

CRATONISATION DE LA CROÛTE CONTINENTALE (Aperçu sous l'angle de la géologie historique)

E. V. PAVLOVSKY (*)

RÉSUMÉ

L'abondance et la diversité du plutonisme, surtout granitoïde, à côté d'autres particularités caractérisent le stade de protoplate-forme dans le développement de la croûte continentale ; ceci permet de distinguer avec certitude les protoplates-formes de la Protogée des plates-formes bien connues de la Néogée. Dans son essence, la cratonisation de la croûte continentale consiste en l'apparition de champs de mouvements verticaux permanents et de longue durée, principalement positifs, qui au cours du temps ont intéressé une superficie de plus en plus grande.

INTRODUCTION

Il semble que depuis peu la tectonique théorique puisse se satisfaire d'une division de la croûte en deux types principaux structuraux : les géosynclinaux et les plates-formes. Parmi ces deux catégories, les géosynclinaux, dont l'étude continue à se perfectionner, présentent un intérêt particulier. On sait que la théorie des géosynclinaux date d'un peu plus d'un siècle. Sa naissance est liée avant tout au succès des recherches géologiques menées dans le Paléozoïque des Appalaches (Hall, 1859 ; Dana, 1873) et, plus tard, dans les séries paléozoïques, mésozoïques et cénozoïques de l'Europe occidentale (Haug, 1900). Nous ne nous étendrons pas ici sur le développement de la théorie géosynclinale ni sur son état actuel, renvoyant le lecteur aux travaux connus de Stille (1936, 1940), Schuchert (1923), Arkhangelsky (1941), Shatsky (1946a), Mouratov (1967), Peive (1971), Streiss (1947), Belousov (1962), P. Michot (1963, 1972), Aubouin (1965). Cette théorie repose aujourd'hui sur l'étude de formations géosynclinales variées, très accessibles, de genèses différentes, *restreintes dans des limites chronologiques bien définies*. Il s'agit de la Néogée (selon Stille), c'est-à-dire des zones géosynclinales riphéennes, paléozoïques, mésozoïques et cénozoïques, transformées en constructions plissées. Des idées intéressantes et originales sur le développement de l'écorce terrestre de la Néogée, ainsi que sur le rôle des géosynclinaux ont été exprimées par P. Michot (1963, 1972).

(*) Institut Géologique de l'Académie des Sciences de l'U.R.S.S., 109017, Moscou.

Dès la naissance de la théorie géosynclinale on a reconnu le rôle passif des continents, en bordure desquels se formaient les géosynclinaux. Dana (1873) a décrit tout cela de manière très claire ; il en est de même de Haug (1900) qui, contrairement aux géologues américains, a souligné que les géosynclinaux — zones essentiellement mobiles de l'écorce terrestre — sont toujours situés entre deux masses continentales stables et que la sédimentation s'y effectue principalement dans la zone bathyale des océans.

Les gros éléments stables de la géotectonique ont été ainsi nommés continents : à défaut de terme géologique spécial, on a utilisé la terminologie géographique. Cette tradition s'est d'ailleurs conservée de nos jours.

Haug a souligné une des caractéristiques des continents : la puissance des sédiments y est toujours plus petite que celle des dépôts synchrones dans les géosynclinaux contigus. Suess (1901-1909) s'appuyant sur les recherches de Karpinsky (1894), mit en évidence le domaine de la Russie européenne, caractérisé par la pente douce des dépôts : la « Russische Tafel » ; par contre, le nord de l'Europe où affleure le fondement ancien plissé, a été caractérisé sous le nom de « bouclier Baltique ». Ainsi, pour la première fois, la notion de continent, trop générale et mal définie, commença à se concrétiser et à recouvrir un contenu géologique. Dans sa traduction en français de *La face de la Terre*, de Suess, de Margerie a donné à la dalle russe le nom de plate-forme. Cette terminologie féconde de Suess et de Margerie s'est perpétuée jusqu'aujourd'hui.

Le développement intense de l'étude des plates-formes en Union Soviétique est probablement lié aux particularités naturelles de ce vaste pays. L'U.R.S.S. comporte en effet deux anciennes plates-formes gigantesques — russe et sibérienne — bordées par les zones plissées des calédonides, des hercynides, des mésozoïdes et des alpidés.

Les idées d'Arkhangelsky, développées dès 1923 et formulées dans son œuvre posthume (1941), sont à la base de la doctrine actuelle concernant les plates-formes : « Dans les domaines des plates-formes... les mouvements épeirogéniques, qu'ils affectent toute leur masse ou seulement certaines de leurs parties, ont une vitesse relativement petite et une faible amplitude ; il en résulte que ces domaines ont un relief essentiellement calme. Les plissements y sont inexistantes ou très faibles. Le volcanisme y joue d'ordinaire un rôle peu important, et ne s'y manifeste à une grande échelle qu'à des moments particuliers de leur évolution. La faible puissance des sédiments détritiques, qui se déposent sur les plates-formes, est la conséquence d'un relief peu prononcé et de la faible érosion qui en découle » (p. 44, 45) ; « Les domaines de plate-forme ont une structure très particulière ; on y distingue : d'une part le socle plissé, engendré lorsque la région considérée est passée par le stade géosynclinal ; d'autre part, la couverture peu ou pas disloquée formée de roches principalement sédimentaires, discordantes sur le socle... Les affleurements... du socle sont dénommés boucliers précambriens... Les plates-formes jouent le rôle d'avant-pays dans les plissements qui se développent dans les domaines géosynclinaux adjacents » (p. 45-47).

Les plates-formes anciennes sont appelées cratons par Stille (1936, 1940). Les cratons ne sont pas capables d'une réorganisation alpinotype, mais plutôt d'une réorganisation germanotype. Leur composition est principalement sialique. Dans la nomenclature tectonique soviétique le terme « plate-forme » est proche du terme « craton continental ». D'autres dénominations relatives aux structures des plates-formes, comme par exemple, les cratogènes de Kober (1921), les massifs précalé-

doniens de Born (1932), les boucliers, les shelves stables et labiles de Bubnoff (1931), commencent à disparaître du vocabulaire de la géotectonique.

L'étude des plates-formes continue à se développer intensément de nos jours. A la différence des plates-formes anciennes à socle précambrien, Shatsky a attiré l'attention sur des plates-formes jeunes dont le socle est constitué de complexes plissés appartenant aux calédonides et aux hercynides. Les plates-formes jeunes font l'objet des recherches de Yanshin (1965) et de son école.

A. LES PLATES-FORMES DE LA NÉOGÉE

Certains éléments structuraux des plates-formes anciennes de la Néogée présentent un intérêt particulier en raison des ressources minérales variées qui y sont liées. Dans la suite de l'exposé, nous ne traiterons pas des avant-fosses qui prennent naissance en bordure des plates-formes anciennes pendant la période terminale du plissement du géosynclinal voisin et qui ont une brève période de développement. Leurs particularités ont été étudiées en détail par Pushcharovsky (1959).

Nous considérerons d'abord brièvement les grandes structures *négatives* des anciennes plates-formes, ensuite les formes *positives*.

Mouratov (1972) a mis en évidence quatre types de dépressions dans les plates-formes anciennes de la Néogée. *Les dépressions de type graben et les aulakogènes* ⁽¹⁾ (sillons) prennent naissance principalement au stade initial de la cratonisation, juste avant le début de la formation de la couverture sédimentaire des plates-formes anciennes. L'apparition des structures de cette catégorie est liée à la naissance de champs d'extension de l'écorce terrestre et à la formation de fractures dans le socle précambrien (fig. 1). Les dépressions étroites, limitées par ces fractures, sont remplies de roches sédimentaires et volcanogènes, souvent plissées et percées par des intrusions. Les aulakogènes sont les structures les plus complexes et les plus vastes de cette catégorie ; ils ont été décrits par Bogdanov (1964) et Novikova (1968). Les zones de fractures ont constitué les voies de pénétration du magma basique qui s'est épanché à la surface et a formé des dykes.

Un autre type de dépression des plates-formes anciennes de la Néogée est représenté par *les zones de subsidence péricratoniques* (Pavlovsky, 1959) pour lesquelles Bogdanov (1964) a proposé un peu plus tard le terme d'« ensellement péricratonique ». Dans le stade initial de leur développement, ces ensellements sont étroitement liés à la vie du géosynclinal voisin (fig. 2, 3). La puissance des dépôts dans les zones de subsidence péricratoniques est plus grande que dans les régions adjacentes de la plate-forme ; on y observe une sédimentation de longue durée s'étalant sur plusieurs périodes géologiques. La fin du régime géosynclinal ne fait pas cesser le fléchissement du bord des anciennes plates-formes. Dans l'ensellement péricratonique Angara-Léna la sédimentation intense, commencée au Paléozoïque (parfois plus tôt), s'est poursuivie jusqu'au Quaternaire. La durée de vie des ensellements péricratoniques les distingue des structures d'avant-fosses qui ont une période de développement plus brève. Outre l'ensellement péricratonique Angara-Léna qui en constitue le tectonotype, il existe dans la plate-forme russe les ensellements de Kama-Oufa et du Dniester, rapportés à la même catégorie par Mouratov

(1) Les aulakogènes ont été mis en évidence par Shatsky (1960).

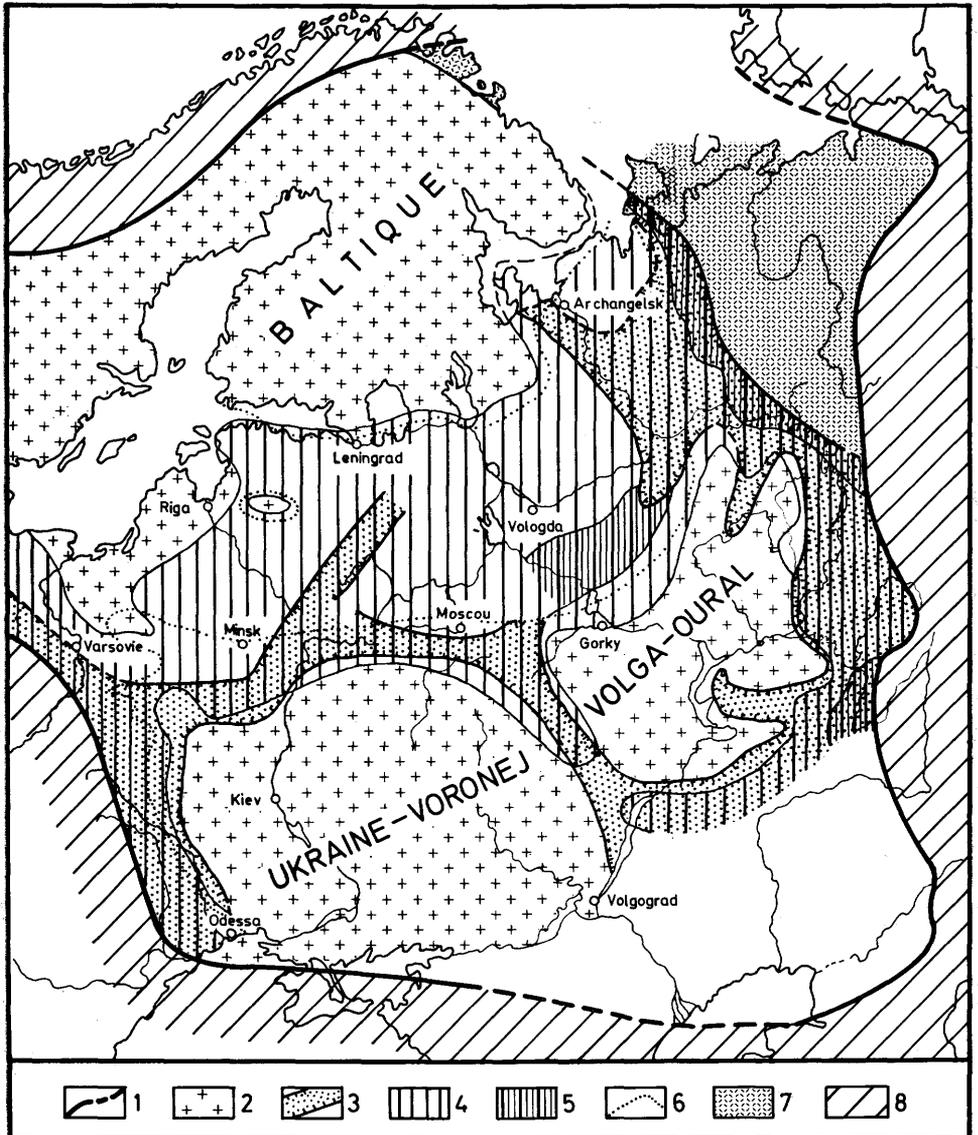


FIG. 1. — La structure de la plate-forme russe à la fin du Protérozoïque (selon Mouratov, 1962). 1, limites de la plate-forme ; 2, boucliers et bourrelets ; 3, dépressions de type graben ; 4-6, synclises et leurs limites ; 7-8, ensembles géosynclinaux.

(1972). A mon avis l'enselement situé au sud-ouest de la plate-forme écossaise Eria, formé par les dépôts puissants du Torridonien, du Cambrien et de l'Ordovicien (Phemister, 1960 ; Pavlovsky, 1958 ; Craig, 1965) peut avoir la même dénomination, comme aussi l'enselement gigantesque de l'ouest de la plate-forme

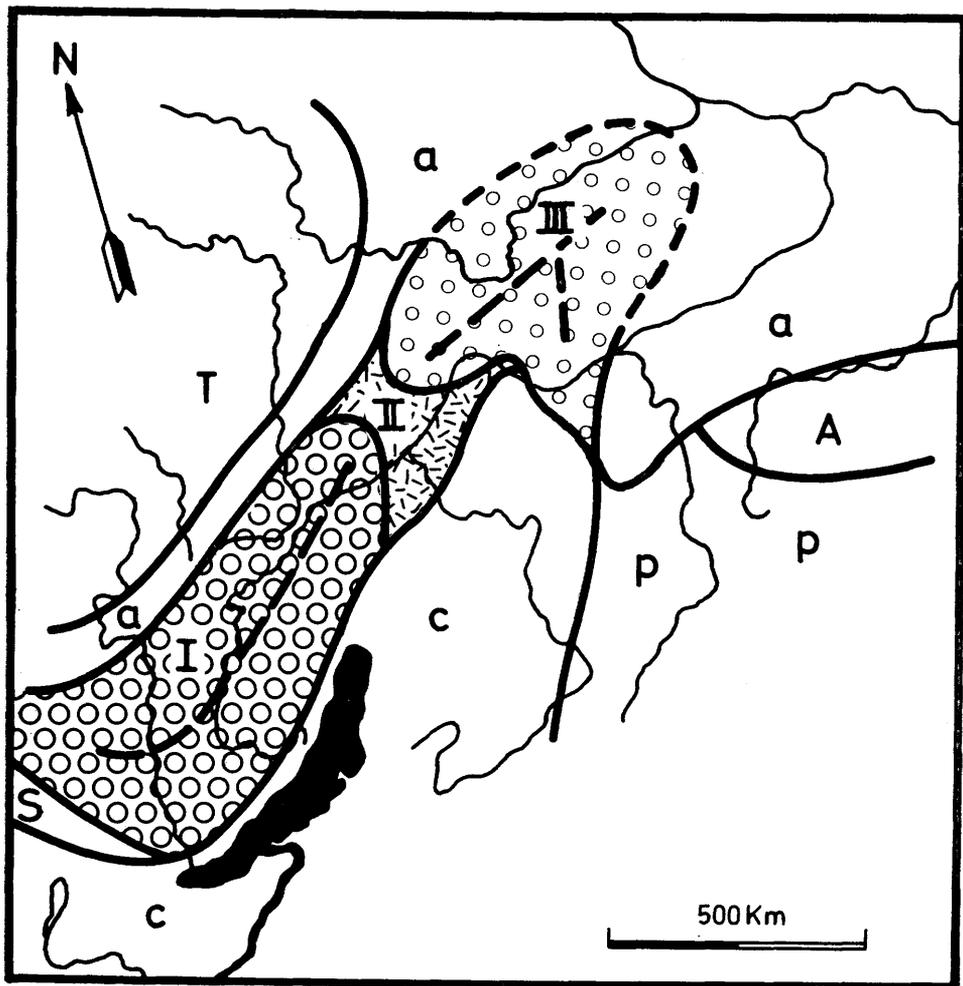


FIG. 2. — L'ensellement péricratonique Angara-Léna au Paléozoïque (selon Pavlovsky, 1959). I, II, III, éléments de l'ensellement ; a, les flancs des antéclyses et du bouclier d'Aldan ; T, dépression de la Toungouska (amphiclyse) ; c, zones du plissement calédonien ; p, zone du plissement protérozoïque ; S, affleurement du socle de la plate-forme ; A, bouclier d'Aldan.

canadienne avec ses gisements pétroliers et la structure analogue de longue durée du bassin de l'Amazonie.

