Évolution du modèle quaternaire et des formations superficielles dans les Andes de l'Équateur

Deuxième partie : quelques aspects de l'histoire paléogéographique quaternaire

Alain WINCKELL⁽¹⁾, Claude ZEBROWSKI⁽²⁾, Mireille DELAUNE⁽³⁾

Résumé : En Équateur les caractéristiques pédologiques des sols issus de pyroclastites, différentes suivant les climats et l'âge des matériaux, ont permis de distinguer les pyroclastites anciennes (plus de 17000 ans) des récentes (moins de 11000 ans). Les pyroclastites anciennes ont généré, dans les zones sèches de la Sierra, les formations indurées connues sous le nom de cangahua.

Les datations des différentes émissions volcaniques ainsi que les grands traits de la morphogénèse permettent de proposer un schéma de l'évolution paléogéographique du Quaternaire récent en Équateur :

— les pyroclastites anciennes ont été émises principalement durant la dernière glaciation alors que régnait un climat froid et humide jusqu'à 20000 ans BP, puis froid et sec de 20000 à 14000 ans;

-- de 14000 à 11000 ans le réchauffement du climat entraine la fonte des glaciers qui couvraient les paramos actuels, ce qui provoque le creusement des grandes entailles du relief avec accumulation des dépôts sous forme de cônes, en Amazonie et dans la zone côtière. Les paramos sont laissés quasi exempts de pyroclastites anciennes alors que celles-ci se maintiennent en dehors des zones initialement englacées;

— à partir de 10000 ans les émissions récentes de pyroclastites recouvrent l'ensemble de la zone septentrionale et centrale du pays, en particulier au cours de deux paroxysmes dans l'activité volcanique, entre 4000 et 2000 ans BP pour le premier, et aux environs de 1600 ans BP pour le second. C'est au cours de ces deux paroxysmes que sont recouverts les pyroclastites anciennes de la zone côtière ainsi que tous les paramos du nord du pays.

Mots clés : Équateur - Volcanisme récent - Paléogéographie quaternaire.

Abstract: Quaternary evolution of the surface formations in the Ecuadorian Andes. Second part: a few aspects of the quaternary paleogeography. In

Ecuador, the soils developed on the pyroclastic deposits are different according to climate and the age of the formations. We can distinguish old volcanic deposits (more than 17000 years) and recent (less than 11000 years). The first generation had generated, in the dry areas of the Sierra, cemented formations well known as Cangahua (derived from cangagua an Indian "Quechua" word for hard soil).

Datations in the different volcanic generations, as well as the main features of morphogenesis permit to propose a paleogeographic evolution for Ecuador in Quaternary.

— The old tephras had been emitted during the last glacial period, under a cold and humid climate until 20000 years B.P., then cold and dry from 20000 to 14000 years B.P.

⁽¹⁾ Orstom-Colef Project, 3166 old Heather Road, San Diego, CA 92211.7715 USA.

⁽²⁾ Orstom, Quito.

⁽³⁾ Orstom, centre lle de France, 32 av. Henri-Varagnat, 93143 Bondy cedex, France.

- From 14000 to 11000 years B.P., the warming up of the climate induced the ice thawing in the actual paramos, and caused the dissection of the main hydrographic valleys in the relief and deposits of aluvial fans, in Amazonia and in the Coastal Area. The paramos are exempt of the old ash falls even when this generation is present out of the formerly iced zones.

— After 10000 years B.P., recent ash falls overlayed the whole northern and central area of Ecuador, especially during the two paroxysms of the volcanic activity, between 4000 and 2000 years B.P. for the first and about 1600 B.P for the second. The tephras of these paroxysms covered the old ash falls in the coastal zone as well as the entire paramos of the northern area of the Sierra.

Keywords: Ecuador - Recent volcanism - Quaternary paleogeography.

INTRODUCTION

Un tiers de l'Équateur est recouvert par des pyroclastites dont les plus récentes proviennent de volcans, encore actifs pour la plupart, et identifiables par leur morphologie et leur minéralogie (cf. 1^{re} partie).

Ces projections récentes recouvrent des émissions plus anciennes provenant de volcans actuellement éteints. La superposition pyroclastites récentes/ pyroclastites anciennes présente des aspects différents suivant les lieux. La compréhension de ces variations et la connaissance de la chronologie des émissions, replacées dans la séquence des changements climatiques et leurs conséquences sur les dernières glaciations, permet de proposer un schéma des différentes étapes de l'évolution paléogéographique en Équateur.

LES MILIEUX ET FORMATIONS SUPERFICIELLES

Les caractéristiques des sols issus des pyroclastites sont étroitement liées au climat et à l'âge des matériaux. En Équateur, dans les régions naturelles du pays : terres andines, zone côtière et région amazonienne, il est ainsi généralement possible de distinguer les pyroclastites récentes des anciennes (Tabl. I et Fig. 1).

Dans la région andine

Les terres froides sommitales couronnant les cordillères occidentales et orientales se caractérisent par leur couverture de paramos. Bien développés au nord et au centre de l'Équateur, ces derniers répondent en premier lieu à une définition biogéographique : c'est le domaine de la steppe à

TABLEAU I Les sols sur pyroclatites dans les différentes régions d'Équateur. The soils on pyroclastic deposits in the different domains of Ecuador.

Région	Climat	Age des pyroclastites	Sols
Andine	Froid et humide à Tempéré et sec	Récent Récent/ancien	Andosols désaturés à sols Isohumiques/ sols Bruns à halloysite
Côtière	Chaud et humide à Chaud subhumide contrasté	Récent/ancien	Andosols désaturés/ Andosols perhydratés à sols Bruns andiques/ sols Ferrallitiques
Amazonienne	Chaud perhumide	Récent et/ou ancien	Andosols perhydratés



Fig. 1. — La distribution des pyroclastites en Équateur. *Display of the pyroclastic deposits in Ecuador.*

Stypa Ichu, végétation naturelle herbacée pérenne adaptée à l'environnement climatique d'altitude. Ils assurent la transition, par disparition progressive de la végétation, avec l'étage montagnard de très haute altitude, et vers le bas avec la formation ligneuse dense, arborée ou arbustive du « matorral ».

Les terres froides à modelés glaciaires

De magnifiques morphologies glaciaires, particulièrement étendues, faconnées par les glaciations quaternaires, couronnent les cordillères (WINCKELL et al., 1993). Il s'agit de paysages glaciaires typiques : échines en relief découpées par une succession d'amphithéâtres, aux flancs raides et à fond plat, surmontées par des crêtes et aiguilles (les horn) aux parois délitées par le gel et aux pieds encombrées d'éboulis, vallées à profil en auge avec ombilics, verrous et arcs morainiques, blocs morainiques erratiques, roches moutonnées, etc. Elles sont associées avec des formes molles, convexoconcaves, qui s'apparentent plus à des modelés de nivation, et des parties basses occupées par des remplissages fluvio-morainiques. Ces associations de formes attestent l'existence d'une chappe glaciaire de type « calotte ». Leurs limites inférieures montrent une double variation :

— une baisse du nord au sud en liaison avec un gradient de température (3550 - 3600 m dans le paramo de El Angel au nord, 3400 - 3500 m à la latitude du Cotopaxi, 3300 - 3400 m à l'ouest de Cuenca, et 3250 m vers Amaluza, au sud). Il en est de même pour les glaciers de vallée : 3400 m au pied du volcan Chiles, 3060 et 2950 m à l'ouest de Cuenca et même 2730 m sur le versant oriental de la cordillère (rio Papallacta):

- un abaissement d'une centaine de mètres sur la cordillère orientale, plus froide et plus humide, car soumise aux pluies en provenance de l'Amazonie.

Ces modelés résultent de plusieurs phases de façonnement, comme le démontre l'étagement des formes, par exemple des deux générations d'anciens cirques superposés entre 3960 - 3840 m et 3600 m, situés au nord-ouest du Chimborazo.

Sur ces modelés, seul est présent le recouvrement de cendres récentes sous forme d'un sol noir (andosol désaturé typique au nord, désaturé et perhydraté au sud). Il est caractérisé par une double variation; son épaisseur avoisine 2 m dans la partie volcanique centrale de la Sierra mais n'atteint plus que 30 cm au sud de Cuenca, tandis que sa texture à dominante sableuse au nord devient nettement limoneuse fine vers le sud.

Cette génération de pyroclastites fossilise indifféremment les substrats rocheux rapés, les vieilles altérations sur le soubassement comme les formations de remplissage fluvio-glaciaire remobilisant les matériaux morainiques.

Ce n'est que très localement, sur les bordures des zones englacées, que peuvent être observés des affleurements de la génération des cendres anciennes. Au nord de El Angel à 3650 m, 65 cm de cendres anciennes s'intercalent entre le substrat rocheux arasé et 2 m de cendres récentes noirâtres superficielles. À l'ouest du Chimborazo, deux émissions d'une épaisseur totale de 3,50 m, fossilisent le flanc d'une vallée glaciaire et sont recouvertes en concordance par les émissions récentes.

Les paramos inférieurs

Ils entourent vers le bas les paysages glaciaires d'une frange discontinue, comme à l'ouest de Guamote, ou occupent les ensellements, à altitude plus basse, entre deux zones glaciaires, entre Sigsig et Saraguro par exemple. Leur limite inférieure présente un gradient similaire à celui des

zones glaciaires · 3400 m à l'ouest de Tulcan 3200 m au sud-est de Guamote. 3150 m au sud de Cuenca, et 3000 - 3100 m au sud d'Amaiuza. Il s'agit d'étendues monotones, marguées par un estompage généralisé des formes, où toutes les différenciations se réalisent suivant des transitions douces, avec des dénivelées relatives ne dépassant généralement pas 100 m. Le paysage est composite. Il emprunte certains traits à la morphologie glaciaire dont il ne garde pas la netteté, par exemple des cirques et niches aux parois adoucies. Les croupes mollement ondulées et surbaissées, à sommets larges, arrondis et aplatis, d'où émergent localement des échines rocheuses. dominent; leurs versants convexo-concaves se raccordent doucement avec des bas-fonds. Ces derniers sont soit de simples accumulations colluviasoit des remplissages alluviaux, fluvioles. morainiques ou de lacs d'ombilics, où les cours d'eau actuels, encaissés de quelques mètres, serpentent dans des vallées larges. Ils se caractérisent aussi par la présence de grandes étendues marécageuses, à sols spongieux et à plantes à coussinets, les buttes gazonnées ou Thufur.

Les profils sont très proches de ceux des zones où l'englacement a été prouvé : les couches de cendres anciennes en sont généralement absentes. Ne subsistent alors que les projections récentes, noirâtres, sableuses qui fossilisent l'ensemble des modelés de couches superposées, globalement parallèles à la topographie actuelle.

