presque symétriquement des deux côtés et avaient à peu près la même longueur. Aucune de ces esquilles n'était encore complètement brisée, cependant on peut se douter qu'indéniablement ceci aurait dû se produire si le processus avait suivi son cours.

Les différentes esquilles présentaient une coupe trapézoïdale caractéristique se retrécissant vers la partie intérieure de l'os et étaient fortement recourbées vers l'extérieur („vers le haut”).

Les têtes de l'os se trouvaient déjà dans un état de grande usure par altération et corrosion, si bien qu'on y remarquait des manques considérables. La corrosion était causée particulièrement par des éclats angulaires de schiste poussés par le vent. Dans le voisinage, sur les blocs de roches plus tendres (sidérites), ces éclats donnaient des plaques minces éoliennes et même arrivaient à former des cailloux à facettes (éologlyptolithes).

Les symptômes observés sur l'os décris indiquaient que sa partie inférieure enfouie partiellement dans le sol avait encore gardé une certaine

élasticité et était toujours humide et froide. Quant à sa partie extérieure (tournée vers le haut) périodiquement elle était complètement sèche et assez fortement chauffée. Cette différence de conditions dans lesquelles se trouvaient les deux parties de l'os a créé une forte tension qui finalement a causé sa courbure et sa fissuration. Le gel de l'eau qui pénétrait dans les fibres distendues de l'os a certainement contribué à l'intensification de ce dernier processus.

Pour compléter la caractéristique des conditions dans lesquelles se trouvait l'os décrit, il faut encore ajouter que le climat de cette partie de la Terre de Torell présente, en comparaison des côtes occidentales sur l'Atlantique, certains traits du climat continental assez fortement accentués. En été les précipitations atmosphériques sont tout à fait minimes et la pluie est en général exceptionnelle. Pendant toute la durée de l'expédition on n'a noté qu'une seule fois une pluie fine, du genre de „bruine”.

L'échauffement des surfaces planes du sol est ici très faible et l'épaisseur de la couche „active” — tout à fait insignifiante. C'est d'ailleurs certainement l'une des causes essentielles du manque des structures polygonales sur cette crête.

Autant que je sache, on n'a pas encore rapporté dans la littérature polaire l'exemple cité des déformations (courbures et fissurations) des os se trouvant dans les conditions périglaciaires fortement avancées.

Je crois qu'en cet exemple montre nettement que dans ces conditions peut se produire la fissuration et le fendage spontanés des os longs en même temps que leur recourbement „vers l'extérieur.”

Le fait qu'on a trouvé à l'état fossile dans les dépôts pléistocènes cette sorte de fragments d'os, peut, avec une grande probabilité montrer l'existence des conditions périglaciaires, même si les autres symptômes en ont été déjà effacés.

L'auteur n'est pas d'avis que tous les os, dans toutes les zones du Périglaciaire doivent absolument subir le même genre de déformations. Il semble cependant que ces déformations apparaissent parfois dans un ensemble de conditions qui peut avoir lieu uniquement dans le Périglaciaire.

*Traduction de S. Lazarowa*

Table des illustrations

	Page
1. Position dans laquelle on a trouvé l'os de l'ours déformé dans les conditions périglaciaires (contour à traits continus) et le contour primordial de cet os (à traits discontinus) .....	106
2. Fémur de <i>Thalassocetus maritimus</i> : a. non déformé; b. après la corrosion et le recourbement dans les conditions périglaciaires .....	107

*Vladimir Šibrava, Vladimír Kroutilík*  
*Praha—Opava*

## PERIGLACIAL PHENOMENA IN THE REGION OF HLUČÍN AND OPAVA (Moravian Silesia)

### Abstract

The paper contains a description of some periglacial phenomena from the region of Hlučín and Opava. The writers established the occurrence in this area, of ice-wedges, frost-kettles, solifluction, involutional deformations of varved sediments and phenomena due to cryotectonic causes. All these structures with the exception of the exposure near Bohuslavice are developed in glacio-fluvial or glacio-lacustrine deposits. The authors distinguish syngenetic and epigenetic ice-wedges. Some of the wedges originated during the Riss glaciation (syngenetic wedges of glacio-fluvial or glacio-lacustrine accumulation). More recent structures such as ice-wedges and solifluction were formed during Würm I or II. The situation of the ice-wedge at Uhliřov near Opava which was found to intersect tectonic dislocations permits to define the age of these dislocations as würmian.

The periglacial structures in question occur in the area whose boundaries coincide to the north with the Chechoslovakio-Polish frontier and to the south — roughly with the Opava river that flows along the foot of the Culm slopes which constitute the northern prolongation of the Oderské mountains. Research work covered the terrain extending between Opava on the west and the village Ludgeřovice, about 5 km east of Hlučín on the east. The distribution of periglacial phenomena in this area is presented in the map enclosed (fig. 1).

### GEOLOGICAL STRUCTURE

The earliest geological formations in this area are the Culm deposits occurring in its southern part and only occasionally encountered on the left river side of the Opava. North of the river, Quaternary deposits, mostly overlying Miocene marls (Vindobonian — torton), are strongly predominant. Also occasionally some Neogene basalts (Kobeřice, Otice) can be found. The quartzic gravels and sands in the vicinity of Chuchelna are glaciectonically disturbed and may be either Pliocene or Pleistocene. Whether their stratigraphical situation is preglacial or late Pliocene is not yet clear.

Pleistocene deposits are represented by glacio-fluvial sediments, glacio-lacustrine and glaciogenic formations as well as by those deposits which were accumulated after the retreat of the ice-sheet (terraces, loess-like clays, loess). The age of the glacio-fluvial, glacio-lacustrine and glacio-

genic formations the authors attribute to the Saale glaciation (Riss II, according to K. Žebera). The belt of the terminal moraine is latitudinal in position, extending from Opava, through Kravaře farther eastward. K. Žebera believes an immense ice-dammed lake to have been formed in front of the ice-sheet whose southern boundaries were marked by the Beskydy and the Oderské mountains. This author assumes that periglacial phenomena were developed either at the bottom of a shallow lake or else in the area from which — owing to fluctuations in water level — the lake had temporarily withdrawn.

The glacio-lacustrine deposits near Ostrava display a regular stratigraphical pattern. First, at the bottom — a layer of gravelly sands overlain with varved clays, higher up — a layer of sands and frequently also another series of varves. In the area investigated i.e. within the moraine itself as well as in its foreland and north of it, stratigraphy is completely irregular and the geological structure complicated by glaciotectonic phenomena. Clayey sands and boulder clay, mostly calcareous and often containing lenses of allochthonous material represent the glaciogenic deposits of both the terminal and the ground moraine. Characteristic is the scale-like texture of the boulder clay.

The glacio-lacustrine deposits occurring in the foreland of the terminal moraine consist of medium-grained sands stratified horizontally, containing series of gravels and isolated erratics.

According to K. Žebera, these erratics were transported by floating ice from the melting ice-sheet. The formation of periglacial structures was largely due to the presence of the varved sediments and gray clays occurring in the region of Hlučín and Opava in the area of terminal moraine and displaying an irregular stratigraphical pattern. Typical glacio-fluvial deposits occur in the northern part of the morainic area; they are in several places glaciotectonically disturbed. In the immediate foreland of the terminal moraine, these glacio-fluvial deposits were probably accumulated at the bottom of a shallow lake.

As regards more recent Quaternary formations, the area in question exhibits some terrace-like sandy gravels of the Opava river from the period following the Saale glaciation.

Holocene deposits are represented by some fluvial, deluvial and deluvio-fluvial formations.

#### TECTONICS

K. Žebera and V. Ambrož believe the young Quaternary deposits in the Ostrava region to be tectonically disturbed (8). Žebera describes from Kozmica some local tectonic dislocations in conformity with those

recognized by Z. Hokr in the carboniferous Hlučín layers. Among older authors, Götzinger and V. Milthers mention some dislocations in „glaciofluvial” deposits (3, p. 12). They report the occurrence in the Ostrava coal basin of young Quaternary dislocations which they think to be due to the later movements of the Carpathian system. In the area studied the present writers observed numerous dislocations which may, however, be the effect of a number of different agencies. Some of these dislocations induced the formation of ice-wedges and fissures.

#### BRIEF REVIEW OF PERIGLACIAL STUDIES IN THE AREA IN QUESTION

In the earlier literature, the occurrence of periglacial phenomena in this area is hardly ever mentioned. The more interesting sounds the statement by A. Schindler (5, p. 97), „that in several places non-glaciated Tertiary deposits may have undergone dislocation under the pressure of the ice-cover, which originally was not all too thick and that in some places, boulder clay and diluvial sands penetrated into the Tertiary deposits”. Schindler reaches this conclusion on the support of the results of borings performed in the area extending between D. Benešov and Antošovice where in several places he found glacial till and glacio-fluvial sands underlying some unmistakeably Tertiary deposits. The present authors think the examples cited by Schindler to be in fact glaciotectonic phenomena which are of common occurrence in this area.

The discussion by Vašíček (7) of Pleistocene movements near Sudice and Muglinovo refers to other areas and will therefore not be considered in this paper.

Quite recently J. Kunský (4) in a study devoted to the geomorphology of the Hlučín region, describes involitional deformations in varved sediments and reports the occurrence of solifluction from the surroundings of Opava. According to the view set forth by Kunský in the same paper, the role of the ice-sheet would have been passive and the theory of the glaciation of this area devoid of foundations.

Fresh results and informations concerning periglacial phenomena in the region of Ostrava are afforded by the results of research conducted in 1952—54 by the workers of Quaternary Department of the Central Institute of Geology.

#### DISTRIBUTION OF PERIGLACIAL PHENOMENA IN THE OPAVA REGION

In Opava—Kateřinky, north of the town and near the gypsum quarry, exposure reveals the presence of fine- and medium-grained glacio-lacustrine sands of both horizontal and cross-stratification containing some

rare, tiny bands of gravel, irregular in distribution, especially so in the upward portion of the profile. The sand series consists of alternating yellow, brownish and reddish-brown layers tinged with limonite. These sands form the stratigraphical top-portion of the glacio-lacustrine deposits. Their area of occurrence lies beyond the front of the ice-sheet of the Saale glaciation.

The cryotectonic dislocations observed in the eastern wall of the exposure average 10—20 cm; they are reminiscent of faults or miniature breaches. These deformations were produced during the final phase of the ground up-freezing when the surface was already frozen while the sub-soil becoming also gradually invaded by frost-action, caused the already firm surface to burst up. The dislocations occur in one horizon only, effecting neither the underlying layer nor the overlying formations. In several instances the cryotectonic line comes abruptly to an end, but in some other places the line of dislocation, marking the size of the fault becomes thinner and fades away, according to the varying grain-size of the material involved. A distinct cryotectonic dislocation, varying in fault size is shown in pl. 1. It should be stressed that the material composing the profile in question is approximately uniform in grain-size.

As the cryotectonic dislocations grew wider, a wedge-like structure was formed in this exposure. It extends 1,5 m deep and is 10—15 cm in maximum width (pl. 2). This structure is filled with medium-grained, glacio-lacustrine sand containing, a slight admixture of gravel. This is not a typical ice-wedge; it must be rather regarded as an ice-fissure, which being tectonically produced, was subsequently deformed in its downward portion by cryoturbation.

Deposits differing in character from those described above, are found in the exposure situated by the road near Uhlířov some 5 km, SSW of Opava (pl. 3). Sedimentation is here much less regular, the alternation of the uncovered sands and sands with gravels is irregular, owing to the close vicinity of the front of the ice-sheet. In the northern wall of the exposure, exhibiting periglacial structures, there are some medium-grained sands, brown or brownish-yellow in colour, interbedded with gravels. Faults ranging in size from 15 to 30 cm — sometimes even more — are visible throughout the entire wall. Most conspicuous are these dislocations in gravels, but some were also found to occur in pulverulent sands. Measurements of a large number of these deformations did not reveal any irregularity in their trends and falls nor any dependance on the main directions which were reported by K. Žebera and V. Ambrož to exist in the Ostrava region.

