# LA MÉDITERRANÉE DES ANTILLES

ET

# LE BASSIN PRÉANDIN

## CONSIDÉRÉS COMME RÉGIONS D'AFFAISSEMENT

PAR LE

Dr C. VAN DE WIELE

**Planche I**

Dans un travail antérieur, j'ai essayé de montrer que le plissement alpin s'était produit autour d'un affaissement océanique, correspondant à la partie centrale de la Méditerranée actuelle. Les horsts ou les massifs cristallins de la périphérie ont été entraînés vers le centre de l'affaissement, mais ils étaient séparés de celui-ci par un ou deux affaissements secondaires, le géosynclinal périalpin, et le géosynclinal des schistes lustrés, et ils ont comblé successivement ces deux bassins, en plissant et en soulevant les masses sédimentaires qui s'y étaient accumulées depuis le début des temps mésozoïques jusque vers le milieu du Tertiaire.

Je me propose d'étudier maintenant une autre chaîne de montagnes, celle des Andes de l'Amérique du Sud. Elle constitue, de même que les Alpes, une chaîne plissée, dont l'époque de plissement principal paraît dater de la fin de la période crétacée. Elle serait donc plus ancienne que la chaîne européenne, et cependant elle est loin d'avoir atteint, comme celle-ci, la période de repos, indiquée par la cessation de l'activité volcanique, ainsi que par la rareté et le peu d'intensité des

---

(1) Mémoire présenté à la séance du 14 décembre 1906.

mouvements sismiques. Les volcans des Andes sont les plus importants et les plus élevés du Globe; depuis la mer des Antilles jusqu'à l'Océan glacial antarctique, sur une longueur qui dépasse le quart de la circonférence terrestre, les volcans éteints et actifs, avec leurs immenses nappes éruptives, recouvrent le mur énorme par lequel l'Amérique du Sud borde l'océan Pacifique. Quant aux tremblements de terre, s'ils ne sont pas aussi fréquents que ceux du Japon, ils ne leur cèdent guère en intensité. Nous pouvons donc dire que les Andes constituent, encore aujourd'hui, une des régions les plus secouées du Globe et dans laquelle les manifestations volcaniques se répètent, sur une étendue supérieure à celle de toute autre, avec une intensité extraordinaire.

Quand on étudie une carte de l'Amérique du Sud, ce qui frappe tout d'abord, c'est le parallélisme si complet entre la chaîne et le littoral du Pacifique; celle-ci se dresse tout contre le bord du profond bassin océanique, au point que l'on se demande si une lisière du bourrelet soulevé n'a pas disparu sous les eaux. Mais si la carte nous offre en même temps le tracé des profondeurs marines, l'étonnement ne fait que croître. A une distance de la côte qui ne dépasse pas 100 kilomètres, en face du désert d'Atacama, on constate des profondeurs de plus de 7 000 mètres, et celles-ci s'allongent du Nord au Sud, formant une étroite cuvette qui constitue le fond d'un vaste bassin, d'une profondeur moyenne de 5 000 mètres, s'étendant devant la partie centrale des Andes depuis le golfe de Guayaquil sous l'équateur jusqu'au delà de Santiago du Chili. Nous appellerons ce bassin le bassin préandin, quoiqu'il figure sur la carte bathymétrique de Supan sous le nom de bassin péruvien-chilien. Nous proposons le nom de bassin préandin parce que nous croyons pouvoir montrer que c'est au fond de celui-ci que nous trouverons l'explication de l'activité sismique et volcanique de la partie correspondante des Andes, et qu'il nous indique pourquoi celles-ci nous présentent encore aujourd'hui une activité orogénique très manifeste, alors que les Alpes, qui se sont élevées au-dessus des bassins marins en les comblant, se trouvent à l'état de repos, sauf dans leurs parties les plus récentes qui avoisinent la mer Tyrrhénienne, également affectées par des éruptions volcaniques et des mouvements sismiques. Nous nous proposons donc d'étudier la tectonique générale de la chaîne des Andes, de rechercher la raison de la distribution actuelle des volcans et des centres sismiques, et de faire ressortir en même temps les rapports entre le relief de la chaîne de montagnes et les profondeurs des bassins océaniques qui l'avoisinent.

Le bassin préandin affecte la forme d'un losange allongé, et repré-

sente en surface la figure symétrique de la partie correspondante des Andes. C'est en face du plateau soulevé qui constitue le Sud du Pérou et la Bolivie, que la fosse atteint ses plus grandes largeur et profondeur. Elle est séparée des profondeurs centrales du Pacifique par un large dos sous-marin, si l'on peut appeler ainsi un relèvement du fond situé à 4 000 mètres sous le niveau de la mer. Celui-ci porte sur le bord qui regarde l'Orient deux terres émergées en partie, qui servent à jalonner au Nord et au Sud le bassin préandin. Au Sud s'allonge dans le sens du méridien, donc parallèlement aux Andes, une longue crête qui atteint le niveau bathymétrique de 2 000 mètres, et s'étend depuis les îles Juan Fernandez jusqu'aux îlots San Ambrosio et San Felix. D'autre part, à l'extrémité septentrionale de la fosse, sous l'équateur, se dresse, sur un socle de 2 000 mètres, le groupe important d'îles volcaniques, les Galapagos, qui par leur base communiquent avec l'Amérique centrale, grâce à un relèvement du fond de la mer.