Dans le paramo, situé au sud de Cuenca, entre les vallées de Giron-Santa Isabel et celle de Nabon, le modelé avec moutonnement général de collines douces et de bas-fonds colluvio-alluviaux marécageux est remarquable par la grande abondance de reliefs « en creux ». Ce sont de petites dépressions en amphithéâtre de dimensions décamétriques à hectométriques, à fond plat ou boursouflé, et limitées par de petits talus d'une dizaine de mètres de profil rectiligne très doux. Par analogie avec les paysages glaciaires voisins, nous les interprétons comme des niches de nivation.

Reliefs glaciaires et paramos sont liés géographiquement, mais aussi génétiquement. Suite à leur altitude plus basse, les paramos étaient occupés à l'époque du maximum glaciaire, par une couverture quasicontinue de type nivo-glaciaire constituée de petits complexes glaciaires locaux, mais surtout de névés. Ainsi s'explique l'abondance des modelés de nivation (niches, petits amphithéâtres et éboulis ordonnés, etc.) et les formes et dépôts d'origine plus typiquement fluvio-glaciaire comme les ébauches de vallées concaves, peu encaissées, et au fond tapissées de cailloutis correspondant à des moraines de fond ou à des épandages fluvio-glaciaires à fluvio-lacustres.

Le milieu interandin

Le milieu interandin se présente sous la forme d'un étroit couloir méridien, de largeur relativement constante, entre 25 et 40 km, encastré entre les deux cordillères. Il comprend les versants et les modelés inférieurs de la vallée interandine.

Les versants interandins s'échelonnent entre la limite inférieure des paramos et les fonds de bassin, c'est-à-dire entre 3600 et 2000 à 2400 m. Ils présentent une pente générale relativement forte, disséquée par des ravines, elles mêmes séparées par de larges croupes aux formes molles.

Dans la quasi-totalité de la partie interandine septentrionnale, ils sont recouverts par des projections volcaniques qui peuvent, chronologiquement, être regroupées en trois ensembles :

— le plus profond, correspond aux émissions anciennes qui ont donné naissance, dans la vallée interandine, à des dépôts puissants sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Ils se présentent en strates généralement recoupées par les entailles du relief actuel, et diversifiées associant des faciès cimentés (tufs, cinérites, lahars, flux pyroclastiques, etc.) et des retombées aériennes de cendres, lapilli et ponces, elles aussi généralement consolidées;

- l'intermédiaire, de quelques mètres d'épaisseur, correspond également à des projections anciennes. Ces dernières, discordantes sur les précédentes, sont sub-concordantes avec le relief actuel. Elles se terminent néanmoins fréquemment en biseau dans les vallées, ce qui prouve que la période de dissection qui a entaillé les cendres profondes s'est poursuivie durant cette phase d'émission;

— les cendres récentes, constituant le troisième ensemble, moulent parfaitement le relief actuel. Elles forment une couche peu épaisse de quelques mètres d'épaisseur, parfois limitée à quelques dizaines de centimètres. Ce sont généralement des cendres sableuses fines, avec quelques rares intercalations de lapilli.

L'une des caractéristiques les plus frappantes de ces versants est leur zonage climatique altitudinal, dont on peut appréhender l'importance par la distribution des cultures le long des versants.

En altitude, sous un climat froid et humide, la pomme de terre est la culture dominante, plus bas, jusqu'à environ 3200 m, sous un climat moins froid et moins humide, elle fait place à la culture de blé, puis, à moins de 3200 m, dans les régions plus sèches, au maïs.

Les effets de cette gradation climatique sont également perceptibles dans les sols dont la répartition en topo-climo-séquence est remarquable (Fig. 2) :

— dans les régions hautes et humides, avec une précipitation annuelle comprise entre 1000 et 1500 mm, on observe la superposition des sols dérivés des cendres récentes sur ceux issus des cendres anciennes. Les premiers sont des andosols généralement saturés, mais légèrement désaturés dans les zones les plus élevées. Ils sont noirs, très humifères, limono-sableux, d'une épaisseur de un à deux mètres. Les sols sous-jacents, toujours très épais, dérivés des cendres anciennes, sont des andosols perhydratés jaunes, passant à plus basse altitude à des sols bruns andiques, légèrement compacts;



Fig. 2. — Cendres anciennes et récentes et leurs sols dans la région interandine (topo-séquence de Bolivar au paramo de El Angel). Soils developed on old and recent ashes in the interandine area (topo-sequence from Bolivar to the paramo of El Angel).

- dans les régions basses et sèches, avec moins de 1000, voire 800 mm de précipitations annuelles, les sols, isohumiques, formés sur les projections récentes sont brun foncé, peu épais (0,3 à 0,8 m), sablo-limoneux. Ils recouvrent les sols argileux massifs et compacts, brun-jaune fersiallitiques, développés à partir des cendres anciennes. Sous ces sols argileux plusieurs dépôts de pyroclastites plus ou moins altérés et indurés sont reconnaissables. Ils affleurent fréquemment en surface — les sols superficiels avant été érodés et constituent des formations dénudées très étendues, durcies, appelées cangahua. Suivant l'intensité de l'érosion plusieurs niveaux disposés en marches d'escalier peuvent ainsi affleurer. Le supérieur, situé directement sous le paléosol argileux, présente à sa surface un réseau hexagonal de concrétions calcaires, caractéristique des affleurements de cangahua. Ces concrétions se retrouvent, dans les sols sus-jacents, sous forme de lames verticales délimitant des prismes hexagonaux.

Les modelés inférieurs de la vallée interandine sont représentés par les diverses formes de remplissage : glacis-cône d'épandage au contact avec les versants interandins, niveaux des fonds de bassins, replats échelonnés en bordure des entailles hydrographiques dont les plus profondes atteignent 250 m, comme le río Guayllabamba dans la partie aval du bassin de Quito.

Trois groupes peuvent être mis en évidence dans ces remplissages :

— le premier, bien stratifié, est composé d'une superposition de couches décimétriques à métriques, de sables à stratifications entrecroisées intercalés de cailloutis. L'ambiance générale de dépôt était fluviatile, mais avec des nombreux apports de type torrentiel : cailloutis et conglomérats à graviers et galets, souvent hétérométriques. On observe aussi des intercalations de couches cimentées, blanchâtres à beige, très proches des cinérites, formées par des sédimentations en ambiance lacustre de retombées volcaniques fines. Cet ensemble est fortement tectonisé, par des failles nombreuses et des plissements à petit rayon de courbure, vraisemblablement hérités de glissements synsédimentaires (slumps);

— le second se caractérise par l'apparition de produits volcaniques dans une sédimentation qui perd peu à peu son caractère fluvial dominant. À ce niveau affleurent des lahars qui ont localement cuit en « brique rouge » les argiles recouvertes lors de leur mise en place, des coulées de lave assez peu nombreuses, et des couches épaisses, superposées de retombées pyroclastiques de toute granulométrie (cendres, lapillis et scories) cimentées ou non, qui peuvent être concordantes ou discordantes. Cette seconde génération est aussi affectée par de nombreux mouvements tectoniques, mais de moindre ampleur : petites failles normales et plissements à grand rayon de courbure;

— le troisième est exclusivement constitué par des retombées pyroclastiques aériennes, dont on distingue les deux phases :

• en position inférieure, les projections anciennes (alternance de couches métriques de couleur beige à jaunâtre, cimentées en cangahua, et contenant d'épaisses couches ponceuses). D'une dizaine de mètres d'épaisseur, elles représentent donc seulement une séquence tronquée correspondant aux derniers épisodes de cette génération, les produits antérieurement émis ayant été incorporés, dans les bassins interandins en fin de remplissage, aux sédiments du précédent groupe. Elles ont ensuite été ravinées assez profondément,

• en position supérieure, les projections récentes, sableuses, d'épaisseur métrique, plus ou moins conformes à la topographie actuelle. Leur présence sur la majorité des pentes des entailles élaborées dans ces remplissages atteste que ces modelés d'entaille sont antérieurs aux retombées de seconde génération.

Les formes d'épandage liées à l'activité récente de certains volcans (Cuicocha, Quilotoa) constituent des cas particuliers, mais qui représentent des jalons importants pour comprendre l'évolution paléogéographique récente. Ces deux constructions sont entourées par d'abondantes émissions pyroclastiques associant flux pyroclastiques et projections aériennes classiques remaniées par des écoulements hydriques qui constituent de puissants remplissages de type glacis-cône d'environ 450 m dans la vallée du rio Sigchos au nord du Quilotoa et dépassant 50 m sur le flanc interandin oriental du Cuicocha (voir 1re partie). Dans les deux cas, ces dépôts recouvrent les strates de la première génération de pyroclastiques; cendres anciennes sensu-stricto sur les bords de la vallée de Sigchos ou cimentées en cangahua sur les versants du rebord sud de l'épandage du Cuicocha. Leur faciès, lapilli, sables et ponces non cimentés et très peu altérés, confirme aussi leur appartenance à la génération des cendres récentes. Enfin, ils ne portent qu'une mince couverture attribuée aux dernières émissions : 60 cm de cendres récentes noirâtres sur les surfaces sommitales de l'épandage du Cuicocha, 50 à 60 cm de cendres récentes provenant du Cotopaxi sur les modelés recouverts par les projections du Quilotoa, à

l'exception toutefois de la surface inférieure de l'épandage où elles ont été balayées par les écoulements hydriques.

Le problème de la Cangahua

En Équateur on désigne sous le nom de cangahua des formations volcaniques indurées dont l'origine est très différente. Si de nombreuses hypothèses ont été avancées quant à la nature des matériaux originels de la cangahua, ce sont surtout les dépôts pyroclastiques anciens qui ont le plus souvent été cités. Ainsi :

— SAUER (1965) tout en signalant les ressemblances entre loess et cangahua affirme que cette dernière résulte de l'induration très rapide, avant la 4^e glaciation, de dépôts pyroclastiques fins;

-- l'examen des cartes géologiques à 1/100000 montre qu'une grande diversité, voire une confusion, existe quant à l'inventaire des matériaux originels de la cangahua: lahars, alluvions, colluvions, cendres, tufs. Mais ce sont ici aussi les dépôts pyroclastiques fins, cimentées ou non, qui sont le plus fréquemment cités;

— nos propres observations permettent de confirmer que ce sont exclusivement les pyroclastites anciennes, c'est-à-dire antérieures à la dernière glaciation, qui sont à l'origine de la cangahua. Les phases inférieures ont été affectées par des mouvements tectoniques cassants (couches hachées par des petites failles à dénivelés multidécimétriques) et de petits plissements, les plus récentes, n'ayant enregistré que des mouvements tectoniques mineurs, moulent de façon presque parfaite le relief actuel. L'ensemble de ces projections correspondent à des retombées aériennes de cendres et lapilli ainsi qu'à des flux pyroclastiques.