Cryotectonic and glaciotectonic movements must be reckoned with in any discussion of the origin of the tectonic movements occurring in the

exposure near Uhliřov. The presence of the ice-wedge — that will be considered below — makes it impossible to admit any recent movements caused by the increased volume of the material. Nor are the faults due to sedimentation as can be seen from their general character. These faults are more likely to be glaciotectonic than cryotectonic dislocations, as some glaciotectonic movements were found to occur in other sites of the same area, and are not confined to only one horizon like cryotectonic movements are.

The northern wall of the exposure exhibits an ice-wedge extending 1,45 m downward (pl. 4). It is filled with medium-grained glacio-fluvial sand. Its upward portion contains some intrusive gravels 1 cm in grain-size and also some larger pebbles. The middle and the downward portion of the wedge sharply intersect a gravel bank which is tectonically disturbed. The wedge itself however is undisturbed. This plainly shows that the folds are older than the wedge.

The writers found a similar wedge in the exposure west of Racibórz, in Poland. Here the arrangement of the layers is regular and uncomplicated by tectonic phenomena. The ice-wedge 40 cm in length is developed in gravels in the foot portion of the exposure. It is, like the Uhliřov wedge, filled with medium-grained, light brown sand. The top portion of the gravel series is involuntarily distorted. The gravels are overlain with a discordant layer of cross-stratified glacio-fluvial sands which pass upwards into fine-grained, horizontally stratified sands and varved sediments. The wedge originated during an interval in sedimentation that followed upon the accumulation of gravels and preceded that of the sands and the glacio-lacustrine deposits. Hence, this is an epigenic wedge, formed during a stratigraphic hiatus in the glacio-fluvial and glacio-lacustrine deposition which was filled in the next period of sedimentation.

Near Opava, a large exposure situated south of the town, by the main road Opava-Hradec, exhibits some periglacial structures. As shown by analysis, this profile is extremely complex in pattern. The stratigraphic arrangement of the central part of its western wall is roughly as follows:

embankment .....	0,15 m
loess-like clay, grayish-brown, marbled, decalcified .....	0,30 m
glacio-lacustrine sand interbedded with horizons of gravels and coarse-grained sands .....	2,00 m
green-grayish-blue, Tertiary marl with calcium carbonate concretions and gypsum fragments and some dark-brown streaks; microbiostratigraphical analysis suggests that this marl may be a deposit of the Vindobonian neritic zone .....	5,00 m

yellowish-gray-brown calcareous boulder clay .....	7,30 m
grayish-white disturbed sandstone passing facially into limestone .....	7,40 m
varved sediments: bands of brown or yellow glacio-lacustrine sands alternate with bands of glacio-lacustrine marls; the varves are calcareous; in several places they assume the aspect of solidified plates of sandstone or limestone; the upward portion is disturbed by the stress of the ice-sheet .....	8,10 m
white, glacio-fluvial gravels, medium- and coarse-grained, with cross-stratification .....	12,00 m

The ice transported blocks of Tertiary deposits encroached from the north-east upon the glacio-lacustrine sediments. The direction of drift is readily legible from the smoothed out surfaces and the fissures occurring in the glacio-lacustrine varved clays, which underlie the glaciogenic deposits.

Deformations due to the pressure exercised by the ice-sheet were thus recognized in this exposure together with some more younger periglacial deformations — among which those produced by solifluction and an epigenic ice-wedge appearing in the western wall. The actual overlap of the ice transported blocks of Miocene deposits upon the Quaternary formations and the folding of the varved sediments underlying glaciogenic deposits which display some characteristic glaciotectonic dislocations, the writers attribute to glaciotectonic movements. Pl. 5 shows calcareous varved sediments which became folded under the impact of the ice-sheet and developed, in the upward portion, a secondary layer of sandstone.

The outcrops of Tertiary marl which appear on the slopes, were subjected to the action of solifluction. Solifluction was found to include a part of the Torton formations (Vindobonian) and of the boulder clay. Thus, through the agency of solifluction the Tertiary deposits penetrated between the Pleistocene ones in the same manner as the boulder clay which must be also regarded as displaced by solifluction. Recent investigations of other exposures in the same sand pit and in its surroundings justify the inference concerning the motion of Tertiary blocks under the pressure of the ice-sheet.

#### PERIGLACIAL PHENOMENA EAST OF OPAVA AND IN THE REGION OF HLUČÍN

Different periglacial structures, such as ice-wedges, involutional deformations of varved sediments, solifluction, cryotectonic and other frost-caused disturbances were found to occur in the adjacent region of Hlučín and Opava.

The exposures, where these periglacial phenomena were observed, are shown on the map (fig. 1). Near Štěpánkovice, the authors discovered an isolated ice-wedge. It is developed in soliflually dislocated, yellow-brownish tills, containing some quartzic and northern gravels. The tills are underlain with brown, glacio-fluvial sands. The filling of the ice-wedge consists of a more pulverulent, loess-like clay. Near Bohuslavice, ice-wedges occur in decalcified loess-like formations, about 2 m in thickness, which overlie the glacio-fluvial gravelly sands. The wedges also plunge into the loess-like clay to a depth ranging from 0,5 to 0,75 m.

An interesting locality containing a wealth of periglacial structures was uncovered near the village of Kozmica, situated about 3 km WNW of Hlučín. Periglacial structures were found to occur in two exposures, one of which is situated south of the railway line Hlučín-Opava, and the other more northward, by the main road.

The southern exposure at Kozmica exhibits some glacio-lacustrine deposits of horizontal stratification, coarse-grained sands intermingled with gravels 2—3 cm in grain-size. K. Žebera thinks the passage of sands into gravels to be due to a tectonic fault in the Miocene bedrock (8, p. 213).

The gravels consists mainly of preglacial, either Culm or northern quartz. Rocks of unmistakably northern origin are scarcer. Also Culm rocks constitute but an insignificant component, although the stand lies in the immediate vicinity of the Culm slopes which form the northward prolongation of the Oderské mountains.

Ice-wedges, produced to a certain extend by tectonic dislocations were developed in both the gravels and the underlying medium-grained, glacio-lacustrine sands. In the southern wall of the exposure, two syngenetic ice-wedges intersect sandy lacustrine gravels. They extend 2,6—2,7 m downward (pl. 6), their respective lengths being 2,45 m and 2,5 m. Near the wedges, the layers are bent downward letting the coarser top-material penetrate inside. A third wedge situated about 15 m west of those described above, is quite different in character. It is developed in yellow-brownish glacio-lacustrine sands and filled with coarse-grained gravel, with predominance of quartz. Its length is 1,75 m and its maximum width 0,75 m (pl. 7). Near the wedge, there are some Quaternary dislocations but it is difficult to say whether the formation of the wedge was conditioned by them. The wedge is syngenetic in reference to the sedimentation of the glacio-lacustrine gravelly sands and epigenetic in relation to the underlying sands.

Two other wedges, which are undoubtedly ice-wedges appear in the west part of the southern wall of the exposure. They intersect the following formations:

gravelly sand, with predominant quartz, dark grayish-brown in colour containing gravel graines about 5 cm in diameter .....	0,25 m
fine-grained gravel with light yellow and brownish sand ...	1,05 m
gravelly sand interbedded with gray-white and orange-brownish sand .....	1,80 m

These syngenetic wedges are filled with glacio-lacustrine gravelly sand. The upward portion of the wedge situated on the right hand side is filled with gravel; in the downward portion there is a predominance of grayish-white glacio-lacustrine sands. The infilling of the second wedge does not show such a marked difference between the material of the upward and that of the downward portion, although decrease of grain-size can be observed.

In the neighbouring exposure situated about 25 m east of the one previously described, the series of syngenetic frost-structures is represented by three wedges, some involutinal deformations of gravels and a frost-kettle. The wedges reach about the same depth as the former i.e. 2,40 m and are filled with glacio-lacustrine sandy gravels (pl. 8). One of the wedges is filled up to the top with coarse material, whereas the downward portions of the other two wedges are filled with finer material. The tips of the wedges are sharply incised into horizontally stratified sands. The adjacent layers, especially the upper ones, are bent downward.

The second locality near Kozmica lies close by the main road Hlučín-Opava (about 272 m above sea level). The investigations conducted here in May 1955 revealed the following stratigraphical pattern of the uncovered glacio-lacustrine sands:

brownish-gray, sandy gravel .....	0,20 m
the brownish-gray sandy gravel is in several places interbedded with brownish-gray sand containing some gravel lenses about 1 cm in diameter, as well as some bands and packets of gray spotted clays; the series is disturbed by solifluction .....	0,95 m
white grayish, fine- and medium-grained sand with some streaks of rosty-brown limonite; at the bottom, some packets of clays are visible .....	1,60 m
a horizon of white-grayish sandy gravel, about 1 cm in grain-size .....	1,70 m
white-grayish fine- and medium-grained sand with brown streaks of limonite .....	2,35 m
coarse-grained, white-grayish sand with some brownish streaks of limonite .....	2,50 m

a layer of gray plastic clay which in the examined segment of the profile inclines faintly northward ..... 2,55 m  
 white-grayish sand, both fine- and coarse-grained with some rusty-brownish streaks of limonite ..... 3,55 m  
 3 m downward a layer of plastic gray clay about 1—2 cm in thickness. In several places there is also a sporadic occurrence of lenses of the same clay, averaging 10—15 cm in length, and 2—5 cm in thickness.

The uppermost horizon of sandy gravel is disturbed by solifluction. As shown in pl. 9 and 10 the packets of gravel and clay are contorted by solifluction. Soliflual structures are here due to the deformation of the involutinal structures, developed on the gentle slope. According to J. Dylík (1, p. 45) involutinal structures may undergo deformation on surfaces whose gradient does not exceed 1°. The soliflual layer is underlain with cryotectonically displaced fine-grained, glacio-lacustrine sands. Cryotectonic movements are traceable in this horizon alone; they neither affect the overlying gravel nor the underlying gravelly sand.

In the area extending beyond the ridge of terminal moraines some periglacial structure are found to occur in the exposure situated east of the village Bělá, north of Hlučín and about 2 km south of the Czechoslovakio-Polish frontier. Near the ice-wedge, the pattern of arrangement is as follows (pl. 11):

glacio-lacustrine sand with gravel hummusy, faintly clayey brownish-gray .....	0,30 m
glacio-lacustrine sandy clay with gravel, white grayish in colour .....	0,65 m
glacio-lacustrine sand, white grayish with some reddish-brown limonite spots .....	1,00 m
horizon of yellow-gray-brownish and gray silty-sand .....	1,05 m
gravelly sand, stratified horizontally and diagonally .....	4,00 m

The ice-wedge found in this profile is sofar the largest of all the wedges occurring in the region of Hlučín and Opava. The wedge is a syngenetic one. Following the view set forth by Gallwitz (2) the authors think this wedge to be distributed (*gestörte Eiskeile*). Its infilling consists of material derived from the adjacent layers. The top-portion contains glacio-lacustrine sand with some streaks of limonite, under which some involutinally disturbed clayey sand was pressed. Downward, the wedge is filled again with glacio-lacustrine brownish sand.

The horizon of silty, almost clayey, sands favoured frost-caused disturbance of the overlying glacio-lacustrine sands.

