

V. A. ZUBAKOV

Leningrad

CHRONOLOGIE DES OSCILLATIONS CLIMATIQUES DU PLÉISTOCÈNE EN SIBÉRIE OCCIDENTALE

La Sibérie occidentale est une des régions les plus favorables pour établir la géochronologie du Pléistocène; on y trouve un profil stratigraphique extraordinairement complet des dépôts les plus récents et une concordance de la corrélation des dépôts formés dans des zones climatiques différentes, ce qui est possible suivant la direction méridionale. Dans la région on a constaté les vestiges de 16 oscillations climatiques d'inégale importance, dont l'âge a été défini à l'aide de la méthode du C^{14} (70 déterminations environ), du rapport U^{234}/U^{238} , de la méthode du paléomagnétisme, ainsi que sur la base de la composition des ensembles de faune. Dans les tableaux I et II on a présenté la succession, les traits caractéristiques du paléoclimat et l'âge des horizons géochronologiques. La situation des coupes stratigraphiques caractéristiques et fondamentales, mentionnées dans le texte, dans les tableaux et sur la figure 1, ainsi que la position des coupes datées par le C^{14} , sont présentées sur le schéma (fig. 2).

Il ne faut pas oublier la grande diversité de faciès des dépôts les plus récents (du Pliocène supérieur et du Pléistocène) en Sibérie occidentale, vers le Sud et vers le Nord de la zone comprise entre 60° et $61^{\circ} 30'$ de la latitude Nord. Le trait caractéristique de l'histoire géologique de la Plaine de la Sibérie occidentale est la manière dont s'est passée la transgression de la mer à la limite du Pléistocène inférieur et moyen, appelée la transgression yamalienne (yam) et caractérisée par 4 oscillations: bolgokhtokhienne (blg), ust'soleninienne (us), sančugovienne (s) et ust'portovienne (up). La transgression a été favorisée par des abaissements tectoniques dont les traces sont observables également dans la partie Sud de la Plaine où, à la série yamalienne, atteignant de 150 à 300 mètres d'épaisseur, correspondent les séries fedosovienne (fd) et krasnodubrovskienne (krd), oscillant de 100 à 200 mètres. Elles sont représentées par des dépôts lacustres, fluvio-lacustres et des dépôts qui ressemblent au loess. Une série à galets de 100 à 300 mètres de puissance (série ilinienne du bassin de la Katunia), trouvée dans les vallées fossiles et synchroniques à la transgression de la mer yamalienne, certifie sans aucun doute l'existence de trois étapes du développement tectonique communes à toute la région: „A” — phase inférieure de la transgression yamalienne (le niveau de la mer se soulève peu à peu

de -300 à $+20$ — $+50$ mètres); „B” — maximum de la transgression (le niveau de la mer oscille entre $+10$ et $+100$ — $+120$ mètres); et „C” — régression de la mer yamalienne (fig. 1).

Les recherches effectuées récemment en Sibérie occidentale ont permis de constater le caractère nettement rythmé des dépôts. On a distingué 8 cycles de sédimentation, présenté sur la fig. 1 en chiffres romains du côté droit du dessin. La partie inférieure de tous les cycles de sédimentation correspond en principe aux périodes chaudes, appelées „termomer” et la partie supérieure aux périodes froides, „cryomer”. En chacune de ces parties on a constaté un complexe de faciès distincts des dépôts génétiquement proches, c’est à dire une formation marine (72° — 67° de latitude Nord), une de glacier de la plate-forme continentale (67° — 61° de latitude Nord), une de pergélisol (60 — 54° de latitude Nord) et une autre de loess (au Sud du 54° de latitude Nord). Ainsi il faut admettre que sous les conditions du climat continental rigoureux de Sibérie, les transgressions marines ont favorisé le développement

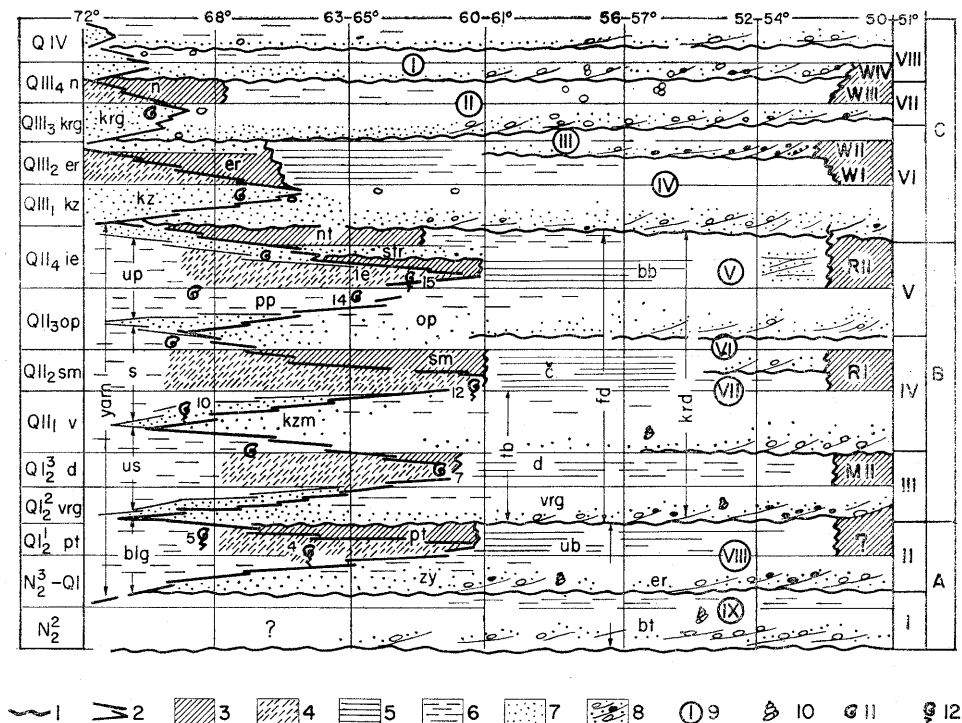


Fig. 1. Profil méridional schématisé des dépôts plus récents de Sibérie occidentale

1. surfaces d'érosion; 2. limite des faciès continentaux et marins; 3. dépôts des glaciers continentaux des bords Nord-Ouest et Nord-Est de la Plaine; 4. complexe des glaciers de la plate-forme continentale et moraines formées par iceberg; 5. argiles à varves, lacustres; 6. aleurites argileuses; 7. sables; 8. galets; 9. niveaux geomorphologiques (I-IV — niveaux développés dans la plus grande partie de la Plaine, V-IX — niveaux développés uniquement à l'amont de l'Ieniseï); 10. faune thermophile des Unionidés à *Corbicula fluminalis*; 11. faune des mollusques marins; 12. radiolaires; W IV, W III etc. — ensemble de glacier de montagne de l'Altaï et du Saïan. Indices et chiffres expliqués dans le texte

de la glaciation, ce qui entraîne que le nombre des glaciations correspond au même nombre des oscillations synchroniques du niveau de la mer.