Localisation

Les formations à cangahua sont situées dans le couloir interandin volcanique, à une altitude comprise entre 2400 et 3200 m, c'est-à-dire dans la partie la plus sèche de la Sierra (Fig. 3). Les précipitations annuelles sont en général inférieures à 1000 voire à 800 mm. Le nombre de mois secs, définis quand l'évapotranspiration potentielle moyenne mensuelle est supérieure aux précipitations moyennes, est supérieur à 3 et le déficit hydrique annuel est supérieur à 50 mm (le déficit hydrique moyen annuel - CADIER *et al.* (1978) est la somme des déficits hydriques mensuels qui représentent la différence entre les valeurs de l'évapotranspiration potentielle Thornthwaite et la pluviométrie). La topoclimoséquence observée dans le nord du couloir interandin, entre Bolivar, El Angel et le paramo (Fig. 2), montre parfaitement que les formations à cangahua sont développées à partir des projections anciennes et qu'elles sont localisées dans la zone la plus sèche de la séquence.

Origine de l'induration

De nombreux auteurs se sont interrogés sur la nature de l'origine des formations volcaniques indurées. Est-ce une origine pédologique ou géologique ?

— Sont d'origine géologique toutes les formations telles que les tufs, cinérites, brèches ou coulées pyroclastiques qui se solidifient au moment de leur dépôt. C'est le cas de nombreux horizons volcaniques indurés tels les talpetates du Nicaragua (PRAT, 1992) et les tepetates du Mexique (DUBROEUCQ *et al*, 1989, QUANTIN, 1992, PENA et ZEBROWSKI, 1992).

--- Sont d'origine pédologique les formations indurées par des processus postérieurs au dépôt; le climat aurait dans ce cas un rôle fondamental.

En Équateur l'origine du durcissement est double. Les matériaux originels sont constitués en effet d'une alternance de couches de dureté différente; l'identification de flux pyroclastiques, correspondant souvent aux couches les plus dures, ne fait aucun doute.

La présence de ciments secondaires d'origine pédologique est également certaine. Ainsi le lessivage latéral du carbonate de calcium est à l'origine de nombreux dépôts notamment sous forme de fines croûtes sub-horizontales, dans les sols situés en bas de séquence. Mais il faut noter que :

- ce carbonate ne se rencontre que dans les pores, sans les occulter complètement, et non dans l'ensemble de la masse;

- certaines couches ne présentant pas de carbonate de calcium sont également indurées.

Le carbonate ne ferait donc que renforcer une cimentation pré-existente.

Plusieurs faits tendent à prouver que la silice pourrait également être responsable de l'induration :

- le rapport SiO₂/Al₂O₃ est anormalement élevé dans les sols indurés de bas de séquence;

— les quelques observations que nous avons faites au MEB sur des horizons de cangahua montrent des cutanes argileuses (la présence d'argile illuviée



Fig. 3. — Localisation de la cangahua en Équateur (carte établie à partir des cartes de sols au 1/200000 élaborées par Orstom - Pronareg). Localisation of the Cangahua in Ecuador (map established from the map of soils established by Orstom - Pronareg).

est générale dans tous les horizons de cangahua) dont le rapport Si/Al est voisin de 2 alors que celui de la matrice est compris entre 6 et 8; mais nous n'avons jamais pu observer de gel de silice. Ces résultats sont semblables à ceux obtenus sur les tepetates du Mexique par MIEHLICH (1984) et par HIDALGO *et al.* (1992). Seuls CREUTZBERG *et al.* (1990) ont pu identifier des accumulations de silice dans des échantilions de cangahua.

Environnement paléoclimatique

La succession et la morphologie des différents dépôts des zones de bas de séquence permettent de supposer l'existence de trois phases climatiques successives :

- une première phase sèche (plus sèche que l'actuelle?) relativement longue, durant laquelle se seraient déposées les dernières projections anciennes. Celles ci présentent en effet un degré d'altération peu différent et relativement peu prononcé sans paléosol ou horizon humifère intercalé pouvant témoigner de période plus humide à l'intérieur de cette période sèche, cette dernière favorisant l'accumulation de ciments secondaires lesquels renforceraient l'induration primaire;

— une troisième phase, moins humide que la précédente durant laquelle les sols sèchent et se fissurent. Le carbonate de calcium, provenant de l'altération des projections anciennes, mais surtout des récentes tombées durant cette période, migre en bas de pente et remplit les fissures des sols anciens.

Dans la région côtière

C'est sur les versants externes occidentaux de la cordillère andine et dans la région côtière que la mise en évidence de deux phases d'émission, l'une dite ancienne et la seconde qualifiée par opposition de récente, séparées par une période apparemment longue d'arrêt de l'activité volcanique, est particulièrement aisée (Fig. 4).

Les dépôts des cendres anciennes couvrent la presque totalité des formations alluviales de la plaine haute au nord de Balzar. Dans la partie la plus humide située au nord-nord-est de cette zone (Sto Domingo-Quininde) les cendres ont donné des sols jaune vif (10 YR 5/8) très profonds (6 à 8 m), limoneux à limono-argileux, nettement thixotropiques (teneurs en eau à pF3 voisines de 100 %), dont la minéralogie est dominée par des allophanes, parfois associés avec de l'imogolite. Dans la partie sud-ouest, plus sèche, la pédogé-nèse a été différente et ces mêmes dépôts de

cendres ont donné des sols toujours très profonds mais rougeâtres (7,5 à 5 YR), très argileux (60 à 70 % d'argile).

Les cendres récentes, fossilisant la totalité des sols anciens, forment des dépôts moins épais. À Santo Domingo, au pied de la Sierra, ils atteignent près de 2 m d'épaisseur; à l'ouest, aux environs de Quinindé, ils sont encore proches de 1 m, alors que vers le sud ils diminuent très progressivement pour n'atteindre que 30 à 40 cm vers El Empalme. Les propriétés des sols qui en dérivent sont très différentes de celles des sols sur cendres anciennes et reflètent leur caractère de jeunesse : la texture est en particulier beaucoup plus grossière. La présence fréquente d'un horizon humifère intermédiaire, enterré à l'intérieur de ces sols, montre que cette seconde génération de pyroclastites est elle-même composée d'au moins deux émissions successives.

Les formes les plus anciennes (modelés de surfaces sédimentaires ou anciennes générations des énormes cônes d'épandages de piémont, disséqués et soulevés, comme ceux de Los Bancos-Santo Domingo, dont le point culminant amont atteint 2350 m), sont recouvertes par les deux générations de pyroclastites.

Par contre, l'examen des recouvrements de surface des formes d'élaboration plus récente permet de mieux cerner la séguence de ces dépôts :



Fig. 4. — Cendres anciennes et récentes et leurs sols dans la région côtière. Soils developed on old and recent ashes in the coastal region.

l'œuvre d'un réseau hydrographique divaguant, antérieurement au creusement de son encaissement actuel de 40 à 50 m environ;

- vers Valencia-La Mana, au pied de la cordillère, trois générations de cônes imbrigués (témoins anciens disséqués et ondulés, cônes intermédiaires plats à très faiblement ondulés, cônes récents plats) recoupés par des vallées fluviales occupées par trois générations de formes de faconnement plus récent (terrasses hautes, basses et lit fluvial actuel) dessinent un remarquable piémont. La couverture cendreuse volcanique est uniforme et épaisse sur tous les cônes (elle peut atteindre 4 à 6 m au nord-est de Quevedo), elle est incomplète et d'ordre métrique sur les terrasses hautes où il manque une grande partie du groupe des cendres anciennes et généralement absente de la terrasse basse et à fortiori du lit majeur actuel. Ce décapage est vraisemblablement assez ancien, antérieur au creusement du lit actuel, car ces terrasses ne sont pas soumises à des inondations actuelles.

Dans la région amazonienne

Les recouvrements pyroclastiques de la région amazonienne se limitent au versant andin externe oriental et à la zone subandine des reliefs massifs de la cordillère du Napo dans la partie nord et aux piémonts proches, généralement anciens et disségués, de la partie centrale. Ils ne constituent d'ailleurs pas une couverture continue, de nombreux versants en pentes fortes faconnées au cours des creusements consécutifs à la surrection andine en ayant été décapés. L'intensité de ces phénomènes est attestée par exemple par l'épandage de Shushufindi, ancienne zone de divagation des ríos Coca, Eno et peut être Napo, liée aux captures du Coca par le Napo et de l'Eno par l'Aguarico. C'est aujourd'hui une plaine d'épandage recouverte par des alluvions remaniant exclusivement des projections pyroclastiques transportées par voie fluviale depuis le piémont andin.

Sur le piémont amazonien les sols issus de cendres ne présentent pas de profils complexes, semblables à ceux des autres régions, pouvant témoigner de deux phases d'émission d'âge différent. Ce sont des andosols perhydratés de 2 à 4 m d'épaisseur. Sous l'horizon humifère d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur, on peut observer un horizon jaune vif très thixotropique (plus de 200 % d'eau à pF3) à la base duquel se trouve un horizon blanchi, riche en halloysite, reposant lui même sur le substrat altéré. Ces sols sont-ils issus d'un matériel homogène (cendres anciennes ou cendres récentes), ou bien y a-t-il eu superposition de deux dépôts d'âge différent?

La similitude de leurs caractères avec ceux des sols dérivés des cendres anciennes observés dans la région humide de la zone côtière laisserait supposer qu'ils se sont développés à partir de ces mêmes matériaux anciens. Mais l'agressivité du climat amazonien peut, à elle seule, expliquer une évolution rapide à partir de cendres récentes. De même sous un tel climat, la convergence des caractéristiques entre sols anciens et sols récents peut également expliquer qu'il ne soit pas possible de mettre, ici, en évidence les deux phases qui ont été reconnues dans les régions andines et côtières.

ESSAI DE RECONSTITUTION CHRONOLOGIQUE

Les datations absolues sur volcanisme pyroclastique récent

Elles ont été effectuées sur des horizons humifères enterrés et des bois fossiles. Elles sont résumées dans le tableau II et permettent d'établir une chronologie des différentes émissions.

Les cendres anciennes

La coupe WZ 4-5 échantillonnée à quelques kilomètres au nord d'El Angel montre :

+ un sol très humifère noir (andosol désaturé) issu de cendres récentes, puis

+ une succession d'horizons jaunes limoneux très thixotropiques (andosols perhydratés) issus de cendres anciennes, séparés par des horizons humifères (WZ 5a, b et c).