Il est à souligner que les zones de subsidence péricratoniques comme aussi les grabens ont pris naissance dès les premiers stades du développement des plates-formes anciennes de la Néogée.

Les synclises sont rapportées par Mouratov (1972) à la troisième catégorie de structures négatives dans les plates-formes. Par ce terme, proposé par Pavlov, Shatsky (1940, 1941) a désigné de grandes dépressions en pente douce, formées dans un stade avancé du développement des plates-formes anciennes. Les synclises se

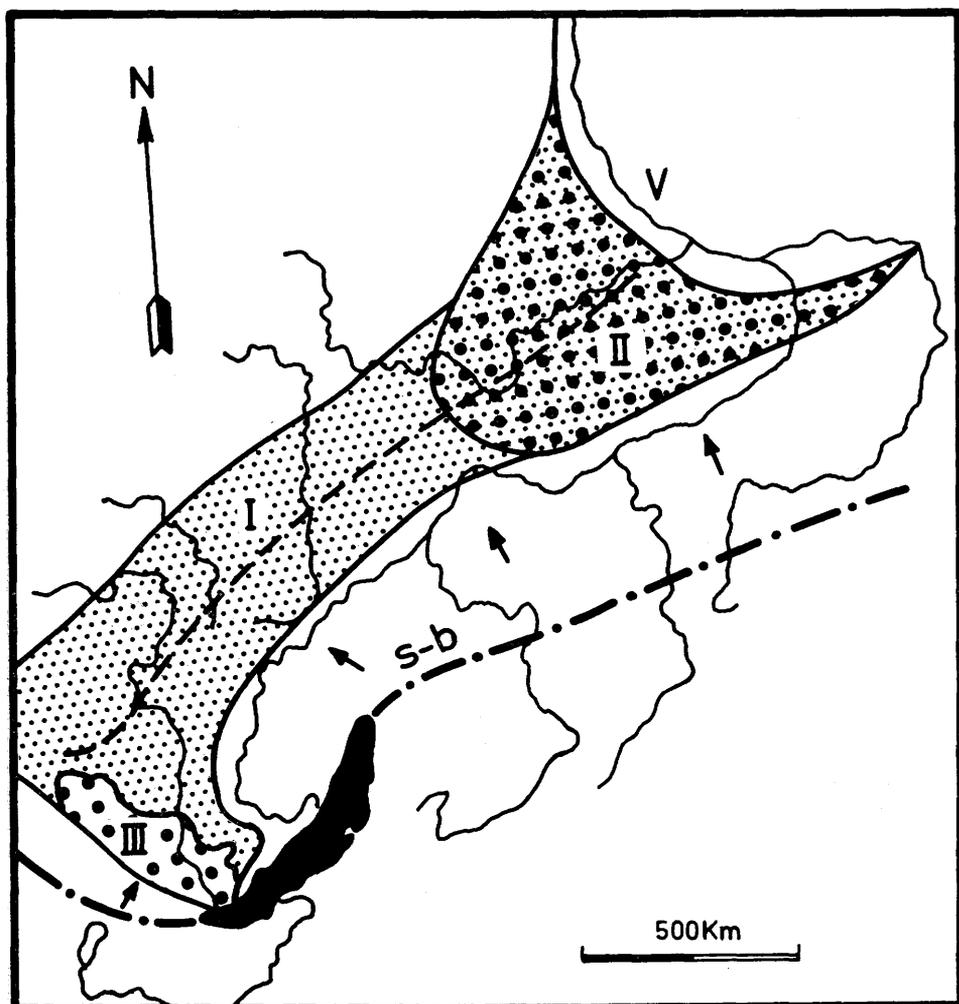


FIG. 3. — L'ensellement péricratonique Angara-Léna au Jurassique (selon Pavlovsky, 1959). I, II, III, éléments de l'ensellement; V, avant-fosse de Verkhojansk; s-b, axe de la voûte saïano-baïkalienne; les flèches montrent la direction du transport du matériel clastique.

caractérisent par un petit angle d'inclinaison des flancs; leur forme en plan est ovale ou arrondie. Elles sont héritées des dépressions de graben, en s'y superposant. Les synclises typiques de la plate-forme russe sont celles de Moscou, du Dniéper-Donetz, de Riazan-Saratov. Elles sont bien représentées sur les cartes tectoniques de l'U.R.S.S. (1953, 1956), de l'Europe (1964) et de l'Eurasie (1966).

Mouratov (1972) a proposé le terme *amphiclise* pour la quatrième (et dernière) catégorie de dépressions des plates-formes anciennes. Son tectonotype est la grande dépression de la Toungouska de la plate-forme sibérienne⁽²⁾ qui a une forme

(2) Sur la carte tectonique de l'Eurasie (1966) elle est figurée comme synclise.

d'amphithéâtre ouvert vers le nord. L'amphiclise de la Toungouska est relativement jeune. Elle a pris naissance à la fin du Paléozoïque. Son fond est plat, ses flancs sont assez abrupts et compliqués par des fractures et des flexures permettant l'arrivée de laves des plateaux. Elle est remplie de roches sédimentaires, volcano-gènes et intrusives basiques. Mouratov estime que la dépression Parana de la plate-forme sud-américaine, de même que la dépression précaspienne au sud-est de la plate-forme russe, sont des analogues probables de l'amphiclise de la Toungouska.

Passant à présent à l'examen des structures *positives* des plates-formes anciennes de la Néogée, nous notons que les plus grandes d'entre elles sont les boucliers, c'est-à-dire les parties des plates-formes oùaffleure le socle précambrien granitisé. Ces boucliers se caractérisent par une tendance à des mouvements épeirogéniques stables et positifs. On peut observer dans les plates-formes anciennes quelques structures positives moins étendues qui se sont développées principalement aux stades avancés de la formation de la couverture sédimentaire des plates-formes. On y range les antéclises, les bourrelets, les plakanticlinaux, les dômes de sel, les plis linéaires locaux, les anticlinaux éjectifs, structures mises en évidence et décrites par Karpinsky, Arkhangelsky, Shatsky et, plus tard, par Kropotkine (1961), Belousov (1962) et d'autres.

La *couverture* des plates-formes anciennes de la Néogée est formée principalement d'assises sédimentaires dont le faciès est constant sur une grande étendue. Les formations y montrent la succession caractéristique : continentale terrigène, marine terrigène transgressive, marine carbonatée, marine terrigène régressive, continentale terrigène. La puissance de la couverture est très variable : de quelques centaines de mètres jusqu'à 4-7 km et plus. Les grandes épaisseurs s'observent dans les zones de subsidence prolongée : ensembles péricratoniques et synclises. Dans certains cas la puissance considérable de la couverture est liée à la rapidité de la subsidence du fond des dépressions. L'amphiclise de la Toungouska où la puissance des tuffolaves du Triasique inférieur et moyen atteint 3 km (Mouratov, 1972) en est l'exemple. La puissance minimale de la couverture s'observe dans les régions des boucliers, des antéclises, des bourrelets et autres formes positives.

L'âge de la couverture des plates-formes anciennes dépend de l'époque à laquelle celles-ci se sont structurées. La formation des dépressions de graben dans le corps des plates-formes russe et sibérienne est liée au commencement du Riphéen, c'est-à-dire, il y a 1 600 m.a. (millions d'années).

Le rôle des *fractures* dans la structure des plates-formes anciennes de la Néogée est très important. Shatsky (1945) a mis en évidence des failles organisées en réseaux d'une part N-S et E-W, d'autre part NE-SW et NW-SE. D'après lui, ces fractures ont déterminé les contours des plates-formes, des aulakogènes, des ensembles de graben, des synclises et des antéclises.

Dans l'élaboration des structures des plates-formes anciennes de la Néogée, un rôle important est parfois joué par l'arcogenèse, processus puissant qui se manifeste clairement au Mésozoïque et au Cénozoïque (Pavlovsky, 1948, 1953). Il s'agit d'un processus de longue durée qui consiste en la formation d'un système de grands plis linéaires, s'exprimant sous la forme de voûtes anticlinoriales séparées par des dépressions de type synclinorium (fig. 4). Les déformations plastiques ont été suivies de fractures de types variés : failles radiales, décrochements, et chevauchements. Les chevauchements arcogéniques, développés en dehors des conditions géosynclinales, ont été mis en relief et décrits par Danilovitch (1963). Le rôle des

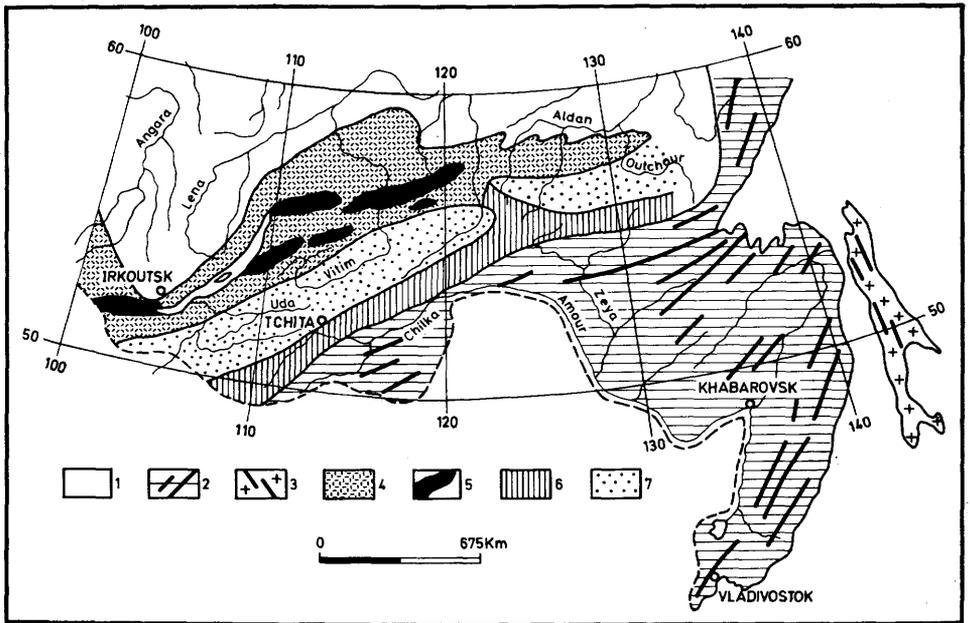


FIG. 4. — Relation de la voûte baïkalienne et de la zone du plissement mésozoïque (selon Pavlovsky, 1948). 1, plate-forme des mésozoïdes ; 2, zone des mésozoïdes ; 3, zone des alpides ; 4, voûte baïkalienne ; 5, dépression de type baïkalien ; 6, autres voûtes ; 7, dépressions de type synclinorium.

fractures qui donnent leur forme finale aux structures en voûtes et aux systèmes de dépressions du type baïkalien (Pavlovsky, 1937) — système nommé parfois rift baïkalien — s'intensifie au Cénozoïque. Les dépressions ont été le siège d'une sédimentation intense volcanogène-sédimentaire de type molassoïde. La formation des rifts est la dernière manifestation, correspondant au stade le plus jeune de l'arcogénèse. La diversité des déformations qui prennent naissance au cours du processus de l'arcogénèse a été exposée par Luchicky et Bondarenko (1967) à l'aide de modèles expérimentaux. Le phénomène de l'arcogénèse s'observe non seulement en Sibérie orientale mais aussi en Afrique orientale et dans la péninsule d'Arabie.

Le *magmatisme* dans les plates-formes anciennes de la Néogée était très varié et parfois considérable. Les intrusions et les effusions des laves de plateau dans les plates-formes sibérienne, indienne et africaine sont connues depuis fort longtemps. Les formations de plateau de la plate-forme sibérienne comprennent des tufs, des tuffites, des coulées de lave, ainsi que des sills, des laccolithes, des dykes, principalement basiques. Parmi les laves on relève des porphyrites picritiques, des augitites, des limburgites, des basaltes néphéliniques et mélilitiques. Il y a des intrusions ultrabasiques de type alcalin. Les pipes (Pavlovsky, 1953) — injection par des conduits étroits de roches ultrabasiques (kimberlites) et basiques — constituent une forme assez spécifique de cette activité magmatique. On doit remarquer que les pipes (certains d'entre eux étant diamantifères) sont souvent des formations assez jeunes. On ne peut pas exclure qu'ils soient liés à la reconstruction des plates-formes de la Néogée sous l'influence de l'arcogénèse,

On a longtemps estimé que la formation des granites n'est pas liée au développement des plates-formes. Cependant, des laccolithes mésozoïques, des stocks et d'autres « petites » intrusions de granitoïdes normaux et alcalins sont connus dans le bouclier d'Aldan (Bilibine, 1941), dans les plates-formes du sud et du nord de la Chine (Ly Sygouan, 1952 ; Khouan Czy-Cine, 1961 ; Naguibina, 1963) et dans la plate-forme nord-américaine (Gilluly, 1963). Raguin (1966) a proposé une nouvelle classification des massifs granitiques dont une des catégories est dénommée : granites des cratons. Des intrusions granitoïdes se manifestent très souvent dans les zones de rajeunissement et de reconstruction de la structure des plates-formes anciennes sous l'influence de l'arcogénèse.

Quelques conclusions concernant les plates-formes de la Néogée

Lorsqu'on dresse le bilan de tout ce qui a été dit ci-dessus à propos des plates-formes de la Néogée, et des structures qui y prennent naissance aux différents stades de leur développement, on peut dire que le processus de cratonisation de grands segments de l'écorce terrestre de la Néogée n'était pas simple. A cette époque, on observe un accroissement ininterrompu de la superficie des plates-formes (fig. 5), comme l'a montré Shatsky (1946a). Dans les grandes plates-formes, on observe un processus de reconstruction de leur structure interne ; ce processus a été plus lent, et s'est effectué par d'autres voies que dans les domaines géosynclinaux. Outre la fracturation du socle, et le déplacement de certains blocs selon le modèle germanotype, on peut y observer des déformations plastiques par flexion qui créent une gamme complexe de structures grandes, moyennes et petites caractérisées par des morphologies différentes. Sous l'influence du processus puissant de l'arcogénèse, les parties les plus épaisses de certaines plates-formes ont acquis une grande mobilité au Mésozoïque et au Cénozoïque.

Par conséquent, vers le commencement de la Néogée, il existait déjà, sous les surfaces continentales, une « couche » sialique et néanmoins l'écorce terrestre n'avait pas encore un visage figé. Lors de l'édification des grands cratons, la croûte terrestre n'a pas perdu sa mobilité et seule s'est modifiée la forme selon laquelle cette mobilité s'est exprimée. On est réduit aux hypothèses quant aux causes de cette mobilité des cratons. Nous devons cependant, pour développer notre sujet, admettre la considération préliminaire suivante. Puisque les plates-formes de la Néogée, nées sur le socle « consolidé » précambrien, n'ont pas perdu leur mobilité, il faut accepter qu'à l'époque de la Protogée, lorsque la « couche » granitique a commencé à se former, la mobilité des régions cratonisées devait être beaucoup plus grande encore.

Après tout ce qu'on vient de dire à propos du processus de cratonisation de l'écorce continentale au cours de la Néogée, nous passons maintenant à l'objet principal de notre communication : les caractères de la cratonisation au cours des temps géologiques.