L'angle septentrional du bassin préandin se prolonge vers le golfe de Guayaquil, qui pénètre jusqu'au cœur de la chaîne des Andes et constitue la seule brèche dans la côte depuis Santiago jusqu'à l'isthme de Panama. Le golfe indique certainement l'existence d'un accident tectonique, car la crête des Andes subit ici un abaissement marqué. Nous avons dit que le bassin préandin a une profondeur de près de 5 000 mètres, mais la partie la plus profonde en est située tout contre le mur du continent, qui suit ici nettement la direction du méridien. Tout le long de cette côte abrupte s'étend un étroit canal, long de 15° en latitude, et large seulement d'environ 150 kilomètres. Ce canal va en s'approfondissant vers son milieu, en face du désert d'Atacama, où il atteint un maximum de profondeur de 7 635 mètres. La partie septentrionale de la ligne bathymétrique de 5 000 mètres rencontre au Nord un autre approfondissement beaucoup plus court, et dont la profondeur n'est que de 6 540 mètres.

Ces canaux profonds de l'océan méritent toute notre attention, car il en existe d'autres encore au fond du bassin préandin; et tout autour de l'océan Pacifique ils se trouvent distribués d'une façon tout à fait remarquable, comme nous le verrons plus loin. Le bassin préandin présente encore deux canaux semblables. En face d'Arequipa on rencontre une fosse elliptique allongée, profonde de 6 857 mètres, et plus au Nord, au large de Callao, port de Lima, un canal long de 5°5 en latitude, moins large que le canal chilien, mais un peu plus éloigné de la côte; sa profondeur atteint 6 159 mètres.

Si nous essayons de nous représenter par des chiffres la hauteur du mur formé par les montagnes des Andes, au bord du canal profond qui les borde, nous voyons se dresser sur la côte un ourlet côtier, haut de 1 500 mètres en moyenne, au delà duquel s'étend une plaine désertique parcourue par des chaînes à direction plus ou moins méridienne dont les sommets peuvent dépasser 2 000 mètres. La plaine se relève ensuite brusquement vers le plateau des Andes, qui atteint une hauteur moyenne de 4 500 mètres, et sur celui-ci sont semés en grand nombre des volcans anciens et récents, dont les plus élevés ont encore aujourd'hui 6 000 mètres. Sous la latitude de Taltal, la largeur du plateau est de 150 kilomètres, juste en face du centre de profondeur de la fosse. Enfin, le versant oriental du plateau, large de 250 kilomètres, s'abaisse graduellement vers la plaine de la République Argentine. On voit que le mur continental constitue un relief qui répond exactement au creux du bassin préandin, et que du sommet des hauts volcans jusqu'au fond du canal profond qui longe la côte il y a une différence de niveau de près de 14,000 mètres, sur une distance de 300 kilomètres à peine. L'opposition entre l'énormité du bourrelet continental d'une part, et l'étendue et la profondeur de la fosse océanique d'autre part, est assurément frappante.

Mais les cartes hydrographiques nous montrent que les canaux profonds qui s'allongent le long de la côte de l'Amérique du Sud, ne constituent pas des cas exceptionnels. Nous les avons suivis jusqu'au golfe de Guayaquil, nous les retrouvons le long de la côte du Mexique, où trois petites fosses elliptiques de 5 000 mètres s'alignent très près de la côte depuis l'isthme de Tehuantepec jusqu'au cap Corrientes. Ensuite un canal se présente le long de la côte pacifique de la presqu'île de Californie. Plus au Nord, la côte de l'Amérique incline régulièrement son talus vers les profondeurs de l'océan Pacifique central, jusqu'à la racine de la péninsule d'Alaska qui, prolongée par l'archipel volcanique des îles Aléoutiennes, forme un mur entre les profondeurs de 3 000 mètres de la mer de Behring et l'abîme de 6 000 mètres qui s'étend jusque tout près du talus de la côte des Aléoutes et de la presqu'île d'Alaska. Mais ici encore, au pied de ce mur, nous rencontrons un canal profond de 7 000 mètres, large à peu près de 100 kilomètres et long d'environ 3 000 kilomètres, en tenant compte de la ligne bathymétrique de 5 000 mètres. Il constitue un des traits les plus curieux des cartes sous-marines; Supan lui a donné le nom de fosse des Aléoutes.

Si nous poursuivons le contour du Pacifique, nous arrivons en face

de la côte du Japon, à la fameuse fosse de la Tuscarora, profonde de 8 000 mètres et s'étendant depuis le Kamschatka jusqu'à l'angle de l'île du Nippon, où est située la grande fosse de fracture transversale de cette île. Le canal océanique se propage en dehors de l'axe volcanique des îles Bonin et Mariannes, prolongement de l'arête de la partie septentrionale de la grande île japonaise.