L'horizon le plus jeune, situé à 70 cm sous les cendres récentes a un âge de 17150 ans B.P. (WZ 5a) alors que le plus ancien, situé à 7 m de profondeur et sous lequel se trouvent encore des cendres anciennes, a un âge de 37300 ans B.P. (WZ 5c).

Dans la région côtière les horizons humifères situés à la base des cendres anciennes contiennent fréquemment des bois fossiles. L'un deux (WP 81 m²) prélevé à l'Ouest de San Miguel de los Bancos sous 9 mètres de cendres anciennes a donné un âge de plus de 42000 ans B.P.

Ces résultats sont confirmés par les données fragmentaires contenues dans divers documents géologiques publiés par l'IGS, DGGM (Carte de San-

TABLEAU II Datation des émissions volcaniques. Datation of the pyroclastics.

N° éch.	Altitude en m.	Localisation	Âge	Signification	
ÉPISODES VOLCANIQUES Cendres récentes					
WZ 9 a2	3 300	Cotopaxi	B. 530 (± 50)	Dernière émission importante du Cotopaxi	
ZW 27 d	4 130	Pichincha	B. 1170 (± 160)	Cendres récentes du Pichincha, début de la deuxième phase d'émission	
WP 85	1 750	Mindo	G. 1620 (± 80)	Cendres récentes du Pichincha, paroxysme dans la deuxième phase d'émission	
WZ9ek	3 300	Cotopaxi	B. 2060 (+ 590, - 560)	Projections récentes du Cotopaxi	
WZ7c	3 390	Selva Alegre	B. 2270 (± 170)	Base des cendres très récentes: fin du remplissage du Cuicocha	
Z 458	280	Station INIAP Santo Domingo	G. 2350 (± 80)	Cendres récentes du Pichincha, paroxysme dans la première phase d'émission	
ZW 28 c	3 960	Pichincha	B. 2540 (± 170, - 160)	Cendres récentes du Pichincha, début de la première phase d'émission	
WP 119 c	1 590	Pacto	G. 2600 (± 80)	Cendres récentes du Pichincha, paroxysme dans la première phase d'émission	
WZ 15	3 640	Quilotoa	G. 3100 (± 60)	Cendres récentes du Quilotoa: début de l'unique éruption du volcan	
WZ 27	3 710	Paramo de Molleturo	G. 4230 (± 50)	Age maximum d'un paroxysme dans les émissions du Tungurahua et/ou du Sangay	
WZ7g	3 390	Selva Alegre	B. 4410 (± 200)	Base des cendres récentes: début des émissions du Cuicocha	
WZ 10 b	3 370	Cotopaxi	G. 6000 (± 70)	Projections récentes du Cotopaxi	
Z 472	3 150	Cuicocha	G. 6250 (± 70)	Base de l'émission de cendres récentes	
WZ 10 f	3 370	Cotopaxi	G. 8390 (± 90)	Début des émissions de cendres récentes du Cotopaxi	
WZ4a	3 360	El Angel	G. 11600 (± 110)	Début des émisions des cendres récentes	
Cendres anciennes					
WZ5a	3 360	El Angel	G. 17150 (± 170)	Fin des émisions des cendres anciennes	
WZ5b	3 360	El Angel	G. 22900 (± 300)	Cendres anciennes	
WZ5c	3 360	El Angel	G. 37300 (+ 1700, - 1400)	Cendres anciennes	
WP 81 m2	880	San Miguel de los Bancos	G. > 42 000	Paroxysme dans l'émission des cendres anciennes	
MORPHODYNAMIQUE DE SURFACE					
Z 479 b	3 120	Cuicocha	G. 3550 (± 90)	Base de l'épandage du Cuicocha	
Z 479 c	3120	Cuicocha	G. 4780 (±100)	Début de l'épandage du Cuicocha	
WZ 12 b	3 360	Sigchos	G. 8 130 (± 90)	Fin du remplissage de la vallée de Sigchos	
ZW 19 b	1 740	Catacocha	B. 8900 (+ 350, - 340)	Phase interglacis	
ZW 24 a	2 910	Saraguró	B. 18 900 (+ 820, - 750)	Solifluxion dans les cendres anciennes	
WZ 29 b	2 900	Sigsig	G. 26 700 (± 500)	Solifluxion dans les cendres anciennes	
ZW 24 b	2 910	Saraguró	B. 26 900 (+ 2370, - 1840)	Solifluxion dans cendres anciennes	
WZ 30 b	3 100	Azogues	G. 31 900 (± 1 000)	Solifluxion dans les cendres anciennes	

B.: Datation effectuée au Laboratoire des Séries sédimentaires et de Géochronologie, Centre Orstom de Bondy, par Mr Marc Fournier.

G.: Datation effectuée au Laboratoire du Radiocarbone du CEA et du CNRS, Centre des Faibles Radioactivités , à Gif sur Yvette, par Mme G. Delibrias. golqui, 1980). Ainsi, un bois dans les couches supérieures de la formation géologique dénommée « Sedimentos Chichi » (il s'agit du sommet du remplissage lacustre avec intercalations d'apports fluviaux et pyroclastiques, recouverts par des dépôts pyroclastiques strictement éoliens), a été daté à plus 48800 ans B.P.

Les cendres anciennes correspondent donc à une succession d'émissions très échelonnées dans le temps, puisque les plus anciennes sont antérieures à 42000 ans B.P. et la plus récente a un âge légèrement inférieur à 17150 ans B.P.

Les cendres récentes

Les résultats des datations permettent de jalonner les émissions des principaux volcans récents.

Le Cuicocha a eu deux phases de cendres récentes. La base des premières, en contact avec le sommet des cendres anciennes, a un âge de 4 410 ans B.P. (WZ 7g). La seconde émission, datée par l'échantillon WZ 7c, a un âge de 2 270 ans B.P.

La base des cendres récentes du Pichincha, non visible sur les différentes coupes étudiées, n'a pu être datée. Seules deux émissions l'ont été, l'une correspondante à la base des cendres de l'ensemble B, riche en hornblende (cf. 1^{re} partie), montre un âge de 2 540 ans B.P. (ZW 28c, profondeur : 300-320 cm), la seconde, toujours dans cet ensemble, a un âge de 1 170 ans B.P. (ZW 27d, profondeur : 75-100 cm).

Mais deux séries d'émissions particulièrement violentes du Pichincha ont donné des nappes de cendres que l'on peut observer dans les Andes du nord et dans la région côtière : la première voisine de 2 500 ans B.P. (2 350 ans B.P. pour Z 458 prélevé en sommet des cendres anciennes dans la région cotière, à la station INIAP de Sto Domingo; 2 600 ans B.P. pour WP 119 c, son correspondant dans la Sierra). La seconde à 1 620 ans B.P. (WP 85 prélevé entre 60 et 80 cm de profondeur, sur la route Los Bancos-Quito, au carrefour de Mindo).

Le Quilotoa, dont d'éventuelles émissions anciennes sont difficilement identifiables, possède une phase d'émission récente unique datée de 3100 ans B.P. L'échantillon WZ 15 a en effet été prélevé à la base des projections récentes de ce volcan qui ne sont recouvertes que par une mince couche des cendres provenant du Cotopaxi (cf. 1^{re} partie).

Les émissions récentes du Cotopaxi ont débuté il y a un peu plus de 8000 ans B.P. (WZ 10 f à

la base des cendres récentes a un âge de 8390 ans B.P.). Elles se sont poursuivies de façon régulière jusqu'à nos jours (le dernier échantillon daté, à 60 cm de la surface, WZ 9a2, a un âge de 530 ans B.P.), mais les cendres recouvrant les paramos de Pujili et de Riobamba, qui proviennent d'émissions particulièrement violentes du Cotopaxi sont d'un âge postérieur à 3100 ans B.P. puisqu'elles recouvrent celles émises par le Quilotoa (cf 1^{re} partie).

Aucune datation n'a pu être réalisée au pied du Tungurahua et du Sangay. Mais l'un ou l'autre, sinon les deux, de ces volcans non séparables par leur minéralogie, a présenté une phase d'émission violente à un âge inférieur à 4230 ans. L'échantillon WZ 27 prélevé sur le paramo de Molleturo à l'ouest de Cuenca correspond en effet à un horizon organique situé sous un colluvium de 2,5 m d'épaisseur enterré par 30 cm de cendres récentes dont la composition minéralogique les assimile aux produits issus de ces volcans.

Les résultats des datations confirment donc la distinction entre cendres anciennes et récentes qui avait été pressentie par les aspects morphologiques des volcans ainsi que par les caractéristiques pédologiques de leurs produits. Ainsi à une longue période d'activité antérieure à la dernière glaciation (cendres anciennes) fait suite une accalmie puis une nouvelle activité post glaciaire (cendres récentes). Cette séquence, reconnue en Equateur, est caractéristique de l'ensemble de l'activité volcanique de l'Amérique latine, elle a été notamment vérifiée au Chili (LAUGENIE, 1982) et au Mexique (MIEHLICH, 1984; PENA et ZEBROWSKI, 1992). D'après DELIBRIAS (comm. or.) elle corresnondrait à une accalmie générale de l'activité volcanique durant une période comprise entre — 18000 et - 15000 ans B.P.

Néanmoins la confrontation de ces données avec certains autres éléments de l'évolution paléogéographique récente montre qu'il est nécessaire de nuancer cette affirmation. Cette période qualifiée « d'accalmie » correspond en effet à peu près à l'époque du dernier maximum glaciaire, au cours duquel les cendres, tombées sur la couverture glaciaire, ont été ensuite déblayées en quasitotalité au cours de la fonte de cette dernière. Par ailleurs, les conditions climatiques plus froides et beaucoup plus sèches que les actuelles qui régnaient à cette époque dans le milieu interandin, ne permettaient pas le développement d'une pédogenèse marquée susceptible de produire des horizons organiques intercalés dans ces retombées, comme le démontre bien la séquence des cendres anciennes interandines d'Équateur. L'absence de cendres ou de résultats de datations couvrant cette période n'est donc pas un critère suffisant pour diagnostiquer un arrêt total de l'activité volcanique.

Les datations des nappes, mises en corrélation avec leur extension permettent de préciser les paroxysmes volcaniques. Ainsi les cendres récentes, bien que de puissance moindre que les anciennes, ont une répartition tout aussi étendue ce qui montre l'existence d'émissions particulièrement violentes à des périodes subactuelles (inférieures à 4000 ans B.P.).