For the sake of completeness let us describe the ice-wedge uncovered in the glacio-lacustrine sands occurring in the exposure situated about 2 km south-west of Hlučín:

sandy gravel faintly rosty-brownish (quartz, Culm and northern material, pebbles about 2 cm in diameter) indistinct stratification .....	0,20 m
gravel, similar in character to the one described; the layers are gently inclined eastward .....	0,35 m
sandy gravel, faintly rosty and yellow-brownish, grain-size about 1 cm in diameter; the layers are also gently inclined eastward .....	0,80 m
yellow-brownish, medium- and fine-grained sand with streaks of limonite .....	1,20 m

The wedge extends 1,02 m downward and is filled with glacio-lacustrine gravel, faintly rosty-coffee-brownish in colour. In its middle portion the wedge is 15 cm wide, narrowing down to 10 cm in its terminal portion. The adjacent layers arcuate downward.

Among other periglacial structures occurring in the area investigated, some involutional deformations of varved sediments were recognized in the exposure near Bolatice where they form a zone a few decimeters in thickness. As mentioned above, J. Kunský has described some involutional deformations of varved sediments from the exposure at Ludgeřovice. J. Macoun found at Velke Hoštice an ice-wedge 1 m in depth, developed in glacio-lacustrine sands.

#### GENERAL ESTIMATIONS OF THE PERIGLACIAL PHENOMENA DESCRIBED ABOVE

The periglacial phenomena in question — with the exception of the locality at Bohuslavice — are developed in both lacustrine and fluvial deposits, whose lithological composition consists of sands and gravels. The structure of the wedges and the bending of the adjacent layers depend on either the susceptibility or the resistance of the ground to frost-action. In the areas investigated the ground is rather resistant to frost-action (Cassagrande's criterion). The frost-disturbed glacio-lacustrine sands in the Bělá-exposure are due to the presence of the horizon of clay and clayey sand.

Already K. Žebera has called attention to the fact that in the region of Opava periglacial structures are strikingly scarce. He explains this fact by the existence of an ice-dammed lake in which periglacial structures

could not be formed, for which reason they developed only in those places where the lake was shallow or from where it had temporarily receded.

The syngenetic ice-wedges are thought to date from the Riss glaciation (Saale glaciation), most probably from its second stage. Unmistakably syngenetic are the wedges occurring at Kozmica, Opava-Kateřinky and Bělá. Solifluction as well as some of the epigenetic wedges (Opava) the authors think to be more younger periglacial phenomena. They are Würm I or II in age.

It seems important to establish a correlation between wedges and tectonics. In the exposure near Uhliřov, the ice-wedge intersects the line of tectonic dislocation, being itself undisturbed. This affords evidence of the pre-Würm age of the tectonic movements. In Kozmica, on the contrary tectonic dislocations induced the formation of ice-wedges, whose initiation must be referred to the Riss glaciation. This goes to confirm the assumption of K. Žebera who believes these dislocations to have taken place during the phase of sedimentation of the glacio-lacustrine sands.

Periglacial structures and their relation to tectonics may prove very helpful in the study of tectonic movements in areas of complex tectonic conditions (possibility of regional tectonics, glacio-tectonics, cryotectonics, of dislocations due to changes in volume of either the underlying marls or the silty intercalations in glacio-lacustrine deposits, possibility of syngenetic and recent movements).

References cited, p. 120

#### List of illustrations

##### Figures

	Page
1. Periglacial structures in the region of Hlučín and Opava .....	112
1. ice-wedges; 2. solifluction; 3. frost-kettles; 4. frost-disturbed sandy layers; 5. frost-disturbed varved sediments; 6. cryotectonics; 7. glaciotectonics; 8. regional tectonics	

##### Plates

1. Opava-Kateřinky. Line of cryotectonic dislocation in glacio-lacustrine sands	112
2. Opava-Kateřinky. Ice-wedge due to the enlargement of the fissure of tectonic dislocation .....	112
3. Exposure near Uhliřov. General view of the tectonically disturbed glacio-fluvial deposits .....	113
4. Exposure near Uhliřov. Ice-wedge intersecting tectonically disturbed glacio-fluvial deposits .....	113
5. Opava. Varved sediments folded under the pressure of ice-sheet, with secondary sandstone layer .....	116

6. Kozmice (S of the railway line Hlučín-Opava). One of the two syngenetic ice-wedges .....	116
7. Kozmice (S of the railway line Hlučín-Opava). Ice-wedge .....	117
8. Kozmice (S of the railway line Hlučín-Opava). Ice-wedge .....	117
9. General view of the wall of the exposure at Kozmice with solifluction and cryotectonic dislocations (northern exposure near the road to Opava) .....	118
10. Kozmice (by the road). Solifluction and cryotectonics .....	118
11. Ice-wedge in glacio-lacustrine sands near Bělá .....	119
12. Ice-wedge in glacio-lacustrine sands at Velké Hoštice .....	119

*Translated by T. Dmochowska*

## REVIEWS

Ernst Ackermann — Zur Unterscheidung glazialer und postglazialer Fliesserden. *Geologische Rundschau*, Bd. 43, H. 2, 1955, p. 328—341, 6 dessins.

Aux environs de Goettingue, dans la zone limitrophe des formations de grès bigarré et de Muschelkalk, on a distingué quatre niveaux de solifluction: contemporain (*rezente Fliesserde*), holocène jeune, holocène plus ancien et pléistocène. L'auteur fait cette division se basant sur les différences constatées dans la parution de niveaux respectifs, de leur extension, de leur structure, de l'inclinaison du versant etc.

La solifluction pléistocène apparaît sur l'avant-terrain de Hainwaldplateau, sur les surfaces plates, à l'inclinaison de 2—3°. L'extension de la solifluction atteint 1100 m. On rencontre dans les bornes de cette formation des structures cryoturbées ainsi que des fentes en coin. Les grands axes des débris rocheux sont généralement placés le long des parois de structures. Le profil longitudinal des couvertures pléistocènes est égalisé et leur rupture de pente ne se fait pas remarquer au point de vue morphologique.

Le niveau plus ancien de la solifluction holocène repose sur des touffes calcaires formées à l'époque post-glaciaire ou bien sur les débris des loess qui se sont conservés et s'étendent sous le niveau holocène plus jeune.

Les formations holocènes de solifluction apparaissent sous forme de coulées détritiques sur les versants dont l'inclinaison pour les formations plus anciennes est de 9—6° et pour les plus jeunes de 15—9°. Leurs extensions s'élèvent en conséquence à 350 et 300 m. Les débris rocheux s'ordonnent généralement conformément à l'inclinaison du versant. Certains cailloux atteignent 1 m de grandeur. Dans les couvertures pléistocènes les dimensions des cailloux sont beaucoup plus petites; prédominent ceux qui ont 10 cm de diamètre, nombreux sont ceux qui ont 20—40 cm de diamètre.

Il n'y a guère de structures cryoturbées et de fentes en coin dans les coulées détritiques holocènes. On rencontre quelquefois dans les formations plus jeunes des crevasses qui se forment par ce fait que la masse de matériaux de solifluction en glissant provoque la rupture des parties supérieures du versant.

La surface des coulées détritiques est diversifiée. Dans les parties inférieures du versant des formations de solifluction plus anciennes paraissent de petites boursouflures. Ces formes, de même que les couvertures pléistocènes, se terminent d'une façon confuse sans rupture de pente visible.

Les coulées détritiques plus jeunes possèdent un escalier bien net et les boursouflures y apparaissent uniquement dans les parties supérieures et médianes.

A ces dernières formes ressemblent beaucoup les formations contemporaines de solifluction, cependant elles paraissent beaucoup plus rarement sur des versants plus fortement inclinés (18—12°) et leur extension est plus petite (185 m). On n'a constaté sur le terrain étudié qu'une seule forme de ce type.

En considérant les conditions dans lesquelles surgissaient ces formations de solifluction, l'auteur attire l'attention sur les propriétés des roches qui prennent part au mou-

vement. Si les marnes argileuses du Rhétien et le calcaire marneux ondulé sont relativement bien imbibés d'eau, ils subissent facilement ce genre de mouvement. Il n'y a pas de possibilité, dans le climat actuel, de fournir la quantité requise d'eau, aussi l'auteur rattache les deux niveaux de solifluction aux deux périodes holocènes humides.

La plus jeune correspond à ce qu'on appelle „Kleine Eiszeit”, c'est-à-dire entre 1550—1850. Les hivers froids et riches en précipitations atmosphériques ainsi que les étés humides, si caractéristiques pour cette période, créaient des conditions favorables pour la solifluction. Le niveau holocène plus ancien s'est formé déjà après le Dryas supérieur.

L'auteur attire l'attention sur la grande ressemblance de formations holocènes de solifluction surtout plus jeunes au processus actuellement en activité. Cependant, comme les formes holocènes paraissent plus fréquemment (elles entourent complètement les versants de Hainbergplateau), Ackermann les considère comme des phénomènes conditionnés par le climat et il donne à l'éboulement contemporain le terme de coulée détritique „aclimatique”.

Les recherches de l'auteur ont démontré que le déplacement des matériaux par l'écoulement est rendu possible, dans le climat actuel, grâce à la structure détritique des marnes du Rhétien. Le contenu en eau dans l'éboulement se trouve au-dessous de la valeur limite à partir de laquelle commence l'écoulement des matériaux, mais autour de certains débris se forme une pellicule d'eau qui cause leur écoulement. Il est évident que le frottement y est plus grand que dans des „Durchtränkungsfliesserden” suffisamment imprégnés d'eau. C'est là la cause pour laquelle la coulée détritique „aclimatique” ne peut couler que sur des versants fortement inclinés et n'atteint pas de dimensions telles que celles des formations de solifluction qui sont conditionnées par le climat.

A. Sadłowska

F. Bordes, P. Fitte, Y. Guillien — Climatologie paléolithique du Nord-Ouest français. *Norois*, nr 5, Janvier-Mars 1955; pp. 81—84.

In this report, the authors demonstrate that archeological relics may yield data which are not only indicative of age. In many instances, the degree of preservation of the individual finds, as well as their occurrence within certain formations, may reveal the sequence of those climatological phenomena to the action of which they were submitted from the moment on which they were discarded by man. The assemblages of relics discussed here are mainly from the area of north-west France. On the support of observations collected in a number of profiles of archeological localities and of the analysis of abundant finds the authors conclude to the decrease of fluvial erosion and wind-action, as well as to either decrease or increase of the periglacial regime during the particular periods when the area in question was inhabited by man.

In the Algrét sand-pit, terrace sands are overlain with some Mousterian relics, severely destroyed by wind-action, and with relics from the late Paleolith, which are much less affected. This affords evidence that the relics, especially the Mousterian ones have been lying for a long time on the surface and were exposed to intensive wind-action. The top of the profile consists of humusy sands containing some Neolithic hearths and an urn-field overlain with soil.

In numerous Paleolithic localities lying near Abilly (La Touche, l'Ecluse, Jubergein, La Rousselière, Rives) and in Leugny-sur-Creuse, there is in the lower terrace an abundant occurrence of wind-worn relics which are either Upper-Paleolithic, older Mous-

terian with Acheulean elements, or Acheulean, that became uncovered owing to the activity of denudating agents. Some slope formations built up of local material rest upon the same terrace. Their base, which is here and there disturbed by cryoturbation, was found to contain relics characteristic of early Mousterian industries and exhibiting distinctly Acheulean elements. The age of the slope formations is synchronized with that of the loess of northern France. These formations as well as the loess overlie fluvial deposits, containing as a rule, relics of industries older than those found in the earlier loess, slope formations and deposits as well as in the cave dwellings. The authors think that the occurrence in fluvial deposits of relics typical of older loess and slope formations can be only due to a decrease of water action during the period subsequent to the Early Mousterian one.

