Zeitschrift: Archives des sciences [1948-1980]

Herausgeber: Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève

Band: 16 (1963)

Heft: 2

Artikel: Étude géomorphologique de la région de Matanzas, Cuba : avec une contribution à l'étude des dépôts quaternaires de la zone Habana-Matanzas

Autor: Ducloz, Charles

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-739356

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 12.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

ÉTUDE GÉOMORPHOLOGIQUE DE LA RÉGION DE MATANZAS, CUBA

Avec une contribution à l'étude des dépôts quaternaires de la zone Habana-Matanzas

PAR

CHARLES DUCLOZ

Avec 20 figures, 4 planches et 1 carte.

INTRODUCTION

Si la littérature géologique cubaine contient de nombreuses références à des traits particulièrement frappants du paysage, tels que les terrasses marines, les anciennes surfaces d'érosion, les baies en forme de poche, elle est par contre pauvre en études géomorphologiques régionales et la géologie de Quaternaire, quand elle n'est pas passée sous silence, est traitée généralement en quelques paragraphes laconiques. Une des raisons à ce désintéressement est à chercher dans la complexité de la géologie cubaine; les problèmes passionnants qu'elle pose ont fait passer à l'arrière-plan l'histoire récente de l'île. Il est certain, d'autre part, que le manque, jusqu'à ces toutes dernières années, de cartes topographiques à grande échelle n'engageait guère les géologues et géographes à se risquer dans un domaine où une représentation fidèle des reliefs est indispensable. Cependant, deux géologues parmi les pionniers de l'exploration de l'île se sont spécialement attachés à déchiffrer l'histoire du relief, ce sont R. T. HILL (1895) et J. W. SPENCER (1895). Leurs travaux, bien que vieillis aujourd'hui, restent une source d'indications utiles pour celui qui cherche à comprendre l'évolution du paysage cubain. Depuis le début du XXe siècle, nombreux furent ceux qui, par des observations nouvelles, rectifièrent et précisèrent les notions issues des travaux de HILL et de SPENCER. Parmi ceux-ci il faut mentionner HAYES *et al.* (1901), T. W. VAUGHAN (1919), O. E. MEINZER (1933), S. TABER (1934), S. MASSIP et S. E. YSALGUE (1938), L. RUTTEN (1941), F. G. KEIJZER (1945) et plus près de nous H. LEHMANN (1954, 1956, 1960) dont les études sur les karsts tropicaux ont rendu classique la région de la Sierra de Los Orgános. Les publications de ces auteurs con-

tiennent des renseignements extrêmement intéressants se rapportant aux problèmes que nous avons essayé de résoudre.

En ce qui concerne la région de Matanzas, l'apport de nos prédécesseurs se trouve principalement consigné dans les études de R. T. HILL et J. W. SPENCER; il comporte aussi les renseignements, assez succincts, il est vrai, que l'on trouve dans les travaux de A. AGASSIZ (1893), HAYES *et al.* (1901), H. G. RICHARDS (1935), R. H. PALMER (1938), P. J. BERMUDEZ (1935) et J. BRODERMANN (1940 et 1941).

D'une façon générale, les dépôts quaternaires de l'île de Cuba comprennent des formations marines et des formations continentales. Dans la région que nous avons étudiée les dépôts marins sont représentés presque exclusivement par une étroite bande côtière de calcaires récifaux et de craies fossilifères, alors que les dépôts continentaux, que l'on trouve généralement dans le voisinage des drainages actuels, sont formés de graviers, de sables et de limons. A côté de ces formations qui représentent la partie supérieure du Quaternaire, il existe des sols résiduels, d'épaisseur souvent considérable, correspondant à de vieilles surfaces de planation, surfaces dont les plus anciennes sont d'âge pliocène et peut-être même miocène terminal. Ces surfaces, localement magnifiquement conservées, ont depuis longtemps attiré l'attention des observateurs mais n'ont jamais fait l'objet d'études vraiment systématiques. Au dessous de ces surfaces de planation existe, localement, le long du littoral, une série de terrasses d'origine marine représentant un des éléments physiographiques les plus remarquables de l'île. W. O. CROSBY (1882), J. P. KIMBALL (1884), A. AGASSIZ (1893), R. T. HILL (1895), O. H. HERSHEY (1898), S. TABER (1934) nous ont donné de ces terrasses de bonnes descriptions, en particulier en ce qui concerne la partie orientale de Cuba.

S'il est clair que les anciennes surfaces d'aplanissement ainsi que les terrasses marines témoignent d'une surrection lente mais saccadée, relativement récente, de l'ensemble de Cuba par rapport au niveau de la mer, ce soulèvement ne s'est pas effectué d'une manière uniforme sur toute l'étendue de l'île comme le croyaient les premiers observateurs, et, notamment R. T. HILL. S. TABER (1934) et J. M. RUTTEN (1941) ont montré par des exemples pris dans différentes parties de l'île que le soulèvement a dû se produire d'une manière différentielle, certaines formations de même époque pouvant se trouver à des altitudes diverses. En bref, l'île a dû subir en même temps qu'une surrection, des mouvements de bascule assez compliqués. C'est sur ces mouvements de surrection et de gauchissement que se sont surimposées, au Pléistocène, les variations eustatiques du niveau marin. C'est pourquoi il est parfois malaisé, dans ces conditions, de dire quelle est, dans les variations du niveau de base que l'on observe à Cuba, la part tenue par les mouvements épeirogéniques et la part ressortant à l'eustatisme pur. L'âge des différentes surfaces d'érosion et des dépôts quaternaires de l'île de Cuba est, dans l'état de nos connaissances, souvent difficile à préciser; par contre, la conservation des reliefs anciens est fréquemment excellente et une datation relative des différents éléments morphologiques est assez aisée.

L'étude qui va suivre est fondée sur des observations de terrain faites durant les années 1959-1960, lors d'investigations détaillées de la géologie de la région située à l'Ouest de la ville de Matanzas, ainsi qu'à l'occasion de nombreuses excursions dans la région Habana-Matanzas. Au cours de l'élaboration de ce travail, nous avons dû généraliser des observations dont nous ne nous dissimulons pas le caractère sporadique et limité. Nous croyons cependant l'avoir fait d'une manière satisfaisante, grâce à la nouvelle carte topographique de Cuba à l'échelle du 1:50.000, publiée en 1958. Cette carte, aux courbes de niveau équidistantes de 10 mètres, représente un progrès considérable sur les cartes antérieures. Elle n'est toutefois pas d'une haute précision et bien des altitudes que nous rapportons plus loin doivent être considérées comme approximatives. Nous avons également été aidé dans notre étude des formes du relief par une série de photographies aériennes couvrant une partie du territoire exploré. Ayant repris leur examen stéréoscopique, il nous a été possible de poursuivre en Suisse l'analyse d'un relief commencée à quelque 9000 km de distance.

Nous espérons que cette étude apportera quelques éclaircissements aux problèmes que pose l'évolution du relief de l'île de Cuba et surtout qu'elle montrera qu'un champ considérable d'investigations des plus captivants s'offre encore aux chercheurs futurs de ce pays.

Nos recherches et l'élaboration matérielle de notre étude ont été grandement facilitées par la direction du Musée d'histoire naturelle de Genève qui a eu l'amabilité de mettre à notre disposition la bibliothèque et le laboratoire de son Département de Géologie et de Paléontologie. Notre reconnaissance va tout particulièrement à notre ami E. Lanterno, conservateur, qui a témoigné un intérêt constant à nos recherches et nous a encouragé à les mener à bien.

Nous ne voudrions pas achever cette introduction sans remercier également nos amis D. Rigassi et M. Vuagnat qui avec E. Lanterno ont bien voulu prendre la peine de lire notre texte et de nous suggérer de nombreuses et pertinentes modifications.

Les surfaces continentales d'érosion

Avant de passer en revue les différentes surfaces continentales d'érosion des environs de la cité de Matanzas, nous examinerons brièvement les structures géologiques de la région car ce sont elles qui présidèrent au développement du relief. Dans la zone qui nous intéresse on distingue *grosso modo* (fig. 1) un soubassement formé de roches éruptives et de roches sédimentaires fortement plissées, d'âge éocène et plus ancien, et une couverture sédimentaire peu déformée, d'âge oligo-miocène. Le soubassement affleure largement au cœur de deux plis de la couverture: l'anticlinal de Canasi au Nord et l'anticlinal de Madruga au Sud. Ces deux structures sont séparées par une zone déprimée, le synclinal de San Juan.

Le soubassement est caractérisé par la présence de masses assez considérables de serpentinites d'âge pré-crétacé supérieur et par une série de roches volcaniques d'âge crétacé supérieur, parmi lesquelles on distingue des coulées diabasiques et andésitiques ainsi que des tufs que l'on rencontre souvent interstratifiés avec des sédiments détritiques dérivant du remaniement des roches volcaniques. Cette série volcano-détritique est surmontée d'un flysch maestrichtien-paléocène auquel font suite des craies éocènes. Les structures du soubassement sont très redressées, étroites, isoclinales et généralement chevauchantes vers le Nord-Nord-Est. Les axes des plis ont une orientation dominante N 55 W, c'est-à-dire oblique par rapport aux directions du plissement de la couverture. Les roches de ce soubassement sont généralement peu perméables, à l'exception des serpentinites qui peuvent localement présenter une certaine perméabilité de fracturation.

La couverture, qui repose en discordance sur le soubassement, est formée d'une série de 300 à 500 mètres d'épaisseur, de calcaires très purs, fossilifères, alternants avec des craies. Dans la partie supérieure de cette série se développent localement des marnes et des intercalations de grès et de conglomérats. La base de la série est oligocène supérieur tandis que le sommet est d'âge miocène supérieur. Une discordance sépare le miocène moyen (Formation Güines) du Miocène supérieur (Couches à Gypsina, BRODERMANN; Form. Canimar, BRODERMANN; Form. El Abra, BERMUDEZ). Les roches de cette couverture, tout particulièrement les calcaires sont très perméables et les régions qu'elles occupent se caractérisent fréquemment par un relief karstique et des drainages souterrains. La couverture constitue l'élément géologique le plus étendu de Cuba. Elle a dû, avant son plissement et la période d'érosion qui s'ensuivit s'étendre sur presque toute la surface de l'île: elle couvre du reste encore aujourd'hui de vastes régions. Dans la zone qui nous intéresse, elle forme plus de la moitié de la surface étudiée, notamment le littoral à l'Ouest et à l'Est de Matanzas et la région synclinale entre Matanzas et Madruga.

L'anticlinal de Canasi est la prolongation de l'anticlinal de la Habana, dont il est séparé par l'ensellement de Hershey. Sa direction est W-E et il se termine vers l'Est par un plongement axial très marqué se traduisant dans la morphologie par l'amphithéâtre de la vallée du Yumuri et le grand promontoire de Punta Uvero Alto. C'est une structure symétrique dont les plongements oscillent généralement entre 15 et 30 degrés. L'anticlinal de Madruga est assez semblable au précédent. C'est une longue structure de direction W-E dont l'extrémité occidentale se situe au N-W de Güines et l'extrémité orientale dans la région de Jovellanos. Dans la région qui nous occupe l'anticlinal présente deux bombements axiaux: la culmination de Madruga et celle de Cidra. Le synclinal de San Juan a une direction dominante W-E mais, à l'Est de Ceiba Mocha, son axe s'incline vers le Nord et prend une orientation WSW-ENE. C'est cette dernière direction qui a déterminé l'orientation de la partie interne de la baie de Matanzas.

Au point de vue paléogéographique la région de Matanzas a été occupée de l'Oligocène supérieur au Miocène moyen par une plateforme marine; au Miocène

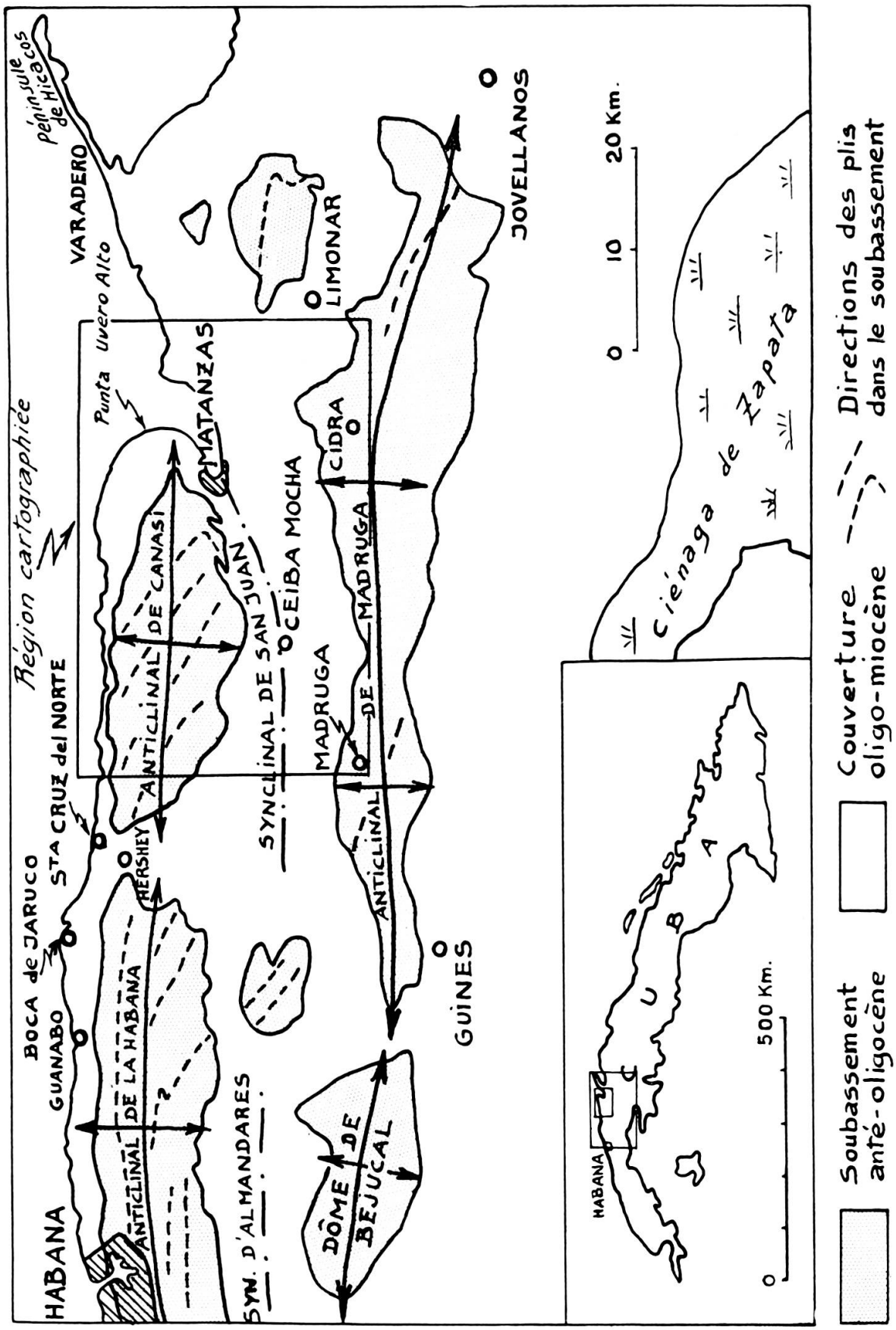


Fig. 1

Esquisse géologique de la région Habana-Matanzas.

supérieur ces conditions changèrent, il se produisit alors un léger plissement de la couverture et il se forma des îles dans les régions correspondant aux apex des anticlinaux en voie de formation. Ces îles qui se situaient dans les zones de Canasi-Corral Nuevo et Madruga-Cidra constituèrent les premiers reliefs post-éocènes de la région. L'érosion dut rapidement démanteler la couverture de ces reliefs car très tôt les débris des roches du soubassement se mêlèrent aux débris des roches de la couverture dans les niveaux détritiques du Miocène supérieur. Il se forma donc très vite des boutonnières, la couverture formant vraisemblablement déjà des cuestas semblables à celles qui dominent le soubassement dans le relief actuel. A cette époque également, un bras de mer important devait occuper la gouttière synclinale de San Juan comme l'attestent les dépôts marins du Miocène supérieur que l'on retrouve de nos jours jusqu'à l'Ouest de Ceiba Mocha. Au Pliocène, l'émersion qui s'était amorcée sur les voûtes anticlinales se généralisa dans toute la région, affectant même l'ensemble de l'île, car nous n'y connaissons pas de Pliocène marin. Cette surrection se poursuivra à travers tout le Pliocène et une grande partie du Pléistocène. Elle s'accomplira suivant un mouvement ascendant saccadé, le soulèvement lent des terres s'interrompant de pauses plus ou moins longues. Ce mouvement intermittent de soulèvement détermina une série de cycles d'érosion (et d'epicycles) correspondant aux niveaux de base successifs et dont chacun aboutira à la formation d'une surface d'érosion ou d'une pénéplaine plus ou moins achevée. Les plus anciennes de ces surfaces se retrouvent aujourd'hui sous forme de « reliques » disséquées par l'érosion tandis que les plus récentes forment de vastes étendues du relief actuel.

D'après R. T. HILL (1895) il existe à Cuba, au-dessus des terrasses marines littorales, deux surfaces de planation: celle *du Yunque* et celle *des Cuchillas* dont les altitudes varieraient respectivement de 570 à 600 mètres et de 150 à 185 mètres*. S. MASSIP et S. E. YSALGUE (1938 à 1943) reconnurent une troisième surface d'aplanissement très étendue, formant les terres basses de l'île et dont les altitudes oscillent entre 0 et 100 mètres et qu'ils baptisèrent la *pénéplaine de Cuba*. Ces auteurs distinguèrent encore une quatrième surface d'aplanissement, en contre-bas de la précédente et qui formerait elle de vastes parties de la plate-forme sous-marine. L. RUTTEN (1941) a cependant remarqué avec pertinence que la plate-forme sous-marine n'est pas un élément morphologique distinct mais qu'elle n'est rien d'autre, en général, que la partie immergée de la *pénéplaine de Cuba*. Dans les régions où cette dernière est surelevée, comme c'est le cas dans la région de Matanzas, il existe une série de terrasses marines dont le nombre varie généralement entre 2 et 3 et dont l'altitude maximum dépasse rarement une centaine de mètres. Sur la côte sud de la Province d'Oriente ces terrasses sont très bien développées. S. TABER (1934) en a compté par endroit jusqu'à 10, s'étageant du niveau de la mer jusqu'à des altitudes de près de 200 mètres.

* 300 à 400 mètres d'après S. MASSIP.

Dans la région de Matanzas il a été reconnu les surfaces suivantes: *a)* le *niveau du Yunque* dont le « Pan de Matanzas » (381 m) et la « Loma el Palenque » (327 m) seraient pour R. T. HILL des « reliques » tandis que pour S. MASSIP et S. E. YSALGUE ces sommets appartiendraient au *niveau des Cuchillas*; *b)* le *plateau de Santoyo* dont les altitudes varieraient entre 107 et 123 mètres (J. W. SPENCER, R. T. HILL, HAYES,

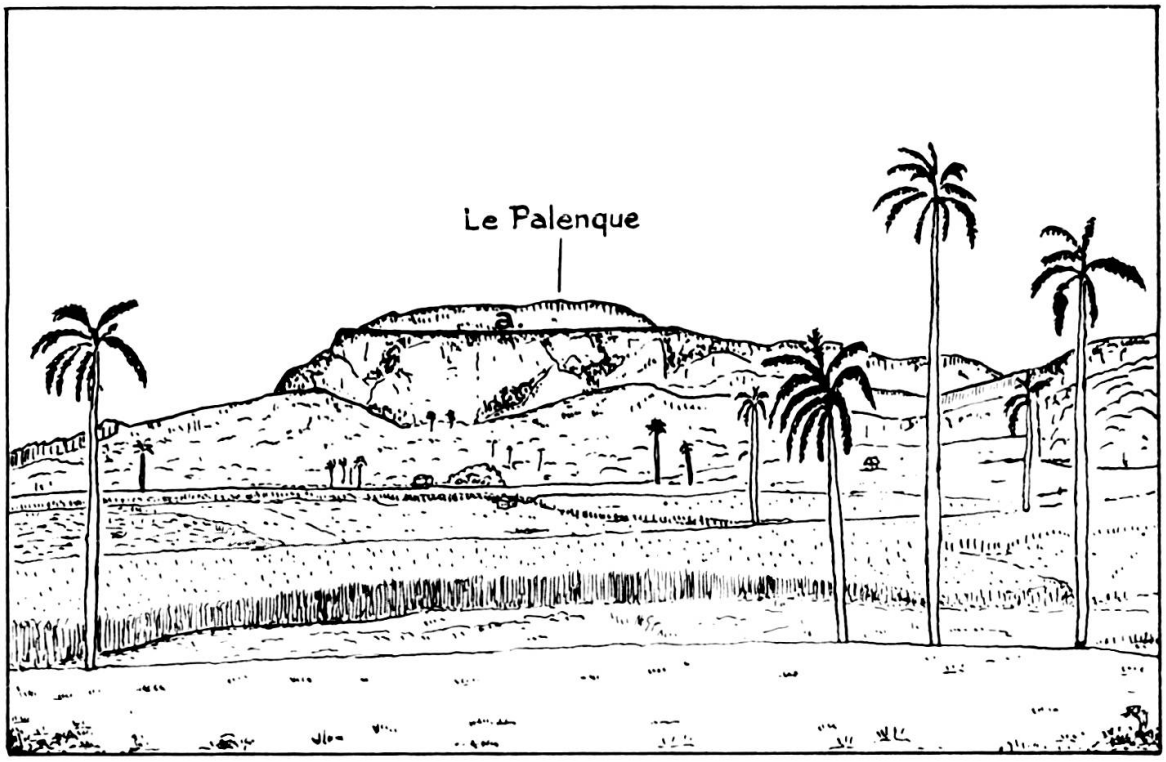


Fig. 2
La colline du Palenque vue du Nord (région de Central Elena).
a: surface du Palenque.

et al.) et dont les vestiges sont assez bien préservés au Nord et au Sud de la boutonnière de Canasi (Pl. I, fig. 1); *c)* la *plaine de Limonar* dont l'altitude est d'environ 60 mètres (HAYES *et al.*); *d)* la *terrasse de 43-46 mètres* (R. T. HILL, HAYES *et al.*) qui s'inscrit nettement dans les pentes rocheuses bordant au Nord et au Sud la baie de Matanzas; *e)* la *terrasse de 15 mètres* (R. T. HILL); *f)* la *terrasse de 8 à 9 mètres* (J. W. SPENCER, R. T. HILL, HAYES *et al.*). Pour J. W. SPENCER et HAYES *et al.* toutes ces surfaces seraient le produit de l'érosion marine alors que selon R. T. HILL, et S. MASSIP et S. E. YSALGUE seuls les trois niveaux inférieurs seraient dus à l'action abrasive ou constructive de la mer.

1. *La surface du Palenque.*

Cette surface, la plus ancienne de la région étudiée, se trouve sous forme de petites « reliques » perchées sur les flancs des collines calcaires qui dominent la marge

sud de la boutonnière de Canasi. Dans la *Loma el Palenque*, la surface se marque par deux petites banquettes situées au Nord et au Sud du sommet principal (fig. 2); celles-ci sont légèrement gauchies et leurs altitudes varient de 275 à 285 m. (Pl. II, fig. 1). Sur le flanc nord de la *Sierra de Camarones* il existe également, en deux endroits, des surfaces planes, gauchies, semblant appartenir aussi à la surface du Palenque; leurs altitudes oscillent entre 260 et 280 m.