B. LES PLATES-FORMES DE LA PROTOGÉE OU PROTOPLATES-FORMES

On sait que, dès la fin de la deuxième guerre mondiale, l'intérêt s'est porté de manière accrue sur l'étude géologique du Précambrien, qui couvre la majeure partie

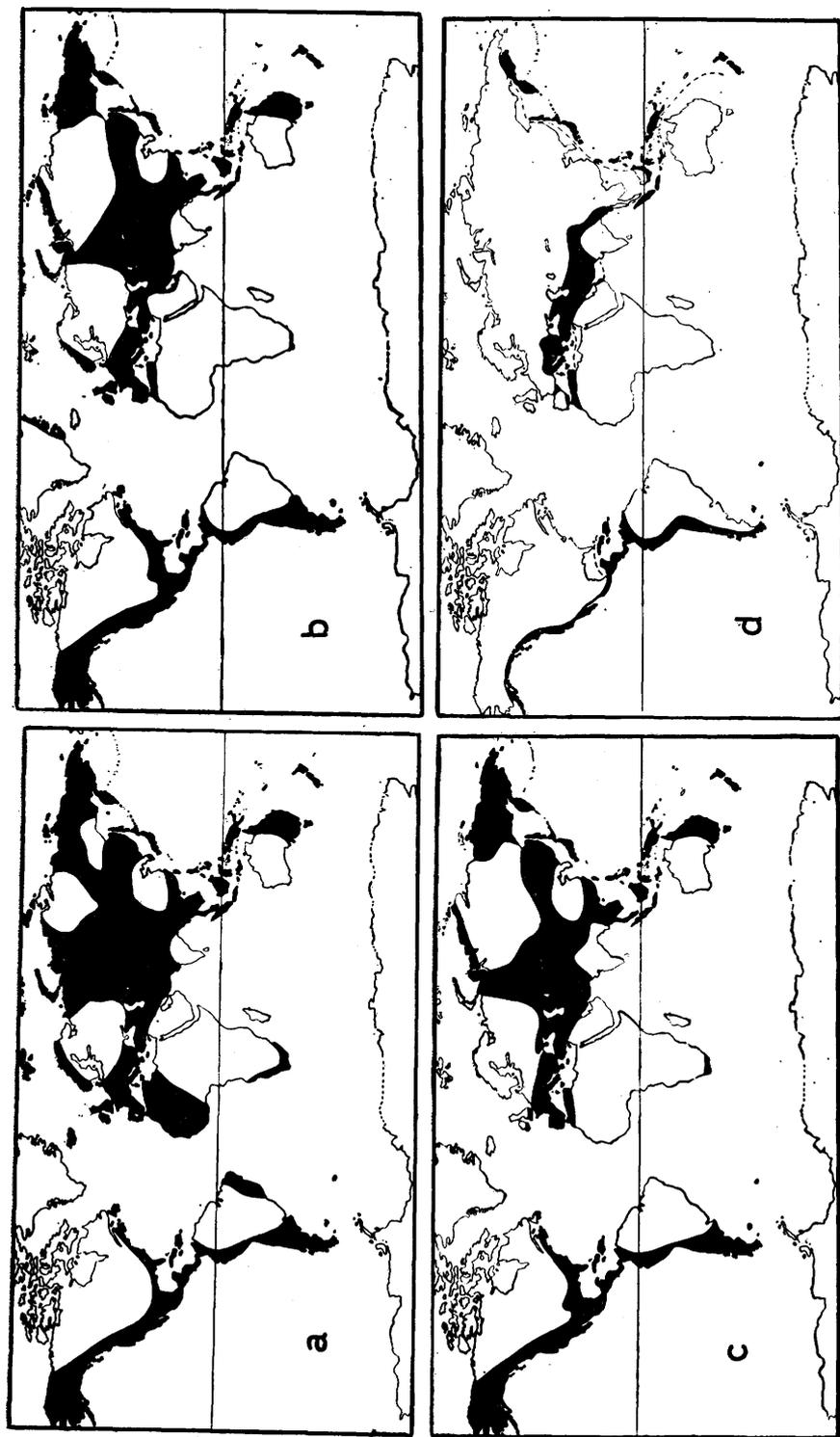


FIG. 5. — Les domaines géosynclinaux (en noir) et les plates-formes de la Néogée (selon Shatsky, 1946). a, au Riphéen ; b, à l'Ordovicien et au Gothlandien ; c, au Dévonien et au Carbonifère ; d, à la fin de la période alpine.

de l'histoire géologique de notre planète. Le fait est que les réserves principales de minerais de fer, de cuivre, de manganèse, de chrome, de nickel, de cobalt, d'uranium, de thorium ainsi que la plupart des gisements de micas sont liés au Précambrien. Ce fait important a permis un développement rapide de la géologie du Précambrien. Plusieurs notions relatives aux premiers stades de l'histoire géologique demandent par conséquent à être revues, à la lumière des nouvelles informations.

Dans le cadre de ce travail, nous nous intéressons aux processus de la cratonisation qui se sont passés *bien avant* l'apparition des grandes plates-formes de la Néogée, dont nous avons donné un bref aperçu plus haut. On doit s'attendre à ce que le processus de cratonisation de la Protogée soit de type particulier, vu la faible puissance de l'écorce terrestre à cette époque.

En 1963, Pavlovsky a proposé pour désigner les cratons de la Protogée le terme de *protoplate-forme*. Des observations ultérieures ont confirmé l'existence de ces protoplates-formes, et ont permis de mieux comprendre la spécificité du régime tectonique qui a donné naissance à ces structures intéressantes.

On trouvera à la figure 14 un schéma de synthèse des considérations qui vont suivre.

I. Processus de la cratonisation initiale dans le bouclier baltique

Les régions de consolidation initiale de la croûte terrestre dans le bouclier baltique ont été mises en évidence par Polkanov (1953), Kharitonov (1960) et Simonen (1960). L'existence d'un régime de plate-forme en Carélie au Jatoulien (Protérozoïque moyen) a été discutée par Pavlovsky (1961, 1962, 1964), qui a proposé d'individualiser la protoplate-forme jatoulienne. Eskola (1963) a donné de nombreuses preuves en faveur du rôle important joué par le craton jatoulien dans la structure de la Carélie. D'après les données de Paley (1970, 1973), la couverture jatoulienne de la protoplate-forme est assez largement développée dans les parties orientale et occidentale du bouclier baltique (fig. 6). En Carélie soviétique, cette couverture est représentée par des roches sédimentaires et volcanogènes. Elle repose en discordance sur les gneiss et les granites du Précambrien inférieur âgés de 2 200 à 2 500 m.a. Au cours des dernières années, le Jatoulien de la Carélie fut minutieusement étudié par Guiljarova (1967, 1971, 1972), Novikova (1971), Sokolov et ses collaborateurs (1970, 1972) et par Korjakine (1969).

La série jatoulienne comprend trois rythmes, chacun d'eux comprenant de bas en haut : des conglomérats, des quartzites, des grès, suivis de pélites et de dépôts carbonatés, eux-mêmes surmontés par des roches effusives basiques. On notera en particulier que sous la série jatoulienne on observe souvent sur de larges étendues une croûte d'altération kaolinitique. L'association des formations sédimentaires est typique des conditions tectoniques calmes du régime de plate-forme. Comme l'a montré Svetov (1968), les roches basiques spécifiques du jatoulien (spilites) se distinguent des basaltes de plateau typiques par leur teneur élevée en alcalis.

Dans la presqu'île de Kola, la couverture de la protoplate-forme est constituée — selon les données de Simon (1973) — de la série de Petchenga et des formations sédimentaires et volcanogènes de la zone Imandra-Varzuga-Sosnovka ; ces formations sont probablement synchrones du Jatoulien de Carélie. La série sédimentaire-volcanogène, épaisse de 5 à 13 km, est conservée dans deux grabens qui présentent une structure interne monoclinale simple. L'absence de « couche » granitique dans

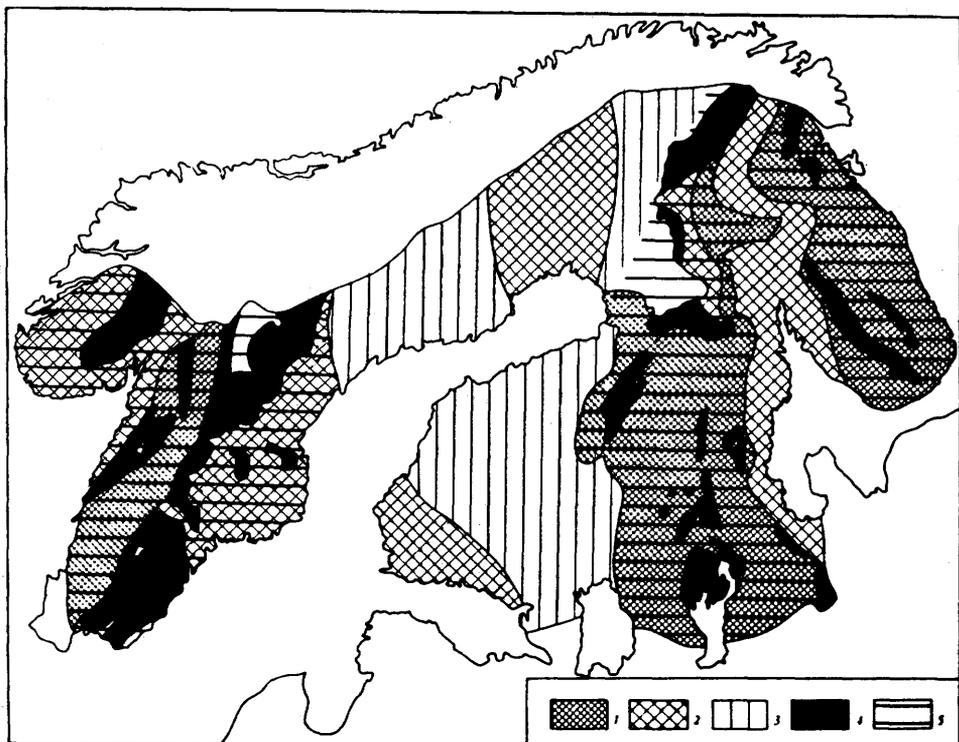


FIG. 6. — Schéma des structures précambriennes du bouclier baltique (selon Paley, 1973). 1, zones de la consolidation initiale ; 2, zone du plissement et du métamorphisme protérozoïques ; 3, zone du plissement protérozoïque moyen ; 4, roches sédimentaires et volcanogènes de la couverture et formations intrusives du Protérozoïque moyen ; 5, domaines supposés de la protoplate-forme au Protérozoïque moyen.

la région de ces deux grabens est un fait très remarquable qui fait l'objet d'une vive discussion.

Paley (1973) a donné des arguments en faveur d'un large développement de la couverture dans la partie occidentale du bouclier baltique au sud de la Suède et de la Norvège. La couverture y renferme des séries gothiennes supracrustales reposant parfois sur une croûte kaolinitique d'altération. Les séries terrigènes et volcanogènes gothiennes sont percées par des granitoïdes dont la structure, la composition et l'âge sont très proches de ceux des granites rapakivi, formation atectonique typique.

Les restes de la couverture de la protoplate-forme dans le bouclier baltique sont localisés dans des structures négatives de différents types : des périsynclinaux surimposés, des grabens-synclinaux et des grabens, compliqués par diverses fractures. On y a affaire à des structures de plate-forme typiques, surimposées soit au socle plissé granitisé, soit — plus rarement — directement au socle basique. L'apparition et le développement des protoplates-formes gothiennes et jatouliennes peuvent être datés à 2000 m.a. environ. Les protoplates-formes jatoulienne et

gothienne à couverture tranquille sont conservées de part et d'autre de la zone plissée des svecofennides et de ses analogues, qui occupe la partie centrale du bouclier baltique (fig. 6).

À côté des arguments confirmant l'existence des protoplates-formes jatoulienne-gothienne, il en existe d'autres permettant d'affirmer que certaines parties du bouclier baltique étaient entraînées dans le processus de la cratonisation non seulement au Protérozoïque, mais beaucoup plus tôt encore, à l'Archéen. Polkanov (1953) l'a souligné depuis longtemps. De plus, il faut rappeler que dans la presqu'île de Kola existe un complexe plutonique (pluton de Montchegorsk) constitué de pyroxénites et de norites dont la mise en place (selon l'opinion de nombreux chercheurs) s'est déroulée dans les conditions tranquilles du régime tectonique de plate-forme (Maslenikov, 1968 ; Guerling et d'autres, 1968). L'âge de ces roches et de leurs minéraux a fait l'objet de nombreuses déterminations par des méthodes différentes, dans les laboratoires de l'Académie des sciences de l'U.R.S.S. et de l'Institut de physique nucléaire Max Plank à Heidelberg. Cet âge de 3 100 à 3 400 m.a. est le plus ancien auquel on puisse faire remonter le processus de cratonisation. La dimension et les contours de ce craton primitif, né à la limite du Catarchéen et de l'Archéen, restent obscurs.

La prédominance absolue du régime de plate-forme dans tout le craton baltique commence à la fin du Protérozoïque, à l'époque de la sédimentation des grès, alevrolites, shales et quartzites jotniens, conservés dans les synclises à pente douce. Le régime plate-formien de la Néogée, comprenant la grande plate-forme russe, a donc hérité du régime de la protoplate-forme gothienne-jatoulienne qui l'a précédé. On sait que dans le bouclier baltique, la fin du Protérozoïque a été marquée par la mise en place des intrusions atectoniques de granites rapakivi, de sills de dolérite et de gabbros alcalins (1 620 à 1 670 m.a.).

II. Processus de cratonisation ancienne dans le bouclier ukrainien

En se basant sur les recherches de Polovinkina, Semenenko, Vinogradov et d'autres chercheurs qui ont étudié le Précambrien du bouclier ukrainien, Pavlovsky (1962, 1963) y a rapporté l'installation du régime protoplate-formien au Protérozoïque, à l'apparition du complexe plutonique de Korosten dont l'âge est de 1 700 à 1 800 m.a. Ce pluton comprend des gabbro-anorthosites, des monzonites et différents granites, y compris des granites rapakivi. Par ses particularités structurales et pétrologiques, le pluton de Korosten se rapporte à la catégorie des formations de protoplate-forme. Dans les conditions de régime calme de la protoplate-forme, on observe l'apparition des granites alcalins, des syénites alcalines et néphéliniques du Priazov (1 550-1 750 m.a.), des granitoïdes du pluton d'Ouman (1 500-1 600 m.a.), des granitoïdes ospa-pergeansk (1 400-1 500 m.a.). Le régime de la plate-forme de la Néogée a probablement hérité de celui de la protoplate-forme, lequel était ainsi marqué par ce plutonisme puissant. Les roches sédimentaires de la couverture de la plate-forme sont mal conservées. Elles ne sont représentées que par les quartzites d'Ovrouch, situés au nord-ouest du bouclier ukrainien, et rapportés au Riphéen (1 100-1 200 m.a.).

