

Différents aspects de l'évolution périglaciaire en Afghanistan

par JEAN PIAS *

Résumé. — L'Afghanistan, de par sa position géographique en Asie et ses massifs montagneux prolongeant la chaîne himalayenne, est soumis à un climat continental et montagnard qui se traduit par des hivers froids avec neige abondante en altitude. Il a subi au cours du Quaternaire des glaciations importantes dont les plus récentes sont les mieux connues. Celles-ci ont amené l'accumulation de neiges et de glaces à haute et moyenne altitudes qui, en fondant lors des déglaciations, ont déterminé la solubilisation des roches formant les massifs (calcaires durs, tendres ou marneux, dolomies, roches ultrabasiqes et basiques calciques, loess carbonatés...). Cette solubilisation a amené, par suite de la décharge des eaux de fonte, la précipitation de calcaires sur les piedmonts des massifs. La datation de ces calcaires a permis de déterminer quatre grandes périodes d'accumulation qui correspondent à des phases de réchauffement climatique (35 000 à 25 000 ; 23 000 à 19 000 ; 16 000 à 12 000 ; 7 500 à 6 500 ans BP) alors qu'aux inter périodes se produisaient refroidissements et glaciations dont la plus importante entre 19 000 et 16 000 ans BP. Deux autres périodes de refroidissement plus rapprochées se sont produites vers 2,800 et 1 875 ans BP.

Des accumulations plus anciennes datées par la méthode U 234/Th 230 se sont effectuées vers 45 000, 80 000 et 120 000 ans BP.

Les phénomènes périglaciaires qui se sont produits au cours des périodes glaciaires dans les régions éloignées des massifs ou au cours des interglaciations et des déglaciations dans le voisinage de ceux-ci sont nombreux.

Dans un premier groupe de phénomènes périglaciaires, on remarque notamment la présence de moraines et de roches polies par les glaces, la gélifraction, la cryoturbation... ; loin des massifs, à des altitudes plus basses (600 à 800 m dans la dépression du Régéstan-Séistan-Margo), il existe des sols polygonaux fossiles dont deux réseaux superposés sont discernables. Le plus ancien présente un réseau de fentes en coin important, profond de 60 cm et à mailles de 1,5 à 2 m de diamètre. Le second est plus modeste et superficiel.

Parmi les seconds phénomènes périglaciaires observés dans le voisinage des massifs lors des déglaciations, on note : — la formation de barrages de travertin observés en deux séries (120 000 à 25 000 et 15 000 à 11 000 ans BP) ; — le dépôt de calcaires et dolomies lacustres (35 000 à 25 000 ans BP) ; — le développement de croûtes et d'encroûtements pédologiques (16 000 à 12 000 et 7 500 à 6 500 ans BP) ou d'horizons plus faiblement carbonatés (2 800 ans BP) ; — la formation de tourbe à altitude moyenne pour le pays (1 875 ans BP).

Dans les calcaires, les dolomies lacustres et les croûtes et encroûtements se sont produits, en milieux salins, des néosynthèses d'argile (attapulgite et sépiolite) qui ne paraissent plus s'effectuer aujourd'hui dans les milieux confinés où seule la dolomitisation semble se poursuivre.

Les déglaciations ont amené la formation d'étendues lacustres considérables soit en bas de piedmont (Kandahar), soit dans des dépressions éloignées (Régéstan-Séistan-Margo) dont les dépôts montrent bien l'importance de celles-ci au cours principalement du Quaternaire ancien et moyen. Dans ces régions méridionales, la position des lacs actuels (Gawdézéreh, Hamune Sabéri, Jéhilé Puzak) paraît le résultat de phénomènes de néotectonique liés aux rejeux de failles et aux contrecoups glacio-isostatiques qui ont amené l'effondrement de grands compartiments.

Dans le domaine périglaciaire actuel, vers 3 500 à 4 000 m, on note la formation de sols polygonaux ou réticulés à petits réseaux, de cuvettes cryohydriques, de sols à buttes gazonnées en contrebas. Des dépôts de calcaires se voient encore à ces hautes altitudes où l'on observe des sols décarbonatés dans des niches de nivation (sol brun calcique). En dessous de celles-ci se perçoivent de petites accumulations calcaires dans les sols et des boues calcitiques sur la bordure de cours d'eau. On observe également à ces altitudes des sols calcimagnésiques (sur calcaires), des sols bruns acides (sur schistes), et des sols tourbeux (le long des sources).

Summary. — Afghanistan, by its geographical position in Asia and its mountainous ranges which are the continuation of the Himalayas, is subject to a continental and mountain climate of cold winters with abundant snowfall at high altitudes. During the Quaternary period, important glaciations took place, of which the best known are the most recent. During these glaciations, snow and ice accumulated at high and intermediate altitudes. Melting during the interglacials resulted in rock solubilisation, affecting hard and soft limestones, marls, dolomites, ultrabasic and Ca-rich basic rocks and calcic loess. On the piedmont plains, limestone precipitation from the meltwaters took place. By dating these limestones, four major accumulation periods were determined which, correspond to the interglacial periods (35,000 - 25,000 ; 23,000 - 19,000 ; 16,000 - 12,000 ; 7,500 - 6,500 years BP). The intervening periods correspond to the glaciations, the most important of which occurred between 19,000 and 16,000 years BP. Two other closer periods of cooling occurred around 2,800 and 1,865 years BP.

Older accumulations dated, by the U 234 / Th 230 method, took place around 45,000, 80,000 and 120,000 years BP.

Numerous periglacial phenomena occurred far away from the mountains during the glacial period and in their neighbourhood during the interglacial and deglaciation periods.

* Dir. de recherches O.R.S.T.O.M., 70-74, route d'Aulnay, 93 Bondy.

Manuscrit remis le 12 avril 1976.

9 NOV. 1977

Mém. h. sér. Soc. géol. Fr. 1977, n° 8.

O. R. S. T. O. M.

ex 1

Collection de Référence

n° B-8869 Pedro

A first group of phenomena consists in moraines, ice-polished rocks, splintered rocks and cryoturbation..., far from the massifs at lower altitudes (600-800 m in the Regestan-Seistan-Margo depression), it consists in fossil polygonal soils in which two superposed networks of cracks can be seen. The oldest network shows large wedge-shaped cracks, 60 cm deep and with a 1.5-2 m grid. The second network is smaller and more superficial.

Amongst a second group of periglacial phenomena which occurred in the vicinity of the massifs during the deglaciations, one should note : — the formation of travertine dams in two separate series (120,000 - 25,000 and 15,000 - 11,000 years BP) ; — the deposition of limestones and lacustrine dolomites (35,000 - 25,000 years BP) ; — the development of pedologic crusts (16,000 - 12,000 and 7,500 - 6,500 years BP) or of less calcic horizons (2,800 years BP) ; — peat formation at average altitudes for the country (1,875 years BP).