A l'extrémité méridionale de l'archipel des Mariannes, mais dans une direction équatoriale, s'allonge une nouvelle fosse, la fosse des Carolines de Supan, où se trouve le sondage océanique le plus profond qui ait été pratiqué jusqu'ici; c'est le *Nero deep* des Américains qui atteint 9 633 mètres, tout près de l'île Guam. La longueur de la fosse délimitée par la ligne bathymétrique de 6 000 mètres dépasse 2 250 kilomètres sur une largeur de 250 kilomètres. Ce canal s'allonge le long du bord septentrional de trois plateaux sous-marins, profonds de 2 000 mètres, qui portent les archipels des Palew, des Carolines et des îles Marshall, et paraissent constituer un plissement périphérique de l'ancien continent disloqué, dont nous retrouvons encore les fragments dans l'Australie, la Nouvelle-Guinée et la Nouvelle-Zélande. Ce plateau continental sous-marin présente du reste vers sa partie centrale des bassins étendus dont la profondeur peut atteindre 4 000 mètres. Sur son bord oriental, depuis les îles Samoa jusqu'à l'île septentrionale de la Nouvelle-Zélande, s'étend encore un de ces canaux, long de près de 3 000 kilomètres et large de 200, si l'on considère la ligne bathymétrique de 4 000 mètres; ses profondeurs maxima sont, du Nord au Sud, 8 284 mètres, 8 709 mètres et 8 010 mètres.

Enfin, en dehors de l'océan Pacifique, nous rencontrons un canal analogue dans l'océan Indien, le long de la côte de Java et de Sumatra. Depuis l'île Sumba, qui par Savu et Rotti semble se rattacher au continent australien, jusqu'au large de Java et de l'archipel des Mentawei, parallèle à la côte Sud de Sumatra, s'étendent des profondeurs marines qui dépassent 5 000 mètres; elles sont séparées du centre de profondeur de l'océan Indien par un seuil qui porte les îles Cocos et se prolonge au Nord-Ouest, en se relevant jusqu'à la ligne de 4 000 mètres.

Il résulte de cette longue énumération que la partie profonde de l'océan Pacifique est délimitée presque complètement par des canaux profonds, la séparant soit des reliefs continentaux, soit des mers périphériques moins profondes, situées sur le pourtour, et représentant probablement des parties de continent effondrées vers l'abîme central.

Mais le point qui nous paraît en ce moment le plus intéressant, c'est que partout où ces canaux existent, on constate sur leurs bords un

relief accentué du continent sur le fond de la mer, une activité volcanique généralement intense, et le plus souvent des sismes fréquents et importants. Il nous paraît qu'il y a là une relation de cause à effet. Le relief de la surface terrestre, le volcanisme et les troubles sismiques ne sont pas dus uniquement à l'instabilité des pentes, il est vrai, très abruptes; mais la quantité énorme d'énergie que ces phénomènes représentent ne peut s'expliquer que par des causes dynamiques en rapport avec l'évolution géologique de la croûte terrestre.

Nous sommes amené à comparer les *graben* sous-marins des cartes océaniques avec le graben tectonique qui s'étend depuis le Taurus, en Asie Mineure, jusqu'à la faille volcanique du Lebombo, au Natal, et dont font partie les affaissements récents sur la frontière orientale de l'État Indépendant du Congo. Cette immense déchirure, qui a commencé à se former, au moins dans sa partie méridionale, dès l'Époque crétacée, nous montre que la partie orientale de l'Afrique tend à se détacher lentement du continent. Le graben de l'Afrique orientale, la fosse océanique devant les îles de la Sonde, et surtout les canaux océaniques du Pacifique sont pour nous des déchirures de l'écorce terrestre, par lesquelles se traduit la contraction des couches superficielles du Globe. Cette contraction, se localisant surtout en certaines régions, dont ces fosses constituent les fonds, détermine leur affaissement constant, en même temps que les pourtours des bassins s'affaissent en se déchirant ou se soulèvent en se plissant; et c'est ainsi que sous l'action de la force tangentielle, nous voyons se produire les déchirures parallèles aux bords continentaux et s'élever sur ces derniers les soulèvements, sous forme de cordillères, de hauts plateaux ou de guirlandes d'îles volcaniques séparées du continent par des mers périphériques peu profondes.

Revenons maintenant au grand bassin préandin. Nous avons indiqué sa profondeur moyenne, de près de 5 000 mètres, et nous avons fait ressortir que sa partie la plus profonde était constituée tout près de la côte du Chili par un canal descendant jusque 7 635 mètres, et plus au Nord-Ouest, ensuite, le long de la côte du Pérou, par une série de fosses allongées ou elliptiques, un peu moins profondes que le canal. On peut voir sur la carte que le bassin préandin occupe une superficie plus grande que la partie correspondante de la chaîne des Andes, de sorte que le volume du relief est secondaire à la cavité du creux océanique. On peut constater aussi que là où la chaîne est le plus large et que son soulèvement est le plus considérable, la fosse atteint son

maximum de largeur et de profondeur. C'est également dans la partie correspondante de la chaîne que le volcanisme a amené à la surface la plus grande quantité de masses éruptives, que les volcans plus ou moins récents sont le plus nombreux, le plus élevés et le plus fréquemment actifs. Enfin c'est encore là que les sismes sont le plus nombreux et le plus importants.