Ces dernières années ont vu beaucoup de recherches nouvelles sur la géologie du Précambrien d'Ukraine. Nous mentionnerons les travaux de Dobrokhotov (1967), Rjabenko (1970), Mouratov (1966, 1973), Laz'ko, Jatzenko, Lyssak *et al.* (1972), Gafarov (1970), et Novikova (1971). Une synthèse tectonique très intéres-

sante a été proposée par Kaljaev (1973). A son avis, les protoplates-formes et les protogéosynclinaux (fig. 7) sont les plus anciens éléments structuraux de l'Ukraine ; ils sont nés au début de l'histoire géologique (3 500 m.a. environ). Certains éléments, appartenant à d'autres boucliers et pour lesquels on possède des résultats, peuvent également corroborer cette interprétation (Pavlovsky, 1961, 1964, 1970 ; Pavlovsky, Markov, 1963). Les observations de Polounovsky (1969, 1970) dans la partie priazovienne du bouclier ukrainien ont montré que la série locale des gneiss montre une discordance stratigraphique et, probablement, angulaire par rapport aux roches basiques de la série Konsk-Verkhovtzevo. Dobrokhotov (1967) et Pavlovsky (1961, 1970), à la suite de Svytalsky, comparent ces roches basiques à la série Keewatin du Canada et les considèrent comme représentant le stade initial de nucléation dans le développement des continents, stade sans plates-formes et sans géosynclinaux. La composition de la série des gneiss qui surmontent le socle formé au stade de nucléation est assez spécifique. Les quartzites

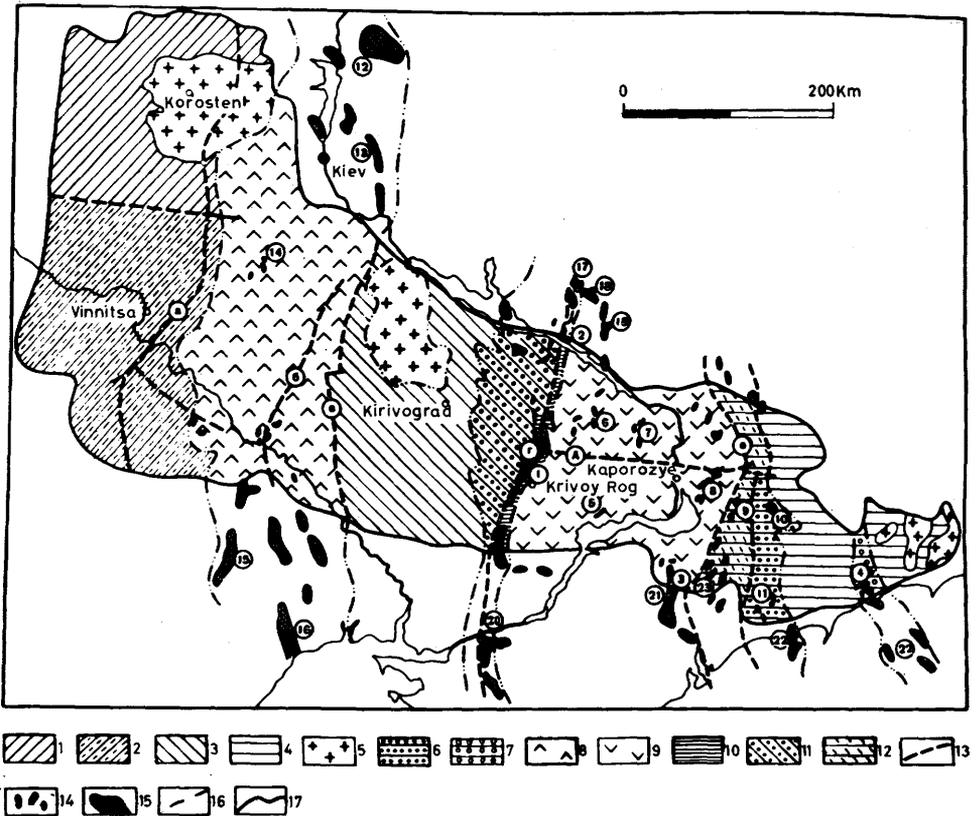


FIG. 7. — Schéma de la tectonique du bouclier ukrainien (selon Kaljaev, 1973). 1-4, blocs de la protoplate-forme ; 5, massifs de granites rapakivi et de granites alcalins ; 6-7, paragéosynclinaux ; 8-12, domaines du régime protogéosynclinal ; 13, fractures profondes ; 14, roches ferrugineuses ; 15, anomalies magnétiques ; 16, limites des structures ; 17, limites du bouclier.

Les chiffres montrent des gisements de minerai de fer.

associés aux roches riches en alumine (schistes à sillimanite-corindon-spinelle), et aux gneiss à graphite y jouent un rôle important. Dans la partie supérieure de la série on voit apparaître des quartzites à pyroxène et magnétite, des marbres, des calciphyres, parfois phosphatés. Polounovsky établit une corrélation entre la série des gneiss du Priazov et la série Yengra de l'Archéen du bouclier d'Aldan, dont il sera question un peu plus loin. L'association rare des quartzites et des roches riches en alumine, connue depuis fort longtemps dans l'Archéen d'Aldan, témoigne du caractère particulier de la sédimentation à cette époque (Frolova, 1951, 1961, 1962). La série des gneiss du Priazov est métamorphisée dans les faciès granulitique et amphibolitique. On considère les roches riches en alumine de cette série (Polounovsky, 1969, 1970) comme représentant la croûte d'altération kaolinique métamorphisée.

III. Processus de la cratonisation dans le bouclier d'Aldan

L'étude du Précambrien du bouclier d'Aldan n'a commencé que dans les années trente, c'est-à-dire beaucoup plus tard qu'en Scandinavie et en Ukraine. Malgré cela, nos connaissances de ces remarquables événements de l'histoire géologique initiale sont très abondantes. En fait, on peut considérer le bouclier d'Aldan comme un tectonotype du processus complexe et de longue durée qu'est la cratonisation. Il y a plus de 20 ans, Frolova (1950, 1951), a avancé l'hypothèse hardie que les gneiss archéens d'Aldan reposent sur un fondement basique. Cette hypothèse, accueillie au début avec beaucoup de scepticisme, est largement acceptée de nos jours. Le fondement basique est identifié par des observations directes faites dans les différentes parties du bouclier d'Aldan (série de Kurultino-Gonam et ses analogues). L'étude de ce fondement basique a fourni beaucoup de données nouvelles et intéressantes sur l'histoire géologique de l'Archéen et du Catarchéen.

Dans la partie supérieure du fondement basique, s'individualise un complexe, engendré pendant le stade de nucléation — sans plates-formes et sans géosynclinaux. Pendant ce stade, la sédimentation des roches effusives, pyroclastiques et chémogéniques s'est opérée dans des bassins dépourvus d'orientation régulière (Pavlovsky, 1961, 1962 ; Pavlovsky et Markov, 1963 ; Mouratov, 1966 ; Gloukhovsky, 1969 ; Pavlovsky, 1970). Dans le bassin de Soutam au sud du bouclier d'Aldan, la partie inférieure de la série de Kurultino-Gonam est représentée par des schistes à hypersthène et plagioclase, à deux pyroxènes, à grenat, hypersthène et plagioclase, ainsi que par des roches à olivine et pyroxène, à pyroxène et grenat de type éclogitique, par des gabbro-norites et des gabbro-anorthosites. Des roches riches en alumine (à sillimanite, à cordiérite, à saphirine), des quartzites et des calciphyres sont subordonnés. On peut noter le degré de métamorphisme extrêmement élevé (faciès soutamien qui d'après Marakoushev, 1965, correspond à 10-12 kb et 700-900 °C). L'âge de la partie inférieure du complexe de Kurultino-Gonam est de 4 500-4 580 m.a. Les roches basiques y ont une composition voisine de celle des basaltes tholéitiques (océaniques) et des basaltes lunaires.

La prédominance des structures négatives arrondies en calice est caractéristique du Catarchéen de la région de Soutam. L'âge du Catarchéen soutamien, sa composition et sa tectonique ont permis de le relier au stade le plus ancien — stade lunaire — du développement de la Terre (Gloukhovsky et Pavlovsky, 1973).

D'après Gloukhovsky et Stavcev (1973), une puissante assise de gneiss riches en alumine et de quartzites — produits de la désintégration prolongée des roches

du fondement basique — repose sur celui-ci dont on vient de voir qu'il a passé par les stades lunaire et de nucléation. C'est la croûte d'altération ancienne lavée et redéposée (Frolova, 1950, 1951 ; Ronov, 1964). Les gneiss et les quartzites de l'Archéen (la série Yengra) sont largement représentés dans la partie centrale du bouclier d'Aldan (fig. 8), dans les limites du bloc dit Aldan-Timpton. D'après sa position dans l'échelle de l'Archéen et d'après sa composition, la série des gneiss inférieurs de la partie priazovienne du bouclier ukrainien, décrite par Polounovsky (1969, 1970), correspond à la série Yengra. Il faut rappeler que les gneiss inférieurs du Priazov reposent en discordance sur un fondement basique (série Konsk-Verkhovtzevo).

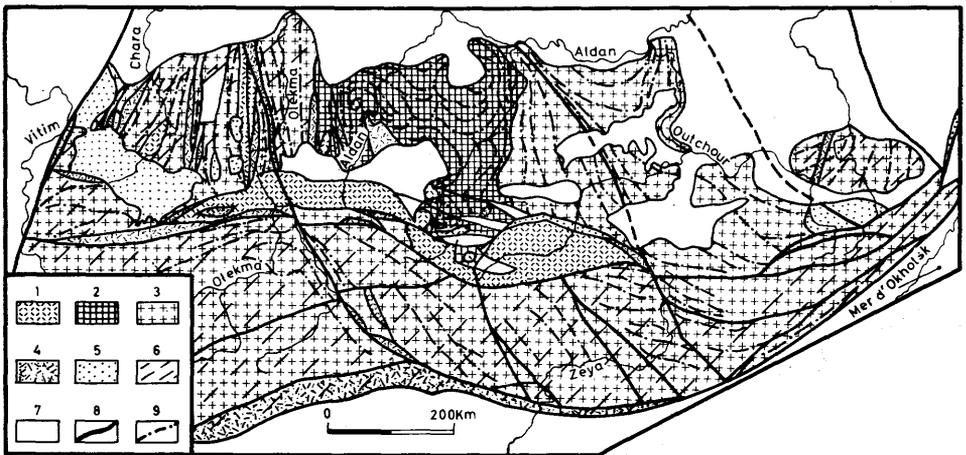


Fig. 8. — Schéma de la tectonique du bouclier d'Aldan (selon Gloukhovsky et Stavcev, 1973). 1, affleurements du socle basique ; 2, protoplate-forme Yengra ; 3, systèmes plissés des archéides ; 4, paléoaoulaogènes ; 5, couverture de la protoplate-forme du Protérozoïque inférieur ; 6, zone de la surimposition du plissement du Protérozoïque inférieur aux archéides ; 7, couverture de la protoplate-forme de la Néogée ; 8, fractures ; 9, axes de grands plis.

L'âge de la série de Yengra de l'Archéen de l'Aldan n'est pas inférieur à 3 100 m.a. (Gloukhovsky, 1969 ; Gloukhovsky et Stavcev, 1973). Les particularités de faciès de cette série et la tectonique spécifique du bloc Aldan-Timpton, définie par la disposition irrégulière des structures en dôme, ont permis à Gloukhovsky et Stavsky (1973) de rapporter ce bloc à la catégorie « des structures les plus anciennes de type plate-forme ». On peut accepter cette conclusion et considérer le bloc Aldan-Timpton comme l'embryon de l'ancienne protoplate-forme ; celle-ci d'après son âge, est voisine des protoplates-formes mises en évidence par Kaljaev (1973) en Ukraine comme aussi de la protoplate-forme embryonnaire de la presqu'île de Kola où le pluton basique de Montchegorsk s'est mis en place dans des conditions calmes (3 100-3 400 m.a.).

La protoplate-forme Aldan-Timpton est bordée par des structures linéaires plissées qui ont pris naissance sur l'emplacement du protogéosynclinal archéen

dans lequel la sédimentation s'est poursuivie jusqu'à la fin de l'Archéen (2 600 m.a.). Dans les ensellements protogéosynclinaux, on observe une sédimentation d'assises terrigènes-volcanogènes et terrigènes-carbonatées de grande puissance. A la différence des ensellements géosynclinaux de la Néogée, les protogéosynclinaux se caractérisent dans les grands segments par une grande stabilité du faciès tout au long de l'échelle stratigraphique ; ce fait, souligné pour la première fois par Frolova (1951), a attiré l'attention d'autres chercheurs (Michot, 1963 ; Pavlovsky et Markov, 1963, 1964). Il est probable que certaines parties du protogéosynclinal ont été surimposées aux bords de la protoplate-forme archéenne, ce qui implique pour celle-ci une dimension initiale beaucoup plus grande (Gloukhovsky et Stavcev, 1973).

De grandes intrusions d'anorthosites sont liées à une zone de fracture profonde, au sud du bouclier d'Aldan ; la mise en place de l'intrusion de la Kalar a eu lieu avant la granitisation archéenne (Korikovskiy et Bagenova, 1966 ; Pavlovskiy, 1967). A la fin de l'Archéen, les processus de granitisation, de migmatitisation et de métamorphisme régional ont eu lieu dans les conditions des faciès granulitique et amphibolitique. Les granitoïdes sont représentés par des alaskites et plus rarement par des charnockites. La formation de la « couche » granulitique de la croûte terrestre a commencé ainsi à l'intérieur du bouclier d'Aldan.

Le régime de protoplate-forme s'y est établi définitivement au début du Protérozoïque, il y a 2 600 m.a. environ. Le stade initial (préliminaire) de ce régime a été marqué par une extension de l'écorce terrestre, qui a provoqué l'apparition de dépressions de graben, dénommées paléoaulakogènes (Letjes, Mouratov et Fedorovskiy, 1970) (fig. 9). La différence entre les aulakogènes de la Néogée et les paléoaulakogènes consiste en ce que les premiers ont pris naissance grâce à une fracturation profonde des plates-formes de la Néogée — croûte granitisée de type continental (achevé) — tandis que les paléoaulakogènes se sont créés sur la couche granulitique assez mince qui existe seulement au premier stade de la granitisation locale archéenne. Comme on va le voir plus loin, le processus principal, très intense, de granitisation du socle archéen de la protoplate-forme s'est produit au début du Protérozoïque.

La largeur des paléoaulakogènes varie de 1 à 10-20 km ; leur longueur est 10 à 15 fois plus grande (200 km environ). Ces fosses (troughs) étroites sont remplies de roches volcanogènes et terrigènes silico-ferrugineuses d'une grande puissance (4-7 km). Le métamorphisme de ces roches est varié et irrégulier, depuis le faciès des schistes verts jusqu'au faciès amphibolitique de haute température. Les roches effusives sont représentées par des laves et des tufs de composition basique et intermédiaire. Le complexe des fosses est percé par des massifs concordants et discordants de roches ultrabasiques et gabbroïques.

La partie supérieure du complexe des paléoaulakogènes est constituée par les horizons de base de la couverture de la protoplate-forme, laquelle s'étend aussi sur de grandes étendues en dehors des fosses. On peut définir deux grands domaines de développement de la couverture de la protoplate-forme situés respectivement : à l'est (ensellement de Kodaro-Oudokan) et à l'ouest (Oulkansky) du bouclier d'Aldan.

La base de la série d'Oudokan, qui forme la couverture de la protoplate-forme dans les montagnes de Kodar et d'Oudokan (Letjes, 1965 ; Gloukhovsky, 1969 ; Fedorovskiy, 1968), est formée par la série terrigène d'Ikabya. Cette série est constituée par les produits de la dénudation de l'ancienne croûte d'altération des

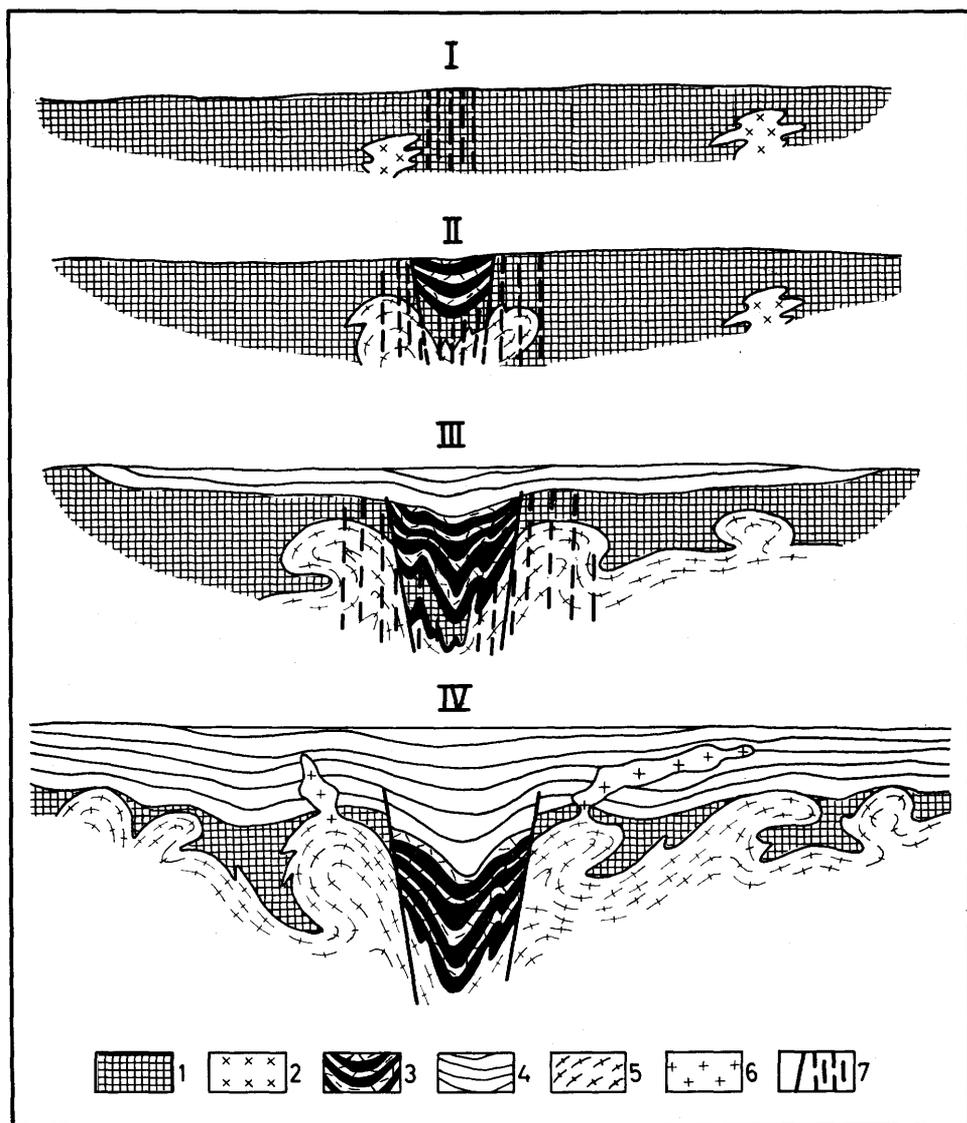


FIG. 9. — Schéma du développement des paléoaulakogènes (selon Letjes, Mouratov et Fedorovsky, 1970). 1, croûte basique ; 2, centres de l'ancienne (archéenne) granitisation ; 3, complexe volcanogène-sédimentaire ; 4, couverture terrigène de la proto-plate-forme ; 5, granito-gneiss du Protérozoïque inférieur ; 6, granites du Protérozoïque inférieur ; 7, fractures.

roches du socle archéen, auxquels succèdent des grès et des alevrolites à ripple-marks. Dans le ciment de ces grès, le composant carbonaté est de plus en plus abondant vers le haut. Ces roches sont surmontées par la série de Boutoun qui possède de puissants niveaux de dolomies et autres roches carbonatées, souvent

bréchiformes. Les dolomies renferment des stromatolithes des groupes à Conophyton et à Newlandia. La partie supérieure du groupe d'Oudokan est représentée par les grès de la série de Sakoukan, transgressifs sur les séries plus anciennes de la couverture de la plate-forme. Ces grès renferment des galets de roches exotiques dont le gisement d'origine reste obscur ; il s'agit de galets de quartzite, de jaspe, de granophyre, de porphyre quartzeux. Dans la crête d'Oudokan, la série de Sakoukan est la plus puissante et la plus complète. Cette série est cuprifère, comme aussi la série supérieure de Namingou.