Saline - environment neosynthesis of clay (attapulgitite and sepiolite) occurred in the limestones, the lacustrine dolomites and crusts. This process has apparently ceased today in confined environments, where only dolomitisation seems to be taking place.

The deglaciations gave birth to considerable expanses of lakes, either at the bottom of the piedmont (Kandahar), or in distant depressions (Regestan - Seistan - Margo) the deposits of which clearly testify to their importance, principally during the early and middle Quaternary. In these southern areas, the position of the present lakes (Gawdezerch, Hamune Saberi, Jehile Puzak) seems to be the result of neotectonics related to movement of old faults and to glacio - isostatism which resulted in the collapse of large blocks.

In the present day periglacial area around 3,500 - 4,000 m, small-grid polygonal or reticulated soils, cryohydric holes, soils with grassy mounds are formed. Limestone dissolution is still observed at these high altitudes where decarbonated soils exist in nivation cirques (brown calcic soil). Below, one notes small accumulations of limestone in the soils and calcareous muds on stream edges. At these altitudes, calcimagnesian soils (on limestones), brown acid soils (on shales), and peaty soils (along springs).

Pays continental par excellence puisque situé à plus de 2 000 km du rivage le plus proche de la Méditerranée vers l'Ouest, mais à 500 km environ de la mer d'Arabie vers le Sud, l'Afghanistan est principalement caractérisé par la présence des contreforts avancés de l'Himalaya, dont les sommets atteignent fréquemment 4 000 à 5 000 m et plus de 7 000 m au Pamir, dans la partie la plus orientale.

Le climat de l'Afghanistan est donc à caractères continental et montagnard, très marqués du fait de sa position à l'intérieur du Continent asiatique et de hautes altitudes. Il conserve par des altitudes moyennes un caractère méditerranéen qu'il doit notamment aux pluies arrivant de cette mer lointaine sous forme de masses nuageuses pendant les mois d'hiver et de printemps. Ces précipitations (200-350 mm) s'effectuent le plus souvent à partir de 1 800 à 2 000 m sous forme de neige au cours d'un hiver rude, tandis que l'été apporte ses plus fortes chaleurs en juillet-août. A partir de 3 000-3 500 m, tandis que les précipitations neigeuses augmentent pour atteindre 1 000 mm et plus, les températures moyennes tombent au-dessous de 0° de la fin de l'automne au début du printemps. Des névés permanents s'observent à partir de 4 500 m. Le climat des régions méridionales moins élevées en altitude (Régestan-Séistan-Margo) est franchement aride, avec des pluviométries voisines ou inférieures à 100 mm. Celui des régions septentrionales (Turkestan) l'est un peu moins cependant. A l'inverse, le climat de la partie orientale de l'Afghanistan, limitrophe du Pakistan, est caractérisé par des influences tropicales assez nettes, qui se traduisent par des hivers doux et l'arrivée pendant les mois d'été de queues de mousson venant du Sud-Ouest (pluviométrie 500 mm).

La position de l'Afghanistan en Asie Centrale et, plus encore, sa situation en altitude, ont rendu ce

pays particulièrement sensible aux manifestations glaciaires qui se sont fait sentir pendant tout le Quaternaire. La présence des hauts sommets a eu pour effet de déterminer, lors des périodes glaciaires, un centre de hautes pressions générateur en toutes directions de flux froids qui ont couvert largement l'Afghanistan et les pays limitrophes.

I. — LES VESTIGES DES MANIFESTATIONS GLACIAIRES.

Alors que Furon [1926], par certaines observations, notamment roches polies et striées par les glaces, faisait descendre les glaciers jusqu'à une altitude de 1 970 m, Grotzbach et Rathjens [1969] définissent dans l'Hindu Kuch afghan plusieurs glaciations dont ils ont retrouvé les vestiges bien identifiables sous forme de moraines frontales ou latérales. Suivant l'exposition et l'importance du bassin d'alimentation, ces glaciers seraient descendus au Pléistocène supérieur dans le Salang (Khinjan), en exposition Nord jusqu'à 2 500 m, tandis que la limite de l'enneigement permanent se situait vers 3 500 m contre 4 500-4 600 m actuellement. En exposition sud (Ramayel), l'altitude observée des moraines les plus basses a été de 2 850-3 100 m. A une période plus récente du Würm et au post-Würm, ces auteurs ont identifié des épisodes glaciaires plus jeunes : stade Salang : moraines à 3 400-3 600 m, neiges permanentes à 3 700-3 850 m ; stade Ramayel : moraines à 3 800 m, neiges à 4 000-4 100 m.

Un stade de glaciation très récent (milieu du XIX^e siècle) serait marqué par la présence de glace morte à l'altitude de 4 030 m. C'est d'ailleurs peut-être cette glace morte que nous avons observée dans la montagne de Bamyan, sur le versant nord, au pied de la falaise calcaire.

De façon identique, nous avons pu distinguer [de Lapparent, Bouyx, Pias, 1972] une morphologie

glaciaire nettement caractérisée dans l'extrémité occidentale de l'Hindu Kuch, à cette même montagne de Bamyan, à 4 000 m d'altitude, où l'on observe :

— des blocs erratiques représentés par des fragments de micaschistes, de roches volcaniques, de conglomérats étrangers au contexte local (calcaire crétacé). Ces matériaux évoquent un transport par d'anciens glaciers ;

— des roches polies par les glaces jusqu'à l'altitude de 3 200 m dans la vallée de Qalachach. Dans cette même région, Furon a décrit des pols glaciaires vers 2 500 m (gorges de Bulola à 8 km à l'Est de Chékari) ;

— des coulées de solifluxions de différentes natures, fleuves de boues ; coulées pierreuses, masses composées de blocs calcaires emballés dans des fragments de calcaires marneux et des marnes...

D'énormes pans de calcaires crétacés s'observent sur le versant sud de la montagne de Bamyan, au pied des falaises sommitales, d'où ils semblent avoir été basculés par la solifluxion agissant sur les marnes sous-jacentes.

A toute cette morphologie glaciaire, il convient d'ajouter des phénomènes de gélifraction et de cryoturbation (galets redressés) observés dans de nombreux profils, ainsi que, dans un voisinage plus ou moins lointain, des épandages de matériaux conglomératiques fluvio-glaciaires qui forment, dans les dépressions en contrebas, des cônes de déjection au débouché des cours d'eau. Ces matériaux sont le plus souvent les seuls vestiges des anciennes moraines qui ont été dégagées lors des déglaciations par l'érosion (bassin de Bamyan, bassin du Logar...).