Aux dépôts préglaciaires de la Sibérie occidentale correspond la plus grande partie du profil de la série kočkovienne (kč) qu'on trouve dans la partie Sud de la Plaine, et de la série zavalnoyarienne (zy) dans la partie Nord. On peut y distinguer deux lithocycles. Le premier, représenté par l'horizon bitekeien (bt), d'une couleur rougeâtre et défini par la faune *Anancus arvernensis* (Cr. et Job.), *Paracamelus praebactrianus* (Orl.) et *Allohipus robustus* (Pomel.) ainsi que par la flore à 15% d'espèces éteintes (vigne, actinidia etc.) peut être comparé au villafranchien inférieur en Europe. Les dépôts brunâtres de la partie inférieure du second lithocycle, avec une faune différente d'Unionidés, correspondent au Villafranchien supérieur.

Les moraines de la partie Nord de la Plaine et les argiles à varves trouvées dans les vallées de l'Iénisseï, de la Touroukhan, de l'Ob, de la Sosva et de la Poluj inférieures, sont des vestiges du premier refroidissement — celui du cryochron de la Tunguska Pierreuse (Q I₂¹ pt). Les dépôts glaciaires (50 m d'épaisseur), découverts dans des forages, se trouvent dans la zone située entre 10 et 200 mètres au-dessous du niveau de la mer. Un profil établi sur base du forage 57 (1) à la proximité de l'embouchure de la Tunguska Pierreuse présente une unité stratigraphique (ZUBAKOV, 1967). Le développement de la glaciation a été synchronique de la transgression marine bolgokhtokhienne (blg) dont les dépôts à pauvre ensemble de radiolaires ont été définis par V. J. SLOBODIN et V. I. GUDIN (1969), sur la base des forages 24 et 28 (4) effectués sur la rive de la Touroukhan dans la plaine de l'Ob et dans la région de Norilsk (5). Dans la partie Sud de la Plaine, le refroidissement a été marqué par l'apparition dans les argiles ubiniennes (ub) et erestiniennes (ers), formant la partie supérieure de la série kočkovienne, de spectres sporo-polliniques de plantes marécageuses et steppiques (BUKREEVA, 1968). La présence, dans les dépôts du deuxième lithocycle, de restes de la faune des mammifères postvillafranchiens: *Archidiskodon meridionalis* Nesti, *Trogontherium cuvieri* Fish, *Paracamelus cf. alutensis* Stef., *Allochipus stenonis* Cochi, *Mimomys cf. exilis* (Kretz) etc, rend possible une corrélation du cryochron de la Tunguska Pierreuse soit avec le Günz soit avec le Mindel inférieur (?). Une corrélation plus détaillée sera sans doute effectuée dans proche avenir grâce à l'analyse paléomagnétique.

Le thermochron vorogovien (Q I₂² vrg) apparaît dans la partie des sables à stratification diagonale, appartenant aux séries tobolienne et panteleevienne. Dans l'unité stratigraphique de la région du village Vorogovo (2) il porte les vestiges d'un développement de la taïga à conifères qui ressemble à la taïga actuelle. Pourtant M. P. GRIČUK (1961) et KOSTICYN et al. (1966), dans les couches synchroniques examinées dans la vallée de l'Ob et à Čulyma (3), ont constaté, d'après l'analyse des spectres sporo-polliniques, trois phases du développement des séries végétales avec une participation considérable des espèces à feuilles caduques qu'actuellement on ne trouve pas en Sibérie occidentale.

Les vestiges de la phase froide demyanienne (Q I₂³ d) ont déjà été trouvé par

Tableau I

Succession des principaux événements climatiques du Pléistocène en Sibérie

Echelle géochronologique		Indices	L'âge en milliers d'années	Caractères des paysages et des paléoclimats
Climatochrones (glaciations)	Stades et interstades			
Période postglaciaire		Q IV	$C^{14} = 0-9,5$	Déplacement des zones 400 km vers le Nord
Zyryanovien	Norilskien	Q III ₄ n	$C^{14} = 10,7-32,5$	Glaciation sousterraine et, dans les montagnes, des glaciers de vallée. Steppe de toundra au 58° N. Déplacement des zones vers le Sud dépassant 1000 km
	Karginskien (Kolpaševien)	Q III ₃ krg	$C^{14} = 34,3-56,0$	Zonalité proche l'actuelle. Taïga à feuilles caduques jusqu'au 56° N. Mollusques subarctiques
	Ermakovien	Q III ₂ er	$C^{14} = \text{plus de } 56,0$	Glaciers de piemont jusqu'au 65°30'N. Forêt clairsemée de toundra atteignant 56° de latitude Nord
Kazancevien		Q III ₁ kz	$C^{14} = \text{plus de } 59,0$ $U^{234}/U^{238} = 164 \pm 5$	Déplacement des zones vers le Nord atteignant 600 km 5 phases végétales — optimum avec les arbres à feuilles caduques et avec Osmunda au 62°-63° N. Mollusques marin boréaux
Ieniseien	De la Tunguska Inférieure	Q III ₂ ³ nt	—	Glaciers de piemont jusqu'au 64° N. A 61°30'N toundra arctique
	Strelninien	Q II ₂ ² str	—	Végétation proche de l'actuelle; à 61°30'N épaisse taïga a conifères. Mollusques maritimes subarctiques
	1 Ieniseien	Q II ₂ ¹ ie	—	Dans les montagnes jusqu'au 62° N, glaciers de vallée. Entre 52° et 65° N forêt périglaciaire clairsemée