Le sommet du *Palenque* (alt. 327 m), la partie sommitale du *Pan de Mantanzas* (alt. 381 m.) au-dessus de la côte 285, ainsi qu'une série de petits sommets de la *Sierra de Camarones* (alt. 352 m) sont des buttes résiduelles restées en saillie lors du cycle d'érosion incomplet qui détermina la surface du Palenque. Les parties les plus hautes de ces buttes ne présentent pas de replats, il est donc difficile de dire si ces reliefs correspondent à une surface de planation plus ancienne que la surface du Palenque, surface que l'érosion aurait, dans notre région, complètement détruite.

Les vestiges de cette surface du Palenque sont localement limités par des reliefs escarpés. Leurs contours, quand ils ne sont pas dus à l'érosion, sont limités par des reliefs à flancs raides, souvent verticaux; ils dessinent une ligne sinueuse, souvent denticulée avec, parfois, des rentrants assez profonds. Le sol de ces surfaces, que nous n'avons pas examiné sur le terrain, semble être constitué, comme le suggère la végétation, par une terre fertile. Cet ensemble de traits caractérise un poljé ou une plaine karstique dans un stade avancé d'évolution. La surface du Palenque doit donc être un niveau de planation karstique très ancien et dont il ne subsiste que d'infimes reliques et non pas une terrasse marine comme le pensait J. W. SPENCER (1895). Elle doit être postérieure au Miocène inférieur puisqu'elle tronque des assises de cet âge. En fait, elle pourrait dater du Miocène supérieur puisque c'est à cette époque qu'eurent lieu dans notre région les premières surrections qui firent émerger les charnières des grands plis de la couverture. Son âge est cependant difficile à préciser car rien ne nous autorise, dans l'état actuel de nos connaissances, à affirmer qu'elle corresponde à la surface de planation originelle de la région. Il serait intéressant de fouiller soigneusement le sol de cette haute surface dans le but d'y trouver des restes fossiles des ancêtres des grands édentés pléistocènes que l'on trouve ailleurs à Cuba. R. T. HILL pensait que les sommets du *Palenque* et du *Pan de Matanzas*, qui vus sous un certain angle ont une allure tabulaire, étaient des vestiges du niveau du Yunque. En réalité, nous avons vu plus haut qu'il ne subsiste pas trace d'une ancienne surface de planation correspondant à ces sommets. D'autre part, les corrélations de HILL, fondées uniquement sur des données altimétriques, sont des plus contestables puisque les surfaces d'érosion, surtout les plus anciennes, ont subi des mouvements de bascule parfois considérables (L. RUTTEN, A. C. SPENCER, F. G. KEIJZER *).

* Dans la région de Moa (Prov. d'Oriente), par exemple, la surface de planation de Nipe plonge sous la mer tandis qu'elle s'élève graduellement jusqu'à des cotes de 600 à 650 m, vers le SW et l'W, dans les massifs del Cristal et de Nipe. Cette surface, constituée d'un épais manteau de latérite ferrugineuse, surmontant des massifs de péridotite, est probablement Miocène supérieur.

Si l'on voulait corréler la surface du Palenque avec une surface élevée d'une autre région de Cuba, il faudrait procéder par comparaisons sur de courtes distances et en tenant compte des variations progressives de l'altitude de la surface ainsi que de son état relatif d'érosion comparé à celui de surfaces mieux préservées. C'est un travail extrêmement intéressant mais que nous n'avons pu entreprendre faute de documents topographiques.

2. *La surface de Monte de Oro.*

En contre-bas de la surface du Palenque, on observe, dans les collines à l'Ouest de la *Loma el Palenque* ainsi que dans la *Sierra de Camarones*, les vestiges d'une surface d'aplanissement dont l'altitude varie entre 180 et 200 mètres. Cette surface qui est beaucoup mieux conservée que la précédente, se situe à environ 60 mètres en dessous de la surface du Palenque; ses caractéristiques montrent que nous avons affaire, sans aucun doute, aux restes d'une surface de planation karstique. Dans la région de Monte de Oro, par exemple, cette surface se présente comme une petite plaine allongée sans drainage superficiel s'étendant sur environ 3 km et plongeant légèrement vers le SSE. Son sol est formé d'une terre résiduelle, rouge, argileuse, très fertile (terra rossa) qui contraste avec les sols pierreux des collines calcaires environnantes. Le contour de cette surface qui s'allonge dans le sens WNW-ESE est sinueux et présente plusieurs rentrants; elle est limitée par des collines à flancs escarpés sauf en un endroit, à sa marge sud, où elle débouche dans un vallon drainé par un ruisseau à écoulement temporaire. C'est donc une dépression fermée, un poljé, qui a été capturée par érosion régressive d'un réseau fluvial.

Sur le flanc sud-ouest du *Pan de Matanzas* il existe un replat bien marqué à l'altitude de 250 à 260 mètres, constitué par une petite surface plane un peu gauchie vers l'Est (fig. 3 et Pl. 1, fig. 2). C'est un vestige de la surface de Monte de Oro qui atteint ici son altitude maximum.

La surface de Monte de Oro est d'un âge difficile à préciser. Il est probable qu'elle date du Pliocène, mais, de fait, la seule chose certaine à son égard est qu'elle est postérieure à la surface du Palenque et antérieure à une importante surface que nous allons maintenant décrire.

3. *La surface de Santoyo.*

Alors que les surfaces précédentes n'existent que dans des régions très limitées et sous forme de petits vestiges, la surface de Santoyo, plus récente, constitue localement de vastes étendues se mesurant en dizaines et même en centaines de kilomètres carrés. Elle est un des éléments morphologiques caractéristiques de la région à l'Ouest de la cité de Matanzas. Son état de conservation est tel que l'on peut y déceler très nettement les gauchissements et même les légers plissements qui l'ont déformée. Comme dans les surfaces plus anciennes, mais d'une manière plus évidente encore,

les relations du plan de la surface avec les reliefs environnants ainsi que la nature du sol qui la constitue montrent que l'on a affaire à une plaine d'origine karstique.

La surface de Santoyo se situe à environ 80 mètres en contre-bas de la surface de Monte de Oro. Son altitude peut varier entre 50 et 180 mètres bien que, d'une manière générale, elle oscille entre 100 et 150 mètres. Nous avons choisi comme zone type de cette surface la région de Santoyo, au pied du Pan de Matanzas, car le caractère karstique de la surface y est spécialement mis en évidence bien qu'il existe aussi de nombreuses régions où la surface présente une allure typiquement karstique, c'est notamment le cas entre Aguacate et Madruga où la plaine de Santoyo est dominée par un relief particulièrement abrupt.

Dans la zone-type, la surface de Santoyo se présente comme une plaine, gauchie vers le SE, limitée au N et au NW par les flancs escarpés du *Pan de Matanzas*, vers le Sud et vers l'Est par les collines de La Pamarosa et de Anafe. La limite vers l'Ouest est en grande partie due à une érosion plus récente. La ligne de démarcation entre la surface et les collines qui l'environnent est très typique d'une plaine karstique, c'est-à-dire qu'elle est franche, le relief s'élevant généralement d'un seul jet au-dessus du plateau (Pl. I, fig. 2). En somme, au point de vue purement morphologique la relation entre la surface de Santoyo et les collines qui l'enserrent est celle d'une plaine alluviale ennoyant un relief accidenté; cependant dans le cas qui nous intéresse la nature de la surface atteste clairement que l'on a affaire à une plaine karstique formant le fond d'une dépression fermée ou poljé. Cette dernière est en effet constituée soit par un sol résiduel rougeâtre, argileux, soit par des calcaires lapiazés.

La surface du poljé de Santoyo est basculée vers le SE d'environ 2 à 3 degrés. Par place il existe même des gauchissements plus importants, en relation avec de petites cassures et la pente de la surface peut s'élever jusqu'à 5 degrés (Pl. II, fig. 1).

Au pied du *Pan de Matanzas*, le poljé de Santoyo atteint des cotes de 170 à 180 mètres; il s'abaisse vers le Sud jusqu'à une altitude d'environ 110 m. La surface est donc très nettement basculée vers le SE. Le grand poljé que l'on trouve au pied méridional de la *Loma el Palenque* et dont l'altitude oscille entre 110 et 130 m. représente la prolongation vers l'Ouest du poljé de Santoyo (fig. 3). Vers l'Est la surface de Santoyo se marque par une série de petites surfaces planes dont les cotes varient de 150 à 170 m. Elle est particulièrement bien visible dans les sommets tabulaires des collines au Nord et au Sud de l'Abra de Figueroa où son altitude passe de 150 m au Sud à 180 m vers le Nord. Au Sud des points précités, et en s'approchant de la vallée du Rio San Augustin, l'on trouve encore quelques reliques de la surface de Santoyo dont les altitudes s'abaissent jusqu'à 100 et même 80 m. Entre Ceiba Mocha et Madruga et vers le Nord, dans la région d'Aguacate, il existe une magnifique surface de planation karstique qui correspond à la surface de Santoyo. Elle est ployée en un synclinal à très grand rayon de courbure et à orientation sensiblement W-E. Les points les plus bas de cette surface se trouvent directement au Sud d'Aguacate à des altitudes d'environ 100 m. Cette zone basse se marque par une série de petits

lacs. De cette dépression, la surface de Santoyo monte vers le Sud et atteint la cote 180 au pied nord de la *Loma del Grillo* tandis qu'au Nord d'Aguacate la surface s'élève lentement jusqu'à des altitudes voisines de 130 m dans la région qui domine la boutonnière de Canasi.

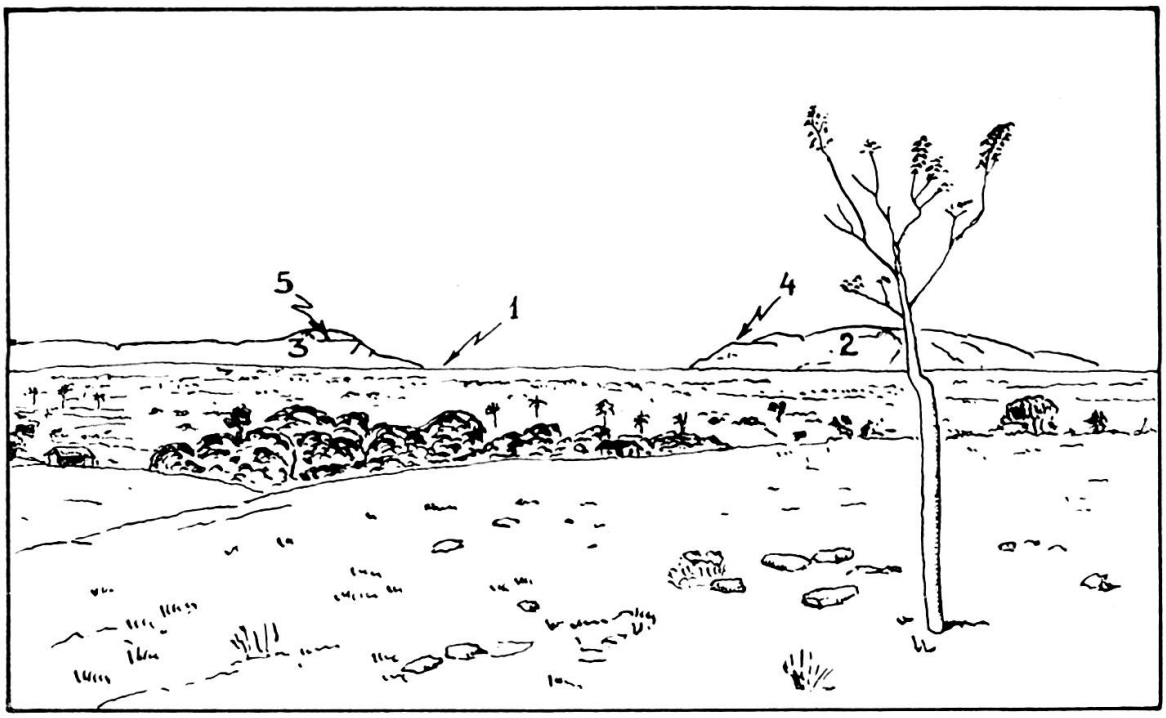


Fig. 3

La surface de Santoyo vue des environs de la Source de Bello.
1) surface de Santoyo; 2) Pan de Matanzas; 3) le Palenque; 4) surface de Monte de Oro; 5) surface du Palenque.

A l'Ouest de Matanzas la surface de Santoyo se marque sur la rive droite du Rio Yumuri par de petits replats entre 100 et 120 mètres d'altitude, comme celui où sont situés les jardins de l'ermitage de Montserrat. Directement au Nord de Matanzas, les cycles d'érosion plus récents ont détruit presque entièrement la surface de Santoyo qui ne subsiste que dans les parties sommitales des collines à l'Ouest de la Cumbre. Sur le flanc nord du grand amphithéâtre de la vallée de Yumuri, la surface de Santoyo est largement conservée dans la surface topographique de la cuesta formée par les calcaires et les craies de la couverture oligo-miocène. Le long de la ligne de faîte de la cuesta, la surface atteint des altitudes de 120 à 130 mètres; elle s'abaisse doucement vers le Nord, suivant un plan dont la déclivité est d'environ 2 degrés, jusqu'à une rupture de pente aux environs de la cote 70. Entre les rivières Bacunayagua et Puerto Escondido, la surface de Santoyo est également bien conservée; elle s'abaisse vers le Nord, passant de 100 à 50 mètres en formant des pentes dont la déclivité est de 3 à 4 degrés. Elle atteint son point le plus bas à environ 1 kilomètre à l'Ouest de l'embouchure du Rio Bacunayagua (fig. 4). Vers l'Ouest, l'on peut

suivre facilement la surface de Santoyo jusqu'aux environs de la « Boca de Jibacoa » où son altitude varie entre 80 et 100 mètres. Plus à l'Ouest encore, en dehors du territoire de notre carte, à la hauteur du « Central Hershey », l'état de conservation de la surface est tel qu'il y a continuité entre la grande plaine d'Aguacate au Sud et les vestiges du Nord de la boutonnière de Canasi.

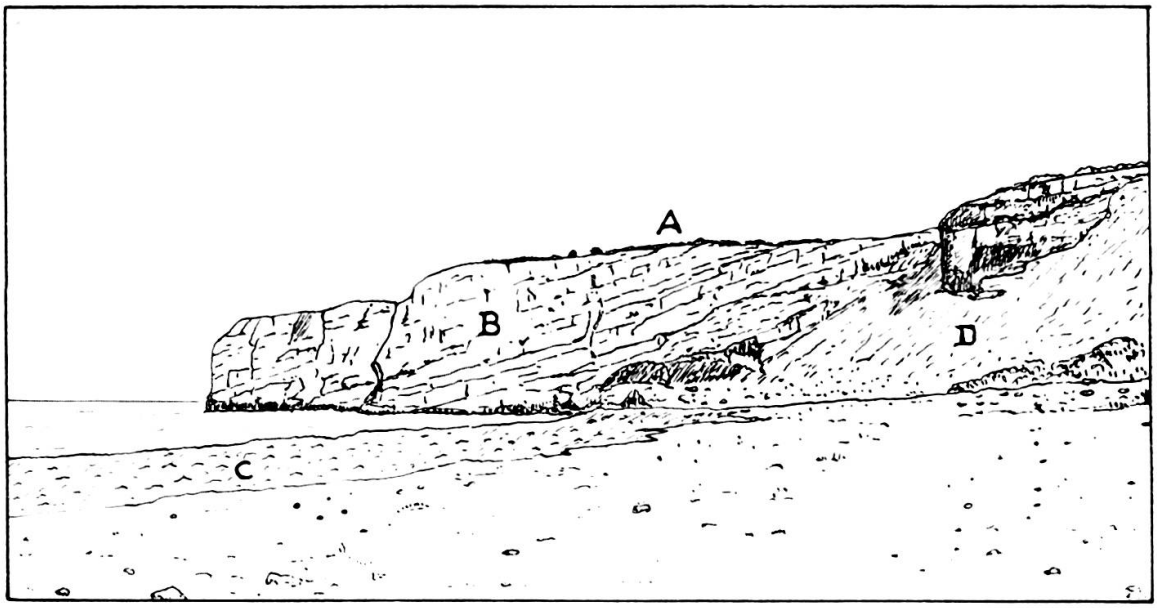


Fig. 4

Côte à falaises, 1,5 km à l'Ouest de Bacunayagua.

A) surface de Santoyo tronquant les calcaires du Miocène moyen (B). Hauteur de la falaise: 30 à 40 mètres. C) terrasse du Seboruco; D) éboulis.

Si l'on prolonge dans l'espace la surface de Santoyo à partir des restes épargnés au Sud et au Nord de la boutonnière de Canasi par les érosions subséquentes, et que l'on restitue la surface avant son démantellement, l'on obtient une culmination dans la région axiale de la boutonnière, aux alentours de la cote 250, c'est-à-dire, à un point plus bas que les sommets de la grande colline de serpentinite connue sous le nom de *Loma de Gallindo* (253 à 260 m). L'on devrait donc trouver, pour le moins dans cette colline, des vestiges de la surface de Santoyo; il n'en est rien ! Le relief de cette colline, comme celui d'ailleurs des autres collines de serpentinite a un aspect très jeune, les interfluves formant des crêtes à faîte aigu. Par conséquent, ou la planation de la phase de Santoyo n'a jamais atteint les roches anciennes du cœur de la boutonnière, ou elle s'est inscrite dans ces roches mais a été oblitérée par des érosions subséquentes dues à une surrection des massifs de serpentinite. La seconde hypothèse nous semble la meilleure car certains indices, que nous mentionnerons plus loin, témoignent d'une « montée » des massifs de serpentinite à des époques relativement récentes de l'histoire géomorphologique de la région.

A juger par les étendues considérables qu'elle occupe encore de nos jours dans la région que nous avons étudiée, la surface de Santoyo doit être un élément important du paysage cubain. Nous l'avons retrouvée dans la région de La Habana où elle forme les sommets tabullaires des collines entaillées dans la couverture oligo-miocène et dont les altitudes varient entre 50 et 60 mètres. Dans la *Sierra de los Organos* (Pinar del Rio) H. LEHMANN (1956, 1960) a mis en évidence l'existence d'une surface de planation karstique importante (Polje marginal de Vinales, polje de San Vicente, etc.) dont l'altitude varie de 85 à 130 mètres. L'état de conservation de cette surface, son aspect, son degré de déformation, son altitude moyenne, suggèrent une corrélation possible avec notre surface de Santoyo *.

La surface de Santoyo doit être pliocène car elle est antérieure aux grandes glaciations pléistocènes. En effet, le premier grand abaissement brusque du niveau de base dû au contrôle glaciaire n'a eu lieu dans notre région que bien après la formation de la surface dont il vient d'être question.

4. *La surface de Bellamar.*

La surface de Bellamar est une surface de planation située dans notre région à environ 30 mètres en dessous de la surface de Santoyo. Elle forme, au Sud et au Sud-Est de Matanzas un vaste plateau disséqué par l'érosion s'étendant jusqu'à Limonar et bien au-delà, où il passe à la grande plaine, légèrement gauchie, des terres rouges, d'où émergent comme des îles les collines des *Tetas de Camarioca* et de San Miguel de los Baños (fig. 5).

Dans la région de Ceiba Mocha et à l'Ouest de Matanzas l'on voit très nettement que la surface de Bellamar est emboîtée dans la surface de Santoyo; elle est donc plus récente que cette dernière. Comme les surfaces qui la surmontent, c'est une surface d'aplanissement d'origine karstique. Son altitude varie d'une manière générale, dans le territoire étudié, de 50 à 70 mètres mais, en certains points, elle peut atteindre la cote 100 ou descendre jusqu'à la cote 40. La surface de Bellamar correspond à la *pénéplaine de Cuba* de S. MASSIP et S. E. YSALGUE, également décrite sous le nom de *Llanura Roja* par L. MARRERO (1950). Cette vaste surface de planation karstique, qui forme entre autre les grandes plaines à canne à sucre de la région de Colon, à une altitude variant de 0 à 100 mètres; elle est localement immergée et peut s'abaisser par places jusqu'à la cote —20. La surface de Bellamar présente donc sur de très grandes étendues des variations d'altitude dont l'amplitude est de l'ordre de 120 mètres. Elle a par conséquent été nettement moins basculée par les mouvements épeirogéniques que la surface de Santoyo. Etant plus jeune, plus basse et moins déformée, la

* Il est vrai que d'après H. LEHMANN cette surface est encore en voie de développement: elle serait donc subrécente. Son niveau serait contrôlé actuellement par un niveau de base constitué par le seuil des rivières qui la drainent (Vorflutter) pris aux points où ces dernières quittent les massifs calcaires pour s'engager dans les phyllites et les grès de la formation de Cayetano.

surface de Bellamar est aussi moins oblitérée par les cycles d'érosion subséquents que la surface de Santoyo.

Dans la région de Ceiba Mocha — San Francisco de Paula, par exemple, la fraîcheur du relief karstique est remarquable. Dans cette zone, la surface se présente comme une plaine un peu gauchie vers l'Est et légèrement ployée en son centre; elle

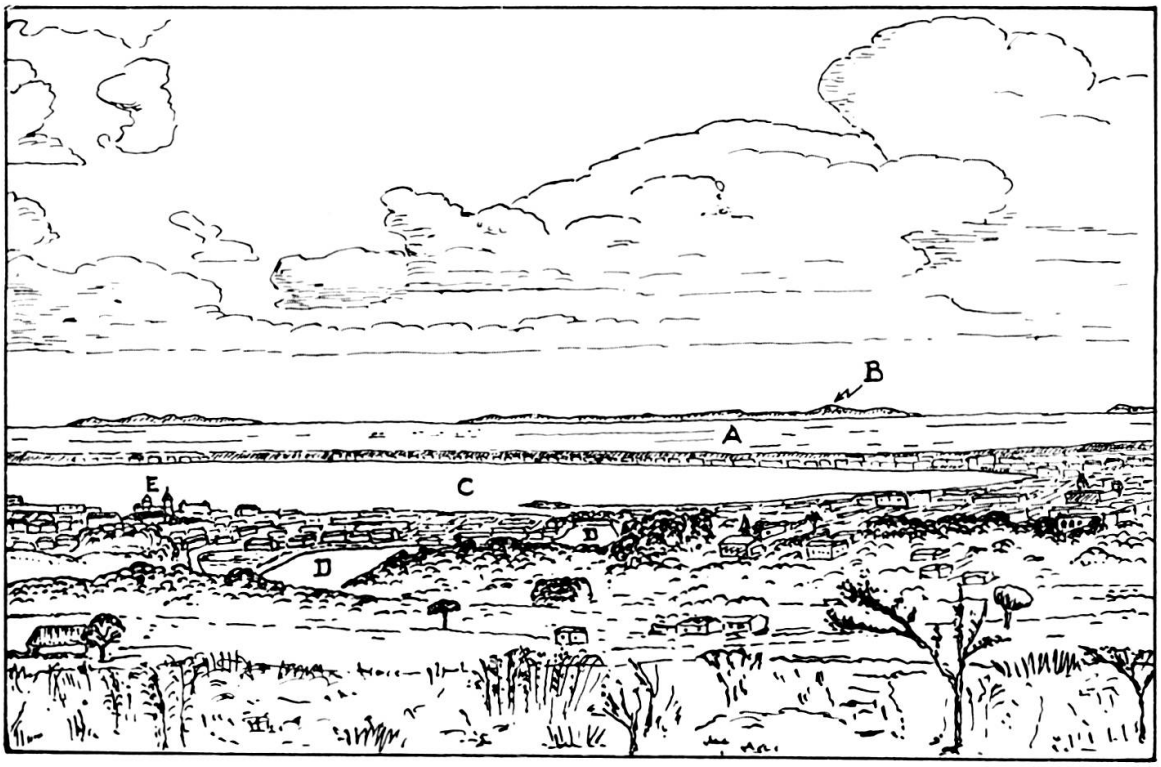


Fig. 5

Matanzas vue des hauteurs de Montserrat.
A) surface de Bellamar; B) collines de San Miguel de los Banos; C) baie de Matanzas; D) Rio Yumuri; E) église San Pedro de Versalles.

est bordée par des reliefs escarpés et elle est interrompue en son centre par plusieurs buttes résiduelles généralement mamelonnées ou plus rarement à versants abrupts. Ces buttes ont une orientation dominante N 60 W, peut-être déterminée par un système de fractures qui aurait orienté le réseau superficiel à un stade initial de développement de la surface. La surface de Bellamar, dans cette région, a une altitude qui varie généralement de 50 à 90 mètres mais, en un point, au Sud de Ceiba Mocha, elle monte jusqu'à la cote 100.