La puissance de la couverture de la protoplate-forme varie considérablement en rapport avec la subsidence prolongée et irrégulière, contemporaine du dépôt sur le fond de l'ensellement de Kodar-Oudokan. Dans les zones à subsidence maximale, l'épaisseur du groupe d'Oudokan est de 10-12 km. Sa sédimentation a couvert l'intervalle de 2 500 à 1 900 m.a.

Les niveaux inférieurs du groupe d'Oudokan sont métamorphisés dans le faciès des schistes verts, localement dans le faciès amphibolitique. Ce métamorphisme est lié à la granitisation intense du Protérozoïque inférieur. Le groupe d'Oudokan a formé écran pour le front de granitisation (Gloukhovsky, 1969 ; Gloukhovsky et Stavcev, 1973). Plusieurs dômes granitiques, nés au commencement du Protérozoïque au sein du fondement archéen remobilisé, ont compliqué les structures de l'ensellement de Kodar-Oudokan (fig. 10). La vitesse de croissance de ces dômes granitiques était comparable à celle de la sédimentation dans l'ensellement ; ce

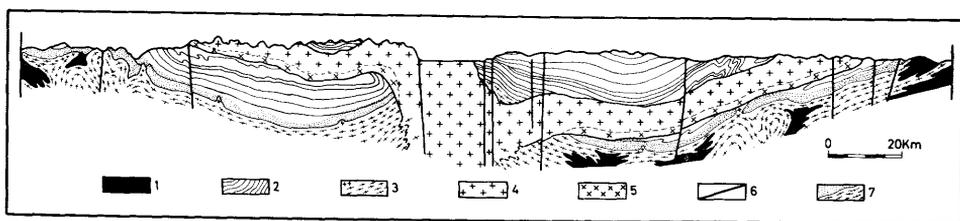


FIG. 10. — Coupe schématique à travers l'ensellement de Kodar-Oudokan (selon Fedorovsky, 1968). 1, gneiss du fondement archéen ; 2, séries différentes du groupe d'Oudokan du Protérozoïque inférieur, formant la couverture de la protoplate-forme ; 3, granito-gneiss du Protérozoïque inférieur ; 4-5, granitoïdes du Protérozoïque inférieur du lopolithe de Kodar ; 6, fractures ; 7, métamorphisme de contact des séries inférieures du groupe d'Oudokan.

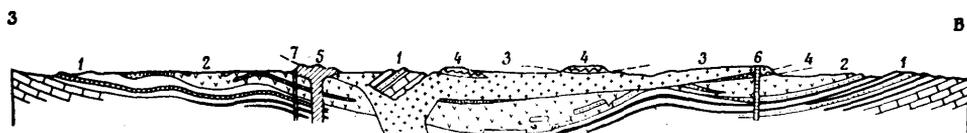


FIG. 11. — Coupe schématique est-ouest à travers le lopolithe du Bushveld ; longueur : 480 km environ (selon Du Toit, 1954). 1, système du Transvaal à sills de diabase (en noir) ; 2, norite ; 3, granite rouge ; 4, toit du lopolithe ; 5, centre volcanique ; 6, neck ; 7, pipe de kimberlite.

fait a été constaté par Gloukhovsky (1969) et Fedorovsky (1968). En plan, ces dômes sont répartis irrégulièrement comme les « troupeaux » de dômes granitiques, observés par Macgregor en Rhodésie du Sud (1951). L'âge de ces granites varie de 2 370 à 2 420 m.a.

Le développement de l'ensellement de Kodar-Oudokan s'est achevé par la mise en place du grand lopolithe granitique de Kodar (fig. 10). Son âge (1 950-2 000 m.a.) et sa forme sont fort semblables à ceux de l'intrusion sud-africaine du Bushveld (fig. 11).

Un autre grand ensellement de la protoplate-forme est situé à l'est du bouclier d'Aldan. Il s'agit de l'ensellement d'Oulkan, étudié et décrit par Gamaleja (1968). La base de la couverture y est formée d'une assise de grès quartzeux et de quartzites, déposés dans des conditions continentales ou lagunaires. Le reste de la couverture est constitué de roches effusives alcalines, de composition basique et intermédiaire, alternant avec des grauwackes, des grès quartzeux et des arkoses. La composition des roches effusives se modifie vers le haut de la série, les orthophyres quartzeux et les ignimbrites jouant peu à peu le rôle principal. Des intrusions de composition complexe, gabbro-granophyrique, se sont mises en place le long de fractures à l'époque du volcanisme des liparites. Les gabbros forment les parties profondes du pluton et les granophyres les parties supérieures. L'âge de ces intrusions est de 1 930 m.a. ; il est donc le même que celui du lopolithe de Kodar. Un peu plus tard, le pluton d'Oulkan, constitué de granitoïdes subalcalins et alcalins, a pris naissance dans la zone de fracture (1 600-1 770 m.a.).

Des observations récentes ont montré que l'extension de la couverture de plate-forme du Protérozoïque inférieur dans l'est de la Sibérie était beaucoup plus importante et ne se limitait pas au bouclier d'Aldan. A l'ouest de ce dernier, en effet, dans la région montagneuse du Baïkal des schistes à disthène-chloritoïde et des quartzites, formant la base de la série de Teptorgo, sont largement répandus. Cette série se dispose transgressivement sur le fondement archéen, sur les granites anciens ou sur la croûte d'altération de ces derniers. Selon l'opinion judicieuse de Golovenok (1967), la série de Teptorgo représente typiquement la couverture de la protoplate-forme. Auparavant, cette série a été rapportée erronément au Protérozoïque moyen. Cependant, les observations de Korikovskiy et Fedorovsky (1970) ont fait ressortir la faiblesse de cette appréciation d'âge et ont montré l'appartenance de la série de Teptorgo au Protérozoïque inférieur.

Donc, le domaine de la protoplate-forme du Protérozoïque inférieur, dont la couverture est représentée par les groupes d'Oudokan, d'Oulkan et par la série de Teptorgo, s'est étendu à l'ouest du bouclier d'Aldan, notamment dans la région montagneuse du Baïkal. Dans cette région le régime de protoplate-forme, à la différence du bouclier d'Aldan, a été de relativement courte durée et a été impliqué un peu plus tard dans les processus géosynclinaux du Protérozoïque supérieur (baïkalides) et du Paléozoïque inférieur (calédonides initiales). La série de Teptorgo a été plissée à plusieurs reprises, elle a été métamorphosée et percée des plutons, ce qui explique que les conditions de sa formation ne soient connues que depuis peu de temps.

Revenant au bouclier d'Aldan, notons que le régime typique de la plate-forme de la Néogée a succédé à une activité magmatique qui s'est éteinte au milieu du Protérozoïque (série de l'Outchour) ; il s'est poursuivi, avec des interruptions, au Protérozoïque supérieur et au Paléozoïque inférieur. Ensuite la couverture de la plate-forme a été complétée par le dépôt du Jurassique charbonneux. La période

post-jurassique a été marquée par l'arcogenèse puissante qui a formé la voûte d'Aldan-Outchour. Cette étape a été marquée par l'apparition de grands dykes basiques, orientés subparallèlement à l'axe de la voûte, et par la mise en place de plusieurs « petites » intrusions de granitoïdes normaux et alcalins décrits pour la première fois par Bilibine (1941), puis par Molchanova (1966). Des effusions basaltiques ont eu lieu localement au Cénozoïque.

Telle est dans ses grandes lignes l'histoire de la partie de la Sibirie orientale, dite « bouclier d'Aldan ». Cet exemple a montré la longue durée du processus de la cratonisation et sa complexité.

IV. Cratonisation ancienne dans les autres boucliers du monde

L'idée du rôle important joué par le processus global de cratonisation initiale de la croûte continentale a été formulée dans ses grandes lignes, il y a quelque temps déjà, par Pavlovsky (1961, 1962, 1964). Un peu plus tôt et presque en même temps, des conceptions proches ont été énoncées à propos du bouclier baltique par Polkanov (1953), Simonen (1960), Kharitonov (1962) et Eskola (1963). Il semble inutile aujourd'hui de reprendre le détail des arguments avancés, il y a plus de 10 ans, par Pavlovsky (1961) en faveur de l'existence des protoplates-formes dans les boucliers canadien, sud-africain et les autres boucliers du monde. Les nombreuses publications récentes sur la géologie des boucliers anciens en dehors de l'U.R.S.S. confirme l'importance des processus de cratonisation initiale et de formation des protoplates-formes. Cette circonstance facilite d'une manière considérable la suite de cet exposé.

Les recherches récentes en Rhodésie (Stowe, 1971) ont permis d'approfondir les idées de Macgregor à propos de ce domaine, fort intéressant pour le développement du Précambrien inférieur. Stowe a dressé les contours du craton archéen en Rhodésie et a établi les stades principaux de son développement. Les noyaux les plus vieux de la protoplate-forme y ont achevé leur développement il y a 3 400 m.a. Ils forment l'embryon le plus ancien de la protoplate-forme, comparable par son âge à la partie de la presqu'île de Kola où le pluton de Montchegorsk s'est mis en place ($3\ 200 \pm 150$ m.a.), comme aussi aux premières protoplates-formes d'Ukraine et à la partie centrale du bouclier d'Aldan (bloc Aldan-Timpton).

Les petits embryons primaires de protoplate-forme, comme l'ont montré les schémas de Stowe, ont grandi progressivement en intéressant une surface de plus en plus grande. En même temps, leur structure interne se compliquait par la croissance des dômes granitiques. Certains de ces embryons, en se reliant, ont formé la protoplate-forme « centrale » rhodésienne. Ultérieurement au Post-Schamvaïen, on observe la croissance des dômes granitiques (2 300-2 700 m.a.), tandis qu'au sud de la plate-forme rhodésienne et presque en même temps se formait la « ceinture métamorphique » du Limpopo, séparant la protoplate-forme rhodésienne de celle de Kapvaal, mise en évidence par Anhaeusser et ses collaborateurs (1969, 1971). Ainsi prit naissance le Grand Dyke de Rhodésie (2 500 m.a.), qui a rempli une gigantesque fracture subméridienne. Le régime de plate-forme hérité de l'étape de protoplate-forme précédente a continué à prédominer au temps de la Néogée, comme le souligne la disposition calme de la couverture, constituée des dépôts mésozoïques et cénozoïques.

Les données nouvelles de Stowe (1971) sur l'ancienne série de Sebakwian dont les dépôts homogènes sont discordants sur le socle basique présentent un intérêt

extraordinaire. Les rapports entre les roches les plus anciennes et ce socle basique, observés en Rhodésie, sont les mêmes que ceux des gneiss de la série de Kola avec les roches basiques de Montchétoundra (Guerling et Maslenikov, 1968 ; Pavlovsky, 1970, 1971) ; que ceux des gneiss « inférieurs » du Priazov avec les roches basiques de la série de Konsk-Verkhovtzevo (Polounovsky, 1970) ; que ceux des quartzites et des gneiss de la série de Yengra de l'Archéen d'Aldan avec les roches basiques de la série de Kurultino-Gonam. Le socle basique, selon les données de Choubert (1960, 1965), affleure, probablement, en Guyane française où il est représenté par des orthoamphibolites, de même que dans le craton africain le plus méridional (Kapvaal).

A la base de la succession très complète du Précambrien du *craton de Kapvaal* on observe les roches basiques et ultrabasiques de la série d'Onverwacht (Anhaeusser, Mason, Viljoen et Viljoen, 1969 ; Anhaeusser, 1971 ; Viljoen et Viljoen, 1971 ; Visser *et al.*, 1956). Comme dans les autres boucliers du monde, la couverture de la protoplate-forme a commencé à se former très tôt, probablement en même temps que la série de Fig Tree dont la sédimentation s'opérait dans des « bassins » et qui débute principalement par des grauwackes — produits de la dénudation des roches basiques d'Onverwacht. La puissance de la couverture de la protoplate-forme de Kapvaal est très grande, si on tient compte de sa composition qui comprend la série de Fig Tree, la série sédimentaire de Moodies, la série sédimentaire-volcano-gène de Dominion-Rif et enfin la série principalement sédimentaire du Transvaal, percée par le lopolithe du Bushveld (fig. 12). L'âge de cette intrusion (1 900-2 000 m.a.) et sa forme sont extrêmement voisins de ceux du lopolithe de Kodar en Sibérie Orientale (fig. 10) dont il a été question ci-dessus.

Depuis la fin du Précambrien, le régime de plate-forme hérité des périodes antérieures a perduré jusqu'à nos jours, exemple étonnant de conservatisme dans l'évolution des processus tectoniques.

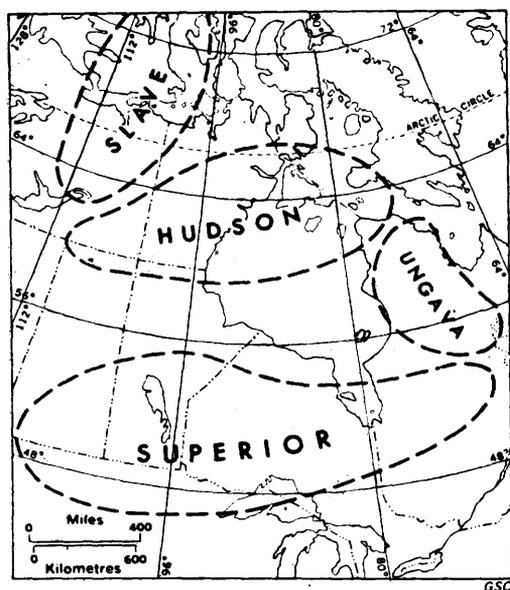


FIG. 12. — Les protocontinents archéens du bouclier canadien (selon Goodwin, 1971).

La formation des granites de la protoplate-forme de Kapvaal a commencé il y a 3 400 m.a. (tonalites de Kaap Valley). Les granodiorites de Nelspruit sont plus jeunes (3 000 m.a. environ), et les granites à microcline de Mpagueni plus jeunes encore (2 200 à 2 650 m.a.). Les dômes granitoïdes ont déformé et métamorphisé par contact les roches du socle basique ainsi que la succession gigantesque des roches sédimentaires et volcanogènes de la couverture de la protoplate-forme.