Oplyvninien		Q II ₃ op	U^{234}/U^{238} 233,0 ± 10 v. Pupkovo (14)	Plus de 5 phases végétales — à l'optimum déplacement des zones à 500 km vers le Nord. Taïga à arbres isolés à feuilles caduques. Mollusques marins boréaux: <i>Cyprina islandica</i> , <i>Buccinum undatum</i>
Samarovien (Bakhtinien)	Teulčesskien	Q II ₂ ³ tl	activité adhérent 190,0 environ, v. Bakhta (7)	Forêt clairsemée de toundra atteignant 61° de latitude Nord; 600 km plus loin vers le Sud que actuelle
	Sumaročikhinien	Q II ₂ ² sum		A 61° de latitude Nord, taïga arctique, soit 200 km plus au Sud qu'actuellement
	Iarcevien	Q II ₂ ¹ ya		Glaciers de piemont atteignant 61° N, glaciers de la plate-forme continentale jusqu'au 60° N. Végétation périglaciaire entre 53° et 55° N. Déplacement des zones vers le Sud de 1500 km
Voronovien		Q II ₁ v	U^{234}/U^{238} plus de 400,0	4 phases végétales, pour la deuxième fois déplacement des zones 500 km vers le Nord. Arbres isolés à feuilles caduques à la latitude de 61° N. Entre 53°—60° N, faune forestière et <i>Corbicula fluminalis</i> à la latitude de 60° N
Demyanien		Q I ₂ ³ d		Forêt clairsemée de toundra atteignant 56° N. Déplacement des zones vers le Sud dépassant 1000 km
Vorogovien		Q I ₂ ² vrg		3 phases végétales, à 57° N, à l'optimum, taïga sapinière à arbres aux feuilles caduques. Déplacement dirigé vers le Nord; faune des Unionidés
De la Tunguska Pierreuse		Q I ₂ ¹ pt	N ₁ /R ₁ ?	Glaciers de piemont atteignant 62° N. A 55° N steppes périglaciaires, marécageuses. Déplacement des zones vers le Sud dépassant 1000 km. Disparition de la faune des Unionidés
Période préglaciaire		Q I ₁ ¹	d'après kollagen 1000 environ	Jusqu'au 65° N forêts denses et forêts clairsemées de steppes à arbres aux feuilles caduques. Faune des Unionidés atteignant 63° N, <i>Archidiskodon meridionalis</i>

V. N. SUKAČEV (1910—1932) dans la basse plaine de l'Irtych (6) et de l'Ob moyen. Les limons bleuâtre, divisant les sables de la série tobolienne en deux lithocycles, situés à 58°—59° de la latitude Nord, contiennent l'ensemble des végétaux caractéristiques de la taïga septentrionale et des végétaux arctiques à *Dryas octopetala* et *Salix polaris*. Dans la vallée de l'Ieniseï, à 62° de la latitude Nord (7), on a décrit un passage progressif du faciès des dépôts demianiens — sables argileux à *Alces latifrons* Jons. — au faciès du cordon littoral à *Saxicava arctica* L., formé au cours de la transgression ust'soleninienne. Jusqu'à maintenant on n'a pas reconnu les dépôts morainiques du cryochron demianien dans la plaine de la Sibirie occidentale.

La présence, dans les séries vorogovienne et demianienne, de restes d'animaux de l'ensemble faunistique tiraspolien (*Alces latifrons* Jons., *Allohipus süssenbernsis* Wust., *Mammuthus trogontherii trogontherii* Pohl. (*Elephas wüsti* Pavl.) etc.) permet de comparer le cryochron demianien au Mindel, plus précisément au Mindel II, et d'identifier la période chaude vorogovienne à la période interglaciaire ou à un interstade de la glaciation Mindel. Pourtant, d'après les données de G. A. POSPELOVA et A. N. ZUDIN (1967) obtenues dans les régions steppiques sur l'Ob (8) et non affirmées jusqu'à maintenant, la dernière inversion magnétique de la Terre, qui a eu lieu avant le Mindel I, concerne justement les couches demianiennes.

L'oscillation chaude voronovienne (Q II₁ v) correspond uniquement à la partie supérieure de la série des vallées fossilisées tobolienne (tb), cependant que les couches inférieures de cette série sont synchroniques du thermochron vorogovien (Q I₂ vrg). Dans l'unité stratigraphique de la région du village Voronovo sur l'Ob (9), l'analyse des diagrammes sporo-polliniques a permis de distinguer trois phases du développement des végétaux et quatre au forage d'Yare—Sale (10) près du village Vorogovo (2); c'est la troisième phase qui correspond au refroidissement proprement dit. C'est au cours du thermochron voronovien qu'on a eu, pour la dernière fois dans la vallée de l'Irtych, les espèces thermophiles *Corbicula fluminalis* (Mull.) et *Unio-pictorum* ainsi que l'éléphant de forêt. Au Nord la période chaude est marquée par une régression de la mer et l'accumulation, sur la plaine de l'Ob, des sables kazymiens (kzm) à l'ensemble faunistique de radiolaires des eaux peu profondes avec *Glandulina laevigata* (Orb.), *Miliolinella pyriformis* etc. (10) et sur la plaine de l'Yenisseï des sables messiviens de delta avec *Ammonia beccarii* (L) au sommet. La plupart des chercheurs considèrent l'oscillation chaude voronovienne comme l'équivalent de l'interglaciaire Mindel—Riss. Comme l'a énoncé G. A. SAGALOV, l'âge des couches voronoviennes des vallées fossiles de Transural Sud dépasse 400.000 ans. L'âge a été défini par la méthode U²³⁴/U²³⁸. Les couches en question sont recouvertes par les dépôts contenant les restes de faune khazarienne.

Les traces de la glaciation maximum de la Sibirie occidentale, trouvés aux environs du village Samarovo (P) par E. S. FEDOROV, ont été définis comme cryochron samarovien (bakhtinien) (Q II₂ sm). Comme l'a cru autrefois, la glaciation a eu un caractère continental avec pour centre la plate-forme continentale de Kara.