Vers l'Est, au Sud du sillon du Rio San Augustin, la surface de Bellamar est légèrement gauchie vers le Nord. Son altitude varie de 50 à 80 mètres. Le Rio San Juan, qui prend sa source dans la région de Cidra, la traverse en s'y encaissant, formant une étroite vallée à flancs escarpés, remarquable par sa fraîcheur. Plus à l'Est, la surface de Bellamar est bien visible entre les cours du Rio San Juan et du Rio

Canimar. Là encore elle plonge vers le Nord, passant de 70 à 80 mètres dans sa partie sud, à plus ou moins 40 m à sa marge nord, dans la région de Bellamar et de Monticello. Au Sud de la grotte de Bellamar, il existe de petites croupes allongées, de direction N 60 W s'élevant de 10 à 25 mètres au-dessus de la plaine environnante. Par endroits, ces rides présentent un profil de cuesta avec la face abrupte tournée vers le Sud. La surface de Bellamar est donc, dans cette région, taillée dans une série de calcaires et de craies plongeant vers le NNE; ce qui semble confirmé par les plongements enregistrés dans la grotte de Bellamar et qui ont été interprétés par A. NUNEZ JIMENEZ (1952) comme des plans de faille.

A l'Est du Rio Canimar, qui coupe dans la surface en creusant un cañon saisissant par sa fraîcheur, la surface de Bellamar est un élément important du paysage: elle forme une vaste plaine, légèrement inclinée vers la mer, sur laquelle est située Limonar (64 m). Au Sud-Est de cette petite bourgade, au pied des parois calcaires de la *Loma de Alonso*, la surface atteint des altitudes voisines de 95 mètres, tandis qu'elle s'abaisse jusqu'à environ 40 mètres à son rebord septentrional.

Au Nord du sillon formé par les rivières San Augustin et San Juan, la surface de Bellamar subsiste sous forme de vestiges très étroits. Ce sont en fait de petits poljés à contour allongé et dont les altitudes varient de 65 à 80 mètres. Directement à l'Ouest de Matanzas, l'argile rouge résiduelle qui tapisse ces poljés est exploitée par une tuilerie et une belle surface lapiazée a été mise à nu (Pl. II, fig. 2). Ce niveau de poljés indique que la surface de Bellamar que nous avons vu plonger vers le Nord dans la région au Sud et au Sud-Ouest de Matanzas, remonte assez rapidement en s'approchant de la boutonnière de Canasi; elle est donc, comme la surface de Santoyo, ployée légèrement en un synclinal dont l'axe correspond au sillon des rivières San Augustin et San Juan. On trouve aussi des reliques de la surface de Bellamar au voisinage de l'Abra de Yumuri; ils se présentent sous forme de petits épaulements aux altitudes de 60 à 70 mètres.

On ne trouve pas de traces de la surface de Bellamar au Nord de l'amphithéâtre de la vallée de Yumuri. Cependant un peu à l'Ouest, sur la rive droite du Rio Bacunayagua, l'on note trois petits poljés situés à une dizaine de mètres en contre-bas de la surface de Santoyo et qui lui correspondent peut-être. Plus à l'Ouest, dans les collines qui bordent la mer, entre les rivières de Puerto Escondido et Bacunayagua, il existe une surface plane située de 10 à 20 mètres en dessous de la surface de Santoyo; elle représente probablement un vestige de la surface de Bellamar.

A l'Ouest du Rio Puerto Escondido nous n'avons pas observé de traces de la surface de Bellamar, mais en dehors de la région étudiée, à l'Ouest de Santa Cruz del Norte par exemple, elle forme une terrasse bien marquée entre les altitudes de 70 et 75 mètres.

A. NUNEZ JIMENEZ a découvert au fond d'un gouffre s'ouvrant à la surface du plateau de Bellamar des os fossiles d'édentés appartenant à des espèces aujourd'hui éteintes et probablement contemporaines de l'interglaciaire de Sangamon (*Mega-*

locnus rodens Leidy et *Microcnus gliriformis* Matthew).* La surface est par conséquent bien antérieure à cette époque qui correspond à l'interglaciaire Illinois- Wisconsin, c'est-à-dire, à une époque plus ou moins équivalente à l'interglaciaire Riss-Würm. En fait , la surface de Bellamar doit être antérieure à l'ère quaternaire, car elle est entaillée par des gorges qui furent creusées lors d'un grand abaissement du niveau de base qui doit correspondre à la première glaciation pléistocène. Comme la surface de Bellamar tronque des formations d'âge miocène supérieur, elle ne peut dater que du Pliocène. Son ancienneté est d'ailleurs attestée par l'épaisseur considérable des terres résiduelles rouges qui la constituent et qui atteint par places de 5 à 10 mètres.

La surface de Bellamar se raccorde dans la région à l'Est du Rio Canimar avec la terrasse de la Rayonera que nous examinerons plus loin. Ces deux éléments morphologiques doivent être contemporains.

5. *Surface de Chirimoya.*

La surface de Chirimoya est une surface située à environ 20 mètres en contre-bas de la surface de Bellamar dans laquelle elle s'emboîte. Contrairement aux surfaces que nous avons décrites plus haut, elle ne forme pas de grandes étendues mais un niveau de plaines étroites, limitées au sillon des rivières San Augustin-San Juan. La nature de cette surface semble bien indiquer que nous avons affaire également à une surface d'érosion d'origine karstique. Elle est formée de calcaires lapiazés ou elle est tapissée d'un sol résiduel rouge. Elle forme par places des dépressions fermées. La surface n'est pas absolument horizontale mais plonge légèrement d'environ 2 degrés vers le Nord, sur la rive droite du Rio San Augustin, et vers le Sud sur la rive gauche. Ces pentes ne semblent pas originelles et peuvent être dues à un très léger rajeunissement du synclinal de San Juan. L'altitude de la surface de Chirimoya varie de 30 à 40 mètres sauf en un point vers Chirimoya où elle semble s'élever jusqu'à la cote 50.

La surface de Chirimoya correspond à un niveau de terrasses marines bien visible au Nord et au Sud de la baie de Matanzas, niveau que nous décrirons plus loin sous le nom de terrasse de Yucayo. Son âge est difficile à préciser ! Correspond-elle au commencement de l'abaissement du niveau marin dû au contrôle glaciaire et par conséquent marque-t-elle le début de l'ère quaternaire ou appartient-elle encore aux phases de soulèvement épeirogénique du Pliocène ? Notre étude ne porte pas sur un territoire suffisamment étendu pour répondre avec certitude à cette question ! Cependant, le fait que la terrasse de Chirimoya et la terrasse marine qui lui correspond, forment dans le territoire étudié un niveau d'altitude assez constante semble

* Le très riche gisement de vertébrés de Ciego Montero (Prov. de Las Villas) où les espèce-types de ces fossiles ont été trouvées, a été daté, par KULP *et al*, à plus de 30.000 années. Sur le continent américain, en Floride, les couches à os de Melbourne dont la faune (*Megalonyx*, *Mastodon*, *Equus* cf. *complicatus*, etc.) est probablement contemporaine de la faune à *Megalocnus* de Cuba, sont un f acies des sables marins de Pamlico d'âge Sangamon (C. W. COOKE).

indiquer qu'elle est liée en partie à une variation eustatique du niveau de la mer. Elle appartiendrait donc au Quaternaire. De toute façon, l'étendue restreinte de la surface de Chirimoya comparée aux vastes régions affectées par les planations antérieures montre qu'elle correspond à une brève période de l'histoire morphologique de la région.

6. *Surface de Naranjal.*

La surface de Naranjal, limitée comme la surface précédente au sillon des rivières San Augustin et San Juan, est d'étendue plus restreinte encore. Elle forme un niveau de terrasses à environ 10 mètres en contre-bas de la surface de Chirimoya. Cette disposition en banquette le long d'un cours d'eau suggère que l'érosion fluviatile a dû jouer un rôle important dans la formation de cette surface. Cependant la dissolution karstique a participé aussi à sa formation car elle consiste en un sol résiduel rougeâtre ou plus rarement en des calcaires lapiazés. Elle n'a été ni déformée, ni basculée et se présente comme un plan presque horizontal et dont l'altitude est d'environ 20 mètres. Elle correspond à un niveau de terrasse marine taillée dans les pentes rocheuses qui bordent la baie de Matanzas et que nous décrirons plus loin sous le nom de terrasse du Port.

Pour des raisons semblables à celles énoncées à propos de l'âge de la surface de Chirimoya, la surface de Naranjal correspondrait au Quaternaire ancien.

7. *Surface de Versalles.*

En bordure du cours inférieur du Rio San Juan ainsi qu'au voisinage de l'embouchure du Rio Yumuri, il existe de petites banquettes à environ 12 mètres en contre-bas de la surface de Naranjal. Ce niveau est la surface d'érosion continentale la plus basse observée dans la région. Elle domine d'environ 3 à 4 mètres le niveau des plaines alluviales des rivières San Juan et Yumuri. Son altitude varie entre 5 et 9 mètres. La surface de Versalles est particulièrement bien développée sur la rive droite du Rio San Juan. C'est sur elle que furent en partie édifiés les quartiers sud de la cité de Matanzas. La petite éminence où furent construites les premières maisons de la ville à la fin du XVIIe siècle, ainsi que la banquette où s'élève l'église de Versalles appartiennent également à ce niveau.

La nature de la surface de Versalles atteste que la corrosion karstique a joué un rôle important dans son élaboration. Elle est, en effet, fréquemment constituée de terre rouge résiduelle et, par places, par des calcaires montrant des phénomènes de dissolution. La petite dépression en forme de grotte que l'on trouve sur le côté sud de la route de San Francisco de Paula, à environ 700 m à l'Ouest de la bifurcation de la route de Cidra est assez caractéristique à cet égard. Toutefois la disposition en terrasse le long d'un cours d'eau, indique que l'origine de la surface est probablement due à l'érosion fluviatile.

La surface de Versalles se raccorde au point de vue altimétrique avec la terrasse construite, d'origine marine, du Seboruco que nous décrirons plus loin. Malheureusement les endroits où les deux surfaces entrent en contact sont situés dans la zone urbaine de Matanzas et il ne nous a pas été possible de les étudier de près. La limite, sur notre carte, entre ces deux éléments morphologiques est donc approximative. Au Sud de la cité de Matanzas, à environ 600 mètres au SW de la gare, on peut cependant observer dans des excavations récemment ouvertes, que la surface de Versalles, taillée dans cette région dans des craies du Miocène supérieur, est recouverte d'une très mince couche de craie remaniée où nous avons trouvé:

Chione cancellata (Linné)
Zachrysia auricoma (Ferrusac).

Ces fossiles *, dont le premier est marin et le second terrestre, sont pléistocènes. La surface de Versalles est donc plus ancienne que la terrasse du Seboruco qui, nous le verrons plus loin, est formée de calcaires et de craies contenant également une faune pléistocène. L'ancienneté de la terrasse de Versalles est également attestée par une érosion plus poussée que celle qui entaille la terrasse du Seboruco. Elle est probablement contemporaine du niveau supérieur des terrasses sous-marines que nous examinerons plus loin.

Les terrasses marines

La baie de Matanzas est un endroit classique pour l'étude des terrasses marines: A. Agassiz (1894), R. T. Hill (1895) et Hayes *et al.* (1901) ont décrit ces gigantesques escaliers montant du niveau de la mer vers le sommet des collines qui enserrent la baie. Malheureusement leurs descriptions sont extrêmement sommaires et manquent parfois de précision. Nous reprendrons donc ici assez en détail l'étude de ces banquettes littorales qui constituent un des traits physiographiques les plus frappants de la région (fig. 6).

Les terrasses côtières de la région de Matanzas sont taillées dans les calcaires et les craies de la couverture oligo-miocène plongeant généralement vers la mer. Elles sont au nombre de 5 et s'étagent de 7 à 50 mètres. Alors que la terrasse inférieure est une terrasse construite ou dépositionnelle, formée d'un récif frangeant très fossilifère, les terrasses supérieures doivent leur origine uniquement à l'action abrasive de la mer; elles ne sont jamais recouvertes de dépôts marins. H. G. Richards (1935) signale bien une faune marine pléistocène dans un sable de la région de Monserrat à une altitude de 117 mètres (correspondant à la surface de Santoyo) mais cette faune, formée de Lamellibranches et de Gastéropodes marins, mélangés à des exemplaires d'une espèce de Gastéropode terrestre, a été trouvée dans une grotte. Il est plus que

* Déterminations A. de la Torre (Habana).

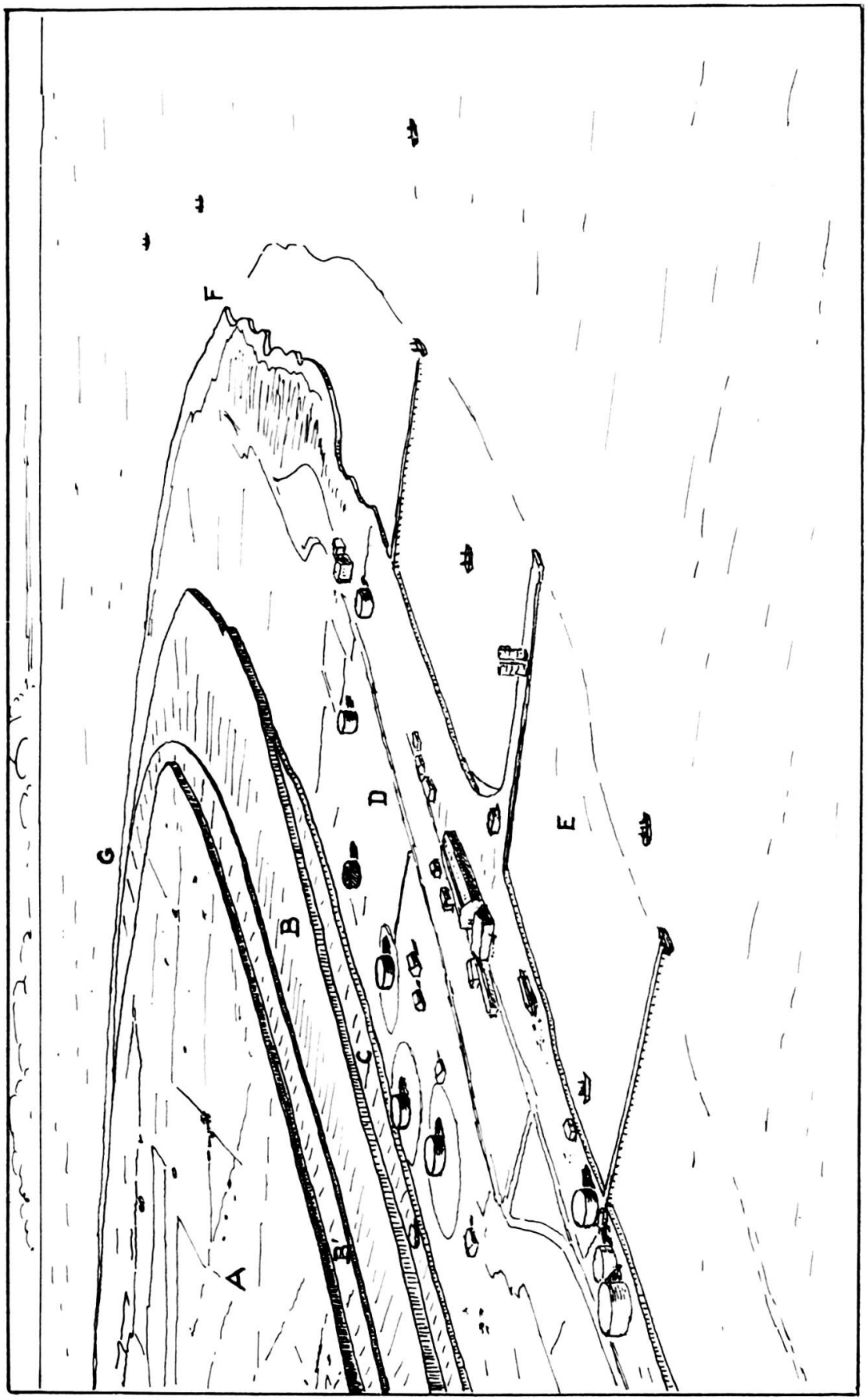


Fig. 6

Les terrasses marines de la baie de Matanzas. (Vue aérienne de la zone du port de Matanzas et du promontoire de Punta Uvero Alto).
A) terrasse de la Rayonera; B) terrasse de Yucayo (principale); B') terrasse de Yucayo (secondaire); C) terrasse du Port; D) terrasse du Seboruco; E) terrasse sous-marine N° 1; F) Punta Sabanilla; G) Punta Uvero Alto.

possible dans ces conditions qu'il s'agisse de restes de cuisine pré-colombiens. Il y a donc une différence fondamentale entre la terrasse inférieure et les terrasses marines qui la surmontent, différence sur laquelle d'ailleurs, R. T. HILL attirait déjà l'attention.

En ordre descendant, on peut observer dans la région de Matanzas, les terrasses suivantes:

Terrasse de la Rayonera (alt. 25 à 51 mètres);
Terrasse de Yucayo (alt. 15 à 33 m), se divisant en une terrasse principale inférieure et une terrasse secondaire, supérieure.
Terrasse du Port (alt. ±16 mètres);
Terrasse du Seboruco (alt. ±8 mètres).

De tous ces niveaux, celui de Yucayo et celui du Seboruco sont les mieux définis.

L'existence des terrasses marines en bordure de la baie de Matanzas montre que cette grande indentation de la côte existait déjà, sous une forme plus obtuse il est vrai, au Pliocène (phase de la surface de Bellamar). Au cours de l'évolution du paysage cette baie diminuera de largeur et s'approfondira par le développement du promontoire de Punta Maya. La baie de Matanzas a été directement contrôlée par le synclinal de San Juan et la terminaison périclinale de l'anticlinal de Canasi. L'origine du promontoire de Punta Maya est moins évidente. Il est possible que le léger soulèvement qui a déterminé cette projection vers le Nord de la ligne de côte soit en relation avec une fracture passant par Cidra et Guanabana bien que rien dans l'aspect de la surface de Bellamar ne semble autoriser cette supposition.

1. *Terrasse de la Rayonera.*

Cette terrasse que l'on peut suivre sur une distance de près de 20 km, de Versalles à Punta Guanos, en suivant le promontoire formant la côte occidentale de la baie de Matanzas, n'a pas été observée dans la cité de Matanzas et sur la côte sud de la baie directement à l'Est de la ville. On la retrouve cependant le long du littoral à l'Est du Rio Canimar. Elle est limitée vers la mer, dans la région qui s'étend de Versalles au promontoire de Punto Uvero Alto, par une falaise verticale de 6 à 9 mètres. A l'Ouest de cette région cette falaise diminue de hauteur et à l'Ouest de Punta Seboruco elle est remplacée par un talus plus ou moins escarpé. La marge intérieure de la terrasse est marquée par un talus d'inclinaison modérée sauf dans la région de Tejeiro où il existe une petite falaise. A l'Ouest de Punta Guanos la terrasse de la Rayonera est coupée par la ligne de côte qui est formée, au-delà de ce promontoire, soit par de hautes falaises taillées dans la surface de Santoyo, soit par le récif soulevé de la terrasse du Seboruco. On ne retrouve, apparemment, la terrasse de la Rayonera, dans cette direction, que dans la région de Boca de Jaruco, plus de 30 km vers l'Ouest.

Dans la région de Matanzas, près de la fabrique de la Rayonera, le bord externe de la terrasse est à une altitude de 39 m alors que son bord interne est à environ 51 m;

elle est donc affectée, dans cette région, d'un plongement vers la mer de 3 à 4 degrés. Vers l'Ouest la terrasse diminue d'altitude et au droit de la Punta Seboruco, son bord externe ne se trouve pas à plus de 25 m au-dessus du niveau de la mer. Plus à l'Ouest, le plongement de la terrasse de la Rayonera (3½ degrés) est bien visible quand on regarde de Bacunayagua le promontoire de Punta Guanos (fig. 7).

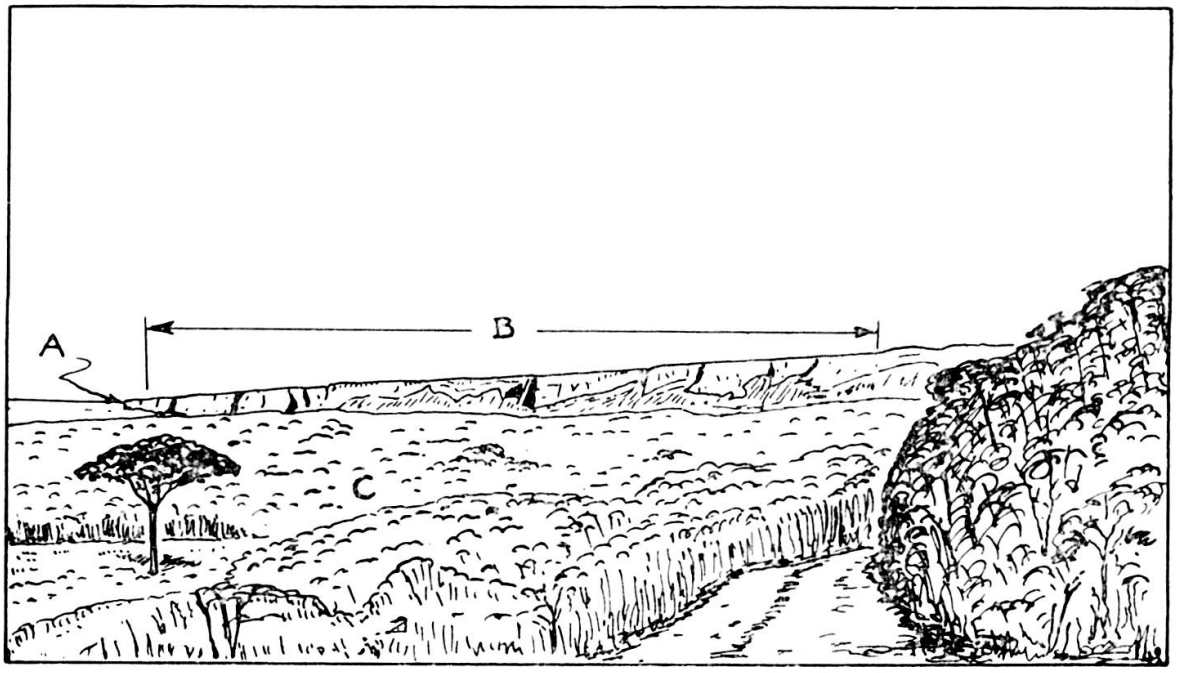


Fig. 7

Le promontoire de Punta Guanos vu de Bacunayagua.
A) Punta Guanos; B) terrasse de la Rayonera; C) terrasse du Seboruco.