Au Canada, l'installation du régime de protoplate-forme au Protérozoïque inférieur à partir de 2 200-2 400 m.a. a été reconnue depuis longtemps (Pavlovsky, 1961, 1962, 1964 ; Stockwell, 1964). Ce processus a commencé par la sédimentation de la couverture des roches sédimentaires du Huronien (Aphébien), sous laquelle est conservée la croûte d'altération du socle archéen granitisé. Des phénomènes analogues, on l'a vu, s'observent à la base de la couverture de la protoplate-forme jatoulienne du bouclier baltique et à la base de la couverture protérozoïque inférieure de la protoplate-forme de Sibérie Orientale (groupe d'Oudokan et série de Teptorgo).

Dans les provinces Supérieure et de l'Esclave, la couverture aphébiennne de la protoplate-forme est transgressive et en discordance angulaire sur le socle archéen. Deux complexes sont individualisés dans le socle : le premier, volcano-sédimentaire, s'est formé, selon Markov (1961, 1962) et Pavlovsky (1961, 1962), dans les conditions particulières du stade de nucléation du développement de l'écorce terrestre, stade sans plates-formes et sans géosynclinaux. Les conditions de la sédimentation dans les bassins non orientés de cette époque (Keewatin) ont été étudiées en détail par Goodwin et Shklanka (1967).

Le deuxième complexe, du type Temiskaming, est rapporté aux ensellements surimposés aux zones de cicatrice, comparables aux paléoaualakogènes de la plate-forme sibérienne. Ces deux complexes archéens, des types Keewatin et Temiskaming, sont plissés. La configuration compliquée des plis figure sur la carte structurale du bouclier canadien, publiée par Stockwell (1964). L'ensemble des deux complexes archéens fut granitisé intensément, mais de façon irrégulière, pendant l'orogénèse kenorienne. Le métamorphisme archéen est, lui aussi, très inégal. On observe des ensembles effusifs peu métamorphisés du type Keewatin où les textures et les structures originelles sont bien conservées.

La couverture aphébiennne présente une allure calme dans les provinces Supérieure et de l'Esclave. Elle n'y est pas métamorphisée et les intrusions granitiques y sont absentes. La destinée de la couverture aphébiennne de la protoplate-forme dans les provinces de Churchill et de Grenville a été tout autre. Sur la plus grande partie du territoire de la province de Churchill, la couverture aphébiennne est percée par des intrusions granitiques ; elle a été localement métamorphisée jusqu'au stade des gneiss pendant l'orogénèse hudsonienne, achevée il y a 1 735 m.a.

Un intervalle de temps beaucoup plus grand sépare l'époque de la sédimentation de la couverture aphébiennne de l'époque de la granitisation intense et des déformations liées à l'orogénèse de Grenville (955 m.a.). Ces faits remarquables, observés dans la province de Grenville, et sur lesquels Pavlovsky (1961, 1962) a attiré l'attention méritent une considération spéciale. Stockwell en a également fait mention dans la notice explicative de la carte tectonique du bouclier canadien (1964). Les recherches très intéressantes faites dans la province de Grenville sont publiées par Engel et Engel (1953) et Wynne-Edwards (1964).

Le régime de la protoplate-forme aphébiennne a envahi progressivement la partie déprimée du bouclier canadien ; mais en ce même temps il existait des fosses

géosynclinales isolées dont la plus grande se trouvait sur la presqu'île du Labrador. D'autres ensembles géosynclinaux s'individualisent dans la zone East Arm, à la frontière des provinces de l'Esclave et de Churchill comme aussi au cap Smith dans les provinces Méridionale et de l'Ours. La composition des assises géosynclinales, la tectonique des fosses géosynclinales, le magmatisme et le métamorphisme sont parfaitement décrits par les géologues canadiens (*Géologie et ressources minérales du Canada*, Ottawa, 1972). Les formations géosynclinales de

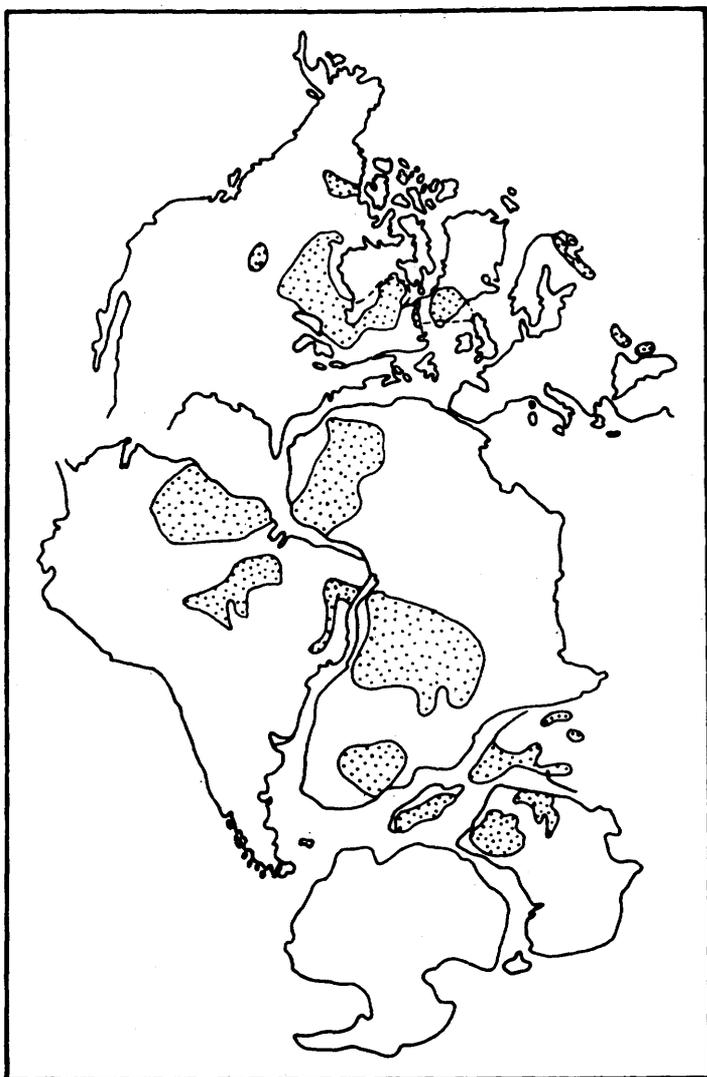


FIG. 13. — Les cratons archéens de Laurasia et de Gondwana (selon Windley et Bridgwater, 1971).

l'Aphébien, et leur originalité, ont été décrites pour la première fois par Markov (Pavlovsky et Markov, 1963).

La dimension et la stabilité du craton canadien, installé au début de l'Aphébien, se sont accrues progressivement pendant la deuxième moitié du Précambrien. Au temps de la Néogée, sur toute l'étendue du bouclier, on observe la prédominance du régime de plate-forme, hérité du passé.

Selon Goodwin (1971), les embryons de la proto-plate-forme que l'auteur nomme tantôt cratons, tantôt protocontinents (fig. 12) ont pris naissance dans le bouclier canadien, à l'Archéen, sur la croûte granitique. La conception de Goodwin propose la variante probable et originale du développement tardif du segment canadien de la croûte terrestre. De fait, les granites les plus anciens du Canada et des régions voisines des U.S.A. sont datés de 3 300 à 3 500 m.a. (Rankama, 1967). Ceci correspond d'une part à l'âge des tonalites de Kaap Valley dans le craton de Kapvaal, apparues *après* la sédimentation des puissantes séries sédimentaires-volcanogènes, d'autre part à l'âge des granites à oligoclase, qui percent les paragneiss de la presqu'île de Kola (Guerling, Maslenikov et Morosova, 1968 ; Pavlovsky, 1970, 1971, 1973). Autrement dit, on n'a aucune raison de considérer les granitoïdes les plus anciens du Canada et des U.S.A. comme représentant « la croûte granitique originelle » comme le pensent certains géologues (par exemple Dolguinov, Morolev et Ponikarov, 1973).

Dans le cadre de ce travail, il n'est pas nécessaire de s'arrêter aux processus de cratonisation ancienne, connus dans les autres continents, et dont nous n'avons pas encore parlé. A l'heure actuelle, ces processus retiennent l'attention de beaucoup de chercheurs et, probablement, ne sont pas mis en doute. Nous nous bornerons à une seule référence : le travail de Windley et Bridgwater (1971) qui donne le schéma de l'extension des cratons archéens (plus anciens que 2 500 m.a.). Ce schéma montre l'existence de ces cratons au nord de l'Amérique du Sud, dans les limites du bouclier canadien, au sud du Groenland, au centre et au sud de l'Afrique, en Inde, à Madagascar et à l'ouest de l'Australie (fig. 13). Ce schéma n'est pas complet en raison de l'absence des grandes proto-plates-formes existant en Asie ; néanmoins, la signification globale des phénomènes de la cratonisation ancienne y est bien exprimée, ainsi que l'auteur l'a souligné depuis longtemps (Pavlovsky, 1961, 1962, 1964).

CONCLUSION

Il semblait, il n'y a pas longtemps, que les plates-formes prenaient naissance obligatoirement après l'extinction du régime géosynclinal. Selon ce point de vue les plates-formes se présentaient comme des structures secondaires dont l'apparition est obligatoirement précédée d'une étape plus ou moins longue de développement géosynclinal.

Cependant, les recherches ont montré qu'au temps de la Protogée la cratonisation des grandes superficies s'est passée habituellement dans d'autres conditions. La figure 14 montre schématiquement le processus du développement tectonique de la croûte continentale de la Protogée. On y présente la synthèse de tout ce qui a été dit ci-dessus à propos des proto-plates-formes, sous la forme d'un schéma, proposé par Glikson (1971). Au centre du bouclier d'Aldan, dans les boucliers de la Guyane, de l'Ukraine, du Kapvaal, de la Rhodésie, du Canada, la couverture

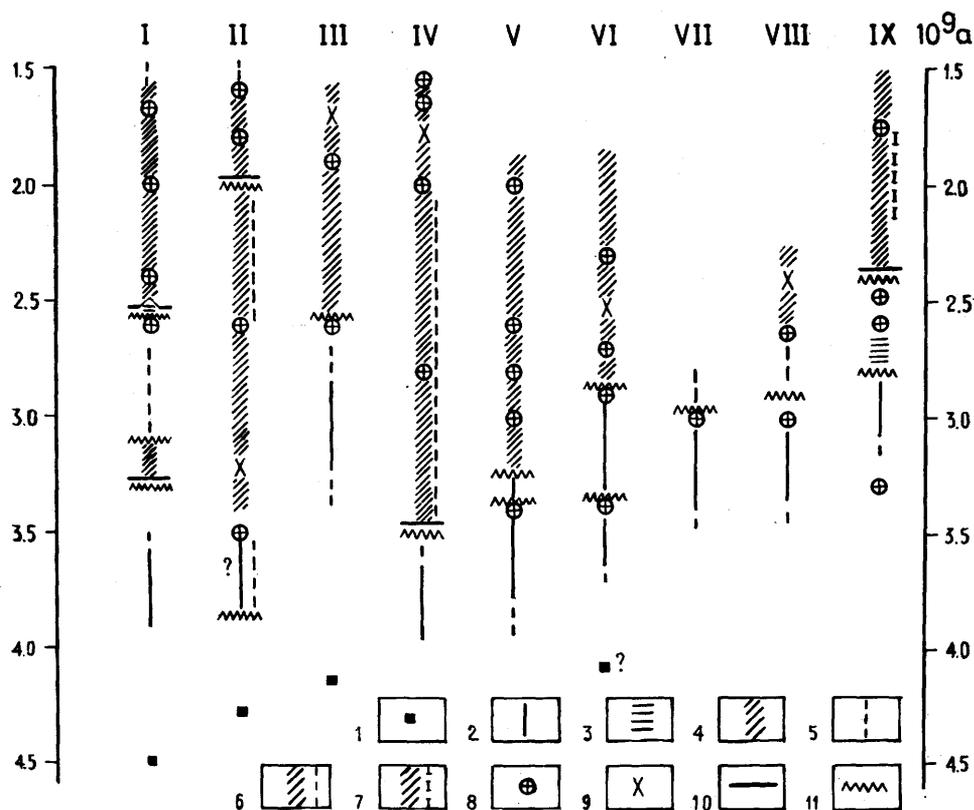


FIG. 14. — Schéma du développement tectonique de la croûte continentale de la Protogée (selon Pavlovsky). 1, stade lunaire ; 2, stade de nucléation ; 3, paléoaoualakogènes ; 4, stade de protoplate-forme ; 5, stade protogéosynclinal ; 6, coexistence des protoplates-formes et des protogéosynclinaux dans les blocs adjacents ; 7, coexistence des protoplates-formes et de fosses géosynclinales isolées ; 8, granitoïdes ; 9, intrusions de roches basiques et ultrabasiques ; 10, croûtes d'altération ; 11, interruptions et discordances. Les boucliers : I, aldanien ; II, baltique (presqu'île de Kola) ; III, guyanien ; IV, ukrainien ; V, du Kapvaal ; VI, rhodésien ; VII, ouest-australien (Pilbara) ; VIII, ouest-australien (Kalgoorlie) ; IX, canadien.

de la protoplate-forme se situe, selon tous les indices, sur un socle basique dont l'âge est voisin de 3 000 m.a. La structure et la composition du socle basique ne sont pas étudiées partout avec le développement souhaitable. Toutefois, il y a lieu de voir dans la composition et dans les structures du socle basique la manifestation de deux stades au moins du développement de notre planète.

Le contenu du stade initial, nommé lunaire, a commencé à être connu il n'y a pas longtemps (Gloukhovsky et Pavlovsky, 1973). Dans le bassin de Soutam, au sud du bouclier d'Aldan, on a mis en évidence la série de Soutam du Catarchéen, qui comprend des orthoschistes cristallins de composition basique, ainsi que des pararoches riches en alumine (saphirine) et des quartzites. La série est datée de 4 500-4 850 m.a. Le degré de métamorphisme, très élevé (soutamien), de haute

pression (10-12 kb) et de haute température (700-900°) (Marakouchev, 1965), est très caractéristique. L'affinité de composition des roches basiques de Soutam avec les basaltes lunaires, la nette prédominance des structures négatives, arrondies en plan tectonique (calices), ont permis de mettre en évidence le stade lunaire dans le développement de notre planète. Les gabbro-norite-laboratorites de Montché-toundra dans la presqu'île de Kola doivent probablement être rapportés au même stade (Maslenikov, 1968), de même que les orthoamphibolites de Guyane française (Choubert 1960, 1965), et les amphibolites de Rhodésie, sous-jacentes à la série de Sébakwian (Stowe, 1971).

On considère le stade de nucléation comme le stade suivant du développement du socle basique des protoplates-formes. Le stade de nucléation se caractérise (Pavlovsky, 1961, 1962, 1964, 1970, 1971) par l'effusion puissante et de longue durée, de laves principalement basiques, par la sédimentation des produits du stade à fumerolles et des roches chémogènes et détritiques du type des grauwackes, dans les bassins qui séparent les zones de volcanisme actif. Ces bassins avaient une disposition fortuite ; ils se sont créés dans les conditions d'une croûte mince et instable. Au Canada, les bassins de ce genre de la province Supérieure ont été étudiés en détail par Goodwin et Shklanka (1967). L'orientation irrégulière des bassins est liée probablement au milieu tectonique spécifique de cette époque caractérisé par l'absence de champs de compression horizontale (Pavlovsky, 1970, 1971). Il faut estimer que le groupement non linéaire des dômes granitiques, qui apparaissent habituellement à la fin du stade de nucléation sous la forme des « troupeaux » de Macgregor, est une autre caractéristique du régime de nucléation. Ces « troupeaux » sont parfaitement représentés sur les cartes géologiques schématiques de la Rhodésie (Macgregor, 1951), et de la Guyane (Choubert, 1960, 1965).