Pourtant la présence dans les argiles morainiques de restes de faune marine, particulièrement nombreux au Nord du 64° de latitude Nord, a fait changer cette opinion. D'après une hypothèse de l'auteur (ZUBAKOV, 1967), la moraine de l'oscillation froide samarovienne, ainsi que celle des oscillations iéniseïenne, demianienne et de la Tunguska Pierreuse, appartient sur la plus grande partie de la Plaine à la formation d'un glacier de la plate-forme continentale qui relie des moraines continentales et marines. Ce sont I. L. ZAJONC et Z. I. KHOLODOVA (1968) qui, dans la région située à 60° 30' de latitude Nord au rive de la Maly Yugan (12), ont décrit, le plus loin vers le Sud, une moraine marine comportant un ensemble de radiolaires d'eaux peu profondes avec *Criboelphidium goesi* (Stsch) etc.

Dans la partie Sud de la Plaine, les dépôts de la formation du glacier de la plate-forme continentale sont au contact, dans les vallées, avec les limons lacustres curymiens (Č) et, sur les interfluvies, avec les dépôts des lacs peu profonds et des marécages de la zone du pergélisol à congélation vigoureuse qui, ensuite, dans les terrains sous-montagneux, se transforme en formation de loess. Tous les dépôts mentionnés ont été définis grâce à la faune des mammifères à *Coelodonta antiquitatis* (Blüm.) et *Mammuthus trogontherii chosaricus* (Dubr.) qu'ils contiennent. Les données palynologiques rassemblées dans la vallée de l'Iéniseï permettent de distinguer dans le cryochron samarovien deux cryostades: un inférieur — yarcevien (Q II₂¹ ya) et un supérieur — teulčesskien (Q II₂³ tl), séparés par interstade sumaročikhinien (Q II₂² sum). Le cryochron samarovien correspond au Riss (R). Les travaux portant à la définition de l'âge absolu des galets de diorite et de basalte prélevés aux environs du village Bakhta (7) ont donné en moyenne 190 000 ans, ce qui correspond tout à fait aux estimations de l'âge du Riss (ZUBAKOV, 1967). L'âge des galets a été défini par la méthode du paléomagnétisme employé par V. V. KOČEGURA et L. E. ŠOLPO.

Le thermochron oplyvninien (Q II₃ op) est connu par un spectre pollinique à 5 phases, effectué sur la base des dépôts alluvio-lacustres de la région d'Oplyvny Yar (13) et les dépôts du cordon littoral des environs du village Pupkovo (14). A la latitude de 61° à 65°, les tourbières de cet âge contiennent des pollens isolés, originaires des arbres à feuilles caduques — du tilleul et du noisetier — ainsi que des spores d'*Osmunda* cf. *cinnamomea*. L'âge des tourbières du profil à Pupkovo, défini par la méthode du C¹⁴, dépasse 57 000 ans — LG-20 (14). Le commencement du thermochron oplyvninien coïncide avec la fin de la transgression sančugovienne (s) et, plus précisément, est synchronique du moment du remplacement de l'ensemble arctique des mollusques par un ensemble subarctique à espèces boréales, comme par exemple *Buccinum undatum* L. et *Chlamys islandicus* (Mull.). La fin de ce thermochron correspond au commencement de la transgression ustporto-vienne (up). Il y a de nombreux témoins de la faune de mollusques des eaux relativement chaudes, avec *Cyprina islandica* L., *Macoma baltica* L., *Cyrtodaria jenisseae* Sachs et encore bien d'autres, relatives à la période en question. M. CHENG (1966)

de l'Université de Washington a examiné, grâce à la méthode uranio-ionique, de nombreuses coquilles provenant des dépôts marins des régions septentrionales de la Sibérie occidentale. On a réussi à définir, d'après les méthodes U^{234}/U^{238} , l'âge de deux échantillons de coquilles de *Cyprina islandica* L., prélevées dans les couches oplyvniniennes de Pupkovo (14); selon les calculs de Kh. V. PROTOPOV cela donne 233 ± 10 milliers d'années.

Des moraines continentales correspondent au cryochron ieniseïen (Q II₄ ie) dans leurs profils fondamentaux de la vallée de l'Ieniseï (7, 13, 14). Pourtant dans les autres régions il est représenté le plus souvent par des dépôts marins, liés à la transgression maximum ustportovienne (up). L'analyse des profils a montré que le cryochron de l'Ieniseï est divisé par une phase plus chaude — strelninienne (Q II₄² str) en deux cryostades: un principal (Q II₄¹ ie) et l'autre de la Tunguska Inférieure (Q II₄³ nt). Pendant le premier stade, les estuaires des fleuves du Plateau de la Sibérie centrale ont formé des fjords glaciaires dont les vestiges — restes de faune marine — se trouvent jusqu'à 220 mètres au-dessus du niveau de la mer. En Transural on a défini un ensemble de radiolaires de la moraine marine trouvée près du village Saranpaul (16), situé à peine à 80 km du plus haut sommet de l'Oural, Mt. Narodnaya (GUDINA, 1969). L'évolution du stade de la Tunguska Inférieure a eu lieu déjà sous les conditions de la régression du bassin ustportovien, ce qui est prouvé par le fait que les sables fluvioglaciaires de ce cryostade forment, par endroits (embouchure de la Strelna à l'Ieniseï, cap Angalski sur l'Ob), la partie supérieure du profil de la V^{ème} terrasse maritime atteignant de 70 à 120 mètres au-dessus du niveau de la mer et la plus élevée en Sibérie occidentale. La phase froide de l'Ieniseï est facile à retrouver également dans la partie méridionale de la Plaine de Sibérie, où on a reconstitué une ancienne distribution de la faune de mammouth à *Mammuthus primigenius* (Blum.) et *Rangifer tarandus* L.. Au cryochron de l'Ieniseï correspond plus ancienne localité mousterienne—levaloisienne en Sibérie occidentale — Bobkovo (17). L'auteur compare ce refroidissement à celui de la Warta (Riss II).