Le caractère marin de la terrasse de la Rayonera est conservé uniquement dans la région de Tejeiro où l'on voit encore les restes d'une falaise marine ainsi que des lignes parallèles au bord externe de la terrasse et qui doivent être des « strand-lines ».

La surface de la terrasse n'est pas absolument plane: l'on y observe des inégalités dues à l'érosion fluvio-karstique récente comme au Nord de Tejeiro et au Sud de Punta Seboruco, ou à des mouvements de rajeunissement le long de cassures telles que celles qui étoilaient déjà la surface de Santoyo dans la région de la Cumbre.

Des considérations altimétriques montrent que la terrasse de la Rayonera a dû être taillée par la mer dont le niveau de base contrôla l'aplanissement de la surface de Bellamar; elle doit donc être Pliocène.

2. *Terrasse de Yucayo.*

Nous appelons terrasse de Yucayo *, une terrasse étroite mais extrêmement bien définie et dont l'altitude moyenne dans la région que borde la baie de Matanzas

* du nom de l'ancien village indien qui existait à l'emplacement de Matanzas.

est de 30 mètres. Elle est limitée vers la mer par une falaise verticale de 6 à 14 mètres qui présente par endroits, à sa base, des grottes marines indiquant que, durant une époque par très reculée, elle était battue par les vagues comme le sont aujourd'hui les banquettes coralligènes le long de la côte de Matanzas. Cette falaise s'étend de Versalles autour du promontoire de Punta Uvero Alto jusqu'à Punta Guanos, soit sur une distance de 18 km. On ne l'observe pas dans la cité de Matanzas, probablement parce que la mer qui l'entailla passait dans cette région à un estuaire et perdait de sa force abrasive. Sur la côte sud de la baie de Matanzas la falaise qui limite la terrasse de Yucayo vers la mer est à quelques centaines de mètres du rivage, tandis que plus à l'Est, elle s'en éloigne progressivement et à la hauteur de Punta Maya, elle en est distante de plus de deux kilomètres. On peut la suivre jusqu'à l'Ouest de Varadero en passant par Canimar et Carbonera.

Dans la région à l'Est de Versalles le bord externe de la terrasse de Yucayo est à l'altitude de 24 mètres tandis que son bord interne est à 30 mètres. Au droit de la Rayonera le bord interne monte progressivement jusqu'à 33 mètres. Sa surface, dans cette région, est affectée d'un plongement vers la mer de 1 à 1½ degré, c'est dire qu'elle est moins inclinée que la terrasse qui la surmonte. Comme cette dernière, elle n'est pas vraiment horizontale ainsi qu'un examen rapide pourrait le laisser supposer; elle varie même d'altitude dans des limites assez grandes. Par exemple, à la hauteur de la Rayonera, elle a une altitude moyenne de 29 mètres, mais elle s'abaisse progressivement vers l'Ouest en s'éloignant du promontoire de Punta Uvero Alto. A l'Ouest de Punta Rubalcava, elle n'atteint plus qu'environ 20 mètres et à Punta Guanos une quinzaine de mètres. Un abaissement analogue s'observe à l'Est de la cité de Matanzas.

A la hauteur de la Rayonera et vers le Nord, il existe une petite terrasse secondaire s'élevant de 2 à 3 mètres au-dessus du plan principal de la terrasse de Yucayo. A partir de Punta Uvero cette terrasse secondaire forme à elle seule la banquette de la terrasse de Yucayo.

L'existence d'une falaise verticale au bord interne de la terrasse de Yucayo, ainsi que de « strand lines » dans la partie de la terrasse qui correspond au promontoire de Punta Uvero Alto, témoignent clairement de son origine marine, pourtant nous n'y avons pas observé de dépôts marins qui permettraient de la dater avec une certaine précision.

La terrasse de Yucayo est mieux conservée que la terrasse de la Rayonera dans laquelle elle s'emboîte. Elle a cependant subi une érosion karstique assez prolongée, se traduisant par la formation de lapiés et d'un sol résiduel rougeâtre. Entre Punta Uvero Alto et Punta Seboruco le profil de la terrasse se complique par l'apparition d'une butte dont l'origine doit être due à l'érosion différentielle (fig. 8).

La terrasse de Yucayo se raccorde à une surface d'érosion continentale que nous avons décrite plus haut sous le nom de surface de Chirimoya et dont l'âge semble être pléistocène ancien. Elle marquerait donc, elle aussi, le début des temps quaternaires.

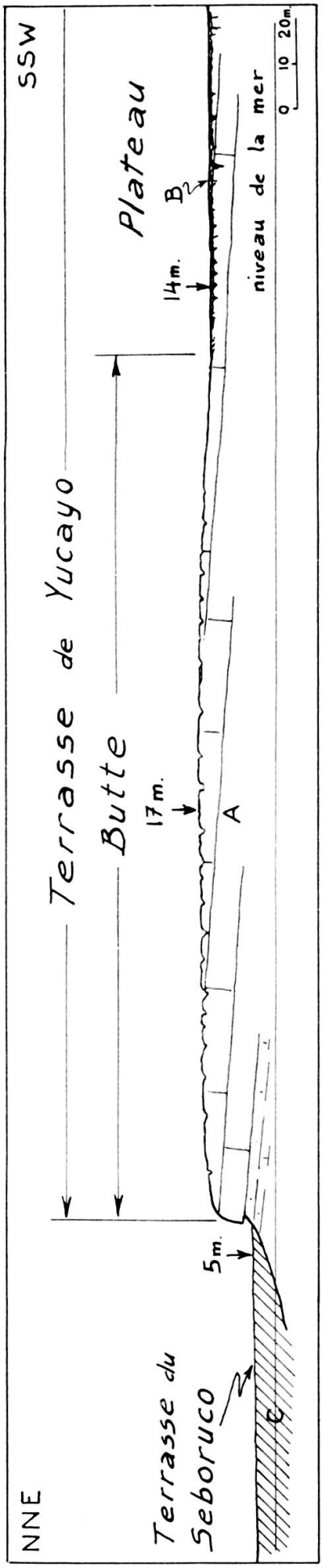


Fig. 8

Profil en travers de la partie externe de la terrasse de Yucayo (1 km. à l'W de Punta Rubalcava).
A) calcaires blancs à algues et calcaires crayeux de la formation Güines (Miocène moyen), plongeant 4° S18W; les calcaires de la butte sont extrêmement lapiazés (lapiés vacuolaires);
B) plateau calcaire ciselé de lapiés à rigoles, à demi enfouis sous un sol résiduel rougeâtre;
C) formation Jaimanitas.

3. *Terrasse du Port.*

Cette terrasse n'est développée que très localement dans la région de Matanzas. Nous l'avons observée sur le côté nord de la baie de Matanzas au droit des installations portuaires. C'est une étroite banquette qui dépasse rarement 50 mètres de largeur et dont l'altitude est d'environ 16 mètres. A la hauteur de la fabrique de la Rayonera son bord externe est à 15 mètres tandis que sa marge interne s'élève jusqu'à 18 mètres. L'examen de la carte topographique au 1 : 50.000 révèle qu'à l'Est du Rio Canimar, il existe une terrasse qui probablement correspond à ce niveau.

La terrasse du Port semble être contemporaine de la surface de Naranjal: elle doit dater comme cette dernière du Pléistocène ancien.

4. *Terrasse du Seboruco (Formation Jaimanitas).*

La terrasse du Seboruco, ou récif soulevé, est l'élément physiographique du littoral cubain le mieux préservé et le plus persistant (Pl. III, fig. 1). Plus de la moitié des côtes de l'île est ourlée de cette terrasse formée de calcaire poreux ou de craie et dont l'altitude varie généralement entre 6 et 8 mètres. A. de HUMBOLDT (1826) signale déjà la présence de récifs soulevés dans la région de la Habana-Matanzas et en souligne l'aspect récent. Plus près de nous, P. SALTERAIN (1880), W. O. CROSBY (1882), M. FERNANDEZ DE CASTRO (1884), A. AGASSIZ (1893), R. T. HILL (1895), HAYES *et al.* (1901), T. W. VAUGHAN (1919) donneront d'excellentes descriptions de cette terrasse, précisant qu'elle est à la fois une unité topographique et stratigraphique. Alors que les terrasses marines supérieures ont été façonnées uniquement par l'action abrasive de la mer, la terrasse de Seboruco est une terrasse constructive, formée généralement par des calcaires poreux contenant de nombreux coraux, des craies très fossilifères et parfois par des calcarénites. La base de ces dépôts est irrégulière tandis que leur toit forme un plan légèrement incliné vers la mer. La surface de cette banquette calcaire, dans sa partie externe, est hérissée de petites aspérités (dientes de perro), perforée de trous, creusée de vasques qui sont des lapiés littoraux dus à l'action dissolvante des embruns (fig. 9). Ce sont ces surfaces crevassées et scoriacées qui valurent à cette terrasse le nom de Seboruco*. Par extension toute la formation plus ou moins corallienne du littoral cubain a été désignée comme le « Seboruco » (R. de la SAGRA, 1842; R. T. HILL, 1895).

Les espèces de coraux que l'on trouve dans les calcaires constituant la terrasse du Seboruco appartiennent tous à des formes encore vivantes et caractéristiques des récifs coralliens des Caraïbes. Les genres les plus communs sont *Méandrina*, *Siderastrea*, *Montastrea*, *Agaricia* et *Porites*. Les craies qui sont localement extrêmement fossilifères ont livré une belle faune de Mollusques qui a été étudiée par H. G. RICHARDS (1935), C. G. AGUAYO (1938), M. L. JAUME et I. PEREZ FARFANTE (1942); elle ne diffère pratiquement pas de la faune actuelle.

* Seboruco: *meule* dans les pays de langue espagnole d'Amérique.

Les dépôts de la terrasse du Seboruco ont été nommés « formation Jaimanitas » par J. BRODERMANN (1943) qui désigna comme localité-type les petites carrières de Jaimanitas à l'Ouest de la Habana. P. J. BERMUDEZ (1950) précise que la formation Jaimanitas, à la localité-type, est un récif de 2 mètres de hauteur, contenant une abondante faune de macrofossiles. Ce dernier auteur introduit une distinction entre la

Fig. 9
Vasques karstiques. Lapiés littoraux du bord externe de la terrasse du Seboruco. Palmarejo.

formation Jaimanitas ou récif soulevé d'âge pléistocène et les calcaires du Seboruco d'âge récent. En fait, nous le verrons plus loin, cette distinction est arbitraire, le Seboruco et la « formation Jaimanitas » correspondant à la même formation.

La localité-type de la formation Jaimanitas est située selon un manuscrit déposé par J. BRODERMANN et P. J. BERMUDEZ (1940) aux archives de la « Comision del mapa geologico de Cuba », sur la route de Jaimanitas, près de l'intersection du chemin du Biltmore Yacht Club, à environ 800 mètres au Sud de la plage de Jaimanitas (fig. 10). L'affleurement était encore visible en 1961. Il est à environ 200 mètres au Sud-Est du poste de police de Jaimanitas, sur le côté Ouest de la route. A cet endroit, l'on peut observer de bas en haut la coupe suivante: 1. craie noduleuse blanchâtre à brunâtre, très fossilifère (Mollusques marins * et petites colonies de *Meandrina*),

* Les espèces suivantes ont été déterminées par C. G. AGUAYO: *Lucina pennsylvanica* Linn., *Codakia orbicularis* Linn., *Cardium isocardia* Linn., *Macoma constricta* (Brug.), *Tellina interrupta* Wood, *Tellina laevigata* Linn., *Natica mammillaris* Lamarck, *Bulla striata* Brug.

(60 cm), passant à; 2. Calcarénite crayeuse (25 à 40 cm); 3. sable à stratification entrecroisée (20 à 35 cm). Le niveau 2 est séparé du niveau 3 par une mince couche de sable rougeâtre. L'altitude du toit de ces dépôts subhorizontaux est de 2 mètres. Plusieurs affleurements, plus ou moins semblables à l'affleurement-type, se retrouvent dans les environs jusqu'à des altitudes d'environ 5 mètres. A l'Est de l'affleurement type, les petites carrières mentionnées par BRODERMANN sont ouvertes dans des calcarénites poreuses.

Les dépôts de la localité-type de la formation Jaimanitas passent latéralement vers le Nord et le NW à des calcaires du type Seboruco, c'est-à-dire franchement coralliens et présentant une surface hérissée d'aspérités. Ce passage est bien visible 13 km à l'Ouest de Jaimanitas dans la coupe de l'Arroyo el Salado. Dans ce ruisseau l'on voit reposant sur une surface erodée de calcaire miocène, une série subhorizontale de calcarénites et de marnes fossilifères type Jaimanitas, d'environ 8 m d'épaisseur, passant vers le Nord, c'est-à-dire, en se rapprochant de la mer, à des calcaires et calcarénites du type Seboruco contenant des coraux et *Strombus gigas* Linn. La surface supérieure du dépôt plonge légèrement vers la mer et une petite falaise de 1 à 1,50 m marque la ligne de rivage. Le Seboruco est donc bien l'équivalent de la formation Jaimanitas. Deux noms désignent ainsi la même formation et l'on devrait donner la priorité à la dénomination la plus ancienne c'est-à-dire, Seboruco. Nous avons opté pour une solution un peu différente, nous utiliserons le nom de Seboruco pour désigner l'élément topographique (terrasse du Seboruco) réservant le nom de Jaimanitas à l'élément stratigraphique, c'est-à-dire les dépôts constituant la terrasse.

La terrasse du Seboruco dans la région de Matanzas forme une étroite bande côtière variant généralement entre 100 et 500 mètres de largeur, mais qui localement (Punta Maya) peut atteindre jusqu'à 2500 mètres; elle est légèrement inclinée vers la mer et l'altitude atteinte par son bord interne varie entre 5 et 10 mètres. Vue à distance elle semble horizontale. Le plus souvent, elle est limitée vers la mer par une falaise de 1 à 6 mètres de haut dont la base est battue par les vagues. Il existe généralement, au pied de cette falaise une encoche d'environ 50 cm de haut sur 40 cm de profondeur (notch-line) due à l'érosion chimique et qui correspond à la zone de fluctuation moyenne des marées. Le bord interne de la terrasse est marqué par la falaise de la terrasse de Yucayo ou par celle de la terrasse du Port dont la base est, par endroits, entaillée par une encoche de dissolution ou sapée par des grottes marines (Pl. III, fig. 2).

Dans la région à l'Est de Versalles, le bord externe de la terrasse du Seboruco est à une altitude de 1 à 6 mètres tandis que son bord interne atteint environ 10 mètres; elle est affectée d'un plongement vers la mer de l'ordre de 1 à 2 degrés. A l'Ouest de Punta Rubalcava, le bord externe de la terrasse est à une altitude d'environ 2 mètres tandis que son bord interne s'élève jusqu'à 5 ou 7 mètres; elle plonge vers la mer de 1 à 3 degrés. Plus à l'Ouest. à partir de l'*Ensenada Puerto Escondido*, la terrasse s'élève généralement jusqu'à 6 ou 7 mètres tandis que son bord externe

Fig. 10

Affleurement-type de la formation Jaimanitas (photo de J. Brodermann, prise en 1940).

peut descendre localement jusqu'au niveau de la mer, la surface de la terrasse étant en partie immergée. A l'Est de Matanzas l'altitude du bord interne de la terrasse varie de 7 à 8 mètres (fig. 11). Il semble que les faibles variations que l'on relève dans l'altitude de la terrasse soient originelles. Cette terrasse est si récente qu'elle n'a probablement subi que des déformations extrêmement faibles. Pour déceler ces mou-

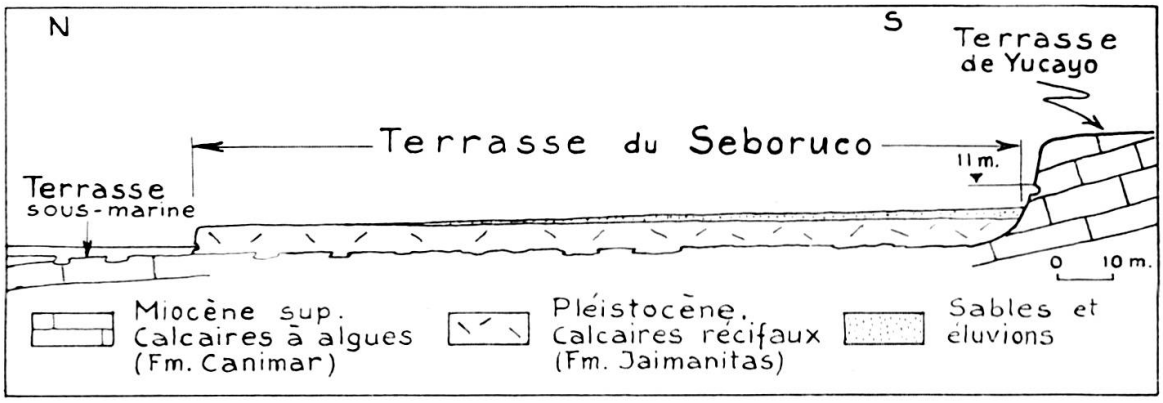


Fig. 11

Profil en travers de la terrasse du Seboruco à la hauteur du chemin de la grotte de Bellamar.

vements il faudrait mesurer avec précision l'altitude de l'encoche de dissolution creusée à la base de la falaise qui la limite à son bord interne et qui représente le niveau moyen de la mer au moment de sa formation. Ce niveau d'après des mesures effectuées directement à l'Est de Matanzas est de 11 mètres.

Dans la partie la plus convexe du promontoire de Punta Uvero Alto, la terrasse du Seboruco est coupée par des crevasses verticales, généralement parallèles à la côte. Ces fractures, ainsi que le petit rejet du promontoire de Punta Sabanilla, sont les seules indications que des mouvements récents ont affecté la terrasse dans la région étudiée; ces mouvements sont certainement en relation avec des rejeux dans la charnière de l'anticlinal de Canasi.

La terrasse du Seboruco se développe, par endroits, sous forme de rentrants, d'anses, atteignant jusqu'à 500 à 600 mètres de profondeur. Les plus importants sont ceux de Punta Escondido et de Bacunayagua. Ils correspondent à des encoches dans la ligne de côte, antérieures à la transgression de la formation Jaimanitas, et qui doivent être en relation avec un système de fractures de direction SSW-NNE. Il n'est pas sans intérêt de noter que la zone spécialement affectée par ce phénomène s'étend de Punta Guanos à Arroyo Bermejo, c'est-à-dire, la zone d'incidence des masses de serpentinite sur la ligne de côte.

La terrasse du Seboruco est formée de calcaires blanchâtres, poreux, contenant, par places des coraux en position de croissance, de calcaires crayeux fossilifères, des craies et des calcarénites tendres. Ces dépôts ont souvent donné lieu à des exploitations en carrière et les vieilles maisons coloniales de Matanzas sont construites en

partie de blocs provenant de cette formation. L'épaisseur de ces dépôts est variable, par places, elle atteint à peine quelques décimètres tandis qu'ailleurs, dans les carrières et les falaises côtières elle dépasse 6 mètres. J. BRODERMANN et P. J. BERMUDEZ (1940) l'estiment à environ 12 mètres, F. G. KEIJZER (1945) l'évalue à quelques dizaines de mètres tandis que S. TABER pense qu'elle n'excède pas 20 mètres. A notre avis elle ne doit pas dépasser 7 ou 8 mètres.

Une grande excavation, ouverte près de la Planta Electrica de Matanzas, nous a donné de ces dépôts la coupe suivante (de bas en haut): 1. Calcaire crayeux blanc à blanc jaunâtre, poreux, massif, fossilifère (coraux et mollusques), ép. 4 à 4,5 m, passant à: 2. Calcarénite de couleur crême, très fossilifère, poreuse, légèrement friable, ép. 0,5 à 1m. C'est certainement de ce dernier niveau que proviennent les fossiles décrits dans la littérature. En se rapprochant de la mer, le niveau 2 s'indure et la surface se creuse de petits lapiés littoraux. La calcarénite du niveau 2 est souvent présente dans les coupes que nous avons examinées, elle est formée de petits fragments roulés d'algues corallinées de débris de mollusques et de nombreux foraminifères appartenant aux familles des Pénéroplidés, Amphistéginidés et Miliolidés. C'est un sable récifal typique.

Le long des côtes des provinces de la Habana et Matanzas la formation Jaimanitas présente un aspect très uniforme, semblable à celui que nous venons de décrire, seule varie la proportion des coraux qui, par places, peuvent former la presque totalité de la roche.

Il existe à l'intérieur de l'amphithéâtre de la vallée du Rio Yumuri, au droit de l'église de Monserrat, un affleurement de Pléistocène marin correspondant aux dépôts de la terrasse du Seboruco. Cet affleurement, déjà signalé par J. W. SPENCER* (1895), est un mince placage de marnes jaunâtres reposant sur des marnes grises d'âge crétacé supérieur (fig. 12). Ces marnes jaunâtres contiennent une faune de Mollusques en excellent état de conservation. C. G. AGUAYO, qui a bien voulu examiner les fossiles que nous avons récoltés dans ces marnes, a identifié les formes suivantes: *Crassostrea cancellata* (Linn.) *Isognomon alatus* (Gmelin), *Pecten gibbus* Linn., *Chama macerophylla* Gmelin, *Trigonocardia medium* (Linn.), *Chione cancellata* (Linn.), *Turbo* sp., *Melongena melongena* Linn., *Bulla occidentalis* C. B. Adams. Ces mollusques appartiennent à des espèces encore existantes et qui ont été trouvées à l'exception de Isognomon dans la formation Jaimanitas de la côte de Matanzas, Mariel, Guantánamo et Gibara; ils indiquent des dépôts marins néritiques soumis à des influences saumâtres.

L'altitude maximum des dépôts que nous venons de décrire est de 11 mètres, elle correspond à l'altitude maximum atteinte par la mer qui déposa les calcaires de la terrasse de Seboruco. Nous avons recherché, à l'intérieur de l'amphithéâtre, d'autres traces de cette invasion marine mais sans succès. Néanmoins la phase du

* SPENCER attribue cet affleurement à sa formation Matanzas d'âge Pliocène. La liste faunistique qu'il publie ne contient cependant que des espèces récentes.

Seboruco correspond bien, comme l'avaient déjà vu W. O. CROSBY (1882) et T. W. VAUGHAN (1919) à la submersion d'un paysage très semblable à celui que nous connaissons aujourd'hui. A cette époque la mer entra par l'étroit goulet de l'Abra * de Yumuri dans le grand amphithéâtre dont nous venons de parler, le transformant, pour une période assez longue, en une de ces magnifiques baies en forme de poche si typiques des côtes cubaines.