Des épandages de loess sont fréquents dans un périmètre plus ou moins éloigné de la montagne de Bamyan. On en trouve ainsi au col de Sébar, entre Bamyan et Band i Amir ainsi qu'en de très nombreux endroits dans cette région.

Tous ces phénomènes que nous venons de décrire rapidement à cette montagne ou dans son voisinage sont fréquents en toutes régions d'altitude d'Afghanistan.

II. — CHRONOLOGIE DES MANIFESTATIONS GLACIAIRES AU QUATERNAIRE RÉCENT.

L'âge des glaciations au Quaternaire récent a pu être abordé par le biais de datations par le carbone 14 sur toute une série de matériaux calcaires (travertins, calcaires lacustres, croûtes et encroûtements...) qui se sont accumulés dans les paysages, les sédiments ou les sols au cours des phases de déglaciation. En effet, lors de celles-ci, les eaux de fusion des neiges et des glaces accumulées sur l'ensemble des massifs au cours des périodes glaciaires, ont longuement percolé les roches de ces massifs déterminant une véritable « fonte » de celles-ci, qu'elles soient des

calcaires sédimentaires tendres ou marneux, des calcaires durs, des dolomies, des loess plus ou moins carbonatés, des roches ultra-basiques ou basiques calciques... Ces eaux de fusion étaient particulièrement enrichies en gaz carbonique si l'on en croit les résultats obtenus par Raynaud, Delmas, Botter [1972] et Raynaud, Loriur [1972]¹. Ce fort enrichissement en CO₂, allié à l'importance des neiges accumulées, explique le phénomène de « fonte » évoqué plus haut sans qu'il soit nécessaire de faire intervenir en premier lieu les changements de solubilité, cependant non négligeables, du carbonate de calcium en fonction de la température (81 ppm à 0° pour 56 ppm à 25°).

L'équilibre qui se rétablissait relativement rapidement avec l'atmosphère au fur et à mesure de la descente des eaux torrentielles dans les vallées par suite de leur grande turbulence allié au réchauffement de celles-ci, expliquerait la reprécipitation du CaCO₃ sous les différentes formes où nous les observons dans la nature : travertins formant d'imposants barrages dans les vallées (Vallée d'Awpar, barrages de Band i Amir...); calcaires et dolomies lacustres (dépressions de Kandahar, de Daulat Yar sur la piste du Centre...); encroûtement se développant dans des sols hydromorphes et sodiques de marécages et de bordure de marécages temporaires (Vallée du Logar); encroûtement de piedmont sur pente plus ou moins forte se développant dans un matériau fluvio-glaciaire plus ou moins grossier, permettant une circulation intense des eaux de fusion; encroûtement de piedmont sur pente identique se produisant dans des loess alors que les loess en amont subissent une intense décarbonatation (Nuristan); encroûtement, souvent de faible épaisseur, se développant dans les loess en altitude (2 800-3 000 m) et dont la partie supérieure des profils présente des horizons décarbonatés (Col de Sabzak, Piste du Centre, Col de Sato).

On voit ici la continuité entre le phénomène purement géochimique lié à la décharge en sels d'une nappe sursaturée de surface ou circulant à faible profondeur et les phénomènes pédogénétiques occasionnés par ces mêmes eaux percolant au travers d'un sédiment initialement calcaire sur des pentes plus ou moins grandes.

Ces datations nous ont permis de définir quatre périodes d'accumulation calcaire que nous donnerons succinctement ici [Pias, 1974] : 1^{re} période (35 000 à 25 000 ans BP). Peut-être en plusieurs épisodes ; 2^e période (23 000 à 19 000 ans BP). Sans doute également en plusieurs épisodes ; 3^e période (16 000 à 12 500 ans BP). Pouvant se décomposer en 2 phases : a) une première, très marquée (16 000 à 14 500 ans BP), avec un encroûtement généralisé ; b) une seconde, moins accusée vers 12 000 ans BP ; 4^e période (7 500 à 6 500 ans BP).

A partir de ces périodes d'accumulation calcaire et d'autres datations et observations [Analyses polliniques Pias, 1973], nous avons pu reconstituer les alternances climatiques au cours des derniers quarante millénaires. Nous aurions successivement : une période froide et humide (35 000 à 26 000 ans BP), se caractérisant par un réchauffement généralisé et progressif qui atteint son maximum vers 26 000-25 000 ans BP, au cours de laquelle les extensions lacustres ont été considérables, notamment dans le Sud de l'Afghanistan [Terrasse supérieure du Tarnak Rod. Pias, 1972] ; une deuxième période, plus courte (23 000 à 19 000 ans BP), plus froide et plus sèche, en plusieurs phases, marquée par des extensions lacustres non identifiables ; une période très froide et relativement sèche (19 000 à 16 000 ans BP), généralisée à moyenne et haute altitude, avec un niveau diminué des lacs ; une période de réchauffement généralisé avec déglaciation accusée et rapide en deux épisodes (16 000 à 14 000 et 12 000 ans BP). Elle est marquée par des extensions lacustres importantes (Terrasse moyenne du Tarnak Rod) ; une période plus froide et pluvieuse peu accusée (7 500 à 6 500 ans BP). On aurait eu par la suite deux épisodes moins accusés de refroidissement vers 2 800 et 1 875 ans BP.

Les données actuelles antérieures à 40 000 ans BP sont encore très fragmentaires. Par des datations Th 230/U 234, trois autres périodes d'accumulations calcaires ont été décelées [Huu Van *et al.*, 1973 ; Lang, 1975] : 45 000 ans BP ; 80 000 ans BP ; 120 000 à 133 000 ans BP.

Ces datations intéressent différents barrages de travertin de la région de Bamyan, dont celui de Band i Amir, qui a fourni l'âge le plus ancien. Nous aurions donc eu au cours de ces périodes des phases de réchauffement, tandis qu'à l'inverse, aux inter-périodes, des pulsations plus froides auraient permis des accumulations importantes de glaces et de neiges sur les hauts sommets.

III. — LES PHÉNOMÈNES PÉRIGLACIAIRES.

Il convient de distinguer d'une part, les phénomènes qui se sont produits dans le domaine périglaciaire très éloigné des massifs à des altitudes moyennes à basses pour le pays lors des glaciations ; d'autre part, ceux qui se sont passés lors des périodes de réchauffement sur les piedmonts rapprochés de ces mêmes massifs, à des altitudes alors plus élevées.

1. Les phénomènes périglaciaires lors des glaciations.

Il y a assez peu de choses connues en dehors de celles évoquées dans le domaine de la géomorphologie en introduction (vestiges de moraines anciennes, roches polies par les glaces, gélifraction...). Si des sols périglaciaires ont existé au voisinage direct des massifs lors de ces périodes, ils ont été par la suite

soit fortement érodés, soit recouverts sous des dépôts sédimentaires plus récents.