La chronologie relative des éruptions des différents volcans récents est difficile à établir de facon exacte. À part le Quilotoa qui a eu une seule émission récente vers 3100 ans, les autres volcans ont eu une activité beaucoup plus continue dans le temps et leurs dépôts se sont intercalés les uns sur les autres depuis environ 11000 ans B.P. iusqu'à nos jours. Celles du début de la reprise de l'activité se sont produites jusque vers 8000 ans B.P. environ et n'ont été clairement associées qu'avec le Pichincha et le Cotopaxi. Une deuxième phase, située entre - 4500 et -2000 ans B.P., a été généralisée et particulièrement violente, elle montre un net paroxysme entre 2600 et 2000 ans B.P.; c'est elle qui est à l'origine du recouvrement des paramos les plus éloignés et d'une partie de la région côtière où elle a en particulier enterré les poteries préhispaniques comme en témoignent les nombreux restes piégés au contact des cendres anciennes et récentes. La présence de ces céramiques, correspondant aux phases Machalilla et Chorrerra, confirmerait donc le fait que le peuplement ancien des piémonts occidentaux des Andes, à partir de peuplades provenant de la côte, s'est fait aux environs de 3500 à 3800 ans B.P. (VALDEZ, comm. pers.).

Elle a été suivie d'un troisième et dernier paroxysme, peut être localisé aux édifices du nord (surtout Pichincha), il y a 1600 ans B.P., dont les produits ont également atteint la zone côtière. Les datations plus récentes obtenues montrent toutefois qu'une activité plus localisée et moins violente s'est maintenue jusqu'à — 530 ans B.P. au moins.

Le recouvrement des nappes de cendres, précisé par la composition minéralogique des différents dépôts, de la partie centrale de la Sierra (cf. 1^{re} partie) laisserait supposer que les émissions les plus récentes et étendues du Cotopaxi sont postérieures à celles du Tungurahua, mais elles auraient été elles mêmes fossilisées par des émissions plus récentes et tout aussi étendues du Pichincha. Vers le Sud, les émissions du paroxysme du Cotopaxi semblent également recouvrir celles du paroxysme du Tungurahua.

Cette première tentative de reconstitution chronologique comparée des éruptions des volcans récents d'Équateur demanderait à être précisée par une plus grande série d'analyses bien réparties spatialement. Par ailleurs, les datations effectuées proviennent pour la plupart d'horizons organiques enterrés, preuves de l'arrêt d'une pédogénèse par un recouvrement pyroclastique important: correspondant vraisemblablement à des périodes de paroxysmes et générant en une courte période des épaisseurs importantes à proximité des volcans et les dépôts les plus élojanés des centres d'émission. Mais il est très difficile de cerner avec précision les phases intermédiaires, moins violentes et n'avant pas provoqué d'arrêt de la pédogénèse, mais dont les accumulations successives cumulées peuvent constituer la plus grande part des couvertures pyroclastiques aujourd'hui observables.

CONCLUSION - ÉTAPES DE L'ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE

Le schéma général de reconstitution de l'évolution récente du relief des Andes du Nord et du centre de l'Équateur, proposé ci-dessous, a été élaboré à partir de la confrontation de plusieurs types de données :

- des datations 14 C effectuées sur des échantillons prélevés par les auteurs;

— les observations de terrain concernant l'évolution morpho-pédo-génétique récente : WINCKELL *et al.*, 1982, WINCKELL *et al.*, 1989, WINCKELL et ZEBROWSKI, 1992, ZEBROWSKI et SOURDAT (1982);

- l'utilisation des schémas d'évolution proposés par d'autres auteurs :

• en Équateur : BONIFAZ (1972), CLAPPERTON (1983-1987), CLAPPERTON et Mc EVAN (1985), CLAPPERTON et VERA (1986), DGGM (1978, 1980), HASTENRATH (1981), IGS (1980),

• en Colombie : CLAPPERTON (1983), GONZALEZ *et al.* (1965); PULIDO *et al.* (1990), THOURET et Van der HAMMEN (1981), Van der HAMMEN (1974, 1981 a, b et c, 1987, 1989),

• au Pérou : CLAPPERTON (1981, 1983), MERCER et PALACIOS (1977),

• en Bolivie : ARGOLLO *et al.* (1987), CLAPPERTON (1981, 1983), GOUZE *et al.* (1986), LAVENU *et al.* (1984), SERVANT *et FONTES*, (1978, 1984), SERVANT *et al.*, (1987), WIRRMANN *et MOURGUIART* (1987).

La dernière glaciation (période précoce, plus de 42 000 à 28 000-26 000 ans B.P.)

Les datations obtenues ne nous permettent de proposer une chronologie absolue que jusqu'à la limite des datations 14C.

La première génération de pyroclastites, de plus de 40 000 ans à environ 17 600 ans, est contemporaine de la période précoce de la dernière glaciation

(Fig. 5). Leur absence est remarquable dans toutes les zones qui ont subi cet englacement. Nous écartons l'hypothèse d'émissions de cendres anciennes fossilisant antérieurement un relief, puis râpées par une avancée glaciaire postérieure, car la relative rareté des dépôts morainiques sur le pourtour de ces zones englacées suggère qu'elles sont plutôt tombées sur la couverture glaciaire et glacio-nivale qui recouvrait alors les terres froides de la cordillère et qu'elles ont été ensuite entraî-



Fig. 5. — Chronologie de l'évolution géomporphologique. Chronology of the geomorphologic evolution.

nées au cours de sa fonte postérieure. Ce qui ne pose aucun problème de dynamique fluviale étant donné la faible granulométrie de ces pyroclastites, et contribue d'autre part à expliquer l'abondance des dépôts de remplissage des bassins interandins mais aussi des piémonts côtiers et amazoniens.

Leur présence au sommet des grands cônes et plaines d'épandage du domaine pacifique atteste l'antériorité de cette phase généralisée d'épandage, par rapport à cette période d'éruption et sa relation avec des événements morpho-génétiques ou morpho-climatiques antérieurs. Les grands ensembles du relief y étaient donc présents, dans une disposition proche de l'actuel, avant le dernier maximum glaciaire.

Ce sont aussi ces dépôts qui donnent à la morphologie du milieu interandin ses traits caractéristiques. Leurs couches superposées sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, attestent d'une mise en place relativement homogène et vraisemblablement continue, car elles ne sont séparées par aucun horizon humifère pouvant indiquer une évolution aérienne significative suite à une accalmie dans les éruptions. Les phénomènes morphogénétiques contemporains de ces dépôts étaient relativement peu agressifs, et les remaniements de surface étaient limités à des processus d'épandage sur des glacis-cônes au pied des volcans ou des versants interandins.

À la même époque, van der HAMMEN propose pour la savane de Bogota en Colombie, un climat un peu plus froid mais beaucoup plus humide que l'actuel. Il est probable que des conditions similaires régnaient sur l'Équateur, expliquant la forte altération contemporaine du dépôt du groupe des cendres anciennes dans les régions côtières et amazoniennes. Au contraire, dans le milieu interandin, plus abrité et plus froid, ces conditions climatiques expliquent l'homogénéité des dépôts, à l'altération restée modérée et relativement constante sur toute leur épaisseur, ainsi que l'absence d'horizon humifère intercalé, aucune période assez humide n'ayant permis leur développement.

Selon van der HAMMEN, les fluctuations sont mineures pendant toute cette période, avec seulement une légère diminution des précipitations à partir de 29000 ans B.P.

Le maximum glaciaire (26 000-28 000 à 23 000 ans B.P.)

À partir de 26000 ans B.P., Van der HAMMEN (1981 a) note en Colombie, un très net refroidisse-

ment qui va s'accentuer pour donner jusqu'à 14000 ans B.P., des températures plus basses de 6 à 8º que les températures actuelles.

Cette baisse très forte de la température compense la diminution des précipitations et provoque une recrudescence de l'activité glaciaire qui atteint son extension maximum.

SERVANT place le maximum glaciaire en Bolivie entre 28000 et 14000 ans B.P., de même que MERCER et PALACIOS (1977) dans les Andes péruviennes.

Dans la chronologie de HASTENRATH (1981), cette phase correspond au groupe III, située entre 3400 et 4500 m, subdivisé en un complexe supérieur, petit, et un complexe inférieur, plus étendu et composé de trois rides, des stries glaciaires ayant été observées en dessous de 3000 m, l'âge maximum est estimé à 25000 ans B.P.

Autour du Chimborazo et du Carihuaïrazo, CLAPPERTON et Mc EVAN (1985) ont reconnu un troisième groupe à 3600 m qui accuse des fluctuations entre 13000 et 16000 ans B.P. et qui correspond à la phase tardive de la dernière glaciation.

Si l'on confronte les variations des températures et des précipitations déduites des travaux de Van der HAMMEN, il est probable que le maximum glaciaire se localise pendant la période entre 28000-26000 et 23000 ans B.P., pendant laquelle les températures froides se sont accompagnées des précipitations en diminution mais encore plus fortes que les actuelles.

C'est au cours de cette période que les glaciers atteignent les limites inférieures du façonnement glaciaire, autant sur les calottes que dans les vallées.

Ces conditions humides étaient généralisées puisque les couvertures de cendres des zones, non englacées, inférieures de la zone interandine centre-sud étaient affectés par des phénomènes de solifluxion. Quatre horizons organiques enterrés, piégés par des glissements et foirages ont donné des âges relativement bien regoupés entre 31900, 26900, 26700 et 18900 ans B.P.

Sous' ces conditions climatiques qualifiées de beaucoup plus humides que les actuelles, les couches superposées qui fossilisaient les modelés préexistants, étaient ainsi, de par leur forte porosité, le siège de circulations internes qui provoquaient un début d'altération sur les pourtours des minéraux. La présence de températures relativement basses a toutefois limité l'intensité de cette altération qui est restée modérée.

Le premier recul (23 000-14 000)

Le climat s'assèche en Colombie dès 23000 ans B.P. mais surtout après 21000 ans B.P., période pendant laquelle il est qualifié par Van der HAMMEN de beaucoup plus sec qu'actuellement. Il est donc vraisemblable que la calotte glaciaire sommitale ait été affectée par un léger recul. Les projections de cendres volcaniques de première génération se terminaient en Équateur, puisque les cendres anciennes que nous avons datées à 17150 ans B.P. en recouvrement de parties récemment déglacées en bordure des terres froides de El Angel, ne mesurent que 65 cm d'épaisseur.

C'est aussi pendant cette période d'assèchement que se parfait l'induration de la cangahua. Nous avons noté plus haut, que les faciès de type cangahua se développaient exclusivement sur les retombées de cendres de première génération d'une part, et que leur répartition était liée aux conditions climatiques de sécheresse d'autre part.