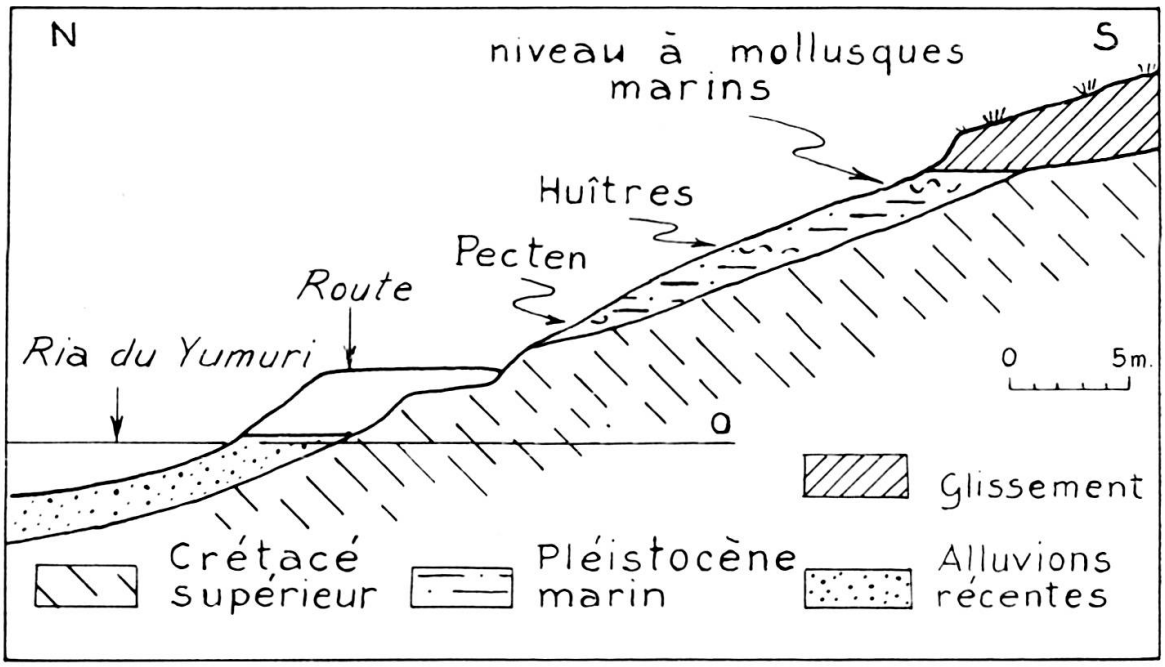


Fig. 12
Profil en travers de l'affleurement de Pléistocène marin de l'amphithéâtre de Yumuri.

La faune de la formation de Jaimanitas, malgré sa richesse et son excellent état de conservation, ne permet pas de dater ces dépôts avec la précision requise par la finesse de la stratigraphie du Quaternaire. Nous avons vu que cette faune est semblable à la faune actuelle, la formation est donc très jeune. Les auteurs qui l'ont étudiée (p. 374) la qualifient de pléistocène sans cependant donner à cet adjectif son acception propre, c'est-à-dire antérieure à la fonte des grandes calottes glaciaires de la période du Wisconsin (Würm). T. W. VAUGHAN (1919) et O. E. MEINZER (1933), en se fondant sur des considérations géomorphologiques, avancent, sans être très explicites, que les récifs soulevés de Cuba (formation Jaimanitas) doivent être contemporains de la dernière époque interglaciaire (Sangamon). S. TABER (1934), observant que la terrasse du Seboruco n'a subi que très légèrement les effets de l'érosion, estime qu'elle est post-glaciaire; elle correspondrait à la transgression flandrienne. Cette opinion est également celle de S. MASSIP et S. E. YSALGUE (1942). F. G. KEIJZER (1945),

* Abra: *défilé* dans les pays de langue espagnole du nouveau monde.

sans avancer de preuves convaincantes, distingue des dépôts coralliens quaternaires antérieurs aux glaciations *(sic)* et des dépôts post-glaciaires.

Avant de passer à l'exposé de nos idées au sujet de l'âge de la formation de Jaimanitas, notons qu'il existe une grande analogie entre cette dernière et le Pléistocène marin qui ceinture la côte orientale du continent américain, de la Floride à l'état de New Jersey. Ces dépôts, connus sous les noms de formation Anastasia, Miami Oolite, Key Largo Limestone, formation Pamlico, se sont déposés, comme la formation de Jaimanitas, dans la zone néritique d'une mer dont le niveau était une dizaine de mètres au-dessus du niveau actuel. Ils sont extrêmement bien conservés et leurs faunes, bien que différentes, possèdent un certain nombre d'espèces communes à la formation Jaimanitas. Il est assez bien établi aujourd'hui (H. G. RICHARDS, 1962) que les dépôts marins du Pléistocène de la côte orientale des E.U. se sont déposés durant la période interglaciaire de Sangamon (interglaciaire Illinois-Wisconsin); il en serait donc de même de la formation de Jaimanitas si la corrélation est justifiée. Deux âges sont donc possibles pour la formation Jaimanitas, un âge interglaciaire Sangamon (40.000 à 75.000 années) ou un âge flandrien (8.000 à 11.000 années).

Examinons d'abord la question de l'âge de la formation de Jaimanitas sous l'angle de la morphologie. Si l'on parcourt la terrasse du Seboruco, on est frappé par la fraîcheur de son relief et par l'absence de phénomènes d'érosion karstique importants à l'exception des lapiés littoraux. On serait tenté de voir là une preuve de son extrême jeunesse et de la considérer comme post-glaciaire. Mais alors on s'explique mal que les rivières entaillent nettement la terrasse et que leurs fonds rocheux soient bien en dessous de leurs lits actuels (HAYES *et al.*). Si au contraire la terrasse date de l'interglaciaire de Sangamon, elle a dû être érodée pendant la glaciation du Wisconsin par un réseau fluvial dont le niveau de base, d'après des estimations récentes (M. EWING *et al.*, 1960), était de 120 à 150 mètres au-dessous du niveau actuel; les rivières ont donc pu s'encaisser dans la terrasse et dans son substratum rocheux.

Un exemple particulièrement démonstratif d'un enfoncement post-Seboruco nous est offert par le Rio Buey Vaca à l'Est de Matanzas. Ce petit cours d'eau coupe à l'emporte-pièce les calcaires de la terrasse du Seboruco en formant un cañon méandriforme. Grâce à l'extraordinaire limpidité des eaux, l'on peut voir, en survolant la côte, que le canal de la rivière continue son cours sinueux sous les eaux (S. MASSIP et S. E. YSALGUE, 1942). il semble donc bien que nous avons là une preuve irréfutable de l'antériorité de la terrasse du Seboruco par rapport à un grand abaissement du niveau de base. L'on pourrait, il est vrai, avec R. T. HILL et T. W. VAUGHAN argumenter quant à la nature des chenaux des rivières coupant la terrasse du Seboruco et les considérer comme des canaux originels dus au fait que les récifs frangeants fossiles n'ont pas pu se développer dans les eaux douces aux embouchures des rivières. Si ce phénomène a dû jouer aux bouches des grandes rivières, il n'en reste pas moins qu'il existe une importante érosion post-Seboruco comme l'attestent les cañons à tracé méandriforme des petites rivières. Remarquons ici que, si le cours inférieur des

rivières est surimposé sur la terrasse du Seboruco, il existait avant la formation de cette dernière des cours d'eau dont le tracé passait plus ou moins au même endroit, comme le montre entre autre l'affleurement de Pléistocène marin trouvé à l'intérieur de l'amphithéâtre de Yumuri.

Si nous voulons examiner le problème de l'âge de la formation Jaimanitas du point de vue stratigraphique, il nous faut examiner des régions situées en dehors de notre carte, car c'est là que nous trouverons des exemples de superposition significatifs.

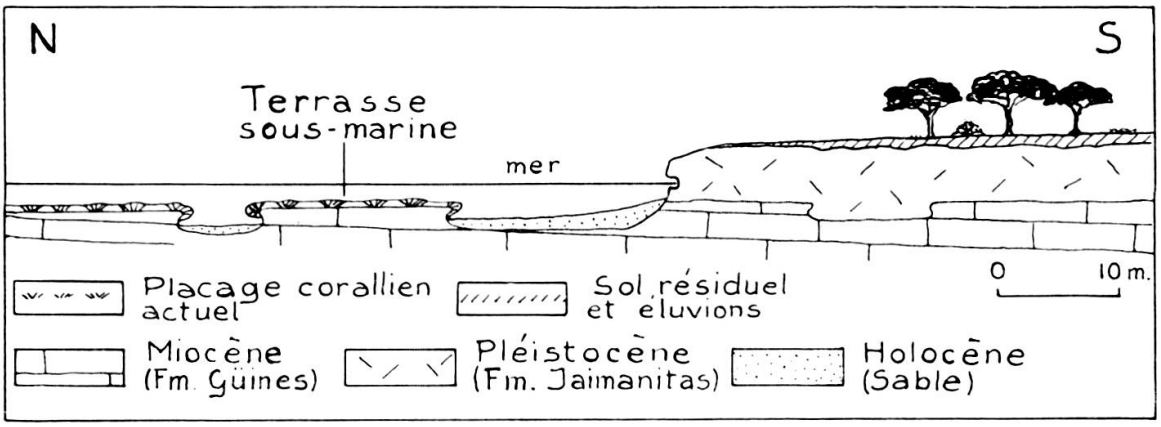


Fig. 13

Terrasse sous-marine supérieure. Jibacoa (400 m à l'Est de l'embouchure du Rio Jibacoa).

A la Loma Taoro à l'Ouest de la Habana (Sud de Santa Fé) on peut observer, dans la coupe de l'autoroute de Mariel que la formation Jaimanitas, dont le toit est à une altitude d'environ 5 mètres, est recouverte par une dune fossile haute de 8 mètres environ; un sol résiduel rougeâtre d'une épaisseur de 20 cm. sépare la formation de Jaimanitas de la dune. Rappelons qu'à la localité-type de la formation Jaimanitas, 4,5 km vers l'Est, nous avions également observé un niveau rubéfié au sommet de cette formation. Il s'est donc passé un temps considérable entre le dépôt de la formation Jaimanitas et l'accumulation de la dune fossile. La période de formation du paléosol doit correspondre, comme l'a montré J. H. BRETZ (1960) aux Bermudes, à une phase d'abaissement du niveau de la mer. La dune fossile s'est formée à une période où le niveau de la mer était élevé; la fraîcheur de ses formes, à peine affectées par l'érosion, nous incline à la considérer comme post-glaciaire. Le paléosol doit donc correspondre à la dernière glaciation du Wisconsin et la formation Jaimanitas sous-jacente, par conséquent, représente la transgression contemporaine de l'interglaciaire de Sangamon.

Une autre région qui présente un intérêt pour déterminer l'âge de la formation de Jaimanitas, est la « Ciénaga de Zapata », sur la côte sud de Cuba. Aux environs de la bahia de Cochinos, la formation de Jaimanitas, représentée par des calcaires vacuolaires du type Seboruco est recouverte par 2 à 9 mètres de tourbe (A. BONAZZI,

1937). Ces dépôts de tourbe ont été datés récemment au moyen du C14 à 5.000 années pour la partie supérieure (inform. du Ministerio de Obras Publicas, Habana) et à 10.800 années pour la partie inférieure (C. C. DAETWYLER et A. L. KIDWELL, 1959). Ces tourbes ont donc commencé à se déposer dès les débuts de l'époque post-glaciaire. Les calcaires de la formation Jaimanitas, qui leur sont sous-jacents, ne peuvent être, par conséquent, qu'interglaciaires et doivent probablement dater de la période de Sangamon.

Jusqu'à plus ample informé nous pouvons donc conclure que la terrasse du Seboruco n'est certainement pas post-glaciaire et qu'elle doit correspondre à l'interglaciaire Illinois-Wisconsin. Ainsi à Cuba, comme sur le continent américain, on ne constate, en dehors des régions atteintes par les glaciations, qu'une seule et unique transgression marine, celle qui correspond au dernier interglaciaire de l'échelle classique des temps quaternaires.

5. *Les terrasses sous-marines.*

Lorsqu'on survole le littoral entre La Habana et Matanzas, la grande transparence des eaux permet de constater l'existence d'une série de terrasses sous-marines extrêmement bien définies et formant un plateau immergé de quelques centaines de mètres à plus d'un kilomètre de large. En fait, on peut observer qu'il existe 4 terrasses étagées de —1 m à environ —40 m. L'examen des cartes hydrographiques de la marine cubaine (1952) montre que ces terrasses, dans la région qui nous intéresse, se situent approximativement à —1 mètre; de —2 à —6 mètres; de —10 à —17 mètres et de —20 à —55 mètres. La terrasse la plus basse est limitée vers le large par une haute falaise verticale de 100 à 200 mètres de hauteur (G. CLAUDE 1929 et 1930) que les pêcheurs connaissent bien, car elle est l'habitat favori du « Pargo del Alto », un poisson très recherché. S. MASSIP et S. E. YSALGUE nous ont donné quelques détails intéressants concernant les terrasses sous-marines. Elles sont entaillées soit dans des calcaires tertiaires, soit dans des roches sombres, vraisemblablement des serpentinites et des roches volcaniques; elles sont limitées à leurs bords externes par des petites falaises verticales bien marquées. Des rivières sous-marines à cours méandriforme prolongent le cours des rivières subaériennes, en entaillant profondément ces terrasses. Certaines de ces rivières sous-marines possèdent encore des barres sableuses correspondant à d'anciennes embouchures. Les terrasses les plus proches du rivage montrent des phénomènes d'érosion karstique bien développés, en particulier des petites dolines (fig. 13). Il y a là, évidemment, un faisceau d'observations qui démontre que le plan d'eau est remonté considérablement au cours d'une période relativement récente de l'histoire morphologique de la région.

Nous avons vu précédemment que la terrasse du Seboruco est exempte de phénomènes karstiques à l'exception des lapiés littoraux; il en découle qu'elle doit être plus jeune que les terrasses sous-marines qui lui sont inférieures, qui, elles, portent

des traces très nettes d'érosion. A notre avis, les choses ont dû se passer de la manière suivante: la mer après avoir taillé, par abrasion, la terrasse du Port (+16 m) se retira dans une position un peu supérieure à celle qu'elle occupe de nos jours et découpa la banquette de —1 mètre. C'est à ce niveau que correspond, semble-t-il, la surface de Versalles. Un abaissement subséquent est à l'origine de la terrasse sous-marine suivante. C'est sur ces terrasses que la corrosion chimique creusa les dolines aujour d'hui submergées. Après le stade de la terrasse sous-marine N° 2 (—2 à —6 m), la mer se retira considérablement pendant le maximum glaciaire de la période d'Illinois et façonna la grande falaise qui limite aujourd'hui la plate-forme continentale. Pendant la phase interglaciaire suivante (Sangamon) le niveau de la mer s'éleva jusqu'à + 11 mètres, de sorte que, grâce à la banquette de —1 mètre, les conditions favorables au développement d'un récif frangeant (terrasse constructive du Seboruco) se trouvèrent réalisées. Plus tard, l'avance glaciaire de la période de Wisconsin (Würm) engendra une seconde baisse du niveau de la mer et l'on assista à la formation d'une falaise à la limite externe du récif frangeant. Des baisses subséquentes, lors du maximum glaciaire de Wisconsin, déterminèrent la formation des terrasses marines inférieures, exemptes semble-t-il de phénomènes karstiques, et ravivèrent la grande falaise bordant la plateforme continentale. Lors de la transgression flandrienne, la mer revint battre la falaise de la terrasse du Seboruco dans la position qu'elle occupe plus ou moins aujourd'hui. Cette explication, qui reste assez conjecturale, vu les observations vagues dont nous disposons en ce qui concerne le relief sous-marin, a l'avantage de s'intégrer assez bien au développement géomorphologique du paysage émergé. Elle tient compte, entre autres, du fait que la surface de la terrasse du Seboruco est localement immergée.

Les terrasses alluviales

Les dépôts continentaux de la région étudiée sont formés de graviers, de sables et de limons que l'on trouve en général au voisinage du drainage actuel. Ils appartiennent à deux nappes d'alluvions: une nappe élevée, ancienne, constituant la terrasse de Rosario et une nappe récente correspondant au niveau de base actuel.

1. *Terrasse de Rosario.*

La terrasse de Rosario est une terrasse alluviale dont les reliques, plus ou moins disséquées par l'érosion, dominent les plaines alluviales récentes d'une hauteur de 4 à 9 mètres (fig. 14). Cette terrasse, à l'égal de la terrasse du Seboruco, est un des éléments morphologiques les plus constants du paysage cubain et nous l'avons souvent observée dans la partie centrale et orientale de l'île.

Dans le secteur étudié, la terrasse de Rosario est généralement constituée par des graviers et des sablons, tandis que les alluvions actuelles sont presque toujours formées

de limons plus ou moins argileux. Dans l'amphithéâtre du Rio Yumuri. où nous l'avons cartographiée en détail, ainsi que dans la vallée du Rio San Augustin, elle est bien conservée et occupe encore d'assez grandes étendues. Ailleurs, elle subsiste surtout sous forme de petits vestiges parfois si insignifiants que, sur notre carte, nous ne les avons pas toujours distingués des alluvions récentes.

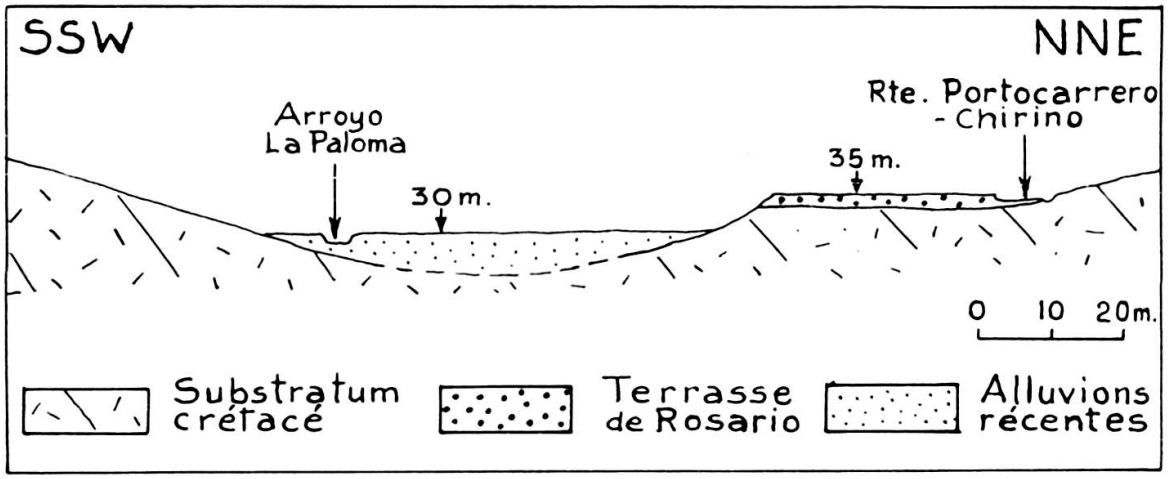


Fig. 14
Profil en travers du vallon de La Paloma.

La surface de la terrasse de Rosario présente généralement une faible pente (½ à 1 degré) vers l'aval, pente qui, par places, peut augmenter jusqu'à 3 ou 4 degrés. L'altitude de la surface, dans la vallée de Yumuri varie d'environ 15 mètres dans la partie inférieure de la vallée jusqu'à 50 mètres dans les parties supérieures du bassin d'alimentation près de Corral Nuevo. A l'Ouest de la *Loma del Fresco*, on note de petits placages de graviers à des altitudes de 90 à 95 mètres. Ce sont les témoins les plus élevés de cette terrasse que nous ayons pu observer dans la région de Matanzas. Sur les massifs de serpentinite de la *Loma de Galindo* et de la *Loma del Fresco*, il existe, par endroits, des sols anciens et de vieilles surfaces d'épandage en voie de destruction qui sont apparemment les reliques d'un relief contemporain de la terrasse de Rosario.

La différence de niveau entre la terrasse de Rosario et la plaine alluviale récente dans la vallée du Yumuri est généralement de 5 à 6 mètres. En quelques points cependant nous avons relevé des différences plus grandes; ainsi à Chirino, où elle passe à 8,5 m, à l'Ouest de Rosario (8 m), à l'amont de San Miguel (8 m), à la Rosa (6,5 m). Cette augmentation de la hauteur de la terrasse de Rosario par rapport aux alluvions récentes est probablement due à des mouvements différentiels d'élévation de la terrasse en relation avec des accidents tectoniques mais une étude détaillée de ces fluctuations serait nécessaire pour mettre ces mouvements en évidence.

Il existe des vestiges de la terrasse de Rosario le long de tous les cours d'eau qui drainent la boutonnière de Canasi, mais nous ne les avons cartographiés que dans la vallée du Rio Yumuri et en quelques points d'autres vallées de la région. Le long des cours des rivières Bacunayagua et Puerto Escondido, la terrasse se présente sous forme d'étroites terrasses graveleuses situées à 5 ou 6 mètres en contre-haut de la plaine alluviale récente.

Dans la vallée du Rio San Augustin et dans la partie basse du Rio Zaldivar, la terrasse du Rosario est bien développée, elle forme, entre autres, la grande surface plane sur laquelle passe la grand'route de La Habana à Matanzas, à l'Est de Ceiba Mocha. Dans cette région l'altitude de la terrasse varie de 10 à 40 mètres et elle surmonte le niveau des alluvions récentes de 4 à 5 mètres. Il existe également des reliques de la terrasse de Rosario le long des rivières Caunavaco et Canimar.

C'est surtout dans la région de Rosario dans l'amphithéâtre du Rio Yumuri que nous avons pu étudier des coupes dans cette terrasse. Au Sud-Ouest de Rosario, par exemple, (fig. 15) l'on voit que la terrasse est constituée en majeure partie de graviers à éléments de serpentinite assez mal roulés, interstratifiés avec des limons et des sables brunâtres. Un niveau de boulets marque la base de la terrasse. Il existe souvent, au sommet de ces graviers, un sol bien développé qui témoigne de l'antiquité de la terrasse. L'épaisseur totale des alluvions élevées de la terrasse de Rosario varie entre 2 et 5 mètres. Il est facile de distinguer sur le terrain ces terrasses d'alluvions anciennes d'un replat d'une autre origine, car leur surface est souvent jonchée de gros galets mal roulés de serpentinite. Dans la vallée du Rio San Augustin, les alluvions de la terrasse sont formées en grande proportion de limons et de sables argileux brunâtres auxquels se mêlent localement des graviers à éléments calcaires.

J. W. Spencer (1895) signalait déjà l'existence de graviers élevés dans la vallée de Yumuri. Il les corrélait avec un niveau de terrasse particulièrement bien développé dans la partie sud de la province de Las Villas et constitué de graviers et de limons rougeâtres. La surface de ces dépôts, auxquels Spencer a donné le nom de formation Zapata, atteindrait des altitudes variant entre 30 et 73 mètres. Dans la partie orientale de la province de Matanzas et nord-occidentale de la province de Las Villas il existe, par endroits, des restes d'une nappe de graviers généralement cimentés par une matrice ferrugineuse. Il est possible que ce niveau de graviers soit l'équivalent de notre terrasse de Rosario, bien que le degré élevé de cimentation du premier suggère, à première vue, un âge plus ancien.