Le recul du bassin yamalien, commencé encore au cryostade de la Tunguska Inférieure, a été interrompu au milieu du thermochron kazancevien (Q III₁ kz) par une transgression marine qui, pour la première fois en Sibérie occidentale, a eu caractère glacio-eustatique et a été, sans aucun doute, synchronique de la transgression en Europe du Nord-Est. La faune des radiolaires et des mollusques à maximum de formes boréales atlantiques — *Anomalina battica* (Schr.), *Cyprina islandica* L. etc. — caractérise cette transgression, tandis que dans les autres, plus anciennes, les formes boréales pacifiques ont joué un rôle primordial. Dans un profil près du village Mirnoye (18), dans l'horizon correspondant au thermochron de Kazancevo, on a constaté des traces de l'évolution de 5 phases végétales; à l'optimum on trouve le tilleul, le noisetier, *Osmunda* cf. *cinnamomea* et *Stellaria* cf. *holostea*. On a daté 5 échantillons de dépôts kazanceviens d'après la méthode du C^{14} ; l'âge des dépôts dépasse 50 000—59 000 ans. On a pu dater au U^{234}/U^{238}

deux échantillons représentés par des coquilles de *Cyprina islandica* et de la haute vallée de l'Agapa (15), leur âge est de 164 ± 5 milliers d'années.

Le plus récent cryochron zyryanovien est divisé en deux subcryochron par une phase plus chaude distincte, appelée la phase karginskienne ou kolpaševienne (tab. II). Le „premier subcryochron zyryanovien” ou subcryochron ermakovien (Q III₂ er), se caractérise par un développement maximum du pergélisol, appelé souvent la „glaciation souterraine”, dont on rencontre les vestiges sous la forme de déformations cryogènes et de fentes de gel à remplissage minéral secondaire qu'on trouve jusqu'à 60° de latitude Nord. A cette période, l'extension de la glaciation est beaucoup moins importante qu'au cours du cryostade de la Tunguska Inférieure. Les glaciers de piemont n'atteignent pas d'Ob, bien qu'ils remplissent la vallée de l'Ieniseï à la latitude de 66° à 68°. Au cours du développement de la glaciation, le niveau de la mer a été de 50 à 60 mètres plus élevé que l'actuel; dans la moraine au Nord de l'Igarka on trouve un ensemble peu riche de radiolaires à *Elphidiella groenlandica* (Cush.) et coquilles *Portlandia arctica* Gray.

Le subcryochron kolpaščevien ou karginskien (Q III₃ krg) correspond à la période de la formation de la partie inférieure de la seconde terrasse (au-dessus du lit majeur). Les conditions climatiques de cette période ont été comparables aux conditions actuelles; un peu plus rigoureuses que celles de l'optimum de l'Holocène. Dans la taïga, l'addition d'arbres à feuilles caduques n'existe que plus au Sud du 56° de latitude Nord. Au Sud du 60° on a constaté trois phases du développement des végétaux. 14 datations d'après l'analyse C¹⁴ ont été faites pour les couches karginskiennes et leurs corrélares, dont 8 correspondent aux profils étudiés également palynologiquement (voir tab. II). Au profil de Kolpaščevo (18) on a défini l'âge du „sapin supérieur” à 45 000 ans (LG—42) et, au profil situé près du village Khudyakovo (19), le début du subthermochron à plus de 55 500 ans (LG—61). Il est intéressant que dans les couches dont le sommet est daté à 30 560 ans (LG—37) on trouve des restes d'une forme inférieure du mammoth et d'un cheval de grande taille qui, d'après V. I. GROMOV devraient être liés au Pléistocène moyen. Cette évidente contradiction de la datation d'après C¹⁴ et du schéma biostratigraphique de V. I. GROMOV rend possible de conclure que les diverses formes de mammouths, appelées jusqu'à maintenant inférieure et supérieure et considérées comme les formes d'évolution d'un âge différent, devraient être étudiées comme les types d'une même race qui ont vécu pratiquement dans la même période (au commencement du Würm inférieur) dans les diverses zones naturelles. A la période karginskienne correspondent les mammouths gelés trouvés à Gyda (20) et Mokhova (21), datés à $33\,500 \pm 1000$ (T—298) et $36\,950 \pm 4\,300$ ans (T—169). Il est possible que l'extinction des mammouths soit liée au progrès des processus du karst thermique qui a favorisé la constitution de nombreux pièges pour ses animaux — toutes les découvertes connues correspondent en effet aux périodes chaudes, les thermochrones.

La transgression karginskienne a atteint le niveau de 30 mètres au-dessus du

Tableau II

Chronologie du Pléistocène supérieur en Sibérie

Climato- chrones	Echelle géochronologique			Datation d'après C_{14} (le numéro correspond à la situation sur la fig. 1). D'après V. A. ZUBAKOV, N. V. KIND et index de datations de C_{14} (1966).	Traits paysage—climatiques caractéristiques (pour l'Holocène — les phases de l'évolution des végétaux au Nord d'après G. M. LEVKOVSKAYA (1967).
	Stades	Phases	Oscillations		
Holocène (Q IV)	Postglaciaire supérieur (Q IV ₂)	Subatlantique		300±230 (LG), Kangotovo (41) 250±470 (LE), Malaya Kheta (23)	Phase du pin. Tourbière fossiles. 6—7 ^e phase de la glaciation de l'Altaï
		Subboréal		3600±170 (LG), v. Denezhino (24) 3980±180; 4220±210 (LG—35, 28), v. Angutikha (35) 4530±110 (LG—27), v. Angutikha (35)	Phases de bouleau et de „sapin supérieur”, développement maximal des tourbières
	Postglaciaire inférieur (Q IV ₁)	Atlantique		5150±100 (LE—424), r. Zyryanka (22) 6030±100 (GIN—181), v. Igarka (34) 6290±100 (LG—40), v. Semipalatinsk (36) 6800±200 (GIN—25), v. Mal. Kheta (23) 7450±150 (LG—29), cap. Salemal (10) 8500±250 (GIN—26), v. Mal. Kheta (23) 9140±50 (GIN—263), r. Ayakli	Phase „maximum du bouleau”
		Boréal et Préboréal		9400±160 (LG—30), Yabro—Yakha (30) 9480±120 (GIN—180), Igarka (34) 9540±50 (GIN—260), cap. Karginsk (22)	Phase „maximum du sapin” Phase des espèces arbustives et du mélèze, commencement de la formation des tourbières, avec à mi—temps un refroidissement