La limite d'âge inférieure du stade de nucléation n'atteint évidemment pas 4 000 m.a. Quant à sa limite d'âge supérieure, elle montre des variations considérables : de 2 600 m.a. (Guyane) et 2 800 m.a. (Canada) à 3 300 m.a. (bouclier d'Aldan) et même à 3 500 m.a. (Ukraine). L'apparition des premiers dômes granitiques déformant activement les assises encaissantes est liée à la fin du stade de nucléation. La croissance des dômes granitiques vers le haut et vers la périphérie est le facteur principal de la tectogenèse, laquelle se déroulait avec une prédominance de mouvements verticaux. Le développement des dômes s'est effectué non seulement dans les conditions de grande profondeur mais aussi dans le milieu, proche de la surface, des roches peu métamorphosées effusives et sédimentaires (Pavlovsky, 1970, 1971, 1973).

Là où le socle basique du stade de nucléation n'a pas été entraîné ultérieurement dans un processus géosynclinal et où un régime de protoplate-forme a succédé directement au stade de nucléation, la structure non linéaire du socle basique est observable. Ce caractère est bien visible sur la carte tectonique du bouclier d'Aldan (voir le bloc Aldan-Timpton, fig. 8). En cas de surimposition du régime protogéosynclinal au régime de nucléation, le socle basique s'est plissé en systèmes de plis linéaires, comme les couches de sédiments protogéosynclinaux qui le surmontaient. En s'appuyant sur les données de Glikson (1971), on peut citer comme exemples probables le bouclier de l'Australie occidentale (fig. 14), et certains blocs du bouclier ukrainien (Kaljaev, 1973).

Le degré de métamorphisme des roches basiques du stade de nucléation est bien inégal. Les faciès régionaux granulitique et amphibolitique sont très caractéristiques pour, par exemple, les boucliers baltique, ukrainien et aldanien de l'Eurasie. Les

roches basiques du stade de nucléation des autres boucliers sont parfois peu métamorphosées (faciès des schistes verts) et ont conservé toutes leurs particularités de texture et de structure. Ce phénomène étonnant est nettement représenté en Rhodésie et dans certaines parties de la province Supérieure au Canada. La thèse ancienne, selon laquelle plus un complexe de roches est ancien plus il est métamorphosé, ne se trouve donc pas confirmée. L'affirmation du métamorphisme obligatoire, général et de haute température des formations archéennes est également erronée.

Dans la plupart des cas, le régime de protoplate-forme a suivi directement le régime de nucléation. La couverture de la protoplate-forme repose transgressivement et en discordance sur le socle basique dénudé. Le changement de régime s'est produit à des moments différents dans les différents continents. L'âge le plus ancien de cet événement, pour la partie Priazov du bouclier ukrainien, est de 3 500 m.a. environ, et de 3 100 m.a. au moins pour la presqu'île de Kola. La limite d'âge supérieure de l'établissement du régime de protoplate-forme est trouvée dans le bouclier canadien (2 400 m.a. environ).

L'établissement d'un régime de protoplate-forme relativement calme est souligné parfois par la présence de croûtes d'altération kaolinique ou par les produits de leur redéposition, comme on l'a établi pour le bouclier baltique (croûte d'altération anté-jatoulienne), du bouclier d'Aldan (croûte anté-yengra et croûte d'altération anté-oudokan), du bouclier ukrainien (partie Priazov), du bouclier canadien (croûte d'altération anté-huronienne). La puissance considérable de la croûte d'altération redéposée, qui est observée, par exemple, à l'ouest du bouclier d'Aldan (série de Teptorgo du Protérozoïque inférieur), témoigne de l'écoulement d'un intervalle de temps considérable entre : d'une part le bossellement général, la remontée et la dénudation du socle basique, d'autre part le commencement de la formation de la couverture de la protoplate-forme. L'apparition dans la presqu'île de Kola du pluton de Montchegorsk formé de pyroxénites, péridotites et norites, pluton typiquement de plate-forme daté à 3 100-3 400 m.a., témoigne aussi du changement de régime.

La couverture de la protoplate-forme, dont la puissance se mesure d'habitude en kilomètres, et atteint parfois la dizaine de kilomètres, est constituée de roches détritiques, volcanogènes et parfois carbonatées. Ces sédiments se sont déposés dans des bassins en pente douce (dépressions) qui s'affaissaient concomitamment à la sédimentation. Les conditions de la sédimentation, la composition des faciès et l'ordonnance des formations de la couverture de la protoplate-forme sont un sujet bien intéressant pour les futures recherches, d'autant plus que la couverture possède des gisements d'or abondants du type Witwatersrand, des minerais d'uranium, de cuivre et d'autres substances.

En règle générale, la couverture des protoplates-formes a une allure tranquille. Les structures caractéristiques sont : les monoclinaux, les synclinaux de graben et les formes brachyales des plis, qui ne sont subordonnés à aucune orientation linéaire déterminée ; ces structures caractérisent également les plates-formes de la Néogée.

Par contre, il faut souligner la différence importante qui existe entre protoplates-formes et plates-formes de la Néogée. Dans le régime de protoplate-forme s'est poursuivie la formation des dômes granitiques, commencée à la fin du stade de nucléation. De plus, la granitisation plus intense du socle basique, la croissance ultérieure des dômes, la déformation et le métamorphisme de contact des roches

de la couverture le long de la périphérie des dômes sont souvent liés à l'installation du régime de protoplate-forme (fig. 10, 14). Comme on sait, de tels phénomènes ne s'observent pas dans la vie des plates-formes de la Néogée.

Dans la plupart des cas le régime des protoplates-formes a été très stable. La croûte terrestre, dont la puissance s'accroissait considérablement grâce à l'apparition de la couverture et de nombreux plutons basiques, ultrabasiques et surtout de granitoïdes, a acquis une grande stabilité. Entre la Protogée et la Néogée, le régime de protoplate-forme s'est transmis aux plates-formes de la Néogée, et perdure encore de nos jours.

Il est à noter cependant que certains autres boucliers montrent un tout autre déroulement des événements. Le régime de protoplate-forme, né dans le bloc Aldan-Timpton il y a plus de 3 000 m.a. (fig. 8, 14), a été suivi par un régime protogéosynclinal. Pendant une longue période, s'est poursuivie dans le protogéosynclinal la sédimentation des assises sédimentaires et volcanogènes de la série de Timpton-Dgeltoula (Gloukhovsky et Stavcev, 1973). A la suite de Frolova (1961, 1962) on a proposé de nommer « protogéosynclinaux » les grands ensellements montrant les caractères propres aux structures géosynclinales de la Néogée (Pavlovsky et Markov, 1963). Dans ces ensellements, s'accumulaient des formations du type géosynclinal ; on y observe l'évolution du magmatisme à partir du magmatisme basique jusqu'au magmatisme acide, évolution analogue à celle du géosynclinal ; la formation des plutons acides est très souvent liée aux étapes terminales du développement du protogéosynclinal. Les processus d'anatexie, de migmatitisation et de métamorphisme régional de haute température y sont très caractéristiques. La spécificité des protogéosynclinaux, qui les différencie des géosynclinaux de la Néogée, consiste en une grande simplicité de forme, en l'absence de surrections, et en la stabilité de faciès des accumulations sédimentaires.

Les protogéosynclinaux se caractérisent aussi par la simplicité relative des plis linéaires dont c'est la première apparition, et dont la direction se maintient sur de grandes distances. Ce type de plissement (linéaire protogéosynclinal) indique la naissance d'une nouvelle situation dynamique dans la croûte terrestre, créée par l'apparition des champs de compression tangentielle.

De telles structures sont très proches de celles du géosynclinal, proposé par Haug (1900).

Dans les limites du bouclier d'Aldan, le protogéosynclinal a cessé d'exister il y a 2 600 m.a. environ. A partir de ce moment, le régime de protoplate-forme relativement calme s'est établi et s'est transmis à la Néogée dans les conditions beaucoup plus calmes encore de la plate-forme typique.

L'arrivée de la deuxième phase du régime de protoplate-forme dans le bouclier d'Aldan a été marquée par la disparition du champ de compression tangentielle, par l'élévation générale, par la formation du nouveau (deuxième) niveau de la croûte d'altération kaolinique et, en même temps, par la fracturation du corps de la protoplate-forme dans des conditions de dilatation. On observe l'apparition de paléoaulakogènes (Letjes, Mouratov et Fedorovsky, 1970), qui ont été remplis rapidement par les assises puissantes des formations volcano-terrigènes et silico-ferrugineuses. Les ensellements étroits et allongés de type paléoaulakogène sont probablement apparus pendant la phase primaire du régime de protoplate-forme, non seulement dans le bouclier d'Aldan, mais aussi au Canada. Il s'agit des fléchissements du type Temiskaming.

Les paléoaulakogènes des protoplates-formes trouvent leurs homologues dans les dépressions de graben des plates-formes de la Néogée (Mouratov, 1972).

La couverture des protoplates-formes recouvre transgressivement les paléoaoulaogènes et les vastes surfaces dénudées du socle basique et protogéosynclinal, couvertes de la croûte d'altération. Le processus spasmodique de granitisation, qui a intéressé aussi les parties inférieures de la couverture, s'est déroulé parallèlement à l'accumulation, dans les ensellements à subsidence synsédimentaire, des séries puissantes détritiques et volcanogènes de la couverture. De plus, la croissance des dômes granitiques a déterminé le cours de la sédimentation dans les ensellements de la protoplate-forme, et leur structure interne (fig. 10). Selon l'opinion de Gloukhovsky, la couverture de la protoplate-forme a formé écran pour le flux de chaleur et pour les émanations « transmagnétiques ». Le stade terminal de formation de la couverture de la protoplate-forme d'Aldan a été marqué par la mise en place du grand lopolithe granitique de Kodar, il y a 2 000 m.a. environ (Fedorovsky, 1968 ; Gloukhovsky et Stavcev, 1973). De même et au même moment, la fin du régime de protoplate-forme dans le bouclier de Kapvaal a été liée à l'apparition du lopolithe du Bushveld, frère jumeau du lopolithe granitique de Kodar en Sibérie orientale.

La figure 14 montre que, dans les différents boucliers du monde, le processus de cratonisation au temps de la Protogée s'est passé de la même manière que dans le bouclier d'Aldan. Dans certaines parties, on constate parfois l'existence et le développement du régime protogéosynclinal (béломorides du bouclier baltique, et certains blocs du bouclier ukrainien). La croûte d'altération, qui existe dans le bouclier d'Aldan, à la base de la couverture de la protoplate-forme, est connue dans les autres boucliers (baltique, canadien, ukrainien). La deuxième moitié du stade de protoplate-forme a été souvent marquée par l'apparition à plusieurs reprises de plutons granitiques, surtout abondants dans le bouclier ukrainien, ainsi que par des intrusions basiques et ultrabasiques ; le Grand Dyke de Rhodésie, le pluton de Korosten en Ukraine, les dykes doléritiques de Kalgurli en Australie occidentale en sont des exemples.

L'abondance et la diversité du plutonisme, surtout granitoïde, à côté d'autres particularités, sont caractéristiques du stade de protoplate-forme dans le développement de la croûte continentale ; ceci permet de distinguer avec certitude les protoplates-formes de la Protogée des plates-formes bien connues de la Néogée. Dans son essence, la cratonisation de la croûte continentale consiste en l'apparition de champs de mouvements verticaux stables et de longue durée, principalement positifs, qui au cours du temps ont intéressé une superficie de plus en plus grande.

La revue des phénomènes de cratonisation dans le cadre de la géologie historique vérifie une fois de plus la conception du caractère irréversible de la formation de la croûte continentale.

Bibliographie

- ANHAEUSSER, C. R. (1971). — Evolution of archaean greenstone belts. In : *Geol. Soc. Australia*, spec. publ., 3, Canberra.
- ANHAEUSSER, C. R., MASON, R., VILJOEN, M. J. and VILJOEN, R. P. A. (1969). — A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 80.
- ARKHANGELSKY, A. D. (1941). — *La structure géologique et l'histoire géologique de l'U.R.S.S.*, t. 1, Moscou, 1941.
- AUBOUIN, J. (1965). — *Geosynclines*. Elsevier, Amsterdam.

- BELICHENKO, V. G. (1969). — Paléozoïque inférieur de Transbaïkalie occidentale. *Nauka*.
- BELOUSSOV, V. V. (1962). — *Les problèmes de la géotectonique*. Moscou.
- BILIBINE, Y. A. (1941). — *Les intrusions postjurassiques de la région d'Aldan*. Acad. Sci. U.R.S.S.
- BOGDANOV, A. A. (1964). — Le problème de la tectonique des plates-formes anciennes. *Sov. geologija*, 2.
- BORN, A. (1932). — Der geologische Aufbau der Erde. *Handbuch der Geophysik*, Berlin.
- VON BUBNOFF, S. (1931). — *Grundprobleme der Geologie*. Berlin.
- CHOUBERT, B. (1960). — Le problème des structures tectoniques surimposées en Guyane française. *Bull. Soc. Géol. France*, série 7, 2 (1).
- CHOUBERT, B. (1965). — Etat actuel de nos connaissances sur la géologie de la Guyane française. *Bull. Soc. Géol. France*, série 7, 7 (1).
- CRAIG, G. Y. (ed.) (1965). — *The Geology of Scotland*. Oliver and Boyd, Edinburgh.
- DANA, J. D. (1873). — On some results of the Earth's contraction from cooling, including a discussion of the origin of mountains and the nature of the Earth's interior. *Am. J. Sci.*, 5, p. 6.
- DANILOVITCH, V. N. (1963). — Le type arcogénique des chevauchements. *Geol. i geophys.*, 2.
- DOBROKHOTOV, M. P. N. (1967). — La stratigraphie du Précambrien inférieur et les étapes initiales du développement géologique du bouclier ukrainien. *Problemi osadotchnoj geologii dokembrija*, 2, « Nedra ».
- DOLGUINOV, E. A., MOROLEV, V. M. et PONIKAROV, V. P. (1973). — Sur les types de structures du Précambrien inférieur. *Geotektonika*, 2.
- DRESSER, J. A. and DENIS, T. C. (1949). — Province of Quebec, Can. Departm. of Mines. Geol. Report 20, Geol. of Quebec, 8. *Econom. Geol.*
- ENGEL, A. E. J. and ENGEL, C. G. (1953). — Grenville series in the N.W. Adirondack Mountains. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 64, 9.
- ESKOLA, P. (1963). — Precambrian of Finland. In : Rankama, K. (ed.), *Precambrian*, vol. 1, Interscience Publishers, New York, London, Sidney.
- FEDOROVSKY, V. S. (1968). — Le volume et les limites de la série cuprifère d'Oudokan du Précambrien de la Sibérie occidentale. *Izv. Akad. nauk S.S.S.R.*, sér. géol., 11.
- FLORENSOV, N. A. (1960). — Les dépressions mésozoïques et cénozoïques du Cis-baïkalien. *Trudi Vost. Sibiri filiala Acad. nauk S.S.S.R.*, 19.
- FROLOVA, N. V. (1950). — Sur les roches sédimentaires les plus anciennes de la Terre. *Priroda*, 9.
- FROLOVA, N. V. (1951). — Sur les conditions de la sédimentation à l'Archéen. *Trudi Irkutskogo gos. Universiteta*, t. 5, sér. géol., vip. 2, Gosgeolitsdat, Moskva.
- FROLOVA, N. V. (1953). — Sur l'origine des granites de l'Archéen de la Sibérie orientale. *Izv. Acad. nauk S.S.S.R.*, sér. géol., 1.
- FROLOVA, N. V. (1961). — Über die Entstehung der archaischen Granite Ostsibiriens. *Beiträge zum Granitproblem*, Akademie-Verlag, Berlin.
- FROLOVA, N. V. (1962). — Les problèmes de la stratigraphie, du métamorphisme régional et de la granitisation de l'Archéen en Jakoutie du Sud et en Sibérie orientale. In : *Géologie et Pétrographie du Précambrien*, traduction B.R.G.M., 3814, par M. Stretovitch, Paris.
- GAFAROV, R. A. (1970). — La tectonique profonde et les types de champs magnétiques des anciennes plates-formes des continents septentrionaux de la Terre. *Geotektonika*, 4.
- GAMALEJA, Y. N. (1968). — L'analyse formationnelle et l'histoire du développement de la partie sud-est de la plate-forme sibérienne au Précambrien. *Geotektonika*, 6.
- Géologie et ressources minérales du Canada* (1972). — Comm. géol. du Canada, série de la Géologie économique, 1, Ottawa, 1972.
- GILLULY, J. (1963). — The tectonic evolution of the Western United States. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 119, 474.
- GLIKSON, A. Y. (1971). — Primitive archaean element distribution patterns : chemical evidence and geotectonic significance. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 12, 3.
- GLOUKHOVSKY, M. Z. (1969). — Quelques particularités de la tectonique des étapes initiales du développement des régions montagneuses Olekmo-Vitim. *Geotektonika*, 3.
- GLOUKHOVSKY, M. Z. et PAVLOVSKY, E. V. (1973). — Sur le problème des stades initiaux du développement de la Terre. *Geotektonika*, 2.
- GLOUKHOVSKY, M. Z. et STAVCEV, A. L. (1973). — *La tectonique du bouclier d'Aldan*. « Tektonika fundamenta drevnikh platform. » Nauka.
- GOLOVENOK, V. K. (1967). — Sur l'étape de plate-forme du développement des régions montagneuses baïkaliennes. *Sov. geologija*, 12.