The traces of eolian smoothing up of the relics belonging to different periods vary widely. Neolithic relics, especially those found in dunes are severely wind-worn, whereas Early Paleolithic ones, even those occurring in sandy formations, do not always show traces of wind-action. This can be best observed in finds belonging to Magdalenian industries. Mousterian implements from the loess localities — where they are found in the base gravels underlying the loess — are always severely wind-worn. This shows that they have been for a long time lying on the surface, unprotected by loess and exposed to the action of eolian sand-blast. In Goderville, the upper Mousterian tools found at the base of the younger Tertiary loess bears very distinct traces of eolian smoothing, whereas the Perigordian industry from the same locality is completely unaffected by wind-action. Analysis of chronologically older material shows that Acheulean finds do practically never display any traces of wind-action. Some evidence of eolian destruction can be found only in those relics which became uncovered owing to processes of erosion. They were submitted to wind-action most probably at the same time as the Mousterian relics mentioned above. The Acheulean finds lying in alluvial deposits as well as the Micoquian implements found in the older loess, are never affected by wind-action.

Observational data concerning the intensity of frost weathering (*le cryoclastisme*) of the particular sets of relics of a different age are highly interesting. The Neolithic flint implants from the Ardennes and the Cévennes, show in fact some traces of frost-cracks. However the flint nucleus occurring in abundance on the surface (e.g. in Grand Presigny) are quite „fresh”, and even to-day regular blades and flakes can be cut off them. Even under a strong blow, they do not fall into pieces. Mesolithic relics were observed to behave in the same manner. On the contrary, the majority of Paleolithic relics, whether younger Paleolithic, Mousterian or Acheulean independantly of the fact in which formation they were lying underwent very severe frost-weathering. It seems interesting however, that in some cases only an insignificant part of the relics found in a locality underwent severe frost-weathering while the rest is but slightly affected by weathering. Such cases were observed to occur in the sets of Mousterian and Aurignacian relics in Villejuif and Montiers. This seems the more startling as in both these localities the finds are severely wind-worn, which means that they must have been lying on the surface for a long period. The authors fail to explain the causes of the phenomenon.

Analysis of the totality of the finds shows that the agencies causing frost weathering were most active at the time of occurrence of the Late Micoquian industries, at the beginning of the Mousterian period. The writers think that the culminating point of frost-weathering preceded the period when the material became most intensively wind-worn.

In their concluding remarks the authors state that such factors as the decrease of the activity of both running waters and wind-action as well as low temperatures were discontinuous and that these factors did not operate simultaneously. On the support

of their observations the writers believe these processes to have developed their activity after the close of the older Mousterian period. The degree of preservation of the relics from Charente shows that wind-action decreased toward the close of the Aurignacian period, while traces of frost-weathering are still very conspicuous in relics belonging to the Magdalenian period. The results of these observations are of the highest interest. However it seems regrettable that the authors have failed to make any attempt in order to synchronize their observations with the particular periods of the Pleistocene.

*Maria Chmielewska*

Alfred Dürker — *Die Periglazial-Erscheinungen im holsteinischen Pleistozän. Göttinger Geographische Abhandlungen*, H. 16, 1954: Studien über die Periglazial-Erscheinungen in Mitteleuropa, Teil III; Studien aus dem Norddeutschen Tiefland; p. 7—54, 1 dessin et 1 table dans le texte; 16 photographies et 1 carte hors texte.

On a constaté sur le territoire sud du duché de Holstein des faits prouvant que l'influence du milieu périglaciaire s'exerçait non seulement dans la région de la glaciation de la Saale, mais également pendant la glaciation de la Vistule dans ses plus anciens stades. Certains phénomènes ne se rattachent qu'au territoire de la plus ancienne glaciation, d'autres par contre existent sur tout le terrain étudié — ils ne diffèrent que par la manière dont ils se sont façonnés.

En règle générale les effets de l'activité éolienne paraissent dans les formations plus anciennes, seuls les éologlyptolithes se rencontrent aussi dans la région de la glaciation de la Vistule.

Les couvertures de déflation sont des formes assez communes; on les rencontre presque uniquement sur les cônes de transition de la Saale. Dans ces pavés les éologlyptolithes (40—90) constituent un pourcentage important. Le plus souvent leur position n'est pas normale; ils s'en écartent quelquefois ou même sont rangés verticalement. Sous les couvertures de déflation gisent souvent les zones de matériaux cryoturbés; par contre, les sables mouvants apparaissent habituellement au-dessus des couvertures.

Une telle situation prouve que les perturbations se produisaient presque au moment même de la formation des éologlyptolithes et des pavés de déflation. Etant donné que dans les formations pléistocènes plus jeunes il n'y a pas de couvertures de déflation, mais il y a des éologlyptolithes, on peut admettre qu'aussi bien ces derniers que ceux qui apparaissent dans les formations de la Saale se sont façonnés pendant la poussée du glacier de la Vistule. Les cailloux façonnés par le vent qu'on rencontrait dans le pléistocène plus jeune ne sont probablement que les restes d'anciens pavés de déflation transformés par la poussée du glacier. Comme l'épaisseur de ce dernier n'était pas importante, les éologlyptolithes n'ont pas été détruits.

De même la formation des sables mouvants se rattache à la période de la poussée du glacier de la Vistule. Le manque de ces sables dans la région des formations pléistocènes plus jeunes prouve que dans les plus jeunes phases de glaciation l'activité du vent était plus faible.

Les phénomènes de gel sont plus répandus que les effets de l'activité éolienne. Les structures de cryoturbation, les fentes en coin ainsi que les cailloux fissurés par le gel apparaissent tant dans la région de glaciation de la Saale que dans celle de la Vistule.

Cependant l'auteur attire l'attention sur ce fait que les phénomènes de gel sont beaucoup plus fréquents dans les formations de la glaciation plus ancienne. Il existe aussi une différence dans la façon dont ils se sont formés. Les structures de cryoturbation

et les fentes en coin qu'on connaît des terrains de glaciation de la Saale sont plus grandes et plus typiques que celles qui apparaissent dans la région de glaciation de la Vistule.

Les observations de A. Dücke r fournissent de nouvelles données concernant l'existence du milieu périglaciaire dans l'Allemagne du nord encore à l'époque de la glaciation tardive.

*A. Sadłowska*

Kunio Kobayashi — An introduction to periglacial or subnival morphology in Japan. *Journal of Faculty of Liberal Arts and Science*, Shinshu University, Matsumoto, Japan, No 12, 1955, p. 23—38, 5 dessins, 2 tables, 12 photographies hors texte.

L'auteur passe en revue les phénomènes périglaciaires qui se sont produits au Japon. Les formes périglaciaires sont fortement développées dans les parties supérieures des Alpes Japonaises où règne actuellement le climat périglaciaire. Au Japon, les études des phénomènes de gel sont peu avancées. C'est Tanaka et Hashimoto qui les premiers ont discerné, en 1920, les polygones hexagonaux. En 1928, on tente d'expliquer quel est le mécanisme du développement des sols polygonaux (S. Fujiwara). Dernièrement l'auteur et ses collaborateurs ont entrepris des études expérimentales concernant les écoulements de terre.

L'extension du *Pinus pumila* qui est généralement considérée comme limite supérieure de la végétation des arbisseaux atteint dans les Alpes Japonaises l'altitude de 2 500 m environ. Plus haut on ne rencontre que la végétation herbacée et les surfaces nues qui constituent les régions les plus favorables à l'action du gel. Les surfaces plates, bien développées des crêtes de montagnes sur lesquelles l'eau courante n'agit pas, favorisent la conservation des formes périglaciaires. L'extension de *Betula Ermani* var. *Communis* marque la limite supérieure de la forêt. Elle dépend de la longueur de la période végétative et constitue la limite inférieure des sols structuraux.

Vu le manque de stations météorologiques dans les Alpes Japonaises, les données concernant la température se rapportent à l'atmosphère libre. Les valeurs réelles de température sur les versants font défaut. Comme les crêtes des montagnes sont dirigées du Nord au Sud et que les vents de l'ouest prédominent, il en résulte la prépondérance des chutes de neige et des jours nuageux sur les versants est. En conséquence les versants ouest sont propices à l'action de la solifluction et les versants est créent des conditions favorables pour la formation des glaciers. La forte action des eaux de fonte sur les versants est occasionne l'asymétrie des crêtes de montagne si caractéristique pour les Alpes Japonaises. Les versants est sont habituellement plus raides que les versants ouest.

Les polygones de pierres qui portent au Japon le nom de *kikkorekitai* ou *kikkosareki* apparaissent sur les crêtes plates des montagnes; sur les surfaces légèrement inclinées on rencontre des formes intermédiaires entre les polygones et les bandes de pierres. La grandeur des polygones vacille dans les limites partant de 150 cm à l'altitude de 2 050 m jusqu'à 10 cm à l'altitude de 340 m. Les bandes de pierres sont fréquentes sur les surfaces dont l'inclinaison ne dépasse pas 20°. L'auteur a constaté que, dans les bornes des bandes, les pierres sont disposées parallèlement à la direction de leur cours. Au cours de l'expérience faite par l'auteur les plaques de pierres ont eu sur le versant une tendance à se superposer par écailles; dans le stade suivant du mouvement elles auraient probablement pris la position verticale. Les polygones et les bandes de pierres se développent le mieux sur le substratum de limon. Ils trouvent dans les Alpes Japonaises des conditions de développement très favorables, car dans bien des endroits on voit apparaître la poussière volcanique. Le profil transversal des polygones et des bandes est semblable,

car les uns et les autres — comme dit l'auteur — se forment „... indéniablement en conséquence de l'action de triage des courants de convection...”

Dans la suite l'auteur donne la liste des formes périglaciaires dans les Alpes Japonaises et les endroits constatés de leur parution. Il cite les coulées pierreuses, les terrasses de gazon, les pavés de pierre, les glaciers rocheux, les cirques de nivation, les champs de pierres, les coulées de pierres sans matériaux limoneux, les crêtes de montagnes doubles et asymétriques.

Dans les Alpes Japonaises les processus périglaciaires se produisent actuellement. L'auteur n'a trouvé nulle part de formes fossiles distinctes, néanmoins il rapporte au pléistocène le commencement du développement des structures qui sont actuellement en activité et constate que l'action contemporaine du gel est moins intense par suite de l'adoucissement du climat et d'une végétation plus riche.

L'auteur admet la théorie de convection du développement des sols structuraux sans la soutenir par des conceptions résultant de ses propres recherches. Dernièrement cette théorie est fortement critiquée et sa position est fortement ébranlée au profit d'autres hypothèses<sup>1</sup>. Il semble donc étonnant que l'auteur ait accepté justement cette théorie du développement des polygones sans aucune réserve.

L'emploi fréquent fait par l'auteur des termes allemands provoque quelque réserve, d'autant plus qu'il y a dans la langue anglaise des termes correspondants (p. ex. *Strukturböden*, *Waldgrenze*, *Abspülung*).

L'article n'apporte rien de nouveau dans les problèmes périglaciaires généraux, mais il signale l'existence de terrains périglaciaires inconnus jusqu'à présent, terrains riches en différentes formes de gel. Par cet article nous apprenons qu'un nouveau centre de recherches périglaciaires sera créé au Japon sous la direction de l'auteur.

B. Manikowska

Herbert Lem bke — Die Periglazial-Erscheinungen im Jungmoränengebiet westlich des Oder-Bruchs bei Freienwalde. *Göttinger Geographische Abhandlungen*, H. 16, 1954: Studien über die Periglazial-Erscheinungen in Mitteleuropa, Teil III; Studien aus dem Norddeutschen Tiefland, p. 56—94, 3 dessins et 1 table dans le texte, 1 carte hors texte.

L'auteur attire l'attention sur le rôle du milieu périglaciaire dans la formation du relief des terrains situés dans la zone de bord du stade de Francfort.

Sur la rive gauche de l'Oder, aux environs de Freienwalde, paraissent des vallées à fond plat (*Kastentäler*) de 3—8 km de long et près de 400 m de large; elles ont des versants raides et une pente égalisée. Ces formes sont aujourd'hui en majorité complètement sèches, seulement dans leurs segments inférieurs apparaît un filet d'eau entaillé dans un large fond.