Ayaklinienne		10500±60 (GIN-314), r. Dudinka (33) 10700±150 (GIN-315), r. Ayakli (26)	Dernier horizon des cryoturbations à 57° de latitude Nord, phase des herbacés et des petits arbustifs, 5-6 cryophase de l'Altaï
Novomaran- kienne	2 ^e Novomarankienne (de Taimyr)	11250±170 (LG-38), v. Novaya Maranka (31) 11330±270 (MO-343), Montagne d'Afontov II (28) 11450±250 (T-297), r. Taimyr (42) 11700±300 (MO-3), r. Taimyr (42)	Phase du maximum inférieur du sapin; sols fossiles; karst thermique
	Cryo—oscillation		„5 ^e cryophase de” de l'Altaï (uniquement dans les glaciers contemporains)
	1 ^e Novomarankienne	12260±160 (LG-41), v. Novaya Maranka (31) 12600±150 (LG-39), r. Anuj	Gytia dans la première terrasse
Putoranienne	2 ^e cryo—oscillation		„4 ^e b cryophase” de l'Altaï
	Kokorevienne	12940±270 (LE-526), v. Kokorevo I (29) 13300±100, 13300±50 (GIN-90, 91), v. Kokorevo (29)	Sols fossils au sommet de la deuxième terrasse
	1 ^e cryo—oscillation		„4 ^e cryophase” de l'Altaï

tab. II (cont.)

Norilskien (Q III ₄)	Nyapanien (Q III ₃ ²)	2 ^e Išienne (Tab—Yakha)	14320±330, 15460±330 (LE—469, 540), v. Kokorevo IV (29) 15850±680 (LG—36), r. Iša (27) 16500±150 (LG—12, r. Tab—Yakha (30)	Extension des forêts sapinières au Sud; intercalations de gytia et les tourbières dans la II ^e terrasse
		Melko—lamienne		Extension de la toundro—steppe au Sud. 3 ^e phase de la glaciation de l'Altaï
		1 ^e Išienne (Valkovskienne)	19900±500 (GIN—259), r. Norilka (26) 20240±740 (LG—59), r. Iša (27) 19300±1700, 20900±300 (GIN—33, 117), Montagne d'Afontov II (28)	Fonte du glacier de vallée Norilsk; forêt steppique sapinière à 52° N; zones végé- tales déplacées de 300 à 400 km vers le Sud; intercalations de gytia, sols fossiles
		Malokhetienne		Invasion du glacier Norilsk dans la vallée de l'Ieniseï; déplacement des zones végé- tales 1000 km vers le Sud; 2 ^e phase de la glaciation de l'Altaï
	Novonazimovskien (Q III ₄ ²)		24800±120 (GIN—162), r. Čadobec (Angara) 26300±900 (LG—19), v. Novoye Nazi- movo (25) 26900±1300 (LE—600), v. Dudinka (33)	Zones végétales déplacées vers le Sud à 300 km; karst thermique; intercalations de gytia
	Lipovien, Konošelien (Q III ₄ ¹ lp)		30560±240 (LG—37), v. Lipovka (19) 30700±300 (GIN—126), v. Lipovka (19) 32500±700 (GIN—99), v. Konošče (24)	Activité des processus cryogènes jusqu'au 57° N; déplacement de la toundro—forêt 900 km vers le Sud

Karginskien (Q III ₃)	<p>34300±350 (GIN—356), r. Tukulanda (5) 35500±900 (GIN—258), v. Malaya Kheta (23) plus de 35600 (LG—60), v. Bolš. Yeniseyskoe (37) plus de 35900 (LG—33), v. Konošče (24) 42000±700 (GIN—264), cap. Karginsk (22) 43350±700 (GIN—256), v. Malaya Kheta (23) 40900±1400, 45000±600 (LG—42), v. Kolpaševo (18) plus de 55500 (LG—61), v. Khudyakovo (19)</p>	Conditions climatiques analogues aux conditions actuelles; karst thermique; extinction des mammouthes (20, 21)
Ermakovien (Q III ₂)	<p>plus de 35200 (GIN—110), v. Selivaniha (35) plus de 45000 (GIN—101), r. Yaryakhamal (38)</p>	Invasion des glaciers de piemont dans la vallée de l'Ieniseï à 66—69° N; déplacement des zones végétales à 1200 km vers le Sud; „1 ^e (maximale) phase” de la dernière glaciation de l'Altaï
Kazancevien (Q III ₁)	<p>plus de 50000 (LG—25), v. Alinskoe (39) plus de 59300 (LG—21), v. Mirnoe (18) plus de 57100 (LG—13), r. Pyak—Yakha (40) plus de 55500 (LG—11), cap. Marre—Sale (30)</p>	Déplacement des zones végétales 600 km vers le Nord

niveau actuel de la mer. Les faciès maritimes à *Natica clausa* (Brod. et Sow.) et *Astarte borealis jenisseae* Sachs., pris au Cap Karginsk (22), comptent d'après N. V. KIND 42 000 ans. On a évalué l'âge des dépôts lacustres occupant l'estuaire de la Mala Kheta (23) à 43 530 ans et la fin du subthermochron, de la même région, à 35 000 ans. Ces données appuient la thèse de corréler le subthermochron kolpaševien — karginskien à l'interglaciaire Port-Tolbotien et le subcryochron ermakovien — au Würm inférieur, Wisconsin¹.

Le deuxième subcryochron zyryanien, norilskien (Q III₄ n) est divisé par une phase plus chaude en deux cryostades — lipovienne et nyapanien — novonazimovskien. On a trouvé la phase froide lipovienne (Q III₁ lp) dans la partie centrale du profil vertical des deuxième terrasses fluviales de la Tobol (19), de l'Ob (18) et de l'Ieniseï (24); elle est marquée par un accroissement des processus cryogènes. Cette phase, dont la durée est de 30 560 à 32 500 ans, d'après le C¹⁴ (tab. II), est marquée également par une poussée de la limite de la toundra forestière à 900 km plus au Sud que son extension actuelle.

Des conditions climatiques un peu moins favorables que les conditions actuelles caractérisent le thermostade novonazimovskien (Q III₂ nz), un équivalent du Paudorf, date à la période de 24 800 à 26 900 ans. C'est dans cette période qu'ont été formées les parties supérieures des dépôts des deuxième terrasses (25) et les faciès de lit alluvial des matériaux de la première terrasse au-dessus du lit majeur actuel. La découverte du mammoth pyasinskij (25 100 ± 550 ans, LE-612) milite en faveur d'une renaissance successive des processus du karst thermique.