Le brusque assèchement du climat vers 23000-21000 ans B.P. se traduit par une rapide évaporation des solutions qui circulaient dans l'ensemble de ces couches poreuses, simulant une véritable prise en masse de ces formations qui s'indurent au stade où nous les connaissons actuellement, avec de nettes variations de cimentation suivant la granulométrie des couches d'origine. Les remplissages inter-minéraux se composent d'argile, d'un peu de silice et de calcite récente à subactuelle.

Il est aussi vraisemblable que la partie supérieure de cette phase de retombées, qui présente la cimentation la plus marquée, ait terminé son induration à cette période. Les changements climatiques postérieurs ne présentent en effet aucune succession — période humide suivie d'un assèchement — pouvant expliquer leur altération puis leur induration en masse. Il est donc probable que la plus grande partie des cendres anciennes étaient mises en place avant 22000 ans B.P.

Ces phénomènes sont d'autant plus nets que les zones dans lesquelles ils se produisent se caractérisent par des conditions de sécheresse plus marquée, d'où l'étroite corrélation entre les affleurements de cangahua et les parties interandines inférieures sèches à très sèches (Fig. 3).

Dans le bassin interandin à l'Est de Quito, les géologues de la DGGM (IGS, 1980 b) affirment, pour les zones de Sangolqui et El Quinche en se basant sur des observations archéologiques, que la phase principale de dépôts de la cangahua (appelée « éolienne ») s'est vraisemblablement terminée avant 21600 ans B.P. et était achevée en 12900 ans B.P.

Les coupes observées sur les parties supérieures des remplissages des fonds des bassins interandins, qui présentent une séquence de cangahua incomplète, car tronquée à la partie inférieure, s'intègrent aussi bien dans ce schéma. La base des cendres anciennes est contemporaine de la terminaison des remplissages volcanosédimentaire (fluvio-lacustre) des bassins où ces retombées ont été intégrées dans les faciès de remplissage. Les faciès typiquement aériens et indurés n'apparaissent donc logiquement qu'en couverture, à la partie supérieure des interfluves.

La déglaciation

Le réchauffement très net des températures vers 14000 ans B.P. est général. Van der HAMMEN note dans la savane de Bogota des températures proches des moyennes actuelles tandis qu'en Bolivie, SERVANT situe le recul rapide des glaciers à partir de 14000 ans B.P. La fonte des glaciers se produit à la même époque en Équateur. Il est vraisemblable qu'elle ait pris la même forme que celle proposée pour la Bolivie : recul rapide à 14000 ans jusqu'à un stade intermédiaire, puis fluctuations (traduisant vraisemblablement les variations de précipitations, plus humides que les actuelles entre 14000 et 12000 ans B.P., puis plus faibles entre 12000 et 10000 ans B.P., proposées par Van der HAMMEN en Colombie), se manifestant par des avancées et des reculs successifs des langues glaciaires pour atteindre vers 10000 ans B.P. un stade très proche de l'actuel. Les moraines laissées au cours de cet épisode correspondent au groupe II de HASTENRATH (1981) entre 4200 et 4700 m. Autour du Chimborazo et du Carihuaïrazo, CLAPPERTON et Mc EVAN (1985), observent ce second groupe de moraines entre 3 900 et 4 050 m, et leur attribuent un âge glaciaire tardif entre 12000 et 10000 ans B.P.

Cette déglaciation provoque une forte alimentation du réseau hydrographique, qui devient puissamment érosif sur les reliefs de la Sierra où il élabore la majorité des entailles interandines qui ravinent typiquement les projections anciennes indurées, très sensibles à l'écoulement hydrique linéaire. La taille de ces incisions est extrêmement variable, depuis les petits ravins d'une dizaine de mètres jusqu'aux grandes gorges d'environ 250 m de largeur sur 120 m de profondeur pour le rio Guambi en amont de Puembo, mais qui peuvent atteindre respectivement 800 et 260 m pour le Rio Guayllabamba au Nord de Quito. D'autre part, la forte charge en matériaux apportés par la remobilisation des projections de cendres anciennes en couverture des calottes glacio-nivales provoque des alluvionnements conséquents dans quelques secteurs déprimés des bassins interandins (Quito, Latacunga, Riobamba), mais surtout à l'aval des débouchés de piémont dans les régions amazoniennes (sortie du Pastaza) et côtières (régions de Los Bancos ou El Triunfo).

S'il a été vérifié que l'arrêt des projections de première génération correspond à la fonte de ces glaces — les zones englacées ne portant presque iamais de couverture ancienne - la coïncidence entre les deux phénomènes n'est pas exacte. Sur certains pourtours localisées des surfaces récemment déglacées tombent 65 cm des émissions terminales de cendres anciennes vers El Angel ou 3,50 m à l'ouest du Chimborazo par exemple. De même dans le milieu interandin, les flancs des entailles et quebradas qui viennent d'être creusées par le réseau hydrographique des eaux de fonte, recoivent des couches nettement discordantes sur les précédentes, subhorizontales et entaillées, qui modèlent la topographie post-encaissement en fossilisant les versants supérieurs et médians des entailles les plus fortes.

Ces recouvrements des versants d'entailles ont été eux même entaillés au cours d'un encaissement postérieur. Cependant, au vu de la faible dénivelée de cette phase terminale, d'ordre métrique, il résulte que la majorité des traits du relief interandin étaient déja fixés il y a 10000 ans B.P., et en particulier la phase majeure de dissection en quebradas, œuvre des écoulements consécutifs à la fonte des calottes du dernier maximum glaciaire. L'évolution morphodynamique postérieure, bien que très active sur les superficies, n'a pas profondément modifié ce modelé d'entailles.

C'est aussi à cet écoulement de fonte de la dernière calotte glaciaire qu'il convient de rattacher l'épisode de creusement dans les grands cônes côtiers de première et seconde générations, puis la formation des cônes de dernière génération, bien représentés vers Bucay, La Mana, El Corazón et sans doute de leurs homologues du piémont amazoniens à la sortie de la gorge du Pastaza à Puyo.

Holocène précoce (10 000 - 5 000 ans B.P.)

Le réchauffement du climat qui culmine pendant le millénaire suivant la fin du retrait après 10000 ans B.P., pour atteindre selon Van der HAMMEN, entre 9400 et 8600 ans B.P., un maximum de chaleur supérieur de 1 à 2° aux températures actuelles dans la savane de Bogota, accentue la pédogénèse qui s'était développée aux sommets des dépôts de cendres anciennes depuis 14000 ans B.P., sous des conditions d'humidité variant autour du pôle actuel (plus humides à plus sèches). Les horizons humifères, jalonnant cette discontinuité majeure, sont presque généralisés jusque dans les zones interandines aujourd'hui soumises à des conditions sèches à très sèches.

La datation de ces horizons enterrés par les retornbées de seconde génération, ou cendres récentes, s'intègre parfaitement dans ce schéma. La base des premières retombées de ce groupe accuse un âge de 11630 ans (zone de El Angel), mais les émissions se généralisent vers 8390 ans BP (projections récentes recouvrant des pyroclastites anciennes remaniées en ambiance fluvio-lacustre) ou 8130 ans (fossilisation du sommet d'un remplissage fluvio-lacustre vers Sigchos). La plupart des datations obtenues indiquent ensuite des émissions plus ou moins continues entre 6250 ans B.P. (à proximité du Cuicocha, Z 472, à la base des projections récentes, à 12 m de profondeur) et la période historique : 530 ans B.P. (à 50 cm du sommet de la séguence récente du Cotopaxi).

Ces âges sont confirmés par des observations des géologues de la DGGM (1978) et IGS (1980). Ils ont obtenu un âge de 6466 \pm 55 BP pour un bois piégé à l'intérieur du remplissage lacustre de Quito (66 m de dépôts reposant sur la cangahua) et appartenant donc au groupe des cendres récentes. Des retombées strictement éoliennes ont été datées à 6753 \pm 60 ans B.P. (lignite intercalé dans un remplissage alluvial et fossilisé par des projections récentes attribuées au Pululahua) et à 2300 ans BP (cendres récentes superficielles également attribuées au Pululahua).

Ces retombées post-glaciaires se différencient nettement de la génération précédente :

— par leurs conditions de gisement d'abord, qui confirment leur âge post-glaciaire. Dans les zones sommitales des cordillères récemment libérées de l'emprise des glaces elles fossilisent, sous des couches d'épaisseur métrique, les reliefs sommitaux, les dépôts morainiques et fluvio-glaciaires et même certaines roches moutonnées. Aucune avancée glaciaire postérieure d'envergure (à l'exception des glaciers de vallées à proximité des plus hauts sommets et nevados actuels) n'a par la suite raboté cette couche fossilisante; — dans le milieu interandin elles recouvrent en discordance toutes les formations antérieures et constituent une couche subparallèle à la topographie actuelle qui moule, jusque sur les basversants des entailles des quebradas, la paléotopographie héritée de la dissection consécutive aux eaux de fonte ainsi que les dépôts corrélatifs interandins ou des piémonts andins externes;

--- elles n'ont subi, d'autre part, aucune transformation majeure. Si les compositions granulométriques et minéralogiques varient suivant les volcans émetteurs, ces projections ont gardé globalement leurs caractères texturaux originaux. Leur état de conservation est étroitement lié aux conditions climatiques actuelles, elles sont presque intactes et principalement composées de lapillí et de cendres sableuses, mais jamais indurées, dans les parties sèches de la zone interandine, tandis qu'elles présentent des faciès limoneux d'altération sur les reliefs andins plus humides. Ceci s'explique par leur mise en place récente, postérieure à la phase d'induration des projections anciennes, mais aussi par les caractéristiques peu agressives et proches de l'actuel des climats postérieurs.

Holocène tardif (5 000 ans B.P. - période actuelle)

Les changements climatiques qui se produisent au cours de cette période sont beaucoup moins amples que les précédents, les variations de température et pluviométrie oscillant légèrement autour des normales actuelles.

--- Ces changements climatiques ont été prouvés en Bolivie par SERVANT qui note une lente dégradation du climat avec des alternances de périodes plus froides et de cycles d'assèchement. Elles ne se traduisent avec évidence, en Équateur, que sur la fluctuation des calottes glaciaires et nivales recouvrant les plus hauts sommets enneigés (nevados), dont les glaciers de vallées ont souffert des avancées et reculs successifs où elles ont laissées plusieurs générations d'arcs morainiques superposés.