- GOODWIN, A. M. (1971). — Evolution of Canadian Shield. In : *Geol. Soc. Australia*, spec. publ., 3, Canberra.
- GOODWIN, A. M. and SHKLANKA, R. (1967). — Archaean volcano-tectonic basins : form and pattern. *Can. J. Earth Sci.*, 4.
- GUERLING, E. K., MASLENIKOV, V. A. et MOROZOVA, I. M. (1968). — *Les roches les plus anciennes du bouclier Baltique*. « Geologija dokembrija. Dokladi sov. geologov na 23 sessii Megdunar. geol. kongressa. Problema 4. » Nauka, Leningrad.
- GUILJAROVA, M. A. (1967). — *Les principes de la cartographie géologique des complexes supracrustaux d'âges différents du Précambrien*. « Problemi izutchenija geologii dokembrija. » Nauka.
- GUILJAROVA, M. A. (1972). — *La stratigraphie et les structures du Précambrien de la Carélie et de la presqu'île de Kola*. Leningr. Universitet.
- HALL, J. (1959). — Description and figures of the organic remains of the lower Helderberg Group and the Oriskany sandstone. *Natural History*, New York. *Palaeontology Geol. Surv.*, Albany, N. Y., 3.
- HAUG, E. (1900). — Les géosynclinaux et les aires continentales. Contribution à l'étude des régressions et des transgressions marines. *Bull. Soc. Géol. France*, 28 (3).
- KALJAEV, G. I. (1973). — *La tectonique du bouclier ukrainien et sa position dans la structure de la plate-forme de l'Europe orientale*. « Tektonika fundamenta drevnikh platform. » Nauka.
- KARPINSKY, A. P. (1894). — Le caractère général de l'oscillation de la croûte terrestre de la Russie européenne. *Acad. nauk S.S.S.R.*, 1.
- KHARITONOV, Y. Y. (1962). — *Les traits principaux de la structure géologique du bouclier Baltique*. « Voprosi geologii Kolskogo polouostrova. » Petrosavodsk.
- KHOUAN CZY-CINE (1961). — Les traits essentiels de la tectonique de la Chine. *Sov. geologija*, 9.
- KLITINE, K. A., PAVLOVA, T. G. et POSTELNIKOV, E. S. (1970). — Les baïkalides du sud-est de la Sibérie. *Trudi geol. inst. Acad. nauk S.S.S.R.*, 219.
- KOBER, L. (1921). — *Der Bau der Erde*. Berlin.
- KORIKOVSKY, S. P. et BAGENOVA, G. N. (1966). — Les relations des charnockites avec les anorthosites du massif de la Kalar en rapport avec le problème de la formation des charnockites-anorthosites. *Akad. nauk Dalnego Vostoka S.S.S.R.*, 166, 2.
- KORIKOVSKY, S. P. et FEDOROVSKY, V. S. (1970). — Les nouvelles données sur l'âge des assises précambriennes Netchera et Boulboukhta. *Akad. nauk S.S.S.R.*, sér. géol., 12.
- KORJAKINE, A. S. (1969). — *La croûte d'altération métamorphisée pré-jatoulienne continentale des granites de la Carélie centrale*. Avtoref. kandid. dissert., Moskva.
- KROPOTKINE, P. N. (1961). — Les structures élémentaires, leur classification et terminologie. *Acad. nauk S.S.S.R.*, 2.
- KROPOTKINE, P. N., VALJAEV, B. M., GAFAROV, R. A., SOLOVIOVA, I. A. et TRAPEZNIKOV, Y. A. (1971). — La tectonique profonde des plates-formes anciennes de l'hémisphère boréal. *Trudi geol. inst. Acad. nauk S.S.S.R.*, 209.
- LAZ'KO, E. M. (1971). — *Précis de la géologie régionale de l'U.R.S.S.*, t. 3, Nedra.
- LAZ'KO, E. M., KIRILUK, V. P., LYSAK, A. P., SIVORONOV, A. A. et JATCENKO, G. M. (1972). — *Les particularités formationnelles du Précambrien inférieur*. Doklady sov. geologov na 24 sessii megdounar. geol. kongressa. Problema 1. Nauka.
- LEJTES, A. M. (1965). — Le Protérozoïque inférieur du sud-est du pays montagneux Olekmo-Vitim. *Trudi inst. geol. Akad. nauk S.S.S.R.*, 122.
- LEJTES, A. M., MOURATOV, M. V. et FEDOROVSKY, V. S. (1970). — Les paléoaoualakogènes et leur place dans le développement des anciennes plates-formes. *Akad. nauk Dalnego Vostoka S.S.S.R.*, 191, 6.
- LUCHICKY, I. V. et BONDARENKO, P. M. (1967). — Les expériences sur le modelage des voûtes du type baïkalien. *Geotektonika*, 2.
- LY-SY-GOUAN (1952). — *La géologie de la Chine*. Inostr. Lit.
- MACGREGOR, A. M. (1951). — Some milestones in the Precambrian of Southern Rhodesia. *Proc. Geol. Soc. S. Afr.*, 54.
- MARAKOUCHEV, A. A. (1965). — *Les problèmes des faciès minéralogiques des roches métamorphiques et métagénétiques*. Nauka.
- MARKOV, M. S. (1961). — Sur les particularités du développement de l'écorce terrestre au Précambrien inférieur. *Trudi Vost.-Sib. geol. inst. Akad. nauk S.S.S.R.*, 5.
- MASLENIKOV, V. A. (1968). — La géochronologie absolue du Précambrien de la partie orientale du bouclier Baltique. *Geologija i gloubinnoje strojenije vost. tchasti Balt. tchita*. Nauka, Leningrad.

- MICHOT, P. (1963). — La structure continentale. *Bull. Acad. Roy. Belgique, Cl. des Sci.*, 5^e série, 49.
- MICHOT, P. (1972). — A la recherche des océans perdus. *Bull. Acad. Roy. Belgique, Cl. des Sci.*, 5^e série, 58.
- MOLCHANOVA, T. V. (1966). — *La position structurale, la pétrologie et l'origine des roches alcalines basiques*. Nauka.
- MOURATOV, M. V. (1966). — La tectonique comparative des plates-formes anciennes et l'histoire de leur formation. *Izv. vuzov. Geologija i razvedka*, 3.
- MOURATOV, M. V. (1967). — Les zones et les systèmes géosynclinaux plissés, leurs étapes de développement et le magmatisme. *Akad. nauk S.S.S.R.*, sér. géol., 10.
- MOURATOV, M. V. (1972). — Les principaux types de dépressions des anciennes plates-formes et le problème de leur origine. *Bull. Mosk. Obtch. ispitat. prirodi. Otdel. geol.*, 47, 5.
- MOURATOV, M. V. (1973). — *La tectonique du socle de la plate-forme de l'Europe orientale et l'histoire de sa formation*. « Tektonika fundamenta drevnikh platform. » Nauka.
- NAGUBINA, M. S. (1963). — La tectonique et le magmatisme de la zone Mongolo-Okhotski. *Trudi geol. inst. Akad. nauk S.S.S.R.*, 79.
- NOVIKOVA, A. S. (1968). — A propos de l'origine des aulakogènes de la plate-forme de l'Europe orientale. *Dokl. Sov. geol. na 23 sessii megdunar. geol. kongressa. Problema* 5, Moscou.
- NOVIKOVA, A. S. (1971). — La tectonique de la base de la plate-forme de l'Europe orientale. *Trudi geol. inst. Akad. nauk S.S.S.R.*, 237.
- PALEY, I. P. (1973). — *Les formations de protoplate-forme du bouclier baltique*. « Tektonika fundamenta drevnikh platform. » Nauka.
- PAVLOVSKY, E. V. (1937). — La dépression du Baïkal. *Akad. nauk S.S.S.R.*, sér. géol., 2.
- PAVLOVSKY, E. V. (1948). — La tectonique comparative des structures cénozoïques et mésozoïques de la Sibérie orientale et du Grand Rift de l'Afrique et d'Arabie. *Akad. nauk S.S.S.R.*, sér. géol., 5.
- PAVLOVSKY, E. V. (1953). — A propos de quelques règles générales du développement de l'écorce terrestre. *Akad. nauk S.S.S.R.*, sér. géol., 5.
- PAVLOVSKY, E. V. (1958). — Les particularités du développement des calédonides de l'Ecosse. *Akad. nauk S.S.S.R.*, sér. géol., 6, 7.
- PAVLOVSKY, E. V. (1959). — Les zones de subsidence péricratoniques — les structures de plate-forme du premier ordre. *Akad. nauk S.S.S.R.*, sér. géol., 12.
- PAVLOVSKY, E. V. (1962). — Du caractère spécifique du développement tectonique de la croûte terrestre durant le Précambrien inférieur. In : *Géologie et Pétrographie du Précambrien*. Traduction B.R.G.M., 3814, par M. Stretovitch, Paris.
- PAVLOVSKY, E. V. (1964). — *L'origine et le développement des anciennes plates-formes*. « Problemi sravnit. tektoniki drevnikh platform. » Nauka.
- PAVLOVSKY, E. V. (1967). — Les aspects tectoniques du problème des anorthosites. *Geotektonika*, 5.
- PAVLOVSKY, E. V. (1971). — Early stages in development of the Earth crust. *Intern. Geol. Review*, 13, 3.
- PAVLOVSKY, E. V. (1973). — *La formation des granites et la tectonique*. *Akad. nauk Dalnego Vostoka S.S.S.R.*, 211, 2.
- PAVLOVSKY, E. V. et MARKOV, M. S. (1963). — Sur quelques problèmes généraux de la géotectonique. *Trudi Inst. geol. Akad. nauk S.S.S.R.*, 93.
- PEIVE, A. V., STREIS, N. A., MARKOV, M. S., KNIPPER, A. L., BOGDANOV, N. A., PERFILIEV, A. S. et ROUGENTZEV, S. V. (1971). — *Les océans et le processus géosynclinal*. *Akad. nauk Dalnego Vostoka S.S.S.R.*, 196, 3.
- PHEMISTER, J. (1960). — *British Regional Geology, Scotland : The Northern Highlands*. 3^e édition, GSM.
- POLKANOV, A. A. (1953). — La méthode structuro-géologique de l'analyse stratigraphique des formations les plus anciennes. *Trudi laborat. geol. dokembrija Akad. nauk S.S.S.R.*, 2.
- POLOUNOVSKY, R. M. (1969). — *Les caractères de la série des gneiss du Priazov Central et les problèmes de sa stratigraphie*. *Akad. nauk Dalnego Vostoka S.S.S.R.*, 187, 6.
- PUSHCHAROVSKY, Y. M. (1959). — Les avant-fosses, leur structure tectonique et leur développement. *Trudi Inst. geol. Akad. nauk S.S.S.R.*, 28, Moscou.
- RAGUIN, E. (1966). — Sur la classification des granites et l'importance des granites de cratons. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 262, série D, séance du 17 janvier 1966.
- RANKAMA, K. (1967). — *Global Precambrian Stratigraphy*. Societas scientiarum Fennica. *Arsbok-Vuosikirja*, 45 B N 1, Helsinki.

- RJABENKO, V. A. (1970). — *Les traits principaux de la tectonique du bouclier ukrainien*. Naukova dumka, Kiev.
- RONOV, A. B. (1964). — Les tendances générales de l'évolution de la composition de l'écorce terrestre, de l'océan et de l'atmosphère. *Geokhimiya*, 8.
- SCHUCHERT, C. (1923). — Sites and natures of the North-American geosynclines. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 34.
- SHATSKY, N. S. (1932). — Les traits principaux de la tectonique de la plate-forme sibérienne. *Bull. Mosk. Obchth. ispit. prirodi, otd. geol.*, 10, 3-4.
- SHATSKY, N. S. (1940). — Sur les synclises de A. P. Pavlov. *Bull. Mosk. Obchth. ispit. prirodi, otd. geol.*, 18, 3-4.
- SHATSKY, N. S. (1945). — Aperçu de la tectonique du domaine pétrolier Volga-Oural et de la partie adjacente du flanc occidental de l'Oural du Sud. *Mosk. ob. ispit. prirodi*, 2 (6).
- SHATSKY, N. S. (1946). — L'hypothèse de Wegener et les géosynclinaux. *Izv. Acad. nauk, sér. géol.*, 4.
- SHATSKY, N. S. (1947). — Sur les rapports structuraux des plates-formes et des domaines plissés. *Akad. nauk S.S.S.R., sér. géol.*, 5.
- SIMON, A. K. (1973). — *L'étape terminale du développement de la zone mobile protérozoïque de la presqu'île de Kola*. « Tektonika fundamenta drevnikh platform. » Nauka.
- SIMONEN, A. (1960). — Precambrian stratigraphy of Finland. *21st Intern. Geol. Congr.*, Pt. 9, Copenhagen.
- SOKOLOV, V. A. (1972). — L'histoire du développement géologique du Protérozoïque moyen de la Carélie. *Geotektonika*, 5.
- STILLE, H. (1936). — Tektonische Beziehungen zwischen Nordamerika und Europa. *16th Intern. Geol. Congr.*, Washington.
- STILLE, H. (1940). — *Einführung in den Bau Nordamerikas*. Borntraeger, Berlin.
- STOCKWELL, C. H. (1964). — *Tectonic map of the Canadian Shield*. *Descriptive notes*. Geol. Surv. Canada, Ottawa.
- STOWE, C. W. (1971). — *Summary of the tectonic development of Rhodesian Archaean Craton*. Geol. Soc. Australia, spec. publ., 3, Canberra.
- STREIS, N. A. (1947). — A propos de quelques notions principales dans l'étude des géosynclinaux. *Bull. Mosk. Obchth. ispit. prirodi, otd. geol.*, 22, 5.
- STREIS, N. A. (1964). — Sur l'origine du Gondwana. *Gondwana*, Nauka.
- SVETOV, A. P. (1968). — *Quelques particularités pétrochimiques du complexe volcanique jatoulien de la Carélie centrale*. Trudi inst. geol. Carelsk. filiala Akad. nauk S.S.S.R., 1.
- SUESS, E. (1912). — *Das Antlitz der Erde*. Wien, 1901-1909. Traduction française par E. de Margerie. Colin, Paris.
- TIKHOMIROV, V. V. (1960). — Sur le problème du développement de l'écorce terrestre et sur le rôle dans ce processus du phénomène de métasomatose. *Dokl. sov. geol. na 21 sessii megd. geol. kongr.*, Problème 14. Akad. nauk S.S.S.R., Kiev.
- DU TOIT, A. L. (1954). — *The Geology of South Africa*. 3rd ed., Oliver and Boyd, London.
- VILJOEN, R. P. and VILJOEN, M. J. (1971). — The geological and geochemical evolution of the Onverwacht volcanic group of the Barberton Mountain Land, S. Africa. In : *Geol. Soc. Australia*, spec. publ., 3, Canberra.
- VISSER, D. J. L. et al. (1956). — *The Geology of the Barberton Area*. Geol. Survey S. Afr., spec. publ., 15.
- WINDLEY, B. F. and BRIDGWATER, D. (1971). — The evolution of archaean low- and high-grade terrains. In : *Geol. Soc. Australia*, spec. publ., 3, Canberra.
- WYNNE-EDWARDS, H. R. (1964). — The Grenville Province and its tectonic significance. *Proc. Geol. Assoc. Canada*, 15.
- YANSHIN, A. L. (1965). — *Les particularités générales de la structure et du développement des jeunes plates-formes*. Moscou, Nauka.
- YANSHIN, A. L. (éd.) (1966). — *La tectonique de l'Eurasie*. Nauka.