Au cours du cryostade nyapanien (Q III₃ ny) — équivalent du Würm supérieur — en Sibérie occidentale on peut distinguer 6 intervalles froides. Dans la première cryophase malokhetienne, le glacier de piémont a occupé le soubassement Khatano — Norilskien et le lac Pyasino et, dans la région du Dudinka, a envahi la vallée de l'Ieniseï où il est descendu, d'après les données de S. L. TROICKI, jusqu'à l'embouchure de la Mala Kheta (voir fig. 2). Comme au Sud de Dudinka le glacier n'a pas atteint la vallée de l'Ieniseï, la limite du stade nyapanien a eu, selon l'auteur, une autre position que celle définie par V. N. SAKS (1948) qui longe le sommet Nyapan jusqu'à la rive gauche de l'Ieniseï. Dans l'Oural et l'Altaï il n'y a eu dans cette période qu'une glaciation de montagne (la 2^{ème} phase de la dernière glaciation de L. N. IVANOVSKIÏ, 1967). Dans la vallée de la Norilka l'âge des limons lacustres valkoviens qui recouvrent une moraine compte, d'après N. V. KIND et V. D. KRYUKOV (1968) 19 900 ans (26), ce qui permet de rapporter l'oscillation malokhetienne à un intervalle de 25 à 20 000 ans².

La présence dans les dépôts de la première et de la deuxième terrasses d'intercalations de gyttia ainsi que des niveaux de sols fossiles dans les sables limoneux loes-

¹ Pourtant, jusqu'à maintenant on ne peut pas exclure un point de vue considérant la moraine ermakovien comme synchronique du stade de la Tunguska inférieure.

² Pourtant il est possible que la moraine malokhetienne soit synchronique du stade lipovien (konoščelien) (W 3)

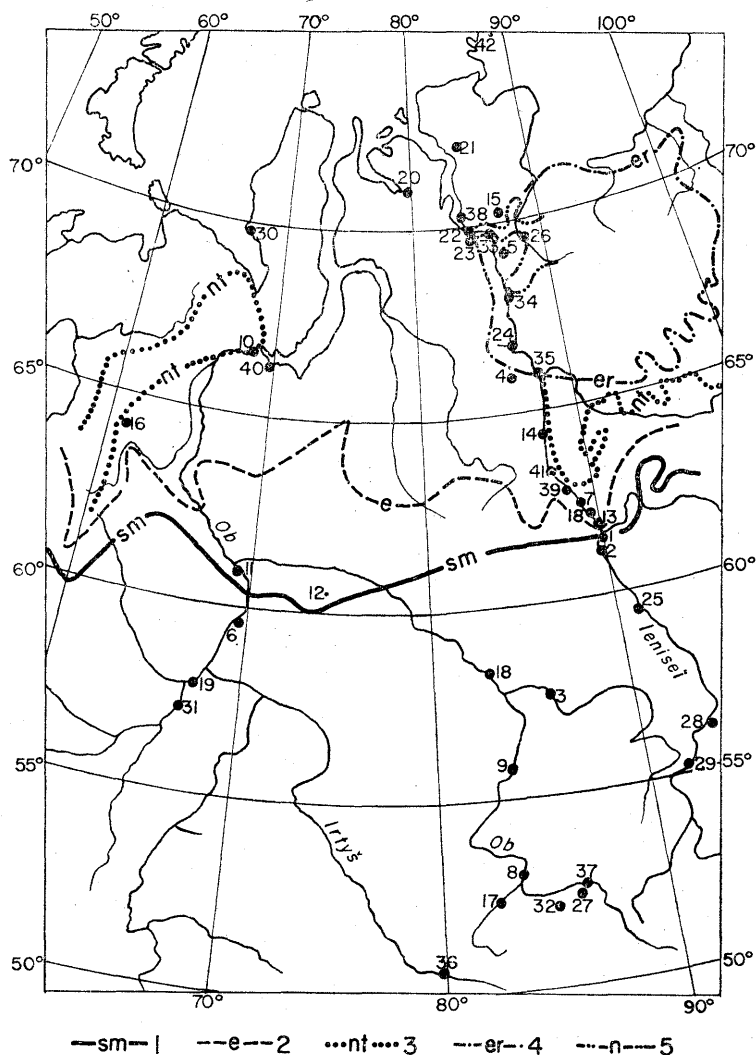


Fig. 2. Carte schématique de la Sibirie occidentale

1. limite Sud de l'extension du glacier de la plate-forme continentale samarovo-bakhtinienne, divisant la Plaine en une partie Nord et une partie Sud; 2. limite Sud du complexe Ieniseien; 3. limite de l'extension du complexe du glacier continental du cryostade de la Tunguska inférieure; 4. limite de l'extension du complexe glaciaire du subcryochron ermakovien; 5. limite de l'extension du glacier de la cryophase malokhetienne. Les chiffres indiquent les profils fondamentaux, mentionnés dans le texte

soïdes et, dans la partie Nord de la région, dans les mares de karst thermique, de tourbières fossiles intercalées dans les dépôts des "alas" milite en faveur d'oscillations climatiques peu importantes au cours du cryostade nyapanien. D'après les données palynologiques, lors des intervalles tièdes de ce cryostade il y avait usqu'à 52° de latitude Nord des forêts sapinières et des steppo-forêts, tandis que pendant les intervalles froides on avait toundro-steppes marécageuses. Le profil

des dépôts de la deuxième terrasse de l'Iša (27), un affluent de l'Ob supérieur, est essentiel pour distinguer la première et la seconde phases chaudes išiennes. Elles sont en plus corroborées par des niveaux de cultures préhistoriques: la première par une fouille du Paléolithique supérieur à Afontova Gora II (28) daté à 19 300 et 20 900 ans, et l'autre par une localité de Kokorevo IV (29) sur l'Ienisieï (LG-36 = $15\,850 \pm 680$ ans).