On admet généralement que ces formes sont le résultat de l'érosion postglaciaire et qui dure jusqu'aujourd'hui dans la zone du bord de la *pradolina*. On connaît pourtant des avis selon lesquels ces formes sont considérées comme des vallées fossiles et on explique de différente manière leur formation (Berendt 1897, Wahnschaffe 1908). Lembke se penche vers cette opinion, mais il en donne une autre genèse.

L'auteur définit l'âge des vallées à l'aide des terrasses bien datées de l'Oder. Toutes les formes décrites coupent la jeune terrasse de l'Oder qui correspond au stade baltique ou même à une période plus tardive, c'est-à-dire que ces formes sont plus jeunes que la

<sup>1</sup> A. L. Washburn — Classification of patterned ground and review of suggested origins. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 67, nr 7, 1956.

terrasse. Lembke définit les conditions dans lesquelles se forme ce type de vallées en se basant sur la ressemblance des formes étudiées avec les vallées périglaciaires qu'on connaît des terrains des plus anciennes glaciations et des régions arctiques actuelles (fonds larges, plats et secs, versants raides, pente relativement raide mais égalisée).

L'auteur se réfère aux résultats des recherches obtenues par nombre de savants et admet les mêmes conditions pour la formation des vallées aux environs de Freienwalde au déclin du glaciaire et du postglaciaire que celles qui existaient dans des régions des glaciations plus anciennes c'est-à-dire que l'auteur rattache la formation de ces vallées à la présence du pergélisol.

L'auteur ne s'arrête pas aux observations concernant la forme des vallées, mais il examine le matériau qui sert à la construction des fonds des vallées et des cônes. Il a constaté que la partie supérieure des fonds et des cônes est formée de sables non stratifiés contenant de petits cailloux; plus bas apparaît une série de cailloux sous lesquels paraissent les graviers nettement stratifiés. Se basant sur la mensuration de l'indice de l'émuosse ainsi que sur la direction des grands axes des cailloux, l'auteur arrive à cette conclusion que les sables inférieurs sont des dépôts fluviaux et les sables supérieurs des dépôts de solifluction.

Le m b k e explique la formation des vallées sèches de la façon suivante. Sur le terrain situé entre la mer Baltique et le stade brandebourgeois existait probablement le pergélisol, en conséquence le reflux particulièrement violent pendant la fonte des neiges se faisait superficiellement. A la fin du glaciaire tardif l'activité de l'eau courante a diminué par contre c'est la solifluction qui a commencé à agir.

L'auteur signale que sur le territoire étudié il n'a rencontré nulle part de structures périglaciaires qui auraient été la meilleure preuve de la présence du pergélisol. Toutefois il se réfère aux recherches des savants hollandais, Van der Hammen et G. G. Maarleveld qui ont trouvé des structures cryoturbées à Veluwe dans les formations Alleröd.

On a touché dans l'ouvrage le problème de la différence qui existe entre la région des anciennes et de la plus jeune glaciation. Lembke considère qu'elle ne résulte que de la différente durée du milieu périglaciaire dans les deux régions.

La parution relativement rare des structures périglaciaires sur les terrains de la plus jeune glaciation peut s'expliquer, entre autres, par leur destruction ultérieure en conséquence de la fonte de la glace morte. L'auteur décrit de nombreuses marmites paraissant dans les fonds des vallées et suppose que les structures périglaciaires pouvaient également être détruites pendant l'effondrement du matériau emprisonné dans la glace morte.

A la fin de l'ouvrage Lembke constate que la région de la plus jeune glaciation ne présente pas de paysage d'accumulation bien net, mais renferme des éléments du relief de dénudation lié au milieu périglaciaire.

*A. Sadłowska*

G. C. Maarleveld, J. C. Van den Toorn — Pseudosölle in Noord-Nederland. *Tijdschrift van het Koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap*, t. 72, nr 4, 1955.

The authors attribute to periglacial causes the origin of certain forms similar in type to the kettle holes (*Sölle*) encountered in the Netherlands. The conception is not a new one. Just in Poland a similar explanation was advanced a few years ago to account for the origin of the kettle holes occurring throughout the Middle European lowland<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> B. Halicki — Rola lodu gruntowego w kształtowaniu plejstoceńskich form peryglacialnych (summary: The role of ground ice in shaping Pleistocene periglacial forms). *Acta Geol. Polonica*, t. 2, 1951.

A. Kalniet — Zagadnienie genezy i wieku tzw. oczek lodowcowych (résumé: Sur la genèse et l'âge géologique de petits lacs du type „Sölle“ dans la Plaine Polonaise). *Wiadomości Muzeum Ziemi*, t. 6, 1952.

According to the Dutch authors, certain closed up pits of the kettle hole type which occur in East Frisia may be remnants of melted ice-hills of the same type of the pingo, which are to-day wide-spread in Greenland and also known to occur in Alaska.

Pingos veneered with some depositional or peat-soil cover may average in size about several hundred mtrs. in diameter and a few tens of mtrs. in height. Ice lenses of such volume are due to the expansion of freezing water, to hydrostatic pressure of ground water and crystallizing power of ice. In the centre of the top portion of the pingo a sort of crater is formed through which ground water escapes under pressure. Congeliflual processes on the slopes lead to the formation of a „ring”, a sort of low rampart surrounding the hill.

The small decaying lake near Siegerswoude constitutes a form vividly reminiscent of a melted pingo. The authors assumption was confirmed by the results of a series of borings which revealed even the presence around the lake of a „ring” of boulder clay — the initial moraine cover of the ancient pingo — overlying the adjacent sands. Several other lakes may be of the same origin.

B. Halicki

S. G. Parkhomienko — Zamierzanie potchv i rykhlykh gornykh porod (Congélation du sol et des roches meubles). *Materialy k osnovam utchenia o mierslykh zonakh ziemnoi kory*, nr 3, Izdatielstvo Akad. Nauk SSSR, Moscow 1956; p. 40—84, 6 fig. et 2 tabl.

Dans l'introduction l'auteur explique la notion de certains termes concernant les phénomènes de la congélation des roches et des sols et il consacre assez de temps à passer en revue les résultats des recherches faites antérieurement.

Les recherches faites au XIX-me siècle et au début du XX-me siècle ont démontré que l'eau contenue dans le sol se trouve sous l'influence de l'activité chimique du sol et des corps solides qui causent la formation de l'humidité capillaire, en pellicule et hygroscopique. L'auteur souligne la forme de l'analyse physico-chimique établie par Kur-nakovski. Elle consiste à expliquer comment la baisse de la température des solutions dépend quantitativement de leur concentration. Les recherches concernant la dépendance qui existe entre l'importance de la baisse de la température et le degré de concentration des solutions ont permis de découvrir le groupe des hydrates, c'est-à-dire des combinaisons de différentes substances avec l'eau. Jusqu'au début du XX-me siècle on ne connaissait dans la nature qu'une seule variété du minéral cryophyllien — la glace ordinaire ou glace I dont la température de fusion s'élève à 0°C. En 1900, Tammann a signalé encore deux modifications de la glace: glace II et glace III. Ces variétés peuvent exister sous de hautes pressions. P. Bridgeman (1912) a obtenu deux autres modifications de glace — glace V et glace VI en étudiant l'état de l'eau à la température allant jusqu'à  $-30^{\circ}\text{C}$  et à la pression allant jusqu'à  $20\,000\text{ kg/cm}^2$ . Selon l'avis de l'auteur les minéraux cryophylliens énumérés ci-dessus n'épuisent pas la liste de toutes les variétés. Il résulte de ce fait que la congélation des sols et des roches est un processus physico-chimique très compliqué.

Le processus de gel influe sur le changement du caractère des masses qui gélent. Ceci se manifeste dans le changement de la teinte, de la résistance à l'action mécanique, de la perméabilité à l'eau et à l'air, du volume, de la capacité thermique, de la conductibilité thermique et électrique, de la texture, de la structure etc. Chacun des traits cités peut faire l'objet d'une étude spéciale.

L'auteur croit que c'est dans les laboratoires et en terrain dans les postes de congélation que les recherches concernant la congélation des sols et des roches devraient être faites. Dernièrement, à côté des changements thermiques, le problème des changements de volume (méthode volumétrique) se manifestant par le gonflement des sols joue un plus grand rôle dans les recherches. La construction et l'analyse des courbes de gonflement devraient servir de base dans les recherches concernant la couverture du sol. L'auteur a inséré dans le texte un dessin qui présente les couches du gonflement de la couverture du sol et il discute les traits qui montrent le caractère du cours du gel et du dégel. L'auteur trouve que, pour obtenir le tableau complet des transformations se produisant à de différentes profondeurs dans la masse qui gèle, il est indispensable d'unir dans les recherches la méthode thermique à la méthode volumétrique et de tirer profit des courbes des variations de température et de gonflement conjointement avec l'étude en laboratoire d'échantillons de sols et de roches meubles.

Dans le premier chapitre l'auteur nous donne une caractéristique précise de la structure et des propriétés physiques des solutions aqueuses dans les sols et les roches. Il résulte de la description de l'influence des molécules solides sur le système aqueux environnant<sup>1</sup> que les couches moléculaires de l'eau hygroscopique se trouvant le plus près des molécules solides possèdent la plus grande pression intérieure. Dans certaines conditions cette pression peut atteindre la valeur de 100 000 kg/cm<sup>2</sup>. Ce fait explique la possibilité de la formation des modifications de la glace V et de la glace VI appelée par Viernadski et Kablukov (1934) glace chaude, car elle peut se former dans une température au-dessus de 0°. Ces relations expriment les données présentées dans le tableau I.

Le caractère des pores et des fissures du sol joue un grand rôle dans la formation du sol gelé. Du caractère des pores et des fissures dépendent: la vitesse de congélation, le caractère des minéraux cryophylliens qui se forment, la texture et la structure des roches cryophylliennes etc. A ce point de vue les roches présentent des conditions relativement bonnes.

L'auteur s'arrête plus longtemps sur les considérations théoriques du problème de la cristallisation des solutions dans les sols et les roches. A ce point de vue le diagramme de l'équilibre existant entre l'eau et les cinq formes de glace fait d'après W. P. Bridgeman est très instructif. Ce diagramme ainsi que le tableau I font comprendre que la température de congélation dépend du degré de pression, dans les couches moléculaires qui entourent les molécules du corps solide. En résultat de la pression différenciée dans les limites des couches moléculaires se forment les variétés de glace II, III, V et VI dans différentes conditions thermiques.

Dans la suite l'auteur examine les causes de la baisse de la température de congélation des solutions. Il apparaît que l'attraction réciproque des ions des solutions et des dipôles des molécules d'eau est une de ces causes. La présence de molécules du corps solide est également une cause de la baisse de température de congélation. Selon l'auteur cette baisse de température de congélation des solutions dans les sols et les roches équivaut d'une part à la somme des baisses moléculaires de la température de congélation provoquées par les causes ci-dessus mentionnées et d'autre part à la somme de la pression différenciée.

Dans le chapitre III l'auteur expose largement ses idées concernant la congélation de l'eau dans le sol ainsi que les phénomènes qui l'accompagnent. L'auteur y souligne aussi la formation des minéraux cryophylliens en dehors de celle de la glace. Cette for-

<sup>1</sup> D'après l'opinion de A. F. Le bie diev la partie extérieure du système c'est l'eau de gravitation: la partie intermédiaire — l'eau en pellicule et la partie intérieure — l'eau hygroscopique.

mation dépend de la présence dans le sol des combinaisons chimiques sous la forme des sels.

L'ouvrage de Parkhomienko est une position de haute importance dans le domaine de la littérature qui explique les processus de la congélation du sol et des roches meubles. Une étude minutieuse de la question des causes des phénomènes ayant lieu pendant la congélation permet la compréhension du problème. L'auteur souligne clairement que son ouvrage n'épuise pas la question et qu'il est indispensable de poursuivre d'autres recherches. Son ouvrage ne fait que donner des renseignements sur l'état des connaissances actuelles concernant le problème et par le fait même pousse à continuer des recherches dans ce domaine. Ceci permettra de connaître l'influence du gel sur les mouvements des sols et le changement de leur volume.