Nous pouvons déjà, d'une façon générale, établir qu'il y a un rapport évident entre l'existence du bassin préandin d'un côté, et les phénomènes tectoniques de l'autre, tant ceux qui ont donné naissance à la chaîne de montagnes que ceux que nous pouvons y constater de nos jours, sous forme de volcanisme et de sismicité. Citons ici le fait intéressant que les deux derniers sismes importants qui ont affecté la chaîne des Andes se sont produits aux deux extrémités du bassin, celui du rio Esmeraldas, au Nord de Guayaquil, et celui de Valparaiso, au Sud.

Si nous étudions la région de Valparaiso un peu plus en détail, nous voyons qu'à partir du 25° latitude Sud le bassin se resserre, limité à l'Orient par le littoral du désert d'Atacama, tandis que son bord occidental est formé par un plateau sous-marin, très allongé dans le sens du méridien, se relevant à son centre jusque 2 000 mètres pour former une longue crête qui porte à son extrémité septentrionale les deux petites îles San Ambrosio et San Felix, tandis qu'au Sud elle émerge encore pour former les deux îles de l'archipel volcanique de Juan Fernandez. A l'intérieur de la crête sous-marine, le bassin préandin offre des profondeurs de 3 000 mètres, jusque tout près des îles que nous venons de citer. Plus au Sud, à la courbe de 3 000 mètres fait suite un dos, qui va en s'élargissant pour aller à la rencontre du plateau de 1 000 mètres qui porte l'extrémité méridionale de l'Amérique du Sud. De plus, il convient de faire remarquer que celui-ci offre depuis Santiago, située à l'extrémité méridionale du bassin jusqu'à Valdivia (40° lat. Sud), un triangle formant une presqu'île sous-marine qui par la ligne de 2 000 mètres s'avance au-devant de la crête des îles Juan Fernandez, indiquant ainsi qu'il y a eu autrefois communication entre le continent et l'archipel, qui était alors beaucoup plus étendu. Ce qui paraît confirmer cette hypothèse, c'est l'existence, au large de Concepcion, sur le plateau de la presqu'île sous-marine, de l'île de la Mocha, formée par des sédiments tertiaires, soulevés d'abord et restés ensuite comme témoins de l'ancienne extension du continent vers l'Ouest.

La mer qui borde à l'Occident la partie médiane du littoral Sud-américain et qui forme aujourd'hui le bassin préandin, a été occupée

depuis le début des temps mésozoïques jusqu'à la fin du Tertiaire par une série de faunes qui présentaient la plus grande analogie avec celles qui ont habité la Méditerranée des Antilles, prolongement de la Méditerranée centrale. Pour montrer combien complets étaient les rapports entre les trois mers, nous citerons les passages du livre de M. Suess, qui a beaucoup insisté sur cette analogie. « Nous avons vu les formations marines du Trias se présenter avec le même caractère sur tout le pourtour de l'océan Pacifique. Au Chili, les terrains jurassiques offrent le même facies qu'en Europe ; il en est de même pour le Crétacé inférieur à Bogota et pour le Crétacé moyen de la Jamaïque. Nous avons vu que dans les dépôts tertiaires des Antilles, on rencontre les coraux oligocènes de Castel-Gomberto, et que les calcaires à Orbitoïdes y constituent, comme à Malte, la base du Miocène ; on y retrouve même quelques Échinides du premier étage méditerranéen d'Europe. Ce sont là des traces de l'ancienne Méditerranée centrale qui, pendant l'ère mésozoïque et la première partie de l'ère tertiaire, s'étendait dans le sens des latitudes, et le cachet européen des dépôts tertiaires du Chili montre que ce domaine n'a été séparé que fort tard, probablement au milieu ou vers la fin de l'Époque tertiaire. »

Plus loin, M. Suess ajoute : « C'est ainsi que M. R. A. Philippi a pu dire que les coquilles tertiaires du Chili ont plus d'analogie avec celles de la Méditerranée qu'avec celles des mers chiliennes actuelles. Les genres *Chenopus*, *Conus*, *Terebra*, *Cassis*, *Cyprea*, *Solarium*, *Corbula* et beaucoup d'autres, qui caractérisent la faune atlantique, et notamment celle de la Méditerranée, ainsi que les dépôts tertiaires des régions méditerranéennes, se retrouvent dans les dépôts tertiaires du Chili, tandis qu'elles manquent aux mers actuelles de cette contrée. »

Le bassin préandin constitue donc, depuis les temps mésozoïques jusque vers la fin de l'Époque tertiaire, le prolongement de la Méditerranée centrale le long du bord occidental du continent Sud-américain. MM. Burckhardt et Scalia, du Service géologique du Mexique, viennent de confirmer cette extension de la Méditerranée à l'Époque triasique par la découverte d'Ammonites et de Lamellibranches du type européen, et déjà en 1904 M. Perrin Smith a montré que cette même mer s'étendait le long de la côte californienne. Il semble donc que la mer qui baignait le littoral occidental du continent américain tout entier ne communiquait pas aussi largement que de nos jours avec le Pacifique central, et nous croyons ne pas émettre une hypo-

thèse trop risquée en disant que le bassin préandin, tel que nous le connaissons aujourd'hui, n'est que la survivance d'un bassin plus ou moins isolé, ayant fait partie autrefois de la Méditerranée mésozoïque d'abord, tertiaire ensuite. Le mur continental qui le séparait alors du Pacifique occupait le bord occidental du bassin, comme nous avons essayé de le montrer pour sa partie méridionale, et nous parlerons de sa partie septentrionale plus tard au cours de cette étude.