Les alluvions de la terrasse de Rosario ennoient un relief prononcé. Elles succèdent par conséquent à une phase importante de creusement. Cette phase, la première de son genre que nous enregistrons dans notre région, a dû correspondre à un abaissement considérable et relativement rapide du niveau de base. Un tel abaissement ne peut être imputable qu'à la formation des grandes calottes glaciaires du Quaternaire. Ce creusement devrait donc correspondre à la première glaciation, c'est-à-dire la glaciation de Nebraska. En fait, nous verrons plus loin que l'on ne peut distinguer

à Cuba que deux chutes importantes du niveau de base dues vraisemblablement au contrôle glaciaire et qu'elles correspondent aux glaciations d'Illinois et de Wisconsin.

Les alluvions de la terrasse de Rosario sont témoins d'une phase de remblaiement correspondant à un niveau de base plus élevé que l'actuel d'environ 7 à 10 mètres. La concordance des niveaux des terrasses du Rosario et du Seboruco, ainsi que la généralité du phénomène à travers l'île, montre qu'il doit y avoir synchronisme entre

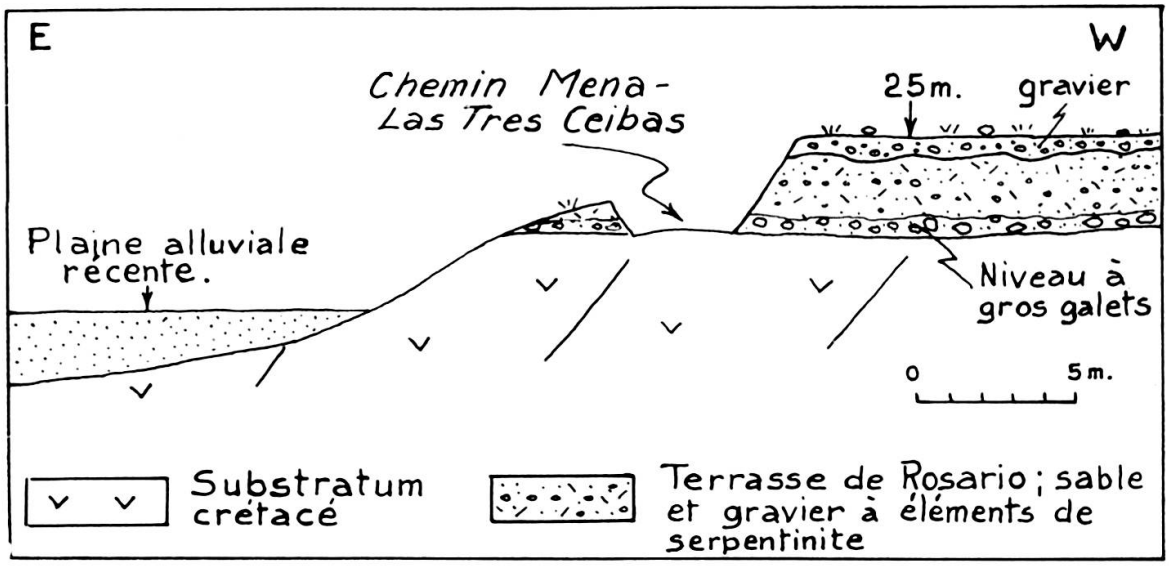


Fig. 15
La terrasse de Rosario à 1 km au NW de Mena.

ces deux éléments morphologiques: la terrasse de Rosario doit donc avoir aussi été formée durant la transgression marine correspondant à l'interglaciaire Illinois-Wisconsin (Sangamon). Cette transgression, nous l'avons vu plus haut, fut suivie d'une importante régression qui ramena le niveau de la mer entre 120 et 150 mètres au-dessous du niveau actuel. Cet abaissement considérable entraîna un nouveau creusement des vallées et les cours d'eau s'enfoncèrent dans les alluvions de la terrasse de Rosario, dans son substratum rocheux, ainsi que dans les dépôts marins de la terrasse du Seboruco. Cette seconde phase de creusement des vallées qui doit être contemporaine de la grande glaciation du Wisconsin a entaillé le soubassement rocheux plus profondément que ne l'avait fait la phase de creusement précédente. Le niveau de la mer qui contrôla ce creusement a donc: soit occupé une position plus basse qu'auparavent, soit une position semblable mais pendant un temps plus considérable. On pourrait également expliquer cette différence de creusement par un soulèvement épeirogénique récent de l'île mais l'étude de la terrasse du Seboruco semble montrer que l'île n'a subi que des mouvements extrêmements faibles depuis la période interglaciaire.

2. *Les plaines alluviales récentes.*

Les alluvions récentes forment généralement d'étroites plaines dont le niveau domine le cours mineur des rivières d'une hauteur allant de quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres. Ces plaines, dont le niveau de base correspond au niveau actuel de la mer, s'élèvent progressivement vers l'amont jusqu'à des altitudes de 80 à 100 mètres, zones où le creusement l'emporte généralement sur l'accumulation. Dans la partie inférieure de la vallée du Rio Yumuri, en amont de l'Abra de Yumuri (Pl. I. fig. 1), la plaine alluviale récente s'élargit considérablement par coalescence des plaines alluviales du Rio Chico et d'autres rivières de moindre importance. Dans cette région, le niveau de la plaine s'abaisse vers l'aval plus vite que le niveau de la rivière et il existe un petit bassin soumis à l'influence des marées * à l'extrémité nord de l'Abra de Yumuri. Cette dépression se comble lentement par les alluvions du Rio Yumuri et du Rio Chico, comme le montrent les petits deltas construits à l'embouchure de ces rivières. Il est évident que, par le passé, ce bassin était beaucoup plus grand et que l'amphithéâtre était occupé par une baie comparable à celle, qui, nous l'avons vu plus haut, avait déjà existé au temps de la transgression correspondant à l'interglaciaire de Sangamon.

Le remplissage alluvial actuel, contrairement aux alluvions éleveés de la terrasse de Rosario, est formé presque essentiellement de dépôts fins, tels que limons et sables argileux brunâtres. Dans les parties basses des rivières principales, près des zones envahies par la mer, on trouve également des sables et des limons contenant de nombreux mollusques marins (*Arca*, *Ostrea*, etc.).

Les alluvions récentes, comme l'ont démontré des sondages profonds effectués dans la région de La Habana et de Santiago de Cuba (HAYES *et al.*, L. MORALES), ont ennoyé un relief dont le niveau de base était beaucoup plus bas que l'actuel. Il y a donc eu creusement suivi de remblaiement. Le remblaiement est extrêmement jeune, il n'est même pas entièrement achevé, et ne peut, par conséquent, que dater du relèvement du niveau de base consécutif à la fonte des grands glaciers de la phase du Wisconsin. Si ce mouvement de relèvement du plan d'eau, au cours du Quaternaire récent, se marque d'une façon spectaculaire à Cuba par les fameuses baies en forme de poche dont l'origine a été longtemps controversée, il s'est aussi inscrit dans le paysage, loin des côtes, par l'ennoyage des vallées par les alluvions récentes (fig. 16). Si nos corrélations sont correctes, la haute terrasse du Rosario correspond à l'invasion marine interglaciaire de Sangamon, l'entaille est le résultat de la régression des mers durant la glaciation du Wisconsin et l'ennoyage alluvial représente la transgression flandrienne. De nos jours il semble que l'on assiste dans la boutonnière de Canasi à de petites réjuvenations localisées des entailles des rivières. Les plaines alluviales récentes sont coupées assez profondément dans certains segments de leurs cours. D'une manière générale, les berges des rivières sont très basses près des embouchures,

* L'amplitude des marées est, dans cette région, de 30 à 40 cm.

hautes dans les cours moyens et très basses à nouveau dans les parties hautes des drainages. Le Rio Yumuri, par exemple, a des berges à fleur d'eau près de son embouchure et directement en amont de l'Abra de Yumuri mais elles s'élèvent assez rapidement vers l'amont en s'approchant des massifs de serpentinite; à Mena elles atteignent plus de 4 mètres (Pl. IV, fig. 1). Plus en amont, les berges diminuent de

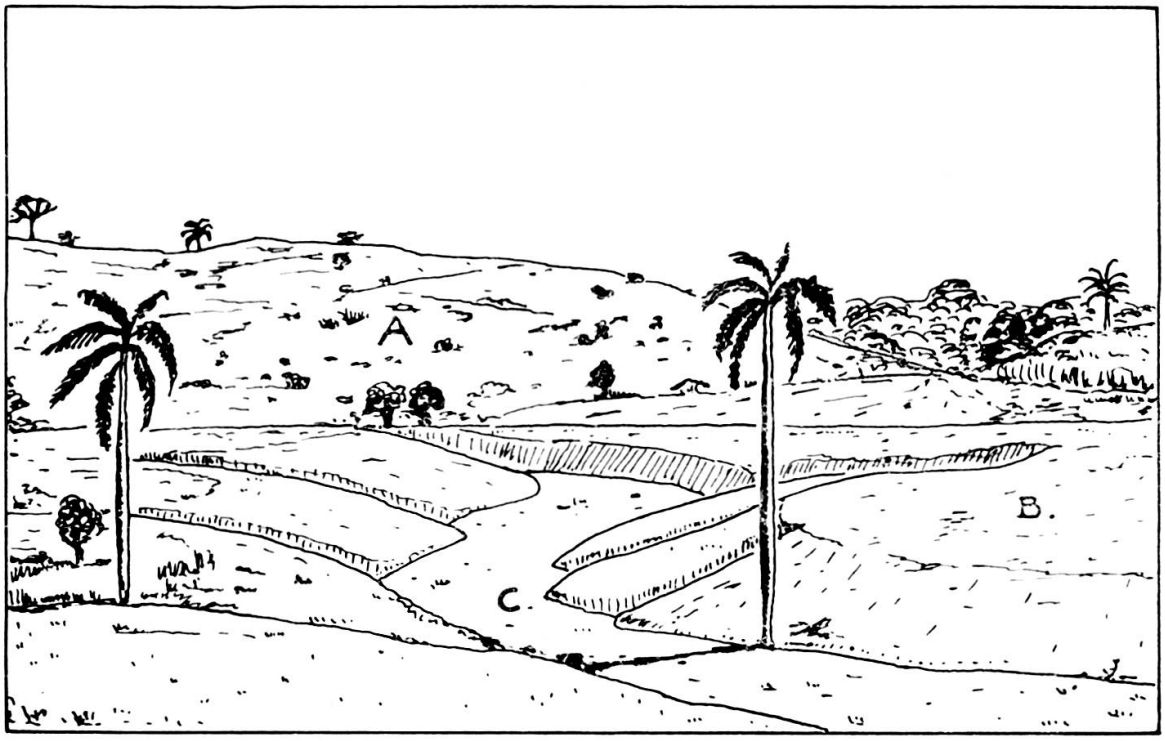


Fig. 16

Environs de la Rosa. Drainage post-Rosario ennoyé par les alluvions récentes.
A) colline de serpentinite; B) terrasse de Rosario (graviers à éléments de serpentinite); C) plaine alluviale récente (limon).

hauteur et varient entre 1,5 et 2 mètres. Dans la partie supérieure du drainage, la hauteur continue à diminuer et en amont de Corral Nuevo, les affluents de la rivière principale coulent dans un canal à peine profond de quelques décimètres et forment souvent de petites plaines marécageuses. Ce phénomène est généralisé dans la boutonnière de Canasi. Il semble que l'on ait là les marques de petites vagues d'érosion remontante, déclenchées probablement par des surrections récentes des massifs de serpentinite, qui n'ont pas encore atteint les parties supérieures des drainages.

S'il existe des indices, comme nous venons de le voir, de légères surrections localisées, il n'en reste pas moins que l'alluvionnement tend à se poursuivre et que le niveau de base semble assez stable dans la région de Matanzas. On a qualifié la côte de cette région de côte d'émersion (S. Massip, 1943), cela ne nous semble pas exact. En fait, la tendance actuelle est plutôt à l'immersion, comme en témoigne l'ennoyage des vallées par les alluvions récentes et l'existence dans le cours inférieur des rivières

de rias (Rio Canimar, Rio Yumuri, Rio Puerto Escondido etc.) ou d'estuaires (Rio San Juan). L'illusion d'une émersion récente de la côte est créée par le fait qu'il semble, lors d'un examen superficiel, que la mer, après avoir marqué le stade de la terrasse de Seboruco (à +11 m), s'est retirée dans sa position actuelle. En fait, nous avons vu plus haut, que la mer après avoir favorisé l'établissement des récifs frangeants de la formation de Jaimanitas s'est retirée très bas (—120 m à —150 m) pendant la glaciation de Wisconsin et qu'elle est ensuite remontée plus ou moins à la cote actuelle dans la période post-glaciaire. En somme, nous avons, dans la région de Matanzas, affaire à une côte de submersion qui a repris la position d'une ancienne côte d'émersion.

Les plages et les dunes

Les plages sont rares et généralement de peu d'étendue dans la région que nous avons étudiée. Les plus importantes sont situées entre l'embouchure du Rio Jibacoa et celle de l'Arroyo Bermejo. On trouve de petites anses sableuses à l'Ouest de Punta Escondido et à l'embouchure du Rio Bacunayagua. Une plage de 1 km de long forme le rivage de la baie de Matanzas (Playa Judio), au Sud de l'embouchure du Rio San Juan, mais elle est en grande partie vaseuse car elle dérive des sédiments fins déposés à l'embouchure du Rio San Juan. Plus à l'Est, il existe quelques petites anses sableuses notamment à l'embouchure du Rio Buey Vaca et à l'Est de l'embouchure du Rio Canimar (Ensenada Hidalgo). Une vingtaine de kilomètres à l'Est de Punta Maya, en dehors de la région cartographiée, l'on trouve la grande plage de Varadero, une des plus belles de la région caraïbe.

Les dépôts sableux des plages reposent sur les calcaires de la terrasse du Seboruco et remplissent souvent les vasques et les dolines creusées dans les tables calcaires des terrasses sous-marines les plus élevées. On les trouve aussi fréquemment sous forme de barres sableuses aux embouchures des rivières. Les plages se sont établies à la faveur d'un rentrant de la ligne de côte: une anse, une embouchure de rivière, qui les protège de l'action des courants littoraux dérivant vers l'Ouest. Un promontoire accompagné vers l'Ouest d'un abaissement du bord externe de la terrasse du Seboruco favorise également le développement des plages. C'est le cas à l'Est de l'embouchure du Rio Jibacoa, à l'Ouest de Arroyo Bermejo et, sur une plus grande échelle, à Varadero. A Jibacoa, la plage est protégée de la dérive littorale par la Punta Hourrutimer (promontoire situé à 1,8 km à l'Est de l'embouchure du Rio Jibacoa); elle est accompagnée d'une dune littorale de 4 à 5 mètres de haut (fig. 17). En fait, lorsqu'on examine la côte entre Jibacoa et Arroyo Bermejo, on s'aperçoit que le sable est surtout sur terre ferme, la plage dérivant en grande partie du délavage de ces accumulations éoliennes. Il est difficile de dire si ce phénomène est dû, dans cette région, à un très récent et léger soulèvement de la zone littorale, ou si nous avons là une phase du mou-

vement séculaire des plages. A l'Ouest de la plage principale de Jibacoa, la terrasse du Seboruco est limitée vers la mer par une petite falaise de 4 à 5 mètres de haut et le sable remplit les grandes vasques creusées dans les calcaires de la terrasse sous-marine supérieure (fig. 13).

Le sable des plages de la région de Matanzas est généralement de grain fin à moyen; sa couleur beige clair est due à la présence de grains teintés par un pigment limonitique. C'est un sable de type récifal, formé en majeure partie de fragments

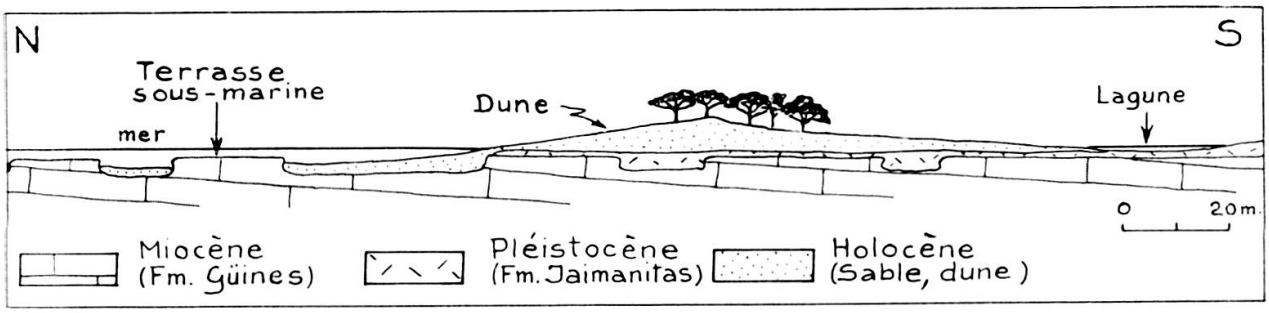


Fig. 17
Playa de Jibacoa (100 m à l'W de Punta Hourrutimer).

roulés d'algues corallinées, de débris de coquille de Mollusques, de Foraminifères, auxquels se mêlent des fragments de calcaires pléistocènes et, en très faible proportion, des grains verdâtres chloriteux et plus rarement encore des grains de quartz. C'est donc avant tout un sable organo-détritique ne dérivant qu'en de faibles proportions de la destruction de formations calcaires plus anciennes. Un examen sommaire des Foraminifères montre qu'ils appartiennent dans leur grande majorité à la famille des Pénéroplidés *(Archaias, Pénéroplis, Sorites)* et en moindre proportion à celles des Miliolidés et des Rotalidés. P. J. BERMUDEZ (1935), qui a étudié en détail la faune des dépôts sableux de la côte nord de Matanzas, a montré qu'elle est extrêmement riche et comprend près de 250 espèces se répartissant en 27 familles.

Entre Punta Seboruco et Punta Rubalcava la terrasse du Seboruco est recouverte, à sa marge externe, d'un dépôt grossier constitué en majeure partie par des fragments plus ou moins arrondis de Madrépores dont la taille varie entre 10 et 20 cm et qui sont mélangés à un sable calcaire grossier. Le dépôt se présente sous forme d'une butte allongée, d'une hauteur de 2 à 3 mètres, dont la base domine le niveau de la mer d'environ 2 mètres. Des excavations ouvertes dans ce cordon littoral pour en exploiter le sable montrent que le dépôt a une stratification horizontale due à l'orientation des galets dont la forme est généralement aplatie. Ce dépôt pourrait être une grève soulevée mais la terrasse de Seboruco sur laquelle il s'appuie ne semble pas dans cette zone avoir subi un mouvement d'élévation récent. A notre avis cette accumulation littorale est une plage de tempête. Elle correspond à un secteur de la côte particulièrement exposé au déferlement des grandes vagues lorsque se déchaînent les alizés d'hiver.

Il existe, un peu en dehors de la région cartographiée, dans la péninsule de Hicacos, des dunes consolidées reposant sur les calcaires de la terrasse du Seboruco (fig. 18). Le sable de ces dunes, en majeure partie formé de fragments roulés d'algues corallinées contient de nombreux *Archaias* et nous y avons trouvé deux espèces de Gastéropodes pulmonés (*Cerion sagraianum* et *Zachrysia auricoma* Fer.) vivants encore de nos jours dans cette région. Ces dunes sont certainement beaucoup plus

Fig. 18

Péninsule de Hicacos, Estero Marin. Dune fossile formée d'une calcarénite, dure, à stratification entre-croisée. Direction des stratifications N 75 W, perpendiculaire au vent dominant actuel. Plongement vers le Sud. Hauteur de la dune: 4,5 m.

anciennes que les dunes meubles qui bordent les plages actuelles. Nous avons observé à Punta de Lisa une petite falaise entaillant ces dépôts éoliens et montrant une encoche de dissolution située à environ 1 mètre au-dessus du niveau de la mer. Le plan d'eau a donc varié depuis la formation de ces dunes. L'encoche de dissolution marque peut-être un niveau élevé de la mer correspondant à « l'optimum climatique post-glaciaire ».

Alors que les dunes fossiles de la péninsule de Hicacos et celles de la région de Santa Fé (p. 382) sont très certainement post-glaciaires, celles que l'on trouve près de Guanabo, à l'Est de La Habana, doivent être beaucoup plus anciennes. En effet, elles reposent sur une ancienne surface d'altération dont l'altitude varie entre 10 et 50 mètres et qui tronque des calcaires d'âge miocène. A notre avis les dunes fossiles de Guanabo doivent être contemporaines de la transgression de la formation Jaimanitas (Interglaciaire Sangamon).

EVOLUTION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

L'histoire du réseau hydrographique de la région de Matanzas commence au Miocène supérieur. C'est à cette époque qu'eurent lieu les premiers mouvements qui déformèrent la couverture oligo-miocène et firent émerger les parties sommitales des anticlinaux de Canasi et de Madruga. Les rivières conséquentes qui s'établirent sur ces modestes reliefs constitués de craies et de calcaires, démantelèrent rapidement la couverture jusqu'au soubassement. Il se forma alors des boutonnières dans lesquelles affleurèrent les roches généralement tendres du soubassement, ceinturées d'une cuesta de calcaires durs. Il est probable que des mouvements de surrection précurseurs, antérieurs au Miocène supérieur, aient déterminé un amincissement de la couverture aux crêts des anticlinaux, facilitant ainsi le dégagement du soubassement que nous venons d'évoquer.

A juger par l'allure et la répartition des niveaux détritiques au Miocène supérieur, un cours conséquent, ancêtre du Rio Yumuri actuel, devait se jeter dans la mer un peu en amont de l'emplacement du cañon connu sous le nom d'Abra de Yumuri (Pl. IV, fig. 2). Le Rio Caunavaco devait déjà exister, lui aussi, car des formations détritiques grossières se développent dans le Miocène supérieur du synclinal de San Juan à la hauteur de cette rivière. Par contre, les rivières Canimar et San Juan n'existaient pas à ce stade du développement de la région ou n'étaient que d'insignifiants cours d'eau, car l'on n'observe aucun dépôt grossier dans le Miocène supérieur au droit des vallées de ces rivières. Le cycle d'érosion du Miocène supérieur se solda vraisemblablement par un nivellement plus ou moins achevé des reliefs.

Ainsi que nous l'avons déjà vu plus haut, la région de Matanzas émergea entièrement à partir du Pliocène. L'érosion, qui avait commencé au Miocène supérieur son travail de destruction sur les charnières des plis de la couverture, continuera son œuvre sur les grandes tables calcaires maintenant à sa disposition. Dans ce processus de dégradation, la corrosion chimique jouera un rôle de premier plan et il se formera, à la suite du soulèvement irrégulier des terres, une série de surfaces karstiques de planation dont nous avons donné une description détaillée dans un des chapitres précédents.

Tandis que nous avons la preuve de l'existence d'une érosion fluviale pendant le Miocène supérieur, il semble que durant le Pliocène l'érosion ait été presque essentiellement karstique car nous n'avons jamais trouvé de dépôts alluviaux correspondant à cette époque. Il est probable que les petites rivières qui drainaient les boutonnières de Canasi et de Madruga rejoignaient alors la mer par des cours souterrains. Dans les boutonnières, les alluvions pliocènes de ces rivières ont dû être entièrement déblayées par des érosions subséquentes car nous n'en avons jamais retrouvé la trace. Au cours du Pliocène, le plissement de la couverture se poursuivra lentement comme l'atteste le plissement des surfaces d'aplanissement karstique de cette époque; les boutonnières s'agrandiront peu à peu et la gouttière synclinale de San Juan s'approfondira.