*Henryk Gawlik*

F. Prošek, V. Ložek — Sprášový profil v Bance u Piešťan, Západní Slovensko (summary: The loess section at Banka near Piešťany). *Anthropozoikum*, III, 1953, p. 301 — 323, Prague 1954; 1 dessin dans le texte, 2 tables, résumés en russe et en anglais.

Le profil loessique à Bance sur le Váh en Slovaquie de l'ouest est — selon l'avis des auteurs — un des plus importants profils connus sur le territoire de ce pays. Se basant d'une part sur l'analyse du profil même, de l'autre sur de riches matériaux comparés d'autres postes, Ložek et Prošek essaient d'expliquer la triple sédimentation du loess pendant la dernière glaciation.

En dehors des formations holocènes dans le profil apparaissent: trois couches loessiques: la couche supérieure à l'épaisseur de 8—9 m, moyenne (épaisseur ca 1 m) et le loess inférieur (épaisseur ca 4,8 m). Trois niveaux d'altérés argileux les suivent. Le premier, celui du haut, est perturbé par la solifluction (ca 0,55 m); le niveau du milieu, du type de sol fossile, à une épaisseur de ca 1,5 m et celui du bas, étant également du type de sol fossile, rappelle la terra rossa. C'est le dernier niveau de ce profil qui n'est pas découvert en entier. Les auteurs le considèrent comme la formation interglaciaire de Riss-Würm. On y a trouvé des débris de charbons de bois (hêtre, if) ainsi que les vestiges archéologiques isolés (le noyau radiolarite du type moustérien). Cependant les trois loess distingués correspondraient aux trois stades successifs de la glaciation de Würm. Les niveaux d'altérés argileux qui les séparent représentent les interstadiaires W 1—2 et W 2—3. Le premier a indéniablement le caractère du sol fossile. Le niveau supérieur diffère des loess qu'il sépare, uniquement par sa teinte légèrement plus foncée, son moindre contenu en  $\text{CaCo}_3$  et une plus grande addition de particules d'humus. Néanmoins les auteurs considèrent que ce sont des critères suffisants pour en dégager un interstadiaire spécial, d'autant plus qu'on a p. ex. constaté à plusieurs reprises dans les profils loessiques de l'Europe centrale la présence des deux niveaux plus chauds.

Une telle interprétation est complétée par l'analyse de débris organiques — des mollusques en premier lieu. Cette analyse a démontré que dans la partie inférieure du profil (argile loessique, loess inférieur) est apparue une faune de mollusques de climat plus chaud (*Striata*-faune), dans le loess du milieu, par contre, une faune transitoire; et dans le loess supérieur des espèces de climats plus froids (*Columella*-faune).

L'affleurement de Banca procure à l'archéologie des données bien intéressantes. On y a trouvé les plus anciens vestiges moustériens de la Slovaquie de l'ouest. Jusqu'à présent on ne connaissait de ce terrain que le paléolithique plus jeune et un seul poste moustérien rattaché pourtant au premier stade de Würm et non à l'interglaciaire Riss-Würm.

Nous pouvons placer le profil étudié dans le schéma de Soergel-Zeuner bien que les conclusions concernant le climat aient été basées avant tout sur la faune de mollusques qui cependant ne présentait pas dans les formations respectives de trop importantes différences. Ce qu'il y a d'avantageux dans la méthode de travail des savants tchécoslovaques c'est leur tendance à envisager les problèmes étudiés à tous les points de vue. Dans ce cas aussi les spécialistes de différentes disciplines ont collaboré: archéologues, géologues, paléobotanistes. Ceci a permis de contrôler toutes les conclusions aussi pleinement que possible. Il est regrettable que les auteurs aient consacré dans leur publication trop peu de place à l'étude des structures constatées dans certaines couches. Ainsi p. ex. dans le niveau d'altéré argileux supérieur considéré comme interstadiaire les auteurs interprètent confusément la solifluction qui y paraît nettement. Ce phénomène peut pourtant permettre qu'on en tire d'autres conclusions d'autant plus que le caractère plus chaud de tout le niveau se marque d'une façon trop faible.

Hanna Więckowska

Zdeněk Roth — Základové půdy údolních přehrad jako výsledek pleistocenního podnebí. *Sborník Ústředního Ústavu Geologického*, odd. geologický, svazek 21, 1954, Prague 1955; p. 675—720, 8 illustrations dans le texte, 5 tables, résumés en russe et en anglais.

En pratique, surtout dans la construction, nous rencontrons des problèmes étroitement liés aux problèmes périglaciaires pléistocènes. Dans son article l'auteur attire l'attention sur les phénomènes les plus intéressants qui se sont produits à la suite de la désintégration périglaciaire et arrive aux conclusions qui doivent être prises en considération quand on procède à la construction des barrages.

En dehors du compte-rendu de la littérature, Roth mentionne dans l'introduction de son ouvrage les principales structures de gel et parle surtout du pergélisol et de la solifluction (congélifluction). Le pergélisol qui paraissait jadis sur nos territoires a provoqué l'émettement et l'altération du substratum rocheux dont l'intensité dépendait surtout de la structure géologique et du milieu géographique. Dans les roches massives ce sont avant tout les fentes et les fissures remplies actuellement de débris plus fins qui sont le résultat de l'action du gel dans le pléistocène. Sur le terrain du Massif Tchèque paraît dans les marnes fissurées, les roches argileuses, les schistes, les quartzites, les aplites et autres une forte altération des matériaux rocheux causée par le gel. On observe cette altération dans presque chaque affleurement plus important. Dans les roches dures qui au début n'étaient pas couvertes d'un si dense réseau de fentes, se produisait d'abord, à la suite des processus de gel, une fissilité normale parallèle à la surface pléistocène de ce temps. Cependant plus près de la surface on remarque une fissilité „par plaques”, tandis que en profondeur elle se présente en gros bancs. Une fissilité parallèle semblable paraît dans les roches dont les éluvions sont granuleuses (dans les éluvions des graniits la fissilité parallèle atteint une profondeur de 8 à 10 m). Le gonflement des lentilles de glace provoquant l'éclatement mécanique et la fissuration des roches a contribué à la formation des plans de fissilité. Pendant le pléistocène la profonde percolation du gel dans les roches a provoqué dans la zone périglaciaire l'émettement du substratum rocheux allant bien en profondeur. On doit y faire grande attention surtout dans la géologie à l'usage des ingénieurs.

L'auteur démontre les faits ci-dessus cités sur l'exemple du barrage de Lipno (Tchécoslovaquie) où, en posant les fondements il a fallu prendre en considération l'altération de la roche.

Une partie spéciale de l'ouvrage de Z. Roth se rapporte aux postes du plateau Suisse, aux régions sousalpines, aux Alpes, à la presqu'île Armoricaine (la Bretagne) et au Massif Central français que l'auteur a visités personnellement.

Barrage à arc (80 m de haut) dans la vallée en cagnon de la rivière Sarine près de Rossens en Suisse occidentale. — La vallée s'entaille plus de 80 m dans la molasse miocène — principalement de grès; la moraine de fond de la glaciation de Würm recouvre de quelques mètres d'épaisseur le plateau remodelé par le glacier. On n'y a pas constaté de phénomènes fossiles typiques se produisant à la suite de l'influence du gel. La fissuration des grès s'est produite déjà au pliocène quand la couche épaisse de la molasse miocène a été légèrement plissée. On a établi la profondeur des fondements presque exclusivement sur la base de la structure géologique et non uniquement du point de vue de la statique comme on le fait ordinairement en élévant des barrages à arc.

L'auteur donne comme exemple de la négligence de l'étude géologique précise un des plus anciens barrages européens à Montsalvens sur la rivière Jigne près de Broc. On n'avait pas remarqué qu'au sud de l'endroit où on a élevé le barrage se trouvait une vieille vallée ensevelie sous des formations plus jeunes. Cette vallée, en passant du réservoir au bassin avoisinant, était cause de pertes sensibles d'eau tant qu'on n'a pas rendu imperméable ces dépôts par une couche de marnes.

Dans les Alpes où les vallées sont sculptées par les glaciers de montagnes (les vallées de glacier avec des dépôts glaciaires et fluvioglaciaires au fond), le glacier a enlevé les, parties meubles des roches qui se trouvaient dans l'extension de son influence. En construisant les barrages on ne doit pas tenir compte d'une si épaise couverture de débris, car en Suisse, dans des régions qui étaient jadis couvertes de glacier, l'altération des roches n'a pas été aussi importante que chez nous. Ceci s'explique principalement par ce fait que pendant la dernière glaciation, quand le découvrement des pentes atteignait chez nous son maximum, presque tout le territoire suisse était recouvert d'un immense glacier qui ne permettait pas au gel de pénétrer le substratum rocheux bien en profondeur.

L'auteur a eu l'occasion d'étudier en France sur la presqu'île Armoricaine le problème de la destruction pléistocène des parties supérieures du substratum rocheux. Il y faisait spécialement attention aux profils découverts pendant la construction des routes ainsi que dans les affleurements cotiers naturels etc. Aux environs de la ville de Poligné, en Bretagne centrale, sur le substratum formé de schistes reposent des éluvions de plus d'un mètre d'épaisseur et une nette limite les sépare du substratum intact. On ne connaît donc pas dans cette région de fentes en coin, de cryoturbations et d'altération des parties superficielles de roches. C'est donc un substratum qui n'a pas été touché par des changements mécaniques et la zone de gel et de dégel ou la désintégration de l'éluvion devenait intense gisait au-dessus de lui. Seuls les blocs durs du quartzite armoricain (Ordovicien) ont subi, principalement sur des pentes plus raides, une plus intense activité de processus de versants. Ce n'est qu'exceptionnellement qu'on peut comparer cette intensité à la destruction du substratum rocheux sur le territoire du Massif Tchèque. Dans la carrière située près de Pontréan, au sud de Rennes, l'auteur a trouvé sur le versant une couche de détritus rocheux — probablement de solifluction — qui avait 2 m d'épaisseur. L'altération de la roche n'y apparaissait pas et la destruction de la surface du substratum était insignifiante. Les phénomènes périglaciaires types, tels que coulées de cailloux et champs de pierres sont en Bretagne relativement peu nombreux. Près des côtes de la Bretagne Roth a observé une coulée sous-marine de cailloux (cailloux à angles aigus atteignant 2 m) recouverte d'un manteau d'argile loessique de plus de 5 m d'épaisseur. Les vagues ont façonné ces blocs d'un matériau fin et peu résistant. En Bretagne

les formes cryoturbées typiques se développent très rarement, toutefois leurs restes prouvent que la solifluction y était un phénomène général.

Sur le territoire du Massif Central également la parution des mouvements de versants est liée le plus souvent avec des pentes raides. Le détritus en blocs y fait défaut, ce qui prouve que le substratum y est relativement peu détruit par les facteurs mécaniques agissant sur la surface. Les niveaux typiques de solifluction qui attestent d'intenses mouvements périglaciaires du sol n'apparaissent en de plus grandes dimensions que sur des altitudes plus importantes au-dessus de la mer. L'auteur attire l'attention sur des formations de solifluction qui apparaissent dans le Massif Central avec des blocs rocheux ainsi que sur le détritus de solifluction bien épais avec des blocs. Il mentionne aussi les travaux sur les rivières telles que la Maronne, la Truyère, la Dordogne, l'Ause et autres. Il cite des problèmes du domaine de la géologie, de la technique et de la construction; il s'occupe non seulement des facteurs naturels tels que: éclatement des roches, compressibilité et tension se produisant dans les roches etc., mais également de différents moyens qui réagissent contre eux et dont l'application est indispensable dans la construction.