Pour le moment, nous appellerons l'attention sur les modifications profondes que présente le système de montagnes des Andes, à la hauteur de l'extrémité méridionale du bassin préandin. C'est ici que la chaîne tend à perdre son caractère de chaîne plissée, et elle subit en outre plusieurs modifications, comme nous le verrons à l'instant; il semble qu'il y ait eu ici une modification complète dans l'action des forces tectoniques qui ont donné naissance à la chaîne.

Vers 26° latitude Sud commence la crête sous-marine des îles Desventuradas (San Ambrosio et San Felix); en même temps le bassin devient plus étroit et moins profond. Parallèlement au relèvement du fond du bassin, nous constatons la terminaison méridionale du plateau continental soulevé; et les chaînes argentines qui lui font suite s'isolent les unes des autres, leurs cimes n'atteignent plus les mêmes hauteurs, les plaines qui les séparent descendent rapidement leur niveau vers celui des Pampas; et c'est ainsi qu'à la hauteur de Valparaiso, la Cordillère des Andes, qui formait le bourrelet occidental du plateau, constitue uniquement le relief. Par contre, plus au Nord, en Bolivie et même au Pérou, là où le bassin préandin présente son maximum de développement en profondeur et en largeur, le relief est constitué par le soulèvement d'un vaste plateau.

Le plateau des Andes, de même que son versant oriental, est constitué entièrement par des terrains anciens, dont les plus récents se rattachent au système carbonifère. Ils forment un vaste synclinal qui regarde vers l'Ouest, et sur son bord occidental s'est accolée une large bande de terrains jurassiques et crétacés, qui forment le bourrelet occidental du plateau, c'est-à-dire la Cordillère des Andes, du moins jusque vers l'extrémité du bassin préandin. Ici la bande jurassique crétacée se reporte à l'Est sur le versant opposé de la chaîne, pour aller se perdre du côté des Pampas, tandis que la Cordillère, devenue une chaîne simple, perd peu à peu son caractère de chaîne de plissement. M. Hauthal, qui s'est spécialement occupé de la géologie des Andes méridionales, nous dit que vers 40° latitude Sud elles conservent encore leur caractère de chaîne plissée, mais les plis orientaux

cessent déjà vers 33° latitude Sud. En tout cas, à partir de 40°, les plissements parallèles ont cessé, on ne rencontre plus que des grands massifs distincts, souvent séparés par des dépressions relativement profondes. Or ces latitudes, comme nous l'avons vu, correspondent avec la terminaison du bassin préandin. M. Hauthal, qui a surtout étudié la chaîne entre 46° et 51° latitude Sud, constate que les massifs isolés représentent des laccolithes granitiques, et il lui paraît probable qu'il faut admettre la même constitution pour la partie des Andes située entre 40 et 46°. Il y aurait donc là une série de laccolithes, alignés du Nord au Sud, comme la chaîne des Andes plissées. Ces massifs granitiques, dont quelques-uns sont désignés sous le nom de Cerro Fitz Roy, C° Payne, C° Balmaceda, C° Castillo, sont encore recouverts par des roches crétacées marines, horizontales sur les sommets, en disposition périclinale sur les flancs, ce qui permet de délimiter approximativement l'âge de leur soulèvement.

MM. Hauthal et Burckhardt, se basant sur l'étude de la géologie de la République Argentine et du Chili méridional, admettent l'existence d'un continent aux temps jurassiques, prolongeant les régions alors émergées de la Nouvelle-Zélande, jusqu'à l'emplacement actuel du littoral pacifique des Andes chiliennes méridionales. De ce continent submergé à l'Époque crétacée sont restés des tufs porphyriques et des conglomérats sur le versant pacifique de la Cordillère, que M. Hauthal a retrouvés sur le versant oriental entre 45° et 48° latitude Sud. Ces dépôts sont inclinés vers l'Est et recouverts en discordance par le Néocomien. La mer crétacée a donc envahi cette partie de l'hémisphère antarctique, mais elle ne paraît pas, d'après les observations paléontologiques signalées plus haut, être entrée en communication avec la partie Sud-américaine de la Méditerranée centrale, qui est resté fermée au Sud jusque vers la fin du Tertiaire.