Des sols polygonaux fossiles, par contre, ont été découverts en 1974 et 1975 dans la partie méridionale de l'Afghanistan (dépression Régestan-Séistan-Margo) actuellement soumise à un climat semi-désertique à désertique (pluviométrie de 141 mm à Kandahar ; 33 mm à Zaranj. Température moyenne annuelle de 19°3 à 20°6 pour ces deux mêmes villes). Ces sols évoquent un climat très froid à température moyenne annuelle oscillant, par comparaison avec celles des régions où ils se forment actuellement, autour de — 12 à — 6° (Groenland).

Ils couvrent des étendues considérables à des altitudes comprises entre 800 et 600 m là où nous les avons observés. Deux réseaux polygonaux s'y superposent. Un premier, dont les fentes en coin descendent à 60 cm de profondeur pour une ouverture d'une vingtaine de centimètres à la partie supérieure. Ces fentes sont remplies de sable limoneux rougeâtre, meuble. Entre celles-ci le sol relativement compact et structuré est constitué par un limon caillouteux, dont les galets peuvent atteindre 5 à 10 cm. La partie interstitielle entre les galets est marquée par d'abondantes cristallisations gypseuses et salines, en amas blanchâtres peu consolidés. Certains galets éclatés sous l'action du gel, lors des périodes froides, ont été recimentés par un concrétionnement gypseux ou gypso-calcaire. Les mailles de ce système polygonal font environ 1,5 à 2 m de diamètre et sont actuellement masquées par trois sédimentations différentes : un sable limoneux identique à celui qui remplit les fentes en coin. Il recouvre de quelques centimètres le vieux sol ; un sable grisâtre à gris-blanc, légèrement compacté et à débit en cubes (épaisseur 15 à 20 cm) ; un cailloutis conglomératique superficiel.

Le second réseau de polygones, visible en surface lorsque le cailloutis conglomératique superficiel est dégagé, est plus modeste, à mailles de 40 à 70 cm de diamètre. Les fentes de 2 à 5 cm de large ne paraissent affecter que la sédimentation sableuse supérieure grisâtre.

Aucun âge précis n'a encore été donné à ces sols fossiles, dont le plus ancien (premier réseau) est peut-être contemporain de la dernière pulsation Würm (19 000 à 16 000 ans BP).

2. Les phénomènes périglaciaires aux interglaciations dans le domaine périglaciaire proche des massifs.

Ces phénomènes sont beaucoup plus nombreux. Il s'agit de dépôts de calcaires divers d'origine géochimique (travertins, calcaires et dolomies lacustres) ; de la formation de sols à encroûtement ou croûte calcaire, s'étant développés sur les bordures de lacs ou dans les étendues marécageuses de piedmont ou bien sur des piedmonts plus ou moins pentus.

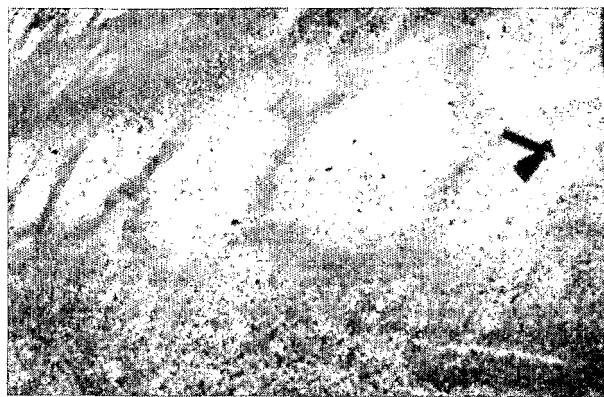


Fig. 1. — Sols polygonaux fossiles. Cuvette du Régestan-Séistan-Margo. Altitude : 600 à 800 m.



Fig. 3. — Sols à buttes gazonnées. Région de Bamyan. Altitude : 2 800 m.



Fig. 2. — Sols polygonaux actuels. Montagne de Bamyan. Altitude : 4 000 m.

Ils se sont effectués directement dans le domaine périglaciaire proche des massifs en période de déglaciation et n'affectent jamais des régions plus éloignées qui semblent avoir été soumises alors à des conditions climatiques beaucoup plus arides, encore que la fonte des neiges et des glaces sur les massifs ait amené la formation de nombreux lacs très loin de ceux-ci.

a) Les travertins.

Ils sont fréquents en Afghanistan et s'observent principalement à des altitudes moyennes à hautes (2 500 à 3 000 m). Nous distinguerons deux types de barrages de travertin très différents l'un de l'autre.

Les travertins de Band i Amir. Ces barrages de travertin sont les plus beaux d'Afghanistan parce que situés dans un environnement privilégié. Encaissés dans des gorges de marnes et calcaires crétacés, ils forment dans celles-ci une succession de levées à l'arrière desquelles s'est constituée, dans un

paysage quasi-désertique de steppe aride, une série de lacs aux eaux merveilleusement bleues [de Lapparent, 1966]. Lang et Lucas [1970] ont décrit la flore actuelle de ces barrages en liaison avec la position topographique. Ils distinguent différents types de travertins suivant leur origine, leur dureté, la maille de leur cristallisation (tufts à Cyanophycées, à Chlorophycées, à mousses, à Charophytes, à *Equisetum*, à Gastéropodes, à Limnées et Planorbes...).

Jux et Kempf [1971] considèrent leur formation comme la conséquence de variations climatiques au cours des périodes du Quaternaire récent. A cette série de barrages appartiennent ceux de la vallée d'Awpar, située dans cette même région [Bouyx, Pias, 1971], ainsi que ceux situés dans la descente du col de Sébar, ceux de Sahidan près de Bamyan... D'une façon générale, on distingue dans ces divers sites deux séries de barrages, dont les plus anciens ont été démantelés lors du creusement des vallées.

Les barrages de la vallée d'Hadjar (barrage du « Dragon ». Situé près de Bamyan, la flore de ce

barrage diffère notablement de celle de Band i Amir. D'autre part, le sommet du barrage du « Dragon » est marqué par d'importants griffons, sortes de mamelons calcaires pouvant atteindre plusieurs mètres de hauteur, qui attestent d'un écoulement par résurgence. Ces griffons sont souvent faillés. A l'arrière du barrage du « Dragon » se tenait cependant autrefois un petit lac aujourd'hui asséché. Ce type de barrage appartient ceux de la Vallée Rouge, de Paimouri (région de Bamyan) et de Panjaw.