HASTENRATH (1981) observe ces dernières moraines entre 4600 - 4900 m (Groupe I); pour CLAPPERTON et Mc EVAN (1985), ce premier groupe de moraines superposées, proches des limites glaciaires actuelles vers 4700 - 4800 m autour du Chimborazo et du Carihuaïrazo, appartient au Neoglacial avec des avancées entre 900 et 4000 ans B.P.

Les fluctuations se sont poursuivies jusqu'à la période historique récente tant sur la couverture nivale que sur la position des glaciers.

VILLAVICENCIO (1858, réédition en 1984), WHIMPER (1892), REISS et STUBEL (1892-1898 et 1896-1902), WOLF (1892, réédition en 1976) et SAUER (1965), classent comme nevados des sommets qui ne le sont plus aujourd'hui : Chiles, Cotacachi, Casitagua, Atacazo, Corazón, Pichincha. Sur les flancs de ce dernier, les scientifiques de la mission géodésique française (1736-1743) font état de tempêtes de neige, d'une extrême violence. Il reste toutefois difficile d'interpréter s'il s'agit réellement de neiges et glaces permanentes ou de chutes occasionnelles de neige ou de grêle, et la confusion entre la limite de la neige ou glace permanente et celle de l'avancée maximum des glaciers, plus basse, n'est pas toujours levée sans ambiguïté.

WOLF, utilisant les observations de REISS et STUBEL, donne une limite des neiges permanentes à 4742 m dans la cordillère occidentale (14 mesures), mais à 4800-5000 m au pied du Chimborazo et à 4564 m dans la cordillère orientale (19 observations); la plus basse étant atteinte à 4242 m au Cerro Hermoso, soit une variation de l'ordre de 180-200 m au profit de la cordillère orientale, comparable aux observations actuelles. Cette limite aurait donc globalement remonté d'environ 450 m depuis un siècle !

Le même auteur, situe la limite inférieure des glaciers à 4542 m dans la cordillère occidentale (moyenne de 11 mesures), mais à 4295 dans la cordillère orientale (9 mesures), la plus basse étant atteinte par un glacier du Cayambe avec 4134 m. Cette seconde série de résultats confirme les différences actuelles observées entre les deux cordillères, mais leur évidente remontée ne revêt pas la même signification, étant totalement dépendante des variations climatiques, même de courte durée, à la partie inférieure des appareils glaciaires.

HASTENRATH (1981) confirme cette remontée au cours des derniers siècles puisqu'une compilation de toute la littérature existante lui permet d'estimer, pour les sommets proches de Quito, et donc les mieux connus (Pichincha, Atacazo, Corazón et llinizas), la limite des neiges permanentes était à 4650-4675 m vers 1740-1802, 4725-4750 m vers 1872-1892, 4800 m en 1903, 4950-4975 m en 1975.

Pour les volcans de la cordillère orientale (Sincholagua et Rumiñahui), les limites, très légèrement inférieures sont affectées de variations identiques à l'exception de celle de 1975 située vers 4875-4900 m. Accentuation très récente du contraste climatique entre les deux cordillères ou affinement des observations les plus récentes ? Ces observations sont confirmées par GOUZE et al. (1986) en Bolivie et CLAPPERTON (1983) sur l'ensemble de la chaîne andine, qui font état depuis la fin de la dernière grande période glaciaire, après 10000 ans B.P., de plusieurs phases d'avancées et de retraits à partir de la position glaciaire consécutive à la dernière déglaciation, très proche de la position des glaciers actuels.

Parmi ces fluctuations, celle connue comme petit âge glaciaire « Little Ice Age », s'est produite au XIV^e siècle et s'est maintenue jusqu'au XVIII^e inclus et peut être pendant la première moitié du XIX^e. Elle a occasionné une avancée des glaciers de 200 m environ en dessous de leur position actuelle, et la formation d'un complexe élevé de moraines, présent dans la partie amont de la plupart des vallées glaciaires. L'étude des formations corrélatives a permis de déduire que cette avancée était plus liée à un accroissement des précipitations qu'à une baisse des températures (GOUZE *et al.*, 1986).

Au cours de cette période se produit une intensification de l'activité volcanique explosive et des retombées de cendres récentes, qui montrent un premier paroxysme situé vers 2000-3000 suivi d'un second vers 1600 ans B.P. Ces phases particulièrement violentes émettent des produits qui atteignent le piémont occidental, où ils ont été conservés jusqu'à nos jours, sur toutes les formes du relief, à l'exception des terrasses basses et des lits d'inondation des cours d'eau, de façonnement donc contemporain ou postérieur.

Si les grands traits du modelé du milieu côtier étaient en place à cette époque, il en était de même dans le domaine interandin où ces retombées récentes se superposent, en fossilisant sur une épaisseur de 2 à 3 m la topographie existante. Elles peuvent montrer de légères discordances qui attestent des phases intercalées d'évolution aérienne avec une petite érosion diffuse et linéaire superficielle, localement soulignée par des pavages de surface.

Retombées de cendres et creusement se sont poursuivis simultanément; car cette génération de pyroclastites est présente jusque sur les parties inférieures des versants et sur certains modelés des fonds des quebradas et gorges. Le creusement postérieur aux dernières émissions se manifeste par des reprises d'entailles de quelques mètres et par des décapages sur les niveaux alluviaux inférieurs, il s'agit le plus souvent de retouches de détail.

La tendance globale vers un assèchement du climat se marque sur l'évolution pédologique. Les

sols formés sur les projections suffisamment altérées (cendres anciennes et cangahua) sont affectés par des phénomènes de gonflement-rétraction (de type vertisol) qui se traduisent par l'apparition de fentes de retrait à leur partie supérieure. Cette discontinuité majeure est alors le siège de nombreux dépôts calcaires, produits par percolation verticale ou oblique à partir des cendres supérieures, et qui précipitent au contact entre projections récentes et anciennes en remplissant les fentes de retrait. Ces dépôts sont particulièrement importants dans les zones sèches, vers lbarra et Bolivar par exemple, sous formes de poupées calcaires de forme tubulaire mais le plus spectaculaire est incontestablement la mise à l'affleurement du remarquable réseau hexagonal calcaire qui moule les prismes développés sur le sommet des cendres anciennes, lorsqu'un décapage superficiel postérieur a déblayé les cendres récentes.

C'est aussi certainement au cours de ces périodes sèches que se sont produit les légères indurations, souvent calcaires, qui peuvent affecter certaines strates des cendres récentes dans ces mêmes zones sèches. Il est aussi probable que l'induration se soit poursuivie, aux mêmes périodes, au niveau des couches supérieures des cendres anciennes par percolations et précipitations de solutions provenant des retombées plus récentes.

À proximité de certains volcans caractérisés par des éruptions récentes ayant émis pendant une courte période d'importantes quantités de projections pyroclastites, certaines phases de creusement se sont effectuées avec une vigueur et une rapidité qu'il est difficile d'imaginer. Ainsi autour du Cuicocha, dont les dernières émissions ont constitué le grand glacis-cône d'épandage de son flanc sudoriental. Cette ultime phase de projections (explosive et de type flux) a débuté vers 4780 ans B.P. (base du remplissage) ou 4410 ans B.P. (cendres récentes de la même génération fossilisant des cendres anciennes). Elle s'est terminée vers 2270 ans B.P., date de la base de sa couverture métrique de cendres récentes. La dissection postérieure de ce grand glacis par un dense réseau d'entailles subparallèles, de profondeur comprise entre 20-30 m à l'amont et 100 m à l'aval, s'est donc effectuée durant les deux derniers millénaires.

Il en est de même pour les remaniements fluviatiles des matériaux de l'éruption unique du Quilotoa, dont le début a été daté à 3100 ans B.P. (base de ces projections recouvrant des cendres anciennes). Le remplissage de la vallée qui lui est lié au Nord a depuis été entaillé par la gorge du río Sigchos qui atteint au maximum 450 m. Bien que la nature des matériaux (cendres sableuses, lapillis et ponces non consolidés) n'ait pas opposé de résistance particulière à l'incision de ces entailles, il n'en reste pas moins qu'il s'agit de phénomènes dont la vitesse peut surprendre !

Les ultimes étapes de l'évolution morphologique, récentes et historiques, ne faisaient pas l'objet de ce travail. C'est au cours de cette période que se développent les principaux processus d'érosion superficielle qui provoquent, par glissement puis ruissellement diffus et concentré, le décapage des couches de cendres récentes supérieures et la mise à nu des superficies de cangahua, selon des marches d'escalier soulignant les strates des dépôts originels. Autres phénomènes significatifs sont les différentes manifestations volcaniques (coulées, lahars, etc.) à proximité des édifices actifs ou les derniers épisodes de façonnement des lits fluviaux.

Dans la zone côtière, les dernières phases de façonnement et de creusement (entailles de Quinindé ou ultimes terrasses de La Mana) sont donc très récentes, postérieures aux dernières retombées de cendres récentes entre 1620 et 2350 ans B.P.

Manuscrit accepté par le Comité de rédaction le 15 mars 1994.

BIBLIOGRAPHIE

- ARGOLLO (J.), GOUZE (Ph.), SALIEGE (J.F.), SERVANT (M.), 1987. — « Fluctuations des glaciers de Bolivie au Quaternaire récent ». *In* : Paléolacs et paléoclimats en Amérique latine et en Afrique (20000 ans B.P. - Actuel), *Géodynamique*, vol. 2, n 2 : 103-104.
- ATLAS DEL ECUADOR, 1982. Colección Atlas del Mundo, Paris, Editions J.A.
- BONIFAZ (E.), 1972. Microlitos arqueológicos Quito.
- CADIER (E.), HUTTEL (Ch.), POURRUT (P.), 1978. Carta a 1/1 000 000 de déficit hídrico medio anual en el Ecuador Quito, *Orstom-Pronareg*. Ecuador.
- CLAPPERTON (C.M.), 1981. « Quaternary glaciations in the Cordillera Blanca, Peru and the Cordillera Real, Bolivia ». In : Memoria del Primer Seminario sobre el Cuaternario de Colombia, Bogota, agosto 25 al 29 de 1980. Revista C.I.A.F., vol. 6, nº 1-3 : 93-111.
- CLAPPERTON (C.M.), 1983. The glaciation of the Andes -*Quaternary Science Reviews*, vol. 2 : 83-155.
- CLAPPERTON (C.M.), 1987. « Glacial geomorphology, Quaternary glacial sequence and paleoclimatic inferences in the Ecuadorian Andes ». In : International Geomorphology: First International Conference on Geomorphology, Manchester 1986, part II, edited by V. Gardiner, John Wiley & Sons Ltd : 843-870
- CLAPPERTON (C. M.), Mc EVAN (C.), 1985. Etapas de las morrenas correspondientes al periodo glacial del Cuaternario tardio, en el valle del Río Mocha, Chimborazo-Carihuairazo, Ecuador - Revista del CEPEIGE, Quito, nº 15, Julio : 7-19.
- CLAPPERTON (C. M.), VERA (R.), 1986. The Quaternary glacial sequence in Ecuador: a reinterpretation of the work of Walter Sauer *Journal of Quaternary Science*, t. 1, vol. 1 : 45-56.
- CREUTZBERG (D.), KAUFFMANN (J.H.), BRIDGES (E.M.), Del POSSO (G.), 1990. — Micromorphology of cangahua. A cemented subsurface horizon in soils from Ecuador - Soil micromorphology: a basic and applied science, L.A. Dougas, édit. : 367-372.