L'espace relativement étroit qui court contre le bord occidental du massif des Andes est formé, tout le long du bassin préandin, par des plaines où s'accumulent en certains points des éminences plus ou moins élevées, qui s'alignent en général parallèlement à la grande chaîne. On les désigne sous le nom de Cordillères côtières et elles se rattachent à la Cordillère principale par des chaînons transversaux plus ou moins accusés. On n'est pas d'accord sur l'âge des chaînes côtières; elles sont formées en grande partie par des terrains métamorphiques considérés comme paléozoïques par les uns, comme crétacés par les autres. En tout cas, on y rencontre des dépôts tertiaires marins qui montrent que la chaîne côtière a continué à subir le mouvement de

soulèvement pendant la période tertiaire et même pendant la période quaternaire. Mais, par contre, d'autres sections situées au bord de la mer s'y sont effondrées, si l'on en juge notamment par la forme et l'aspect du chaînon qui occupe la totalité de la presqu'île de Mejillones. En tout cas, la chaîne côtière forme un bourrelet très voisin du littoral depuis Iquique jusque Copiapo, c'est-à-dire tout le long du canal océanique profond.

Au Sud de Copiapo et surtout plus loin vers le Sud, la chaîne côtière prend une importance beaucoup plus considérable relativement à la Cordillère principale, là où le plissement de celle-ci diminue peu à peu. En même temps apparaît ce que l'on a appelé la vallée longitudinale du Chili ; d'abord sous forme d'un alignement à une altitude à peu près constante de 1 300 à 1 200 mètres de dépressions dans les chaînons transversaux qui relient la chaîne côtière à la Cordillère, puis d'une cuvette longitudinale parcourue dans sa partie septentrionale et médiane par des rivières transversales descendant du versant de la Cordillère et de quelques vallées longitudinales suivant les plissements. Enfin, la partie méridionale de la cuvette est occupée par une série de lacs qui vont en augmentant en étendue et en profondeur jusqu'à ce qu'ils finissent par se confondre pour former le canal marin qui sépare la Cordillère des Andes méridionales d'une longue série d'îles et de presqu'îles provenant de la dislocation de la chaîne côtière. Celui-ci se prolonge en se recourbant comme la Cordillère principale au Sud-Est et ensuite à l'Est, jusqu'à l'île des États située à la pointe extrême du continent américain.

La bande d'îles qui succède à la Cordillère côtière présente la même constitution géologique. On peut donc dire qu'à partir de l'extrémité méridionale du bassin préandin se présente un affaissement longitudinal, un synclinal tectonique, prolongement probable du bassin lui-même, ou bien affaissement parallèle à celui-ci vers l'intérieur de la Cordillère des Andes. Le canal marin des archipels chiliens va en s'approfondissant vers le Sud où, malgré son peu de largeur, il atteint des profondeurs de 320 mètres, qui dépassent celle des mers ouvertes à l'Ouest. Il se continue vers le Sud jusqu'à la Terre de Feu, où il se termine par l'*Admiralty sound* prolongé par le lac Fagnano. On reconnaît même dans ces parages des synclinaux parallèles au premier, situés du côté de la mer : tel le canal du Beagle, qui sépare les îles Hoste et Navarin de la Terre de Feu. Du reste, l'extrémité méridionale de l'Amérique du Sud offre l'exemple remarquable d'une terre en voie de dislocation, avec ses canaux marins, ses nombreux lacs et prolon-

gements de golfes intérieurs, correspondant aux nombreuses îles et presqu'îles qui les séparent. Il est vrai que les phénomènes glaciaires ont contribué à approfondir les fjords et à barrer, sous forme de lacs, les eaux glaciaires, mais la cause primordiale de ces formes géographiques si caractéristiques doit se rechercher dans les forces tectoniques profondes qui ont commencé à disloquer le continent antarctique depuis la période crétacée.

La chaîne des Andes n'a pas participé à ce mouvement d'affaissement, au moins dans sa totalité. Les observations de Hauthal nous montrent qu'il y a eu soulèvement d'une série de massifs; le granit de la profondeur a été soulevé sous forme de laccolithes, qui dans certains cas ont relevé à plus de 2 000 mètres les sédiments crétacés, nous montrant ainsi que l'âge de ces phénomènes correspond à une des dernières phases du plissement dans les parties plus septentrionales des Andes, celles qui correspondent au bassin préandin. Ce soulèvement n'a pas été aussi important au Sud qu'au Nord. La hauteur des cimes va successivement en diminuant jusque 1 500 mètres vers le Sud, alors que le géant des Andes, l'Aconcagua, pic volcanique prétertiaire situé non loin de Valparaiso, dépasse 7 000 mètres. Il y a cependant relèvement des cimes au Mont Sarmiento, au Mont Darwin et au Mont Français, qui dépassent 2 000 mètres; ils sont situés dans la Terre de Feu, où la chaîne prend la direction Est-Ouest, et n'occupe plus qu'une place secondaire relativement aux plateaux sédimentaires horizontaux qui constituent cette île ainsi que la Patagonie.