Un des traits caractéristiques du réseau hydrographique de la région de Matanzas est que toutes les rivières prennent leur source dans les boutonnières et qu'elles s'en échappent à travers des percées cataclinales (Pl. IV, fig. 2). Il est probable que l'agrandissement de la surface des boutonnières par recul des cuestas durant le Pliocène ainsi qu'une augmentation des précipitations correspondant à l'établissement des

Fig. 19

Abra de Figueroa, vu de la région de San Miguel. Ce défilé perché serait une ancienne percée cataclinale par où s'écoulait une rivière drainant la région de San Miguel-Corral Nuevo, avant sa capture par le Rio Yumuri.

calottes glacières pléistocènes aient facilité ces percées qui se réalisèrent à l'emplacement des cours primitifs conséquents du Miocène supérieur. Les fuites karstiques dont nous avons supposé l'existence durant le Pliocène favorisèrent probablement le début du phénomène. Cependant, l'écoulement à dû être en partie subaérien comme l'atteste le tracé méandriforme des rivières dans leurs parcours à travers la couverture. L'abaissement du niveau de base au cours des maxima glaciaires a déterminé plus tard un enfoncement de ces cours conséquents dans les surfaces de planation pliocènes. Les percées sont donc conséquentes aux surfaces de planation pliocènes, mais comme celles-ci, la plupart du temps, ont des directions parallèles à la surface structurale originelle elles sont aussi conséquentes à cette dernière. Le réseau hydrographique de la région est donc bien organisé finalement en fonction de la surface des dômes qui se formèrent aux crêts des anticlinaux. Toutes les rivières ont un

cours inférieur plus ou moins conséquent à la surface structurale originelle; en amont des percées, les rivières coulent dans des terrains imperméables et se ramifient en formant des réseaux de drainage denses dont les directions sont déterminées en grande partie par les accidents structuraux du soubassement.

Le Rio Yumuri, par exemple, a un cours conséquent dans sa partie inférieure correspondant à la percée cataclinale (Abra de Yumuri) (Pl. IV, fig. 2). En amont, la rivière et ses affluents divaguent dans la plaine de Mena. L'étendue insolite de cette

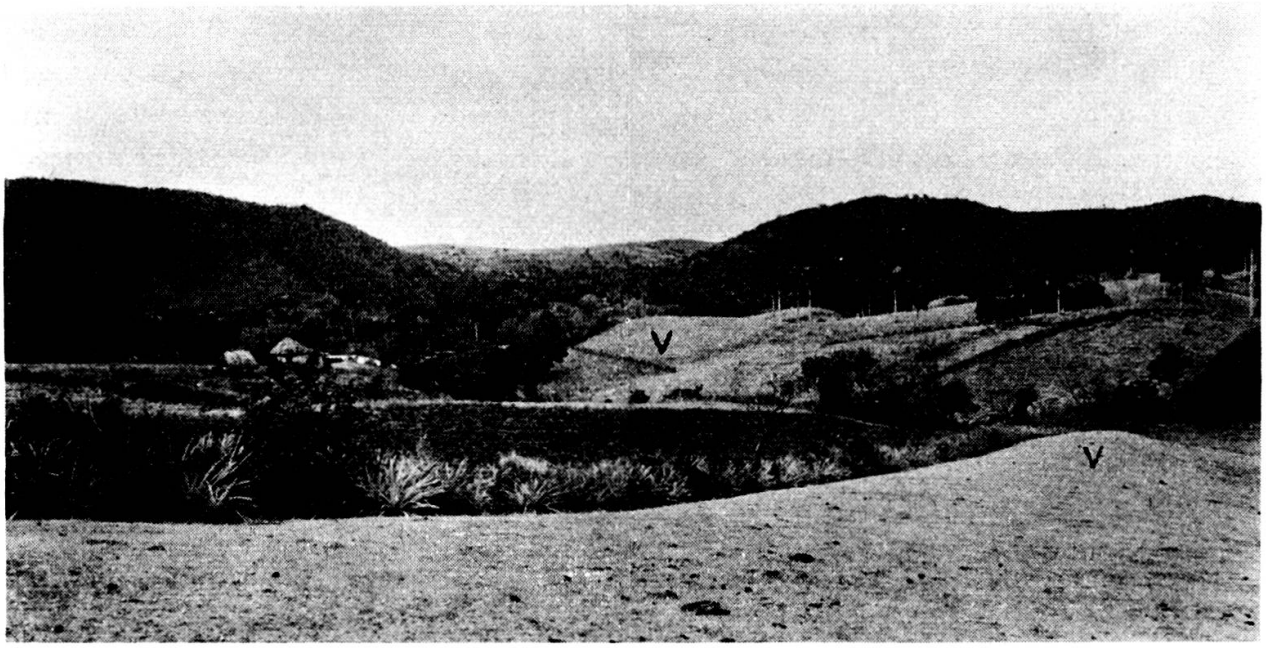


Fig. 20
La coupure antécédente du Rio Yumuri vue de l'aval (2 km en amont de San Miguel).
S) massif de serpentinite; V) roches volcaniques du Crétacé supérieur.

plaine s'explique par la présence de roches tendres à l'arrière de la percée, la rivière n'ayant pas été gênée dans son travail de destruction par des masses de serpentinite comme c'est le cas pour d'autres rivières de la boutonnière de Canasi. Le Rio Yumuri prend sa source à l'Ouest de Corral Nuevo, il est alors subséquent. En aval de Corral Nuevo il change brusquement de direction et coupe presque à angle droit à travers un massif allongé de serpentinite de direction NW-SE. Après cette traversée la rivière fait un nouveau coude vers le SE et prend une course subséquente NW-SE jusqu'à San Miguel où elle fait un coude et se dirige vers le NE; elle sectionne alors un petit massif de serpentinite mais vers l'aval la direction SW-NE est nettement déterminée par la terminaison abrupte de la grande masse de serpentinite de la *Loma del Fresco*. A Mena, le Rio Yumuri fait un coude vers le SE et s'engage dans la grande plaine alluviale formant le fond plat de la vallée de Yumuri. A notre avis, le Rio Yumuri a probablement capturé une rivière qui se jetait dans le Rio San Augustin à l'Est de Chirimoya. Le cours principal de cette rivière avait une direction NW-SE et passait

par San Miguel, l'Abra de Figueroa (fig. 19) et une petite dépression occupée aujourd'hui par le ruisseau de Chirimoya. La capture se serait effectuée dans la région de San Miguel à une époque antérieure au dépôt des alluvions de la terrasse du Rosario.

La traversée de massifs de serpentinite par des rivières prenant leur source sur les arrières de ces massifs est un phénomène fréquent dans la boutonnière de Canasi; nous venons de le constater en décrivant le cours supérieur du Rio Yumuri et nous en trouvons de beaux exemples le long des cours des rivières de Canasi, de Puerto Escondido et de Bacunayagua. Ces traversées, dont l'incidence sur les massifs de serpentinite est souvent à angle droit, sont des coupures franches. Les vallées se resserrent et présentent des flancs escarpés qui contrastent avec la mollesse du paysage environnant. Ce sont de véritables cluses (fig. 20). Certaines de ces coupures doivent relever en partie d'un phénomène de surimposition car elles s'alignent sur des tracés conséquents apparemment hérités du réseau qui drainait les dômes primitifs au Miocène supérieur; d'autres montrent clairement que l'antécédence a dû jouer un rôle prépondérant dans leur formation: des rapides apparaissent à leurs hauteurs et les tracés ne coïncident plus, en aucune manière, avec des cours anciens surimposés. L'on note d'autre part des relations dans le paysage qui indiquent clairement que les masses de serpentinite ont été affectées de mouvements de surrection différentiels, par rapport aux roches encaissantes, à des époques récentes de l'histoire de la région. La surface de planation de Santoyo, par exemple, est basculée et très déformée quand elle est sous-tendue par des masses importantes de serpentinite (Région du Pan de Matanzas). Les plaines alluviales récentes sont plus fortement entaillées aux voisinages des massifs de serpentinite. L'érosion qui mord fortement dans ces derniers alors qu'elle est relativement modeste dans les autres terrains, donnent d'ailleurs l'impression, quand l'on parcourt ces régions, que les serpentinites continuent encore de nos jours leur mouvement ascensionnel.

Résumé et conclusions

On peut distinguer, dans la région de Matanzas, les restes de sept anciennes surfaces d'érosion continentale ainsi que sept terrasses d'abrasion marine. Les surfaces d'érosion continentale se présentent sous forme de surfaces de planation s'étageant entre 5 et 285 mètres d'altitude tandis que les terrasses marines se situent entre 51 mètres et environ moins 55 mètres. Les quatre surfaces inférieures d'érosion continentale semblent correspondre aux quatre terrasses marines supérieures. Alors que les cinq surfaces supérieures de planation sont le produit de la corrosion karstique, les deux niveaux inférieurs sont dus principalement à l'érosion fluviatile.

Les deux niveaux supérieurs de planation ont été en partie détruits par des phases d'érosion subséquentes et on ne les trouve qu'à l'état de vestiges d'extension très

limitée. Le niveau le plus élevé, ou *surface du Palenque*, représente peut-être la surface de planation qui se développa après une phase d'émersion localisée et qui eut lieu au Miocène supérieur. Son altitude varie de 260 à 285 mètres. A 60 mètres en contre-bas de ce niveau l'on trouve les reliques de la *surface de Monte de Oro* dont l'altitude varie de 180 à 260 mètres. Elle est probablement d'âge pliocène.

En dessous de ces niveaux haut perchés, il existe deux très belles surfaces de planation formant des étendues considérables du relief de la région. La plus haute, ou *surface de Santoyo*, se situe à environ 80 mètres en contre-bas de la *surface de Monte de Oro*, son altitude varie de 50 à 180 mètres. Elle a été nettement soulevée et basculée par des mouvements épeirogéniques et localement ployée par des mouvements de réjuvénation des structures de la région; elle s'est formée durant le Pliocène. A environ 30 mètres en contre-bas de ce niveau on trouve la *surface de Bellamar* qui correspond à une surface de planation formant de vastes étendues de l'île et qui a été décrite ailleurs sous le nom de *pénéplaine de Cuba*. Son altitude, dans la région étudiée, varie de 40 à 100 mètres alors que dans l'ensemble de l'île elle peut s'abaisser jusqu'à moins 20 mètres. C'est donc une surface beaucoup moins gauchie que la *surface de Santoyo*; elle est aussi d'âge pliocène. A cette surface semble correspondre la *terrasse marine de la Rayonera* dont l'altitude varie de 25 à 51 mètres. Cette terrasse aurait été entaillée par la mer dont le niveau de base contrôla la formation de la *surface de Bellamar*.

A 20 mètres en contre-bas de la *surfacede Bellamar*, il existe, limité au sillon des rivières San Augustin-San Juan, une surface de planation karstique dont l'altitude varie de 30 à 50 mètres; c'est la *surface de Chirimoya*. Elle a été très faiblement ployée par un léger approfondissement du synclinal de San Juan et correspond à la terrasse marine de Yucayo dont l'altitude varie de 15 à 33 mètres. Elle est probablement contemporaine du début de l'abaissement du plan d'eau consécutif à la formation des grandes calottes glaciaires pléistocènes.

En dessous de la *surface de Chirimoya* et également limité au sillon des rivières San Augustin-San Juan, il existe deux niveaux de terrasses rocheuses: la *surface de Naranjal* (altitude environ 20 mètres) et la *surface de Versalles* (altitude 5 à 9 mètres). Ces surfaces dont l'origine semble due à l'érosion fluviatile ont été par la suite faiblement karstifiées. Elles correspondent à deux niveaux de terrasses marines: la *terrasse du Port* (16 m) et la terrasse marine supérieure (—1 m).

Plus bas encore, mais cette fois complètement immergées, il existe trois terrasses marines dont la plus basse, dans la région de Matanzas, se trouve à environ moins 40 mètres.

Tous les niveaux inférieurs d'érosion, à partir de la *surface de Chirimoya*, correspondent à des abaissements rapides du plan d'eau comparé à la lente surrection des terres et aux longues pauses qui sont à l'origine des surfaces supérieures de planation. Ces baisses du niveau marin ont, sans aucun doute, une origine eustatique et doivent correspondre à la formation des grandes calottes glaciaires de l'ère quaternaire.

SURFACES D'ÉROSION CONTINENTALE	SURFACES D'ABRASION MARINE	DÉPOTS	ÉVÉNEMENTS	ÉPOQUES
			Première surrection et émersion	Début Miocène supérieur
PALENQUE 260 à 285 m			Cycle d'érosion N° 1	Miocène supérieur
			Soulèvement et gauchissement env. 60 m	Pliocène ?
MONTE DE ORO 180 à 260 m			Cycle d'érosion N° 2	
			Soulèvement env. 80 m	Pliocène
SANTOYO 50 à 180 m (250 m)*			Cycle d'érosion N° 3	
			Soulèvement et léger plissement 10 à 45 m	
BELLAMAR 40 à 100 m (—20 à 100 m)	LA RAYONERA 25 à 51 m		Cycle d'érosion N° 4	
			Soulèvement et léger plissement 15 à 25 m	
CHIRIMOYA 30 à 50 m	YUCAYO 15 à 33 m		Epicycle d'érosion N° 1	Pliocène ?
			Baisse du niveau marin: soulèvement, très léger plissement 10 m	Pléistocène ?
NARANJAL env. 20 m	PORT env. 16 m		Epicycle d'érosion N° 2	Débuts de la glaciation d'Illinois
			Baisse du niveau marin 11 à 13 m	
VERSALLES 5 à 9 m	Terrasse sous-marine N° 1 (—1 m)		Epicycle d'érosion N° 3	
			Baisse de niveau marin 1 m	
	Terrasse sous-marine N° 2 (—2 à —6 m)		Epicycle d'érosion N° 4	
			Baisse du niveau marin env. 130 m	Maximum de la glaciation d'Illinois
Approfondissement des vallées	Falaise limitant la plate-forme continentale		Epicycle d'érosion N° 5	
			Montée eustatique jusqu'à +11 m	Interglaciaire de Sangamon
		Form. JAIMANITAS (T. du Seboruco), Terrasse de ROSARIO	Formation des récifs frangeants soulevés et dépôt des alluvions anciennes	
	Falaise limitant vers la mer la terrasse du Seboruco		Baisse du niveau marin env. 12 m	Débuts de la glaciation de Wisconsin
	Terrasse sous-marine N° 3 (—10 à —17 m)		Epicycle d'érosion N° 6	
			Baisse du niveau marin env. 10 m	
	Terrasse sous-marine N° 4 (—20 à —55 m)		Epicycle d'érosion N° 7	
			Baisse du niveau marin env. 110 m	Maximum de la glaciation de Wisconsin
Second creusement des vallées	Rafraîchissement de la falaise limitant la plate-forme continentale		Epicycle d'érosion N° 8	
			Montée eustatique jusqu'au niveau actuel	Transgression flandrienne
		Alluvions récentes	Ennoiement des vallées	

Il existe le long du littoral de la région étudiée, une terrasse constructive dont l'altitude varie généralement de 6 à 8 mètres. Cette terrasse, connue sous le nom de *terrasse du Seboruco*, est constituée en majeure partie de calcaires coralliens et de craies fossilifères *(formation Jaimanitas)*. Cet élément physiographique et stratigraphique, qui ceinture plus de la moitié des côtes cubaines, n'a subi que de très faibles mouvements de bascule. Dans la région étudiée ces mouvements sont imperceptibles. Les dépôts de la *formation Jaimanitas* représentent la transgression qui marqua l'interglaciaire de Sangamon (Illinois-Wisconsin). A ces dépôts marins correspond, à l'intérieur des terres, une nappe d'alluvions anciennes formant la *terrasse de Rosario* et qui domine les plaines alluviales récentes de 4 à 9 mètres.

Les alluvions récentes forment d'étroites plaines qui s'élèvent du niveau de la mer jusqu'à des altitudes de 80 à 100 mètres. Elles ennoyent le drainage creusé lors de la période glaciaire du Wisconsin.

Il existe dans la région de Matanzas deux périodes d'enfoncement du réseau hydrographique. La première, qui est antérieure au dépôt de la formation Jaimanitas doit correspondre à la glaciation d'Illinois; la seconde, qui est plus marquée et qui a entaillé profondément dans ces dépôts, a dû se produire durant la glaciation de Wisconsin. C'est lors de ces abaissements considérables du niveau marin (—120 à —150 m) que se formèrent les terrasses sous-marines et la grande falaise qui limite vers le large la plate-forme continentale.

Dans la région de Matanzas, nous n'avons décelé que deux transgressions importantes durant l'ère quaternaire: la transgression marine qui se solda par le dépôt de la formation Jaimanitas et la transgression flandrienne qui aboutit à l'ennoyage des vallées par les dépôts alluviaux récents. Il y a là, indirectement, un argument en faveur des adversaires de la chronologie classique en quatre glaciations de l'ère quaternaire. S'il y avait eu trois périodes interglaciaires, l'on devrait, dans une région soumise à des soulèvements plus ou moins continus comme celle que nous avons étudiée, retrouver des dépôts marins pléistocènes étagés. Or, il n'en est rien: la seule formation marine pléistocène est la formation Jaimanitas et ses dépôts sont limités vers le haut par la cote de 11 mètres. *

Il ressort donc de cette étude que le relief de la région de Matanzas a été modelé au cours d'une série de cycles d'érosion. Durant le Miocène supérieur et le Pliocène se succédèrent quatre cycles d'érosion, aboutissant chacun à la formation d'une surface de planation plus ou moins achevée. Par ordre décroissant d'ancienneté, ce sont les surfaces de *Palenque*, *Monte de Oro*, *Santoyo* et *Bellamar*. A partir du Quaternaire, de nouvelles vagues d'érosion déclenchées par les baisses rapides du plan d'eau, conséquence de la formation des grandes calottes glaciaires, provoqueront le défoncement des surfaces de planation pliocènes. Alors que ces dernières témoi-

* O. E. MEINZER a signalé dans la partie orientale de l'île des calcaires pléistocènes jusqu'à des altitudes d'environ 140 mètres. Il est possible cependant que ces calcaires soient plus anciens que ne le pensait T. W. VAUGHAN qui en examina les fossiles.

gnaient d'un aplanissement poussé, de l'ordre du cycle, et formaient des plaines étendues, les surfaces de planation quaternaires sont d'extension très limitée et ne correspondent qu'à des épicycles. Nous en avons dénombré huit. Un résumé de cette évolution morphologique est présenté dans le tableau synoptique figurant page 398.

Les surfaces de planation miocènes et pliocènes ont été non seulement soulevées lors d'ajustements epeirogéniques mais également ployées par des mouvements orogéniques. Si ces derniers sont de faible amplitude, comparés aux déplacements enregistrés lors des plissements plus anciens, il n'en reste pas moins que les déformations observées sont très clairement inscrites dans le paysage. Ces mouvements orogéniques, qui correspondent à une réjuvénation des plis affectant la couverture sédimentaire oligo-miocène, ne sont pas les ultimes manifestations de l'orogénie, car on observe également des déformations, extrêmement faibles il est vrai, mais de nature orogénique, affectant les surfaces d'érosion pléistocènes. En quelques points, le long de la charnière de l'anticlinal de Canasi, les mouvements orogéniques ont même été encore actifs à des périodes très récentes (post-Sangamon).

Le réseau hydrographique de la région est organisé en fonction de la surface structurale qui se forma à la suite du plissement de la couverture sédimentaire au début du Miocène supérieur. Toutes les rivières prennent leur source dans des boutonnières correspondant aux crêts des anticlinaux et s'en échappent à travers des percées cataclinales.

Certaines anomalies de drainage, ainsi que des déformations affectant les surfaces d'érosion, montrent que les massifs de serpentinites ont joué également un rôle important dans la formation du relief. Ces massifs sont encore sous-tension et ont été affectés, durant le Pliocène et le Quaternaire, de mouvements de surrection différentiels par rapport aux roches encaissantes.

Si l'analyse géomorphologique de la région de Matanzas met en évidence, par endroits de façon saisissante, la mobilité extrême du paysage, le côté instable et éphémère des reliefs actuels; elle permet aussi de saisir, à une échelle qui nous est accessible, la vitesse et l'ampleur de mouvements qui déformèrent son soubassement rocheux. C'est par là peut-être qu'elle se révèle particulièrement instructive pour les géologues.

BIBLIOGRAPHIE

AGASSIZ, A., 1893. A Reconnaissance of the Bahamas and elevated reefs of Cuba. *Bull. Mus. Comp. Zool.*, vol 26, pp. 1-203, 67 pl., cartes.

AGUAYO, C. G., 1938. Moluscos Pleistocénicos de Guantánamo, Cuba. *Mem. Soc. Cubana Hist. Nat.*, vol 12, pp. 101-104, 1 fig., 1 pl.

ANONYME, 1952. Derrotero de la Isla de Cuba, parte tercera. *Oficina Hidrografico de Cuba, Habana*, 2 vol., 322 pp., 78 fig., 44 cartes.

BERMUDEZ, P. J., 1935. Foraminiferos de la Costa Norte de Cuba. *Mem. Soc. Cubana Hist. Nat.*, vol 9, pp. 129-224, 8 pl.

—— 1950. Contribución al Estudio del Cenozoico Cubano. *Mem. Soc. Cubana Hist. Nat.*, vol. 19, pp. 205-375.

BONAZZI, A., 1937. Estudios sobre las turbas de Cuba. *Mem. Soc. Cubana Hist. Nat.*, vol. 11, pp. 5-30, 1 fig., 3 pl.

BRÖDERMANN, J. et BERMUDEZ, P. J., 1940. (manuscrit). Contribución al Mapa Geológico de la Provincia de la Habana, Cuba. *Com. Mapa Geol. Cuba.* Minist. Agric. Habana, 414 pp., 40 photos, 6 cartes.

—— 1940. Determinación geológica de la Cuenca de Vento. *Rev. Soc. Cubana Ing.*, vol. 34, pp. 272-326, 1 pl. 1 carte.

—— 1943. Breve Reseña Geológica (de Cuba). *Censo de la República de Cuba, 1943*, pp. 113-148, 1 pl., 1 carte.

CLAUDE, G., 1929. Hacia la conquista de la energia de los Mares. *Rev. Soc. Cubana Ing.*, vol. 12, No. 1.

—— 1930. Conferencia leida en la Academia de Ciencias Médicas, Fisicas y Naturales de la Habana, el día 9 de octubre 1930. *Rev. Soc. Geogr. de Cuba*, vol. 3, N° 4, pp 150-158.

COOKE, C. W., 1945. Geology of Florida. *Florida Geol. Sur.*, Bull. N° 29.

CORRAL, J. I., del, 1944. Terrazas pleistocenicas cubanas. *Rev. Soc. Cubana Ing.*, vol. 40, pp. 5-44 et pp. 97-140.

CROSBY, W. O., 1882. On the elevated coral reefs of Cuba. *Proc. Boston Soc. Nat. Hist.*, vol. 22, pp. 124-130.

DAETWYLER, C. C., et KIDWELL, A. L., 1959. The Gulf of Batabano, a modern carbonate basin. *Proc. Fifth World Petroleum Congress*, Sect. I, pp. 1-21, 17 fig.

EWING, M., DONN, W. L. and FARRAND, W., 1960. Revised Estimate of Pleistocene Ice Volume and Sea-level Lowering. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 71, N° 12, pt. 2, p. 1861.