En dehors de la parution des phénomènes fossiles périglaciaires et pléistocènes sur les territoires cités, l'auteur mentionne également les structures de gel du sol contemporaines et subrécentes. En France les formes typiques paraissent sur des altitudes plus élevées au-dessus du niveau de la mer qu'en Tchécoslovaquie. C'est aussi la preuve d'une plus petite intensité de destruction de la superficie du substratum sur la majeure partie du territoire de la France. Ceci est également prouvé par les savants français. On a constaté dans les Basses-Alpes et dans les Pyrénées la parution du pergélisol malgré la parution de la solifluction contemporaine (congélifluction). Dans les Alpes et les Pyrénées les coulées de cailloux paraissent déjà à partir de 2250 m d'altitude sur des versants à l'inclinaison de 3° à 24° et elles renferment une masse argileuse jusqu'à 2700 m d'altitude; sur des altitudes plus grandes elle est déjà délavée.

En comparant les conditions géologiques chez nous, en Suisse et en France par rapport au problème de la construction des barrages, l'auteur souligne que, vu une plus intense altération du substratum rocheux dans le pléistocène, on doit construire les barrages sur des fondements plus profonds.

*Josef Sekyra*

P. F. Shvecov — O principah rayonirovaniya mnogoletnney kriolitozony (On the principles of division into regions of the long-lasting cryolitozone). *Materialy k osnovam ucheniya o mierzlyh zonah ziemnoj kory*, vyp. III, Akad. Nauk SSSR, Institut Mierzlotoviedieniya, Moskva 1956, p. 18—39

The author discusses the problem of the division into regions of the zone of occurrence of frozen ground. In Russian literature little attention has in general been given to this question. On maps, particular areas of frozen subsoil were usually distinguished on the support of quantitative data relating to temperature, thickness and continuity of the frozen layer. The qualitative aspect of the problem was completely neglected. For example, the petrographic character of the bedrock, the grain-size and the resulting development of the physico-chemical processes in the freezing ground was not taken into account. Such an approach to the problem does not satisfy the demands of present day science and practice. The need for a new classification, based on the achievements of

modern science and supplying, at the same time, a support for the solution of different economic problems, is being felt.

Shvecov presents the views of different authors on the subdivision of the areas of occurrence of permanently frozen ground. In 1910 Polynov distinguished in that zone four kinds of bedrock responding differently to fluctuations of temperature: solid rock, loose rock, gravel and sand, clayey bedrock and peat-bogs. Sumgin in 1927 calls attention to the influence of petrographic conditions upon the development of different processes in frozen ground. Yanovski in 1931 and Baranov in 1948 stress the importance of geology in works on the division of permanently frozen areas into regions. Lukashev in 1938 recognised ten great geomorphologic units in the area of permanently frozen ground in the USSR. On the support of Lukashev's principles Popov in 1925 presents a new schematic attempt of division into regions. He distinguishes as much as twenty units. Shvecov and Yanovski try to adapt the division of the area of tundra to the needs of architecture. They elaborate their division on the support of such data as temperature, thickness, continuity of occurrence of the frozen subsoil and lithologic characteristics of the bedrock.

The author believes that geocryology should create its own classification of the cryolithic zone into natural units. The division should be based upon internal qualities. It should counterbalance the rather external geographical classification.

Shvecov introduces the notion of geocryologic-formation. The quantitative and qualitative characteristics of such a formation directly reflect the geographic and geologic conditions of the given area. Geocryology should present a scheme of the occurrence of the particular geocryologic formations in the frozen area. Secondly, series of facies and simple geocryologic facies should be distinguished. Every phenomenon occurring inside a particular geocryologic formation is strictly connected with the exchange of warmth between the lithosphere and the atmosphere. The loss of warmth by the soil during the period of upfreezing is of special importance in the zone of permanently frozen ground. The author calls that phenomenon „the cryogenic loss of warmth”, while it was previously referred to in the Russian literature as „store of cold”. The lithologic character of the bedrock determines the cryogenic loss of warmth. A numeral definition of the cryogenic loss of warmth provides the soundest criterion for the distinction of geocryologic formations.

The author states that already at present several tens of geocryologic formations can be distinguished in the area of the USSR. He enumerates three of them as examples: the formation of arctic lowlands, that of plateaus, and that of arctic volcanic areas.

The new principle of division of the cryolithic zone into natural units presented by Shvecov is based, in the first place, on the notion of geocryologic formation. The particular types of formations are distinguished mainly on the support of lithologic characteristics of the frozen areas. It is not, however, the lithologic peculiarities that constitute the most essential characteristics of a formation, but its consequences, the physico-chemical qualities. As most characteristic the author considers the exchange of warmth between the atmosphere and the lithosphere. The value of the principle of division proposed by the author lies in the fact that it is not limited to external differences established usually by superficial observations. It inquires into the meaning and mechanics of events which are the most essential characteristics of permanently frozen ground.

A. L. Washburn — Classification of patterned ground and review of suggested origins. *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 67, nr 7, 1956; p. 823—865, 4 dessins et 21 photographies.

L'auteur a entrepris un nouvel essai de classifier les sols structuraux et de passer en revue les théories qui expliquent leur genèse. Le développement des recherches concernant le problème des sols structuraux, est entravé d'une part par une terminologie hétérogène et synonyme. D'autre part il existe des difficultés pour donner la caractéristique à trois dimensions des formes — ces difficultés résultent des conditions du creusement qu'on doit effectuer dans le pergélisol ainsi que du manque de recherches détaillées et quantitatives. Dans son travail Washburn tend surtout à écarter ces enraiemens qui résultent des défauts de la terminologie.

Washburn base la division des sols structuraux sur deux critères — celui de la forme et celui de la ségrégation des matériaux. Prenant pour base l'analyse de la forme de la construction, il distingue: les cercles, les réseaux, les polygones (à plusieurs angles), les gradins et les stries. Plus loin l'auteur différencie chacune des formes citées par rapport à la présence de la ségrégation des matériaux ou à son manque. De cette façon il obtient dix types principaux de sols structuraux. L'auteur décrit tous les types d'après un plan fixe et conséquemment suivi qui renferme: la définition, la forme et la grandeur, la composition des matériaux, la parution. Il faut faire remarquer que la description est complétée par une série de dessins et d'excellentes photographies.

La deuxième partie est consacrée à la revue des hypothèses concernant la genèse des sols structuraux. L'auteur constate que la riche littérature traitant des sols structuraux ne renferme que peu de travaux consacrés à leur genèse. Washburn a réduit les théories génétiques aux groupes suivants: 1. hypothèses basées sur l'expansion résultant du gel; 2. hypothèse de l'expansion résultant de l'absorption de l'eau par les colloïdes; 3. hypothèse de la désintégration; 4. hypothèses de contraction; 5. hypothèses de convection; 6. hypothèse basée sur les changements de la pression intergranulaire causés par l'humidité; 7. hypothèse de la fonte différenciée et du lessivage; 8. hypothèse de vibration; 9. hypothèse artésienne; 10. hypothèse de ruissellement en filets et 11. hypothèse de solifluction.

Une des hypothèses du premier groupe est l'hypothèse de la poussée des pierres des matériaux fins en conséquence de la régélation que l'auteur appelle multigelation. Washburn ne met pas en doute ce phénomène; il ne croit pourtant pas que ce phénomène soit suffisant pour expliquer les sols structuraux. Il se réfère entre autres aux opinions portant sur l'insuffisante efficacité de la régélation vu le nombre insuffisant des cycles de gel et de dégel. Cette hypothèse n'explique pas suffisamment l'étonnante régularité, la grandeur et la distance existant entre les centres de polygones voisins. Elle n'explique pas les cercles privés de ségrégation. On connaît les formes avec la ségrégation là où il n'y a pas des matériaux à fraction fine bien que ailleurs sur les surfaces horizontales possédant des matériaux mélangés fins et pierreux, les sols structuraux fassent défaut.

L'hypothèse suivante, appartenant au même groupe — celle du gonflement des masses suggère également beaucoup de doutes. D'après Sharp le mécanisme de la poussée vers le haut (*pumping up*) continue à être mystérieux; la pression des cristaux de glace de plus en plus grands explique les déplacements perpendiculaires et non latéraux qui pourraient produire des coteaux réguliers.

De même le gonflement différencié local ne peut être admis comme une explication générale de la formation des sols structuraux.

D'après Washburn l'hypothèse du mouvement cryostatique c'est l'opinion d'après laquelle les structures se forment en conséquence de la pression hydrostatique résultant

de la progression du gel de la surface à la couche perpétuellement gelée. A l'aide de cette théorie on peut expliquer quelques structures circulaires et peut-être même toute une série d'autres structures. Par contre elle ne peut servir d'explication universelle.

A ce groupe appartiennent enfin les hypothèses concernant le mouvement des matériaux se produisant en conséquence de la pression du gel dans le sol ainsi que l'hypothèse des fentes en coin.

L'hypothèse de l'expansion se produisant en conséquence de l'absorption de l'eau par les colloïdes ne peut être considérée comme explication générale étant donné qu'elle ne peut être appliquée qu'aux formations riches en marne et humus. Les régions arctiques se distinguent par une grande richesse de sols structuraux malgré un petit contenu de colloïdes ce qui résulte du manque d'électrolytes et d'une petite efficacité de la désintégration.

On ne peut également appliquer l'hypothèse de désintégration que d'une façon très restreinte. Cette hypothèse émise par Meinardus et Nansen et développée par Huxley et Odell ainsi que par Elton n'explique pas d'une manière suffisante la régularité des sols structuraux.

Les hypothèses de contraction englobent les contractions produites à la suite du dessèchement, des basses températures et de la fonte. Aucune de ces hypothèses ne peut être considérée comme l'explication générale de la genèse des sols structuraux. Quant à la contraction produite par la fonte, elle ne peut être prise en général que sous toute réserve. De sérieux doutes se lient avec des hypothèses de convection basées sur les différences de densité résultant aussi bien des causes thermiques que de la différence en humidité. Proche de la théorie de convection l'hypothèse de la pression intergranulaire se produisant sous l'influence de l'humidité provoque, selon l'auteur, moins de restrictions. Néanmoins cette théorie a un caractère spéculatif à un haut degré.

L'hypothèse de la fonte différenciée et du lessivage a une grande importance pour certains types des sols en réseau qui accusent la ségrégation des matériaux. Elle n'a pas d'importance générale et surtout elle ne peut pas être appliquée aux sols polygonaux bien réguliers.

Goldthwait et Corbel ont mis en avant l'hypothèse de la vibration. Le premier, en désignant la ségrégation qu'on peut provoquer par la vibration artificielle, démontre que la vibration se produisant sous l'influence de la multigelation cause les mêmes effets. La conception de Goldthwait mérite d'être prise en considération et d'amener des recherches adéquates. Corbel rattache la théorie de vibration aux tremblements de terre. Cette théorie exige l'étude de la coïncidence dans le temps et l'espace entre la cause émise et le résultat ainsi que le manque de cette cause sur les terrains où les sols structuraux font défaut. Des preuves convaincantes de l'existence d'une telle coïncidence manquent.

L'hypothèse artésienne est basée sur les opinions de Ulle et de Miethe. Elle admet que les eaux s'infiltrant par les fentes de contraction exercent une pression hydrostatique sur la surface encore gelée. Les matériaux fins sont soulevés à travers la surface pierreuse et en conséquence de ce fait se produisent les formes circulaires avec la ségrégation des matériaux. Un tel phénomène peut jouer un certain rôle, mais il n'est que local.