- DGGM (Longo R., Sosa J., Salazar E.), IGS (Henderson W.G.), 1978. — Mapa geológico del Ecuador a escala 1:50 000, hoja 65 NE, Nono - DGGM, Quito.
- DGGM (Longo R.), IGS (Henderson W.G.), EPN (Hal) M.L.), 1980. — Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000,hoja 65, Quito - DGGM, Quito.
- DGGM, IGS (coordinador Baldock J.W.), 1982. Mapa Geológico Nacional de la República del Ecuador, escala 1:1000000 (segunda aproximación).- DGGM, Quito.
- DUBREOUCQ (D.), QUANTIN (P.), ZEBROWSKI (C.), 1989. Los tepetates de origen volcánico en México: esquema preliminar de clasificación - *Terra*, 7, 1 : 3-12.
- GONZALEZ (E.), Van der HAMMEN (T.), FLINT (R.F.), 1965. Late quaternary glacial and vegetational sequence in Valle de Lagunillas, Sierra Nevada del Cocuy, Colombia - *Leidse Geologische Mededelingen*, deel 32 : 157-182.
- GOUZE (Ph.), ARGOLLO (J.), SALIEGE (J.F.), SERVANT (M.), 1986. — Interprétation paléoclimatique des oscillations des glaciers au cours des 20 derniers millénaires dans les régions tropicales : exemple des Andes boliviennes - C.R. Acad. Sc. Paris, sér. II, t. 303, nº 3 : 219-224.
- HASTENRATH (S.), 1981. The glaciation of the Ecuadorian Andes - A. A. Balkema, Rotterdam, 159 p.
- HIDALGO (C.), QUANTIN (P.), ZEBROWSKI (C.), 1992. « La cementación de los tepetates : estudio de la silicificación » In : Actes du symposium Suelos volcánicos endurecidos. Terra, nº 10 : 192-201.
- IGS (Bristow C.R.), DGGM (Cevallos L., Longo R., Marin M.), 1980 a. — Mapa geológico del Ecuador a escala 1:50 000, hoja 84 SW, Sangolqui - DGGM, Quito.
- IGS (Bristow C.R.), DGGM (Burgos K., Unda G.), MOD (Johnson R.I.), EPN (Hall M.L.), 1980 b. — Mapa geológico del Ecuador a escala 1:50 000, hoja 84 NW, El Quinche -DGGM, Quito.
- LAUGENIE (C.), 1982. La région des lacs, Chili méridional, recherches sur l'évolution géomorphologique d'un piémont glaciaire quaternaire andin - Thèse, Bordeaux III.

- LAVENU (A.), FORNARI (M.), SEBRIER (M.), 1984. Existence de deux nouveaux épisodes lacustres quaternaires dans l'Altiplano péruvo-bolivien - Cah. Orstom, sér. Géol, vol. XIV, nº 1 : 103-114.
- MERCER (J.H.), PALACIOS (O.), 1977. Radiocarbon dating of the last glaciation in Peru - Geology, 5 : 600-604.
- MIEHLICH (G.), 1984. Chronosequenzen und anthropogene Veränderungen andesitischer Vulkanischeböden in drei Klimatstufen eines rantropischen Gebirges - Hebil. Schrift, Fachber. Geowiss, Univ. Hamburg, 402 p.
- PENA (D.), ZEBROWSKI (C.), 1992. Estudio de los suelos volcánicos endurecidos (tepetates) de las cuencas de México y Tlaxcala (México). Informe del mapa morfopedológico de la vertiente occidental de la Sierra Nevada -CEE, Bruxelles.
- PRAT (Ch.), 1992. Etude du talpetate, horizon volcanique induré de la région Centre-Pacifique du Nicaragua - Thèse, Univ. Paris VI, Paris. 350 p.
- PULIDO (C. R.), MALAGON (D. C.), LLINAS (R. R.), 1990. Paleosuelos del piso alto andino en la región montañosa circundante a Bogotá - Instituto Geográfico Augustin Codazzi, *Investigaciones*, vol. 2, nº 2, 198 p.
- QUANTIN (P.), 1992. Etude des sols volcaniques indurés (tepetates) des bassins de Mexico et Tlaxcala (Mexique)-Rapport scientifique final, 77 p. CEE, Bruxelles.
- REISS (W.), STUBEL (A.), 1892-1898. Reisen in Sudamerika. Das Hochgebirge der Republik Ecuador - Petrographische Untersuchungen, vol. 1 : Westkordillere, Berlin, 358 p.
- REISS (W.), STUBEL (A.), 1896-1902. Reisen in Sudamerika. Das Hochgebirge der Republik Ecuador - Petrographische Untersuchungen, vol. 2 : Ostkordillere, Berlin, 356 p.
- SAUER (W.), 1965. Geología del Ecuador, Primera edición castellana - Editorial del Ministerio de Educación, 383 p., Quito.
- SERVANT (M.), FONTES (J.Ch.), 1978. Les lacs quaternaires des hauts plateaux des Andes boliviennes. Premières interprétations paléoclimatiques - Cah. Orstom, sér. Géol, vol. X, nº 1 : 9-23.
- SERVANT (M.), FONTES (J.Ch.), 1984. Les basses terrasses fluviatiles du Quaternaire récent dans les Andes boliviennes. Datations par le 14C, interprétation paléoclimatique -*Cah. Orstom, sér. Géol*, vol. XIV, nº 1 : 15-28.
- SERVANT (M.), ARGOLLO (J.), FOURNIER (M.), 1987. Dépôts fluviatiles en Bolivie. Variations du régime des écoulements au cours du Quaternaire récent - Géodynamique, vol. 2, nº 2, Paléolacs et paléoclimats en Amérique latine et en Afrique (20000 ans B.P. - Actuel) : 105-107.
- THOURET J.C. and Van der HAMMEN T., 1981. «Una secuencia Holocénica y Tardiglacial en la Cordillera Central de Colombia ». *In : Memoria del Primer Seminario sobre el Cuaternario de Colombia*, Bogota, agosto 25 al 29 de 1980. *Revista C.I.A.F.* (Bogota), 6 : 609-634.
- Van der HAMMEN T., 1974. The pleistocène changes of vegetation and climate in tropical South America - Journal Biogeography, vol. 1 : 3-26.
- Van der HAMMEN T., 1981 a. « The pleistocene changes of vegetation and climate in the northern Andes ». In

Hastenrath (S.) : The glaciation of the Ecuadorian Andes, Appendix IV, A. A. Balkema, Rotterdam : 125-145.

- Van der HAMMEN T., 1981 b. Glaciales y glaciaciones en el cuaternario de Colombia, paleoecología y estratigrafíain : Memoria del Primer Seminario sobre el Cuaternario de Colombia, Bogota, Agosto 25 al 29 de 1980. *Revista C.I.A.F.*, Bogota, 6 : 635-638.
- Van der HAMMEN T., 1981 c. Environmental changes in the Northern Andes and the extinction of Mastodon -*Geol. Mijnb*, 60 (3) : 369-372.
- Van der HAMMEN T., 1987. The Pliocene and quaternary history of the Northern Andes - ORSTOM, *Géodynamique*, vol. 2, nº 2, Paléolacs et paléoclimats en Amérique latine et en Afrique (20000 ans B.P. - Actuel) : 95-96.
- Van der HAMMEN T., 1989. « Histoire de la végétation et du climat dans la région nord-andine ». In : Équateur 1986. Paris, Orstom, Coll. Colloques et Séminaires, vol. 1 : 45-51.
- Van der HAMMEN T., BARELDS J., De JONG H. and De VEER A., 1981. — Glacial sequence and environmental history in the Sierra Nevada del Cocuy (Colombia) - Palaeogeography, Palaeoclimatology, and Palaeoecology, Amsterdam, Elsevier, 32 : 247-340.
- VILLAVICIENCIO M., 1858. Geografía de la República del Ecuador - Segunda edición, Corporación Editora Nacional, 1984, Quito, 505 p.
- WHYMPER E., 1892. Travels amongst the great Andes of the Equator - Charles Schribner's Sons, New York-London, 456 p.
- WINCKELL A., 1982. Relieve y Geomorfología del Ecuador-Documentos de Investigación, nº 1, Geomorfología, 2 mapas a 1:4000000, Cedig, IPGH, Orstom : 3-19.
- WINCKELL A., De NONI G., SOURDAT M., 1982. « Geomorfología ». In : Atlas del Ecuador : 14-15.
- WINCKELL A., ZEBROWSKI C., 1992. La Cangahua en Équateur. Le contexte paléogéographique de sa formation -Actes du symposium « Suelos volcánicos endurecidos ». *Terra*, nº 10, Mexico : 107-211.
- WINCKELL A., ZEBROWSKI C., SOURDAT M., ZAVGOROD-NYAYA, de COSTALES S., 1989. — Les paysages naturels d'Équateur - Une carte à l'échelle de 1:1000000 (Tome IV de la géographie de base de l'Équateur) - Cedig, IPGH, Orstom, Quito.
- WINCKELL A., De NONI G., HUTTEL C., MAROCCO R., POURRUT P., SOURDAT M., TRUJILLO G., VIENNOT M., WINTER T., ZAVGORODNYAYA S., ZEBROWSKI C., 1993.
 Los paisajes Naturales del Ecuador, Estudio de Geografía Física - Orstom-Cedig-IPGH, Quito.
- WIRRMANN D., MOURGUIART P., 1987. Oscillations et paléosalinités des lacs du Quaternaire récent en Bolivie – Orstom, *Géodynamique*, vol. 2, nº 2, Paléolacs et paléoclimats en Amérique latine et en Afrique (20000 ans B.P. -Actuel) : 98-101.
- WOLF T., 1892. Geografía y Geología del Ecuador Segunda edición, Editorial Casa de la Cultura Ecuatoriana, Quito, 798 p.
- ZEBROWSKI C., SOURDAT M., 1982. « Suelos ». In : Atlas del Ecuador : 24-25.