FERNANDEZ DE CASTRO, M., 1884. Prueba paleontológica de que la Isla de Cuba ha estado unida al Continente Americano y breve idea de su constitución geológica. *An. Acad. Cienc. Habana*, vol. 21, pp. 146-165.

HAYES, C. W., VAUGHAN, T. W. and SPENCER, A. C., 1901. Report on a Geological Reconnoissance of Cuba. Washington, *Gov. Print. Off.*, 123 pp., 16 fig., 29 pl.

HERSHEY, O. H., 1898. Raised Shore-lines on Cape Maisi, Cuba. *Science*, N. S., vol. 8, pp. 179-180.

HILL, R. T., 1895. Notes on the Geology of the Island of Cuba, based upon a Reconnoissance made for Alexander Agassiz. *Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard Coll.*, vol. 16, (Geol. series II), pp. 243-288, 9 pl.

HUMBOLDT, A. de, 1826. Essai politique sur l'île de Cuba. Paris, Librairie de Gide Fils. 2 t., 772 pp., 1 carte.

JAUME, M. L., et PEREZ FARFANTE, I., 1942. Moluscos Pleistocénicos de la Zona Franca de Matanzas, Cuba. *Mem. Soc. Subana Hist. Nat.*, vol. 16, pp. 37-44.

KEIJZER, F. G., 1945. Outline of the Geology of the Eastern Part of the Province of Oriente, Cuba. Geogr. geol. Mededeel. Utrecht, Phys.-geol. Reeks, No 6, pp. 1-239.

KIMBALL, J. P., 1884. Geological Relations and Genisis of the Specular Iron Ores of Santiago de Cuba. *Amer. Journ. Sci.*,vol. 28, pp. 416-429.

KULP, J. L. et al., 1952. Lamont Natural Radiocarbon Measurements, II. *Science*, vol. 116, pp. 409-414.

LEHMANN, H., 1954. Der tropische kegelkarst auf den Grossen Antillen. *Erdkunde*, vol. 30, N° 2, pp. 130-139, 11 fig., 1 pl.

—— KRÖMMELBEIN, K. et LOTSCHERT, W., 1956. Karstmorphologische, geologische und botanische Studien in der Sierra de los Organos auf Cuba. *Erdkunde*, vol. 10, pp. 185-204.

—— 1960. Las areas carsi as del Caribe. *Rev. Soc. Geogr. de Cuba*, vol. 30. N° 2, pp. 45-53, 11 fig.

—— 1960. La terminologie classique du karst sous l'aspect critique de la morphologie climatique moderne. *Rev. Geogr. Lyon*, vol. 35, N° 1, pp. 1-6, 1 carte.

MARRERO, L., 1950. Geografia de Cuba. 736 pp., La Habana.

MASSIP, S., et YSALGUE, S. E., 1938. Las Antillas, estructura y relieve. *Rev. Soc. Geogr. de Cuba*, vol. 11, pp. 3-18.

—— et YSALGUE, S. E., 1942. Introducción a la Geografia de Cuba. La Habana.

—— Geografia Fisica (de Cuba). *Censo de la República de Cuba, 1943*, pp. 49-112. 36 fig. 4 pl.

MEINZER, O. E., 1933. Geologic Reconnaissance of a Region Adjacent to Guantanamo Bay, Cuba. *Journ. Washington Acad. Sci.*, vol. 23, No 5, p. 246-260; appendix by VAUGHAN, T. W., pp. 261-263.

MORALES, L., 1929. La formación geológica de Cuba. *Rev. Soc. Cubana Ing.*, vol. 21, N° 2.
NUÑEZ JIMENEZ, A., 1952. La Cueva de Bellamar. *Editorial Ciudad*, La Habana. 160 pp., 91 fig., 1 carte.
PALMER, R. H., 1938. Field Guide to Geological Excursion in Cuba. *Secret. Agric. Cuba, Habana.* 20 pp.
—— 1941. An Active Syncline. *Journ. Geol.*, vol. 49, pp. 772-775.
RICHARDS, H. G., 1935. Pleistocene mollusks from Western Cuba. *Journ. Pal.*, vol. 9, pp. 253-258.
—— 1962. Studies on the Marine Pleistocene. *Trans. Amer. Phil. Soc.*, N. S., vol. 52, part 3, pp. 1-141, 21 pl.
RUTTEN, L., 1941. Enkele morfologische opmerkingen over Cuba. *Tijdschr. Nederl. Aardr. Gen.* 58, pp. 992-1001.
SAGRA, R. de la, 1842. Histoire physique, politique et naturelle de l'Ile de Cuba. I. Introduction. Géographie, Climat et Population. 348 p. (Géologie et Minéralogie, pp. 107-141). Paris (A. Bertrand).
SALTERAIN, P. de, 1880. Apuntes para une Descripción Fisico-Geológica de la Jurisdicciones de la Habana y Guanabacoa, Cuba. *Bol. Com. Mapa Geol. España.* t. 7, pp. 161-225, 7 fig., 2 cartes.
SPENCER, A. C., 1908. Three deposits of Iron Ore in Cuba. *Bull. U.S. Geol. Surv.*, 340, pp. 318-329, 1 fig.
—— J.W., 1894. The Yumuri Valley of Cuba — A Rock-Basin. *Geol. Mag.* (n.s., déc. 4), vol. 1, pp. 449-502.
—— J.W., 1895. Geographical Evolution of Cuba. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 7, pp. 67-94.
TABER, S., 1934. Sierra Maestra of Cuba, Part of the Northern Rim of Bartlett Trough. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 45, pp. 567-620, 4 fig., 29 pl.
VAUGHAN, T. W., 1919. Fossil Corals from Central America, Cuba and Porto Rico, With an Account of the American Tertiary, Pleistocene and Recent Coral Reefs. *Bull. U.S. Nat. Mus.* 103, pp. 547-612.

SOMMAIRE

Pages

Introduction. 351

Les Surfaces d'érosion continentale: 353

1. Surface du Palenque; 357
2. Surface de Monte de Oro; 359
3. Surface de Santoyo; 359
4. Surface de Bellamar; 363
5. Surface de Chirimoya; 366
6. Surface de Naranjal; 367
7. Surface de Versalles. 367

Les terrasses marines: 368

1. Terrasse de la Rayonera; 370
2. Terrasse de Yucayo; 371
3. Terrasse du Port; 374
4. Terrasse du Seboruco (Fm. Jaimanitas); 374
5. Terrasse sous-marines. 383

Les terrasses alluviales: 384

1. Terrasse de Rosario; 384
2. Plaine alluviale récente. 388

Les plages et les dunes. 390

Evolution du réseau hydrographique. 393

Résumé et Conclusions. 396

Bibliographie. 400

Fig. 1. — La vallée du Yumuri; partie orientale de la boutonnière de Canasi, vue de la Cumbre. A) surface de Santoyo; B) Pan de Matanzas; C) Abra de Figueroa; D) plaine alluviale du Rio Yumuri; E) massif de serpentinite de la Loma del Fresco.

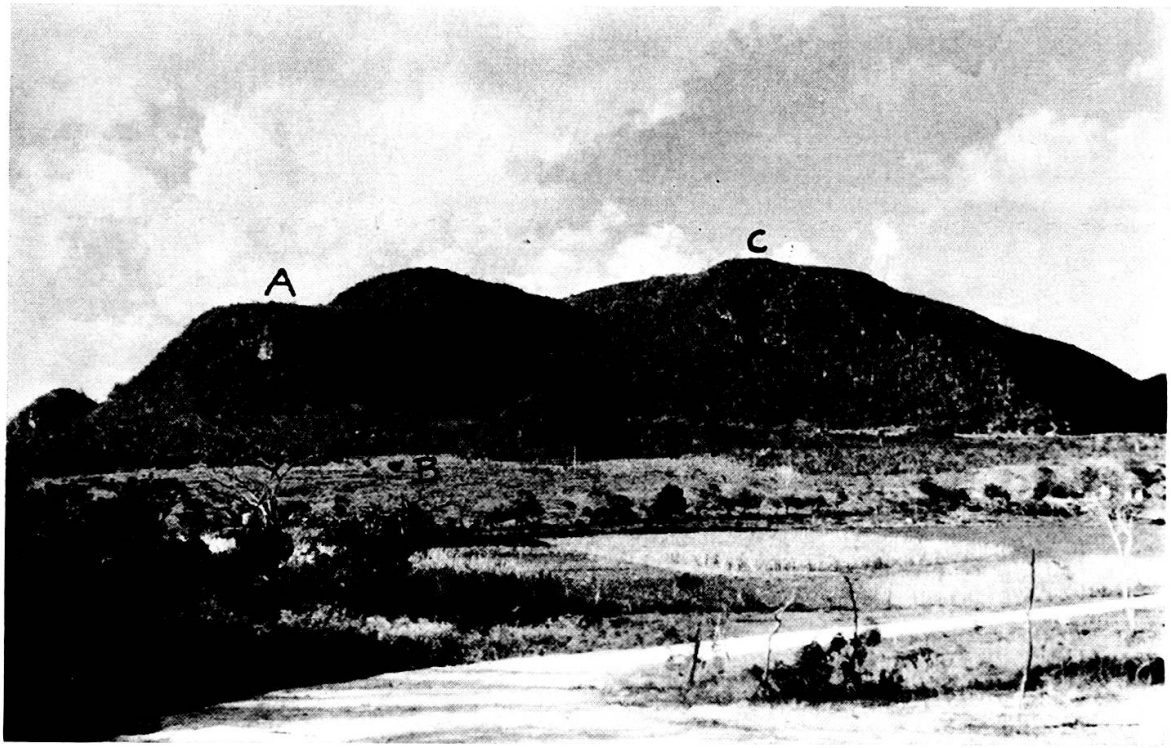


Fig. 2. — Le Pan de Matanzas vu de La Pamarosa.
A) surface de Monte de Oro; B) surface de Santoyo; C) sommet du Pan de Matanzas.

Fig. 1. — Le poljé basculé de Santoyo.
A) surface de Santoyo; B) sommet du Pan de Matanzas (381 m); C) surface de Monte de Oro; D) sommet de la Loma El Palenque (327 m); E) surface du Palenque.

Fig. 2. — Lapiés mamelonnés formant la surface d'un poljé appartenant au niveau de planation de Bellamar. Photo prise 400 m au SW de la jonction de la route de Matanzas-Corral Nuevo avec la route Habana-Matanzas.

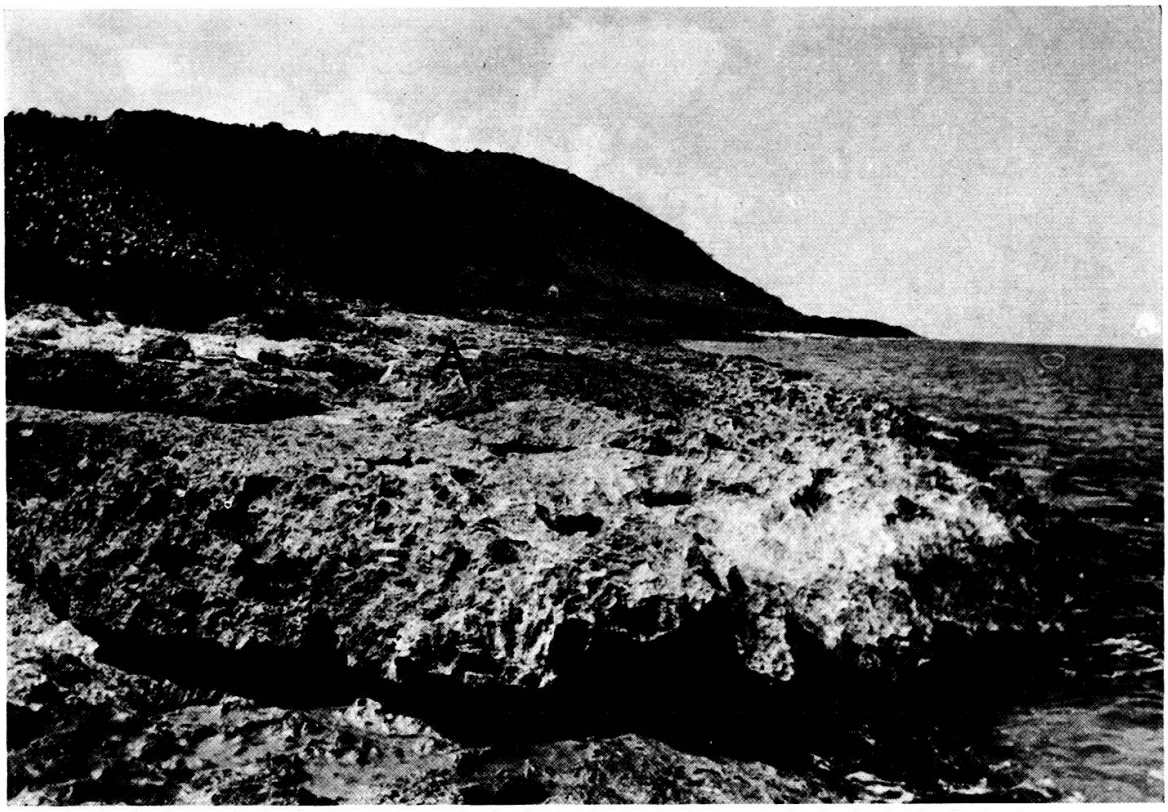


Fig. 1. — La terrasse du Seboruco près de Palmarejo, 17 km à l'W de Matanzas. La terrasse du Seboruco (A) est adossée à une corniche convexe (B) entaillée dans des calcaires crayeux de la formation Güines. Le bord interne de la terrasse est enfoui sous des éboulis (C), tandis que son bord externe (au 1er plan) est à découvert et creusé de lapiés littoraux à pointes acérées (dientes de perro).

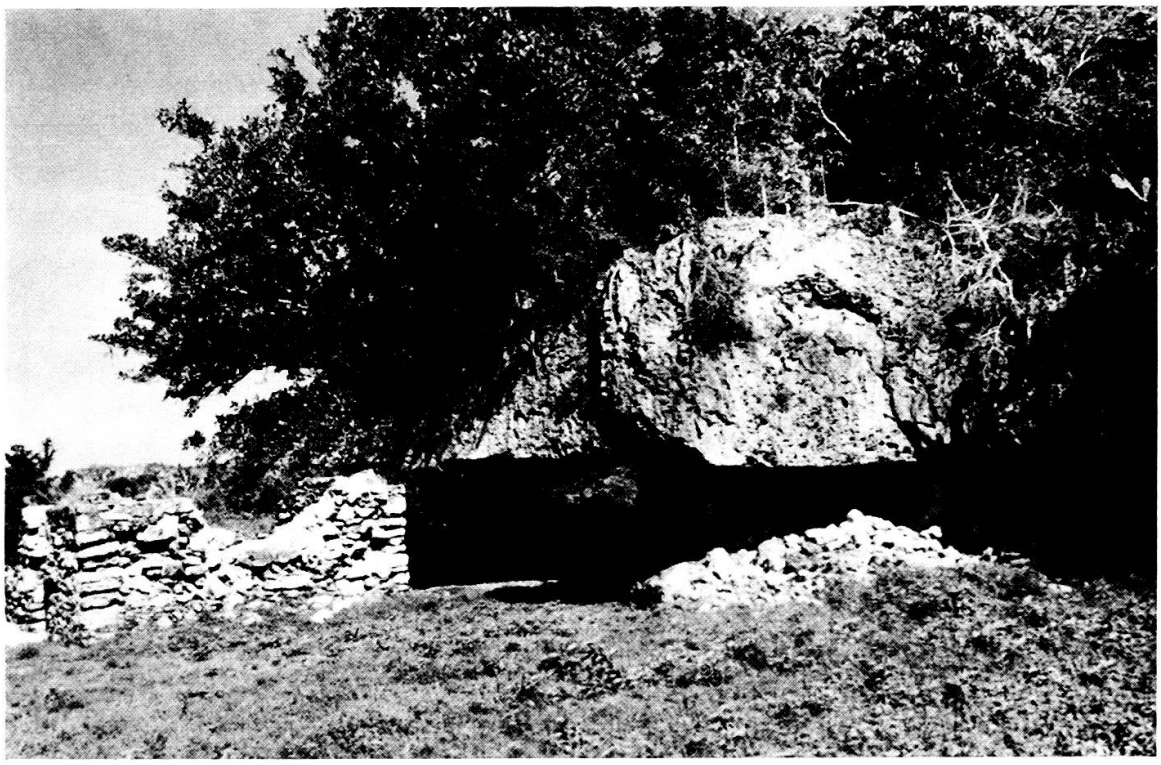
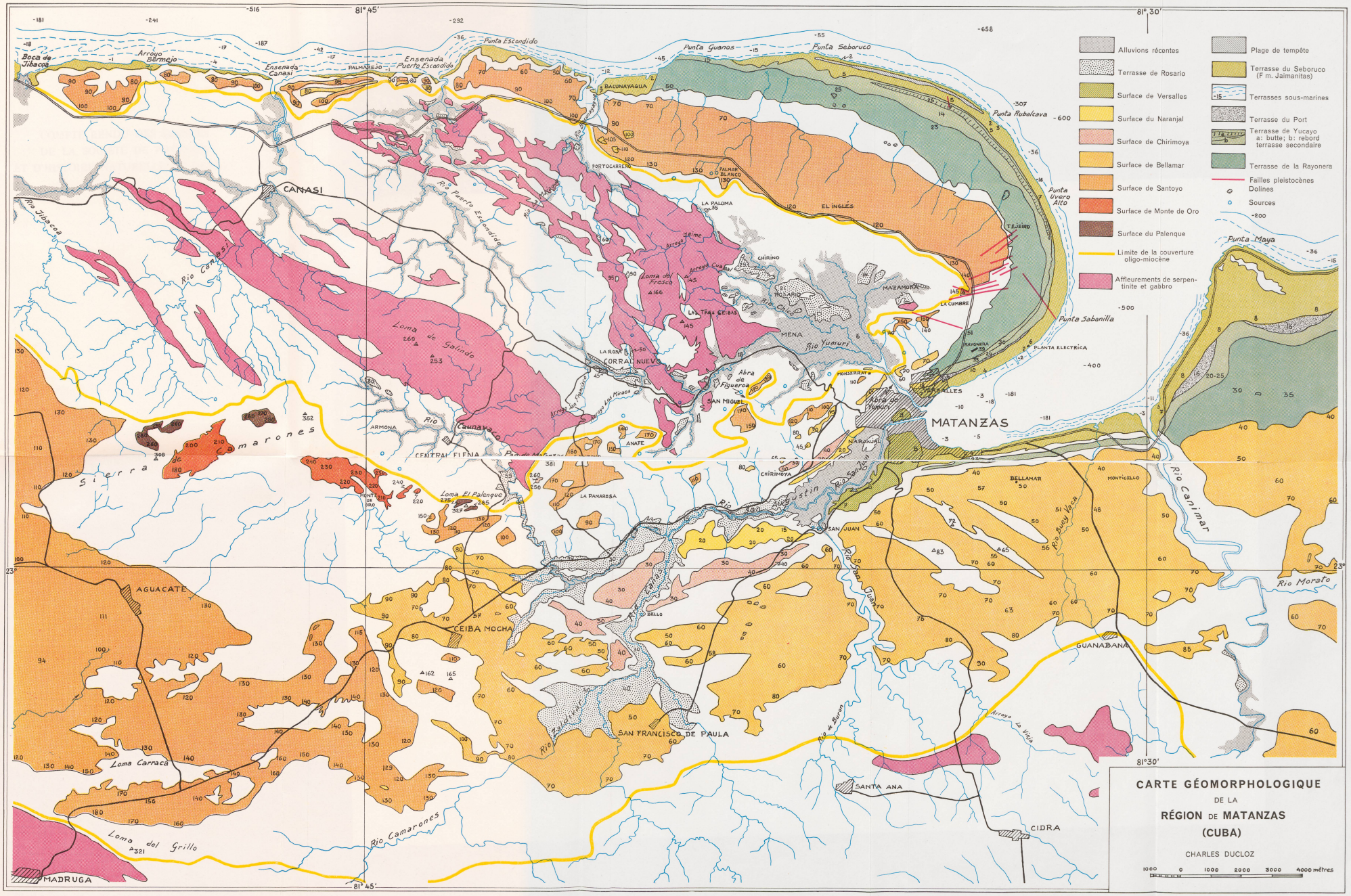


Fig. 2. — Grotte marine à la base de la falaise limitant la terrasse du Seboruco à son bord interne, 1,3 km à l'E de Punta Seboruco. L'abri sous roche est excavé dans un calcaire crayeux (épaisseur 1,9 m), le toit est formé d'un banc de calcaire à algues, dur, blanc, plus ou moins horizontal (épaisseur 2,5 m).

Fig. 1. — La plaine alluviale récente du Rio Yumuri, 1,5 km en amont de Mena.
S) massif de serpentinite de la Loma del Fresco; A) plaine alluviale, hauteur des berges 4,4 m.

Fig. 2. — L'Abra du Rio Yumuri vu de l'aval (percée cataclinale à travers la couverture oligo-miocène). A) surface de Bellamar; B) surface de Santoyo.


CARTE GÉOMORPHOLOGIQUE
DE LA
RÉGION DE MATANZAS
(CUBA)
CHARLES DUCLOZ
1000 0 1000 2000 3000 4000 mètres
Alluvions récentes
Terrasse de Rosario
Surface de Versalles
Surface du Naranjal
Surface de Chirimoya
Surface de Bellamar
Surface de Santoyo
Surface de Monte de Oro
Surface du Palenque
Limite de la couverture oligo-miocène
Affleurements de serpentinite et gabbro
Plage de tempête
Terrasse du Seboruco (F m. Jaimanitas)
Terrasses sous-marines
Terrasse du Port
Terrasse de Yucayo a: butte; b: rebord terrasse secondaire
Terrasse de la Rayonera
Failles pleistocènes
Dolines
Sources
MATANZAS
CANASI
AGUACATE
CEIBA MOCHA
SAN FRANCISCO DE PAULA
SANTA ANA
CIDRA
GUANABANA
MADRUGA
Sierra de Camarones
Loma Carraca
Loma del Grillo
Loma de Galindo
Loma del Fresco
Loma El Palenque
Rio Canasi
Rio Jibacoa
Rio Camarones
Rio Canimar
Rio Morato
Rio Yumuri
Rio San Juan
Rio Buey Vaca
Rio Caunayao
Rio Puerto Escondido
Boca de Jibacoa
Arroyo Bermejo
Ensenada Canasi
Ensenada Puerto Escondido
Punta Escondido
Punta Guanos
Punta Seboruco
Punta Rubalcava
Punta Uvero Alto
Punta Sabanilla
Punta Maya
BACUNAYAGUA
PORTOCARRERO
PALMAR BLANCO
LA PALOMA
EL INGLÉS
TEJEIRO
CHIRINO
EL ROSARIO
MAZAMORA
LA CUMBRE
LAS TRES CEIBAS
MENA
LA ROSA
CORRAL NUEVO
RAYONERA
PLANTA ELECTRICA
MONSERRATE
VERSALLES
Abra de Yumuri
Abra de Figueroa
SAN MIGUEL
ARMONA
CENTRAL ELENA
AINAFE
NARANJAL
CHIRIMOYA
LA PAMAROSA
BELLAMAR
MONTICELLO
SAN JUAN
BELLO
81° 45'
81° 30'
23°