Nous ouvrirons ici une parenthèse. Les eaux des lacs de Band i Amir sont peu minéralisées (conductivité : 0,44 mmhos) et ont un pH de 8,05 ; celles de la montagne de Bamyan (barrage d'Awpar) le sont encore moins (conductivité : 0,12 à 0,25 mmhos, pH 8,05 à 8,20). Il s'agit dans les deux cas d'eaux carbonatées calciques, sodiques et magnésiennes. Les eaux des sources résurgentes (« Dragon », Paimouri, Panjaw...) sont, à l'inverse, très fortement minéralisées (conductivité comprise entre 2,36 et 7,46 mmhos). Leur composition en sels est variable de l'une à l'autre, toujours faible en Ca, mais riche en Na et Mg. Il s'agit essentiellement d'eaux chlorurées et carbonatées sodiques. Parmi les éléments traces, on note dans les secondes la présence de lithium assez abondant dont l'origine est à rechercher dans un thermalisme quasi certain. Le lithium n'apparaît pas ou peu dans les eaux de Band i Amir et d'Awpar.

Les premiers barrages de travertin (Band i Amir, Awpar...) seraient la conséquence de la décharge en carbonates des eaux résultant de la fusion de neige et de glace en période de déglaciation. Ils auraient fonctionné par pulsations maximales pendant les grandes périodes de réchauffement climatique. Ces travertins se forment encore actuellement du fait des alternances saisonnières, mais leur édification est aujourd'hui très diminuée.

Les seconds, à l'inverse (« Dragon », Panjaw...) seraient en liaison avec un volcanisme et un réseau de failles plus ou moins profondes et les carbonates dissous sous de fortes pressions de CO₂ précipiteraient dès l'arrivée de ces eaux en surface (griffons). Ici encore, l'activité de ces sources résurgentes aurait été maximale lors des périodes de déglaciations, car à la faveur du réseau hydrologique souterrain existant, celui-ci aurait fonctionné à plein régime pendant ces périodes, mêlant eaux profondes et eaux de fonte. Ceci explique que les périodes de grandes formations de travertins soient les mêmes dans les deux cas [barrages d'Awpar et du « Dragon », Pias, 1975].

Cette région de Bamyan est particulièrement riche en enseignements. On y trouve pratiquement toutes les différentes périodes d'accumulation calcaire décelées plus fragmentairement ailleurs :

<i>Barrage de Band i Amir.</i>	
Barrage ancien	133 000 ans
<i>Barrage d'Awpar.</i>	
Barrage ancien.	
— Partie inférieure	120 000 ans
— Partie supérieure	24 750 ans
Barrage récent.	
— Partie inférieure	14 230 ans
— Partie supérieure	11 840 et 11 670 ans
<i>Barrage de Paimouri</i>	80 000 ans
<i>Barrage du « Dragon ».</i>	
Barrage ancien.	44 700 ; 47 400 ; 27 800 ans
Barrage récent	16 100 ans
<i>Barrage Sahidan (entre Bamyan et Band i Amir)</i>	8 230 ans

L'accumulation de travertin semble s'être poursuivie, mais par pulsations vraisemblables (45 000, 80 000 ans), entre 120 000 et 25 000 ans, au site d'Awpar, avant qu'il n'y ait eu rupture du barrage ancien lors de l'avancée glaciaire à moins de 3 000 m, la plus importante avancée glaciaire des cent derniers millénaires (19 000 à 16 000 ans). La formation de la série de barrages récents en ce site (14 000, 11 000 ans) montre également l'importance de l'accumulation des neiges et des glaces lors de cette glaciation. Ce niveau correspond-il alors aux observations de Grotzbach et Bathjens [1969] (moraine à 2 500 m) et à nos sols périglaciaires fossiles (réseau ancien) dans le Régestan-Séistan-Margo (600 à 800 m) ? Ceci est fort possible, sinon probable.

La vitesse de croissance de ces travertins apparaît très grande. Ainsi, si nous retenons uniquement les datations des barrages récents d'Awpar, nous voyons que l'édification de 60 m de travertin (barrage 5 en amont) et de 20 à 25 m de ce même matériau (barrage 3 plus en aval) en une période de 2 500 ans correspond à une dépose de calcite de 2,4 à 3 m par siècle pour le barrage 5, de 0,8 à 1 m pour le barrage 3. On voit ainsi diminuer les phénomènes d'accumulations d'amont en aval. Ceux-ci deviendront très faibles et sans commune mesure dans les étendues marécageuses de piedmont à plus basse altitude (2,4 cm par siècle dans la région de Kandahar, à 1 200 m ; 6,5 à 7 cm dans la vallée du Logar, de 1 800 à 2 000 m).

b) Les calcaires et dolomies lacustres.

On les trouve en différentes régions (Bassin du Logar, Vallée de l'Hari Rod, Région de Kandahar...). Elles paraissent le résultat de sédimentations en des lacs de vallée plus ou moins éloignés des massifs ou des piedmont de ceux-ci : Logar : 29 040, 25 850, 27 670 ans BP ; Hari Rod : 29 970 ans BP ; Kandahar : 34 300, 26 270 ans BP ; bordure de la dépression Régestan-Séistan-Margo : 33 200, 30 300 ans BP ;

cuvette de Jalalabad : 31 450 ans BP. Cette sédimentation correspondrait à la première période d'accumulation calcaire (35 000 à 25 000 ans BP).

De nombreux seuils ou barrages auraient ainsi retenu dans le cours des fleuves des masses d'eaux importantes qui auraient ensuite déferlé lors de la rupture de ceux-ci vers les parties aval recréusées par subsidence (dépressions de Kabul, de Daulat Yar sur la piste du Centre, de Jalalabad...).

Les extensions lacustres, particulièrement celles de la partie méridionale, sont la conséquence des phases de déglaciation et se sont produites, lors de celles-ci, dans le milieu périglaciaire de ces périodes. Actuellement, elles sont souvent masquées et très diminuées par suite des phénomènes de néotectonique qui ont affecté ces régions et qui sont liés aux rejeux de failles prolongeant ou ramifiant, sous la couverture sédimentaire, celles de Chaman-Arghandeh et de la vallée du Tarnak Rod. Deux lignes directionnelles de failles diversement orientées NE-SW, puis Est-Ouest (cours moyen de l'Helmand Rod contournant le massif volcanique de Khannesin) et Sud-Nord (cours inférieur de ce même fleuve) ont eu pour conséquence l'effondrement de grands compartiments dans leur zone de convergence, dans la région des lacs actuels (Gawdzéreh, Hamune Sabéri, Jéhilé Puzak). Ces extensions lacustres ont pris une importance maximale au Quaternaire ancien et moyen avant que ne s'accroissent les phénomènes de néotectonique. Les lacs atteignaient alors des cotes de 1 000 à 1 200 m. Ils sont situés actuellement vers 500 m. Les dernières fluctuations climatiques ne les ont pas amenés à des niveaux sans doute beaucoup plus hauts (550-600 m) du fait de l'effondrement des grands compartiments où ils se trouvent aujourd'hui. L'hypothèse émise par Smith [1974] de recréusement de ces dépressions par voie éolienne apparaît peu vraisemblable. Ces effondrements sont non seulement liés aux rejeux de failles, mais peut-être également aux contrecoups isostatiques en rapport avec les alternances de glaciation et de déglaciation qui ont accusé le phénomène. Un très grand nombre de ces lignes de fracture sont marquées actuellement par des dépressions de plus ou moins grande amplitude, où se produisent des phénomènes de dissolution des argiles lacustres salines sous-jacentes. Ces lignes forment la trajectoire de nouveaux cours d'eau qui se dessinent. Tous les grands fleuves de cette région méridionale (Helmand, Khash, Farah Rod), durant ces périodes relativement récentes du Quaternaire, ont été rejetés d'Ouest en Est. Les anciennes terrasses conglomératiques encroûtées de ces fleuves attestent ce déplacement.

c) Les différentes formations pédologiques.