C'est de Ulle et de Cairnes que provient l'hypothèse concernant la part que joue le ruissellement en filets dans la formation de certains sols striés qui montrent la ségrégation des matériaux. Les sillons de versant marquent la concentration des matériaux pierreux. On ne peut pas considérer cette hypothèse comme une explication générale dans la genèse des sols striés. On connaît des sols striés sans aucune excavation. On rencontre ce genre de dispositions sur les terrains où il n'y a pas de ruissellement en filets et enfin la disposition des sillons de versant tend plutôt vers la disposition dendritique que parallèle.

L'hypothèse de solifluction est sans aucun doute la plus importante cause de la formation de bien des sols striés. Cependant on ne possède pas toujours de preuves directes concernant l'action de ce processus. Dans certains cas p. ex. il n'y a pas de transition et en général de liaison entre les sols striés et les autres types de structures. Par contre il y a des sols striés où le rôle du ruissellement en filets apparaît clairement.

Washburn adopte le point de vue de polygénèse des sols structuraux. Cette opinion n'est pas nouvelle, comme le constate d'ailleurs l'auteur lui-même qui se réfère surtout à l'avis exprimé par Poser en 1931, mais pour le moment c'est elle qui est démontrée d'une façon aussi complète que possible. L'explication générale doit renfermer les processus respectifs dont aucun n'est uniquement actif dans la formation de sols structuraux. Il existe non seulement différents types de sols structuraux, mais il faut tenir compte de ce fait que bien des formes apparaissent en conséquence de différents processus.

Il est probable que dans les sols polygonaux c'est le processus de desséchement qui a été engagé et, ce qui est le plus probable, aussi la contraction provoquée par les basses températures. Les résultats de ces processus apparaissent dans les climats froids et certaines formes se sont constituées en conséquence de la coopération des deux processus cités. Dans l'origine des sols circulaires c'est le gonflement local différencié et peut-être aussi les mouvements cryostatiques qui ont joué le rôle principal.

Le phénomène de la ségrégation des matériaux est expliqué en premier lieu par la poussée des pierres vers les surfaces qui gèlent à la suite de la multigelation, ainsi que par leur mouvement de gravitation et le lessivage des matériaux fins. Ces processus n'expliquent pas les sols polygonaux, circulaires et striés, mais en collaborant avec les autres processus ils décident si les formes apparaissent avec la ségrégation ou sans elle.

Il est probable que sur le versant les sols structuraux se forment principalement en conséquence de l'action de la solifluction. Ce qui est le plus probable, c'est que la différenciation des formes des structures de versant est le résultat de la collaboration de la solifluction avec les autres processus.

L'auteur trouve que le mouvement se produisant à la suite de la pression du gel dans le sol ainsi que la convection thermique doivent être éliminés des considérations sur la genèse des sols structuraux. La formation des fentes en coin, la pression artésienne et le ruissellement en filets sont des éléments mécaniques de la genèse, mais uniquement dans des conditions spéciales. Dans le sens général ils ne constituent donc pas des éléments génétiques.

Les autres processus que l'auteur passe en revue sont considérés par lui comme spéculatifs. Il croit cependant que ces processus sont comme des stimulants et ont de l'importance pour le développement ultérieur des recherches.

Washburn rappelle que la genèse des sols structuraux n'est pas encore suffisamment connue. Le plus souvent on admet pratiquement dans les recherches périglaciaires les structures respectives comme formes qui sont génétiquement connues et on en tire des conclusions sur le climat, la géomorphologie ou la stratigraphie. Il est évident que ces conclusions ultérieures peuvent être fausses si elles sont déduites de faits génétiquement douteux. C'est donc pour cette raison que l'opinion présentée par Washburn donne au point de vue général une très grande valeur à son travail.

L'article de Washburn produit l'impression d'une revue rétrospective et il faut souligner en même temps que cette revue est basée sur des principes très logiques. Cela frappe surtout dans la façon dont l'auteur présente la systématique des sols structuraux — systématique basée sur les critères descriptifs — de la forme et de la ségrégation des matériaux. C'est un principe tout à fait juste vu de nombreux doutes génétiques qui permettent pour le moment de créer la classification génétique. La tendance qu'avait l'auteur

de créer un système adéquat autant que possible l'a engagé à choisir les critères les plus généraux et les plus faciles à constater. Il semble cependant qu'on ne peut mettre de signe d'égalité entre les deux parties de la phrase précédente. Les critères les plus communs ne peuvent être forcément en même temps adéquats. Washburn commet en même temps une certaine inconséquence. Il affirme, comme de juste, que la caractéristique à trois dimensions des structures est indispensable, mais il ne remplit pas cette exigence étant donné qu'il se borne à l'étude de traits visibles à la surface.

La seconde partie, consacrée à la revue des théories génétiques, est très précieuse. C'est un tableau le plus nouveau et le plus complet sur lequel se basent les considérations critiques de l'auteur. Selon l'avis du rapporteur le nombre de théories discutées par l'auteur est plutôt trop nombreux que trop restreint. Il semble notamment que les hypothèses citées ne sont pas toutes adéquates. Les hypothèses présentées par Washburn sont principalement envisagées du point de vue mécanique. On a, par contre, consacré trop peu d'attention à l'étude du milieu dans lequel avaient lieu les processus. Ce qui frappe surtout, c'est le manque de différenciation du sol gelé en zones qui forment des domaines dynamiques distincts — domaines possédant leurs propres complexes de processus qui agissent soit seuls dans les zones, soit que tous les domaines de zone y collaborent. Il est vrai que la majorité de structures discutées par l'auteur se lient avec le mollisol, mais les fentes en coin et les veines font également partie du domaine du pergélisol.

La littérature citée par l'auteur est ample, mais elle n'est pas complète. S'il s'agit de la littérature polonaise, l'auteur n'en connaît que quelques-uns des travaux de Jahn. De nombreuses positions de la littérature russe, telles que p. ex. „Bugristye torfianiki” de Pyavtchenko y font défaut.

Jan Dylík

K. Žebera, V. Ložek, V. Kneblova, O. Fejfar, M. Mazálek — Zpráva o II etapě geologického výzkumu kvarteru v Předmosti u Přerova na Moravě (summary: Bericht über die II. Etappe der Durchforschung des Quartärs in Předmosti bei Přerov in Mähren). *Anthropozoikum*, IV, 1954, Praha 1955, pp. 291—362; 1 fig. in text, 23 tabl., summaries in Russian and German.

The work under discussion is of great importance to the knowledge of the geological stratigraphy of the known Paleolithic locality in Předmost. Although the locality was studied for a number of years and can be regarded as one of the richest Paleolithic localities in Europe, unfortunately little attention has as yet been paid to the problems of its geological stratigraphy and to its correlation to archeologic relics. The observations collected were insufficient and the results obtained by different authors were divergent.

Collective investigations conducted under the leadership of K. Žebera on behalf of the Central Geologic Institute in Prague (Ústřední Ústav Geologický) have shown, that, although the locality is considerably exploited by the numerous brickkilns active there for years, yet some parts are still preserved and their investigation may contribute new data to the knowledge of the Předmost stratigraphy. In these parts some fauna relics were still discovered, occasionally also rich remnants of malacofauna, among which some dating from the interglacial as well as archeological relics whose occurrence proves the presence in the locality of older cultural elements than it was generally assumed.

During the research work 6 profiles were exposed, 2 of which were described in detail — one in the western part of a brickkiln (the so called „Ložek” profile, the other in the eastern part of the elevation „Hradiško” („Žebera” profile).

In the „Ložek” profile there appeared 3 loess covers interbedded — to the authors opinion — with humus formations, which distinctly overlie the upper loess (Holocene soil) and the synchronized lower one from the 1 stage of the last (Würm) glaciation. The middle loess is separated from the upper one by a soliflual horizon containing lenses and small bands of moulder. The authors believe the remnants of this formation to represent an old and besides very poor soil horizon, which was destroyed by the activity of solifluction.

A second distinct soliflual level overlies the fossil soil separating the lower loess from the middle one. This soil exhibits light loess veins, which are interpreted as the fillings of mole-hill cavities.

The „Žebera” profile shows not less than four soliflual horizons — the two first ones in the top portion of the exposure and the third above the clayed level corresponding to the fossil soil that separates the lower loess from the middle one in the „Ložek” profile and underlies the fossil soil. At the bottom of the profile appears something the can be regarded as indicative of the existence of still another hitherto unexplored soliflual level. The solifluction occurring above the fossil soil contains besides loess some clay of the terra rossa type derived from the upper parts of Hradištko, which would have been formed in the Riss-Würm interglacial. Within it as well as within the fourth soliflual level appear relics of Mousterian type. In the middle (Würm) loess were discovered some not very typical manufactured products differing however distinctly from the Mousterian relics by the quality of the raw material. M. Mazálek supposes this to be the sign of a new cultural layer probably the Chellian one.

The work is largely devoted to the description of molluscs, some collections of which were discovered in different layers. Ložek attracts attention to the fact, that the kinds indicative of the coldest environment occur at the bottom of the upper loess, mainly in the soliflual layer. They belong to the so-called Columell fauna. As mentioned above interglacial fauna was found in pits dug in this regions for the usage of the brick-kiln and is not directly connected with any of the profiles published.

While investigating the relation of congelifluction to soils Žebera reached the conclusion, that two types of congelifluction may be distinguished. The first he termed *syngene solifluction*. It occurs in the upper part of the „Žebera” profile in the top-portion of both the upper and the lower loess. It is characterized by its great calcareousness and the exclusive presence of eolian material, which it contained and gave a peculiar structure. Žebera believes this congelifluction to be contemporary to the time of deposition of the loess.

The second type of congelifluction was termed *epigene solifluction*. It differs from the one described above as it mainly involves the formations, which were developed in the period preceding the congeliflual processes and which were only later invaded by these processes. These were formations of a character reminiscent of that of fossil soils or that of lower soil horizons. They occur at the bottom of each single soil cover.

The distinction of the type is of importance for a proper stratigraphic classification of the archeological finds. But for the process itself the material invaded by congelifluction was of secondary significance. However the occurrence of the process in the corresponding profile level has a great stratigraphical meaning, hence also a chronological one.

Relatively little attention seems to have been given to structures of the congeliflual (soliflual) type and to their significance for the interpretation of the climatic environment, of the loess structure and also indirectly for the historical interpretation of the phenomena. As mentioned, the lower and middle loess shows foliated joints frequently folded, which the authors believe to be due to the influence of solifluction occurring in

the top-portion. Little attention was given also to the genesis of the loess its eolian origin being accepted.

An interesting problem is that of the profile's division into three portions. Owing to the distinct delimitation of the lower loess from the middle one by the soil horizon containing extended soil links, their separation affords no basis for conjectures. On the contrary the delimitation of the middle loess from the upper one raises some doubts, for in this case there is no distinct soil displaying links of its own. The humus bands scattered within the „epigene solifluction” and the considerable decalcination of this formation do not constitute any convincing evidence especially of one takes into account that the congelifluction — also the „epigene” one which overlies the fossil soil delimitating the lower loess from the middle one — includes formations whose age the authors attribute to the Riss-Würm interglacial. Is not by some chance this supposed soil level a displaced though lower soil formation?

In the light of these results, the archeological problems — outlined in the beginning of the present paper which captured the attention of the authors — chiefly of Žebera — seem to be indeed highly interesting. The conjectures of the authors concerning the possibility of a connection between the finds of the collective grave discovered by Maška and the Mousterian layer appearing in Předmost must be confirmed by further investigations. The question of the relationship between the Chellian and the Aurignacian finds likewise awaits solution. It is possible that some further investigations in Předmost may elucidate this problem. At present however it seems difficult to detect any direct correlation between the Chellian localities and the Middle Aurignacian as suggested by Žebera.

A very readable and abundantly illustrated paper. Especially some photographs are very enlightening. The rather schematically drawn cross-sections are however fairly difficult to assimilate particularly so, when as it is the case with the „Ložek” profile — the description is separated from the figure.

*Maria Chmielewska*