De ce qui précède nous concluons que la mer qui baigne le littoral occidental de l'Amérique du Sud est formée de deux parties tectoniquement distinctes : d'abord le bassin préandin, encore reconnaissable aujourd'hui sur les cartes marines, et qui a constitué autrefois le prolongement Sud-américain de la Méditerranée des Antilles et de la Méditerranée centrale; ensuite à celle-ci est venue se joindre vers les périodes crétacée et tertiaire une mer résultant de l'affaissement de la partie correspondante du continent antarctique. Elle occupait l'emplacement de la Patagonie et de la Terre de Feu, mais elle s'est également étendue au Nord-Est du côté de l'Atlantique et la faune y était la même; puis elle a graduellement remonté vers le Nord-Ouest, jusqu'à ce que la mer du Sud se fut confondue avec le bassin préandin. La crête qui porte l'archipel des Desventuradas et celui des Juan Fernandez, ainsi que son prolongement vers le plateau sous-marin qui porte les îles Lebu et La Mocha, restent des témoins isolés de la barrière qui

séparait autrefois la Méditerranée Sud-américaine à la fois du Pacifique central et de la mer méridionale, prolongement de l'Atlantique et de l'océan Antarctique.

Examinons maintenant la constitution tectonique de la partie plissée de la chaîne des Andes située sur le bord du bassin préandin, après en avoir étudié plus haut la partie méridionale, celle qui n'est pas directement en rapport avec le bassin. Depuis l'Aconcagua jusqu'au défilé du Maranhon à travers la Cordillère orientale des Andes, nous constatons que l'axe général du plissement suit d'abord une direction Nord-Sud, ensuite les cordillères parallèles qui bordent et surmontent le grand plateau andéen dévient insensiblement au Nord-Ouest. Or nous constatons la même déviation pour l'axe principal du bassin préandin ainsi que pour la direction des canaux profonds littoraux; le parallélisme est complet et indique encore une fois la nécessité d'admettre des rapports tectoniques entre les deux ordres de phénomènes.

Dans la partie de la chaîne correspondante à l'extrémité méridionale du bassin préandin le plissement est simple. Vers le Nord, la largeur de la zone plissée augmente graduellement, par l'adjonction de nouveaux plis parallèles. Mais ici la situation orographique se complique. Si, après avoir franchi les Andes, on continue vers l'Est dans la direction des Pampas de la Plata, on rencontre une chaîne beaucoup plus basse, mais dont les roches archéennes et cambriennes dénotent un âge géologique beaucoup plus reculé; c'est la chaîne de Cordoba. Ce massif ancien, dont les plissements ont également la direction Nord Sud, a joué dans la formation de cette partie des Andes un rôle de horst périphérique, analogue à celui que le massif de Bohême, entre autres, a joué dans la formation des Alpes autrichiennes. Dans son mouvement lent, mais toujours dirigé dans le même sens, vers l'océan Pacifique, le massif de Cordoba a plissé les terrains situés devant lui; et graduellement, probablement par saccades répétées, les Andes ont été soulevées au bord de la mer. Ce plissement a commencé dès le début de la période mésozoïque, sinon antérieurement; le soulèvement a continué pendant la période tertiaire, et probablement il dure encore de nos jours; seulement il est difficile de faire la distinction entre la dépression du niveau due à l'érosion récente et le soulèvement actuel de la chaîne. Il se peut d'ailleurs que la période de l'humanité ne coïncide pas avec une des phases paroxystiques du soulèvement.

Si nous suivons la Cordillère de Cordoba vers le Nord, nous voyons cette chaîne cristalline externe disparaître sous les dépôts récents des Pampas. Nous arrivons à Santa Cruz de la Sierra, en Bolivie; nous

voyons le bord oriental des Andes prendre brusquement la direction du Nord-Ouest, et garder celle-ci jusqu'au défilé du Maranhon à travers la Cordillère. A Santa Cruz donc s'arrête l'action de la masse cristalline de Cordoba. Seulement, dans les plaines amazoniennes de la Bolivie et dans le Matto Grosso du Brésil existent d'autres chaînes externes, parallèles à la direction du Nord-Ouest. L'âge archéen et cambrien de leurs roches montre qu'elles font partie du grand massif brésilien et elles ont joué, pour cette partie des Andes boliviennes, le même rôle que celui de la chaîne de Cordoba plus au Sud pour les Andes du Chili.

Nous nous trouvons donc en présence de deux massifs cristallins, l'un agissant de l'Est à l'Ouest, l'autre du Nord-Est au Sud-Ouest, tous deux vers le centre du bassin préandin. L'action de ces deux masses profondément enracinées, dirigée vers la dépression océanique, ne pouvait avoir d'autre résultat que le soulèvement de l'immense plateau des Andes et le plissement de ses bords sous forme de cordillères gigantesques.

Plus au Nord, vers l'angle formé par la vallée longitudinale du Maranhon et sa vallée transversale, le plateau soulevé cesse et les chaînes plissées de ses bords se rapprochent; l'espace qu'elles occupent devient de plus en plus étroit, les vallées longitudinales qui séparent les plissements s'abaissent rapidement, et le niveau moyen des cimes élevées va en diminuant de hauteur. On voit donc que le plissement des chaînes et le soulèvement du plateau situé entre elles diminuent graduellement, à mesure que le fond de la fosse se relève, et que l'action des horsts périphériques peut de moins en moins exercer ses effets.