Des accumulations calcaires plus récentes que les calcaires et dolomies lacustres sont visibles en ces

mêmes régions, mais seront attribuées à des phénomènes moins prononcés de lessivage de sédiments ou de roches calcaires vers les vallées. Elles formeraient alors des horizons pédologiques d'accumulation calcaire dans les vieux sols (23 000 à 19 000 et 16 000 à 12 000 ans BP). De ces sols ne subsiste actuellement que l'horizon B Ca d'encroûtement, la partie supérieure des profils ayant été érodée, mais en profondeur se retrouve un horizon transitoire B Ca C faisant le passage de l'encroûtement au matériau originel.

Le phénomène de décarbonatation, par lessivage sur pente, est visible particulièrement dans le Nuristan, où il nous conduit de sols lessivés en calcaire sur loess en haute et moyenne montagne (2 500 à 3 000 m) sous végétation de conifères (pins, sapins, cèdres) à des sols à encroûtement calcaire en contrebas à *Quercus baloot* (2 200 à 2 000 m) sur un matériau identique. Le lessivage apparaît ancien (20 490 ans BP).

La période de 16 000 à 14 000 ans correspondrait ainsi que celle de 23 000 à 19 000 ans, à un fort encroûtement, tandis que celle de 12 000 ans à des accumulations plus diffuses. Il n'est pas rare de voir ces différentes accumulations superposées dans un même profil.

L'accumulation calcaire de 7 500 à 6 500 ans BP est encore plus typiquement pédologique, puisque ici tous les horizons sont conservés depuis l'horizon superficiel, riche en matière organique et fortement décarbonaté, jusqu'aux horizons d'accumulation de faible profondeur très enrichis en CaCO_3 (piste du Centre 7 320 ans, Sud de Quala i Kaw 7 340 ans, Khost 6 490 ans). Mais c'est surtout dans les massifs montagneux du Turkestan que ces sols sont les mieux observés. Sur un même sédiment, un loess, on passe alors d'un sol superficiellement décarbonaté à encroûtement profond en altitude (2 400 m) à des sierozems vers 1 000 m.

De pédogenèses ultérieures, nous ne retiendrons que deux épisodes. Une pédogenèse calcaire faiblement développée, marquée par un sol à différenciation calcaire présentant quelques rares taches, a été observée sur le plateau de Moqur sur des buttes témoins vers 2 000 m. Elle se serait façonnée vers 2 790 ans BP lors d'une petite pulsation froide.

De façon identique, un autre refroidissement vers 1 875 ans BP a été à l'origine de tourbe que l'on retrouve dans la vallée du Logar vers 1 800 m d'altitude. Celle-ci est enterrée actuellement sous des sédiments alluviaux.

En même temps que se façonnaient calcaires lacustres, croûtes et encroûtements calcaires, se développaient en ces mêmes milieux des néosynthèses de minéraux argileux. Elles se sont surtout formées sur des replats ou les bas de piedmont dans des zones déprimées. Dans ceux-ci venaient se

concentrer, en des marécages semi-permanents, des eaux de ruissellement riches en Na, Mg, SiO₂ qui faisaient d'eux des milieux confinés salins, où s'élaboraient des synthèses d'attapulгите et de sépiolite que l'on retrouve indifféremment dans les calcaires, les dolomies lacustres et les croûtes et encroûtements d'origine pédologique. Des salinités résiduelles importantes ont été retrouvées dans ces différents matériaux. Lorsqu'elles n'existent plus du fait de modifications importantes dans le contexte géomorphologique, modifications ayant entraîné un lessivage important des sels, la présence de Chénopodiacées très abondantes dans ces croûtes et encroûtements révèle bien celle d'un milieu initialement salin, et ceci d'autant plus que ces plantes n'existent plus ou sont peu représentées dans le contexte floristique actuel en ces régions. Ces néosynthèses ne paraissent affecter que les matériaux les plus anciens résultant des trois premières périodes d'accumulations calcaires. La quatrième période (7 500 à 6 500 ans BP) en est exempte, car ses encroûtements ne se développent que par lessivage sur des pentes plus ou moins accusées. De façon identique, les encroûtements du Nuristan (2^e période, 20 490 ans BP), situés dans des positions similaires, ne présentent pas ces minéraux argileux.

Les milieux confinés actuels que l'on observe en certains marécages, comme dans la vallée du Logar (Binihésar, Bagrami...), dans des sols à forte salinisation (chlorures et sulfates de Na et Mg), ne présentent aucune néosynthèse apparente de ces argiles, mais par contre contiennent du calcaire et de la dolomie en quantité parfois importante, en même temps que le milieu est relativement pauvre en silice (20 à 25 ppm dans les eaux des nappes) par rapport à celui de périodes antérieures, où de telles néosynthèses avaient lieu. Les dépôts lacustres actuels du Séistan ont une composition en argile analogue à celle de produits peu évolués (illite, chlorite, traces de montmorillonite).

3. Les loess.

On les voit surtout dans la partie septentrionale de l'Afghanistan, au Turkestan, au Nord de l'Hindu Kuch, où ils occupent des surfaces considérables, que ce soit dans les plaines ou sur les massifs eux-mêmes, qu'ils ennoient fréquemment. Ils sont représentés d'une façon plus discontinue dans le reste du pays du fait de phénomènes d'érosion et de collusionnement qui les ont entraînés vers les vallées. Ils subsistent cependant lorsqu'une pédogenèse calcaire les a fortement consolidés (Logar, Piste du Centre...) ou qu'un couvert végétal important les a protégés de l'érosion (Nuristan).