Au cours de la deuxième phase chaude išienne des bouleaux arbustifs (grands) ont poussé dans la presqu'île Yamal, sur la Tab-Yakha, à 70° de latitude Nord (30), dans la zone de la toundra actuelle; ce bouleau est daté à 16 500 ans. Ainsi déjà à cette période la Sibérie occidentale est entrée en période post-glaciaire; ceci permet de supposer que les moraines entourant les bords occidentaux des lacs Melkoe, Lama et Khantanskoe, se sont formées avant la deuxième phase chaude išienne, c'est à dire de 19 à 16 000 ans de nos jours. Dans la cryophase suivante, putoranienne, il n'avait que les glaciers de cirques et petits glaciers de vallée dans les montagnes de Putoran et de l'Altaï. Les sols fossiles de la deuxième terrasse dans le village Kokorevo (29), datés de 13 000 à 13 500 ans correspondent à une oscillation chaude kokorevienne qui, sans doute, divise la cryophase putoranienne en deux cryo-oscillations.

On a mis en évidence ces deux oscillations chaudes dans la partie centrale de la première terrasse de la Tobol, aux environs du village Novaya Maranka (31). La première (12 600—12 260 ans), synchronique de Bölling, est visible également à la rive de l'Anuj (32). A l'autre (11 700—11 250 ans), qui correspond à l'Alleröd, sont liés des processus du karst thermique qui sont responsables de la submersion du mammoth de Taïmyr (11 450 ans). On a trouvé de vestiges de glacier synchronique du refroidissement de Salpausselka que dans les vallées montagneuses de Putoran, et la phase froide ayaklinienne (9 600—11 000 ans) a été reconnue uniquement sur la base des données palynologiques établies pour les profils de la vallée de la Norilka et grâce à l'horizon à cryoturbation trouvé dans le profil aux environs du village Novaya Maranka et daté de 11 250 ans (31).

La limite de l'Holocène est liée en Sibérie occidentale au début de l'évolution des tourbières dont l'âge, dans la région de l'Ienisieï inférieure (22) et à l'Yamal (30) est défini à 9 500—9 400 ans. Jusqu'à maintenant on n'a pas élaboré une échelle climato-stratigraphique de l'Holocène. Celui-ci est divisé uniquement d'après des études palynologiques des tourbières; on distingue 5 phases (tab. II) qui dans l'avenir pourront sans doute être remplacées par 10 oscillations au minimum. Cette supposition est appuyée par exemple par la présence de fentes de glace à l'Yamal trouvées directement au-dessus d'une tourbière de 9 400 ans d'âge (30), et les traces d'un refroidissement à 2 500 ans, manifestées par une interruption du développement des tourbières et une animation synchronique des glacier de l'Altaï (selon L. N. IVANOVSKIĬ, les phases VI et VII de la dernière glaciation).

Bibliographie

- BUKREEVA, G. F., 1968 — Palinologičeskaya kharakteristika antropogenovykh otloženij Vostočnoj Baraby (Caractères palynologiques des dépôts antropogènes de la Baraba orientale). Rapport du doctorat.
- CHENG, M., 1969 — Isotopic thorium and isotopic uranium compositions of modern and fossil marine molluscan shells. Dissertation; St. Louis.
- GUDINA, V. I., 1969 — Morskoj plejstocen Sibirskikh ravnin. Foraminifery Ienisejskogo severa (Pléistocène marin des plaines sibériennes. Radiolaires de Nord de la vallée de l'Ieniseï). *Trudy Inst. Geol. Geogr. Sibir. Oddel. Akad. Nauk SSSR*, vyp. 63.
- IVANOVSKIJ, L. N., 1967 — Formy lednikovogo relefa i ikh paleogeografičeskoe značenie na Altae (Les formes du relief glaciaire et leur signification paléogéographique dans l'Altaï). Leningrad.
- KIND, N. V., 1969 — Voprosy sinkhronizacii geologičeskikh sobytij i kolebanij klimata v verkhnem antropogene (Question de la synchronisation des événements géologiques et des oscillations climatiques dans l'antropogène supérieure). *En: Osnovnye problemy geologii i antropogena Evrazii*.
- KIND, N. V., KRYUKOV, V. D., 1968 — O stratigrafičeskom položenii valkovskoj svity v Noril'skom rajone po dannym absolutnoj khronologii (Situation stratigraphique de la série "valkovski" dans la région de Norilsk à la base des données de la chronologie absolue). *En: Mater. I konfer. Noril'skikh geologov. Norilsk*.
- KOSTICYN, R. P., POLEŠČUK, V. N., STRIŽEVA, A. I., YUDINA, E. V., 1966 — Sporovo—pylcevaaya kharakteristika i voprosy stratigrafičeskogo rasčleneniya četvertičnykh otloženij centralnykh rajonov Zapadnoj Sibiri (Caractères sporo—polliniques et question de l'échelle stratigraphique des dépôts quaternaires dans les régions centrales de la Sibérie occidentale). *En: Četvertičnyj period Sibiri*.
- LEVKOVSKAYA, G. M., 1967 — Zakonomernosti raspredeleniya pylcy i spor v sovremennykh i golocenovykh otloženiyakh severa Zapadnoj Sibiri (Les règles de la répartition des pollens et des spores dans les dépôts actuels et holocènes de la partie Nord de la Sibérie occidentale.) Rapport du doctorat.
- POSPELOVA, G. A., ZUDIN, A. N., 1967 — O rasčlenenii pliocen—četvertičnykh otloženij Priob'skogo stepnogo plato (Division des dépôts pliocène—quaternaires du plateau steppiques dans la région de l'Ob). *Geol., Geogr.*, no. 6.
- Spiski radiouglerodnykh datirovok, polučennykh v laboratoriyakh SSSR za period s 1.I.1962 po 1.I.1966 (Index des analyses de C_{14} effectuées en l'URSS de 1.I.1962 à 1.I.1966). *En: Verkhnij plejstocen*.
- ZAJONC, I. L., KHOLODOVA, Z. I., 1968 — Novye dannye o rasprostranении novejšikh morskikh otloženij v Zapadnoj Sibiri (Les nouveaux données sur la répartition des dépôts marins les plus récents dans la Sibérie occidentale). *En: Kajnozoi'skaya istoriya Polyarnogo bassejna. Leningrad*.
- ZUBAKOV, V. A., 1967 — Stratigrafiya novejšikh otloženij Zapadno—Sibirskoj nizmennosti i principy klimatostatigrafičeskoy klassifikacii (Stratigraphie des dépôts les plus récents de la plaine de la Sibérie occidentale et principes de la classification climatico—stratigraphique). Rapport du doctorat.