Plusieurs générations de loess sont ainsi discernables grâce aux sols fossiles conservés. Chacune d'elles correspond à l'une des quatre périodes d'accumulation calcaire. Une cinquième et même

une sixième, plus récentes, sont identifiables sur certaines buttes témoins du plateau de Moqur (sol enterré 2 790 ans BP et partie supérieure de celui-ci). Ces loess ont pu se déposer soit lors des périodes de déglaciation au maximum du réchauffement soit, plus vraisemblablement, au cours des pulsations glaciaires ou pendant des périodes de refroidissement moindre à des altitudes élevées. Leur origine éolienne initiale paraît indéniable, ainsi que le confirme, par exemple, la présence de hornblende et de verre volcanique dans certains loess de la deuxième génération, ceci en des lieux très éloignés du centre d'émission probable (Dasht e Nawar). Leur mise en place en des endroits topographiquement très divers (versant ou sommet de massif, marécage, lac, terrasse de fleuve...) peut être liée soit à la période initiale de dépôt, soit aux remaniements successifs qu'ils ont pu subir (vannage sous de nouvelles actions éoliennes, érosion pluviale, transport par les cours d'eau...). Leur composition en minéraux lourds est très variable d'un point à un autre, encore qu'il existe une immuable dominante représentée par un fond d'épidote ou de hornblende alternativement abondant. On voit cependant dominer parfois le zircon (Bamyan-Band i Amir, Paktia au col de Sato), le grenat (Azrao, montagne de Kamdech dans le Nuristan). Ces dominantes passagères ou l'apparition d'un minéral plus ou moins abondant peuvent s'expliquer par un environnement de roches voisines, riches en ces minéraux (micaschistes à grenat de la montagne de Kamdech, gneiss et micaschistes à sillimanite de la région de Jalalabad...) et toujours par des phénomènes locaux de remaniement [Pias, 1971-1975].

IV. — LES FORMATIONS PÉDOLOGIQUES ACTUELLES DANS LE DOMAINE PÉRIGLACIAIRE.

Actuellement les pédogenèses qui se développent à hautes altitudes sont celles des hautes montagnes ou des régions arctiques du globe avec formations de sols périglaciaires : sols polygonaux à petites mailles de 10 à 20 cm, soulignées par des fentes de retrait superficielles, profondes de 4 à 5 cm ; sols réticulés aux polygones étirés de 30 à 40 cm de long sur 10 cm de large, sur pentes faibles. Un cailloutis anguleux avec pierres parfois redressées de 1 à 2 cm de diamètre souligne les fentes de retrait ou les masque entièrement sur des pentes plus fortes ; sols striés avec des coulées de pierres parallèles.

Ces sols s'observent à partir de 3 000 m, mais surtout 3 500 m. Ils sont très abondants dans les parties très ventées des plateaux à pente peu accusée. Sur pentes fortes, les sols réticulés et striés font place à des sols d'érosion très caillouteux. Dans les profils des sols polygonaux et réticulés sur roches calcaires (montagne de Bamyan), on observe un important gradient calcaire (CaO inférieur à 1 %

entre 0 et 3 cm, 47,6 % à 60 cm dans un horizon panaché de taches blanches sur fond brun). Les cailloux calcaires abondants dans ces profils sont anguleux à subanguleux, souvent arrondis par dissolution. On a affaire ici à des sols bruns calcaires subissant superficiellement les actions du gel.

S'il n'a pas été observé de sols gelés en profondeur à ces altitudes en été, le sol est encore très froid dès 30 à 40 cm.

On trouve sur ce même massif *en versant Nord*, à l'aplomb de la falaise calcaire et en contrebas de niches de nivation, peut-être en fait glace morte signalée par Grotzbach et Rathjens [1969] à cette altitude (4 000 m), des sols bruns calciques très fortement décarbonatés qui rendent bien compte du lessivage des carbonates sous l'action des eaux de fusion des neiges et glaces. Ces carbonates vont d'ailleurs s'accumuler un peu plus bas, où ils donnent naissance à de petits encroûtements calcaires et, sur les berges de la rivière Awpar, à des boues calcitiques dont la composition chimique et minéralogique est la même que celle des vieux barrages de travertin.

Toujours à cette même montagne, mais alors *en versant sud*, s'observe aux pieds des massifs, vers 3 200 m, une cuvette fermée, sorte de doline de 200 à 300 m de diamètre, qui paraît indiquer en cette partie une dissolution importante des roches carbonatées qui la constituent et un soutirage intense des sédiments de la dépression lors de la fonte des neiges, en liaison avec la fissuration des calcaires. Ces sédiments réapparaissent un peu plus bas en aval d'une résurgence et forment un petit cône de déjection argilo-limoneux en sol brun très finement structuré et polyédrique.

Vers 2 500 m, dans cette même région de Bamyân et particulièrement dans chacune des dépressions entre Bamyân et Band i Amir, s'observent des sols périglaciaires particuliers, les *sols à buttes gazonnées*. Ils forment généralement la bordure d'une dépression marécageuse et présentent un relief accusé fait d'une juxtaposition de buttes très marquées de 20 à 40 cm de hauteur et de diamètre, espacées les unes des autres de 15 à 20 cm. Elles portent un tapis graminéen ras, bien vert dans la partie la plus proche de la dépression, jauni dans la partie haute où le bosselage s'estompe et prend une amplitude plus grande, légèrement moutonnante. Cet échelonnement s'étend sur des largeurs variables, quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres. Le sol est caractérisé par un chevelu racinaire dense sur 10 cm, moins dense ensuite, mais très hydromorphe (pseudo-gley, puis gley), très riche en CaCO_3 (40 à 50 % et plus). A ces sols pulvérulents, poudreux, succède généralement en aval un ou plusieurs barrages de travertin. Ces sols de buttes gazonnées ne sont pas, ou alors

très faiblement, salins. Ils ne semblent avoir été observés que dans un environnement de roches calcaires.

On voit que dans ces régions de hautes montagnes les phénomènes de migration et d'accumulation du calcaire n'ont rien d'exceptionnel. Nous les retrouverons dans d'autres paysages (Piste du Centre, Col de Sébar...).

Dans le domaine périglaciaire de haute montagne, en contrebas des sols polygonaux ou réticulés, ou associés à ceux-ci, on trouve entre 3 000 et 4 000 m : des sols calcimagnésiques sur des calcaires, des sols bruns acides (sols brunifiés) sur schistes et mica-schistes, des sols tourbeux abondants le long des sources.

CONCLUSION.

Les aspects de l'évolution périglaciaire en Afghanistan sont multiples et s'observent soit dans des régions éloignées des massifs lors des glaciations, soit sur les piedmonts qui les jouxtent lors des phases de déglaciation.

Parmi les premiers, en plus des moraines, de roches polies par les glaces, de gélifraction et de cryotur-bation, les sols polygonaux fossiles en grands réseaux observés dans la dépression du Régestan-Séistan-Margo à basse altitude (600 à 800 m), montrent l'importance des glaciations dans ce pays.

Parmi les seconds, on note surtout des phénomènes d'accumulation calcaire rythmés en plusieurs périodes qui se traduisent par : la formation de barrages de travertin observé en deux séries principales (120 000 à 25 000 et 15 000 à 11 000 ans BP) ; le dépôt de calcaires et dolomies lacustres (35 000 à 25 000 ans BP) ; le développement de croûtes et d'encroûtements pédologiques (16 000 à 12 000 et 7 500 à 6 500 ans BP) ou d'horizons plus faiblement décarbonatés (2 800 ans BP).

Les déglaciations ont amené la formation d'étendues lacustres importantes, soit en bas de piedmont des massifs (Kandahar), soit dans des dépressions éloignées (Régestan - Séistan - Margo). Dans ces régions méridionales, la position des lacs actuels (Gawdzéreh - Hamune Sabéri - Jéhilé Puzak) paraît le résultat de phénomènes de néotectonique liés aux rejeux de failles et aux contrecoups glacio-isostatiques qui ont amené l'effondrement de grands compartiments.

Dans le domaine périglaciaire actuel enfin, on note la formation de sols polygonaux ou réticulés en petits réseaux, de cuvettes cryohydriques sur les massifs calcaires, de sols à buttes gazonnées. Des dépôts de calcaires se voient à ces hautes altitudes, où l'on observe des sols décarbonatés dans des niches

de nivations en contrebas desquelles s'observent de petites accumulations calcaires dans les sols et des boues calcitiques sur la bordure des cours d'eau. Tous ces phénomènes sont plus accusés sur les versants N, plus froids, que sur les versants méridionaux, plus secs. Enfin, parmi les phénomènes secondaires, il y a lieu de signaler les néosynthèses d'argiles (attapulгите et sépiolite) qui se sont produites en des milieux confinés et salins, sur des bas de piedmont ou dans des régions plus éloignées, lors des grandes phases de déglaciation. Ces argiles constituent la fraction colloïdale des calcaires et dolomies

lacustres, des croûtes et encroûtements déposés ou formés lors des grandes périodes de réchauffement.

1. L'air emprisonné dans les pores d'une carotte de glace prélevée au Groenland et datée dans une échelle de temps de 70 000 ans a montré un très fort enrichissement en CO₂ 3 à 30 fois l'actuelle teneur (1 000 à 3 000 ppm dans les pores du névé pour 300 ppm dans l'atmosphère actuelle). Ce phénomène s'expliquerait, d'après ces auteurs, par une adsorption sélective du CO₂ par la neige. Cet enrichissement en gaz carbonique peut être aussi en liaison avec la baisse du niveau des océans, entraînant une raréfaction du plancton marin et l'amointrissement de la couverture végétale sur les terres soumises aux actions glaciaires.

Références bibliographiques

- BALLAND V. et LANG J. (1974). — Les rapports géomorphologiques quaternaires et actuels du bassin de Bamyan et de ses bordures montagneuses (Afghanistan Central). *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (2), vol. XVI, fasc. 3, p. 327-350.
- BOUYX E. et PIAS J. (1971). — Signification géologique, pédologique et paléoclimatique des travertins d'Awpar (vallée de Gandak, Afghanistan Central). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 273, p. 2468-2471.
- FURON R. (1926). — L'Hindu Kuch et le Kaboulistan. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique de l'Afghanistan, Paris, 169 p.
- HERMAN N. M., ZILLHARDT J. et LALANDE P. (1971). — Recueil des données des stations météorologiques de l'Afghanistan. *Public. Inst. Météorol.*, n° 2, Kaboul, 58 p.
- ISOTOPES TELEDYNE, New Jersey (U.S.A.). — Données isotopiques.
- JUX U. et KEMPF E. K. (1971). — Staussen durch Traverinabsatz im zentralafghanischen Hochgebirge. *Z. Geomorph.*, Bd 12, p. 107-137.
- LANG J. (1975). — Un modèle de sédimentation molassique continentale en climat semi-aride : bassins intramontagneux cénozoïques de l'Afghanistan Central. Thèse, 275 p. multigr., plus annexes.
- LANG J. et LUCAS G. (1970). — Contribution à l'étude des biohermes continentaux : barrages de Band i Amir. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, n° 5, p. 834-842.
- LANG J. et PIAS J. (1971). — Morphogenèse « dunaire » et pédogenèse dans le bassin intramontagneux de Bamyan. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (2), vol. XIII, fasc. 4, p. 359-368.
- LAPPARENT A. F. DE (1966). — Les dépôts de travertins des montagnes afghanes à l'Ouest de Kaboul. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, vol. VIII, fasc. 5, p. 351-357.
- LAPPARENT A. F. DE, BOUYX E. et PIAS J. (1972). — Phénomènes périglaciaires dans la Montagne de Bamyan Hindu Kuch occidental, Afghanistan). *C. R. Ac. Sc.* Paris, t. 274, p. 2141-2144.
- MENNESSIER G. (1968). — Étude tectonique des montagnes de la région de Kaboul. *Notes et mémoires Moyen-Orient*, t. IX, *Mus. nation. Hist. Nat.*, Paris, 185 p.
- PIAS J. (1971). — Les loess en Afghanistan Oriental et leurs pédogenèses successives au Quaternaire récent. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 272, p. 1602-1605.
- PIAS J. (1972). — Signification géologique, pédologique et paléoclimatique des formations paléolacustres et deltaïques au Séistan (Afghanistan méridional). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 274, p. 1143-1146.
- PIAS J. (1972). — Sols d'Afghanistan. Pédogenèses anciennes et actuelles. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (2), vol. XIV, fasc. 4, p. 433-442.
- PIAS J. (1973). — Signification de la présence de pollens de Chénopodiacées dans des croûtes et encroûtements calcaires du Quaternaire récent en Afghanistan. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 276, p. 2509-2512.
- PIAS J. (1974). — Pédogenèses et accumulations calcaires successives en Afghanistan au cours des quarante derniers millénaires. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 278, p. 2625-2628.
- PIAS J. (1976). — Formations superficielles et sols d'Afghanistan. Cartes h.-t. et annexes (Publ. ORSTOM-CNRS), 315 p.
- RAYNAUD D., DELMAS R. et BOTTER R. (1973). — Composition des gaz contenus dans les glaces polaires. *1^{re} Réun. ann. sci. de la Terre*, Paris, 19-22 mars 1973. Rés. p. 354.
- RAYNAUD R. et LORIUR C. (1973). — Inclusions gazeuses dans les glaces polaires : implications climatiques. *1^{re} Réun. ann. sci. de la Terre*, Paris, 19-22 mars 1973, Rés. p. 355.
- SMITH G. I. (1974). — Quaternary Deposits in Southwestern Afghanistan. *Quaternary Research*, 4, p. 39-52.