Si nous étudions l'âge des couches géologiques qui recouvrent les flancs et les sommets des Andes, nous pouvons y puiser de nouveaux arguments pour établir les relations entre le plissement des chaînes et l'affaissement de la zone océanique. Nous avons vu que l'âge des roches de la chaîne de Cordoba et de celle de la Cordillera Geral de Matto Grosso remonte à l'Archéen et au Cambrien. De son côté, la chaîne des Andes est formée par une série de bandes de terrains qui s'alignent dans le même sens que les zones des massifs extérieurs. La bande la plus orientale, donc celle qui est en rapport immédiat avec les massifs périphériques, est formée par des terrains dont l'âge s'étend depuis le Silurien jusqu'au Permo-carbonifère. C'est la bande la plus large, et elle forme ce que l'on pourrait appeler le système oriental des Andes, qui comprend le plateau et son versant oriental. Ce dernier est très

large, parce qu'il a subi l'action prolongée d'une érosion intense; grâce à l'humidité du climat de ces régions, les vallées, d'abord longitudinales, se sont peu à peu compliquées de vallées transversales, en donnant lieu à un réseau fluvial très abondant et très compliqué. Par contre, sur le versant argentin, où le climat est beaucoup plus sec, les vallées longitudinales prédominent encore, et les plissements parallèles, dirigés ici du Nord au Sud, restent très apparents.

La bande paléozoïque que nous avons vue commencer au Sud vers la latitude de Cordoba va en s'élargissant jusqu'à la hauteur d'Arica et de Santa Cruz, puis se rétrécit en déviant au Nord-Ouest jusqu'au golfe de Guayaquil, puis au Nord-Est, et au Nord-Nord-Est jusqu'au nœud de Pasto en Colombie, où elle disparaît sous les plissements crétacés qui recouvrent les cordillères de cette région; mais on la retrouve encore sur les hauts sommets au centre des anticlinaux de plissement. Nous voyons donc que les deux massifs périphériques, celui de Cordoba et celui de la Cordillera-Geral de Matto-Grosso, ont soulevé devant eux un bourrelet de terrains paléozoïques, dont le versant occidental est resté sous la mer crétacée, comme nous le verrons en parlant de la Cordillère occidentale.

Le plissement de celle-ci s'est produit vers la fin de l'époque crétacée. Elle est constituée par une zone de roches sédimentaires marines, dont l'âge va du Rhétien jusqu'au Crétacé. Nous avons appris que les fossiles de ces terrains présentent la plus grande analogie avec ceux de l'Europe méditerranéenne. Nous avons vu d'un autre côté que, vers l'extrémité méridionale du bassin préandin, la bande jurassique passe du versant occidental de la chaîne des Andes vers son versant oriental pour disparaître dans la plaine des Pampas, indiquant ainsi une modification dans le développement tectonique de la chaîne. De même au Nord du bassin préandin, le Jurassique diminue d'importance par rapport au Crétacé, et nous verrons plus tard que plus on se rapproche du bassin de la mer des Antilles, plus récents sont les terrains affectés par le plissement. Donc, ici également, en quittant le domaine du bassin préandin, nous constatons des conditions nouvelles de plissement, par rapport non seulement à la direction de la chaîne, mais aussi relativement à l'âge des roches qui la composent.

Nous avons déjà, tout au moins pour la partie chilienne, exposé la tectonique de la zone située devant la Cordillère occidentale, que l'on désigne généralement sous le nom de Cordillères côtières. Elle varie beaucoup en largeur, et les chaînons, plus ou moins parallèles, que l'on y rencontre, présentent des hauteurs assez inégales. On y constate des

sédiments tertiaires marins, qui indiquent qu'elle a été soulevée depuis cette époque; mais il est probable qu'elle s'effondre par son bord occidental, et l'un des meilleurs exemples nous en est fourni par la presqu'île de Mejillones, constituée par un fragment de chaîne Nord-Sud coupé à pic sur son bord externe et à ses deux extrémités, mais rattaché au continent par un isthme de terrains d'alluvion.

Cette zone côtière d'effondrement nous permet de nous expliquer le mécanisme du soulèvement de la chaîne. Il semble, à première vue, que l'action tangentielle s'exerçant au pourtour de la zone affaissée, ne tarderait pas à combler celle-ci. Pour expliquer le plissement et le soulèvement périphérique, il faut se rappeler que les zones d'affaissement constituent, primitivement au moins, des bassins étendus; ensuite, que la cause qui produit l'affaissement n'est pas superficielle : d'après les calculs de la sismologie, elle gît entre 75 et 150 kilomètres de profondeur, donc beaucoup au-dessous des 10 kilomètres à peine que représentent les grandes profondeurs de l'Océan. On comprend alors que les masses cristallines situées à une certaine distance soient entraînées vers le centre de l'affaissement. En même temps, les bords de la zone d'affaissement se relèvent, par suite de leur rapprochement et aussi par suite du plissement des masses sédimentaires qui se sont disposées sur le pourtour et qui sont poussées en avant par les masses cristallines. Si l'affaissement persiste, le rapprochement des bords se reproduit par périodes, et chaque fois les couches sédimentaires plissées et soulevées sont plus récentes, et plus internes par rapport aux couches plissées en premier lieu. Enfin sur la côte, des parties continentales entraînées au fond, parce qu'elles étaient amenées en équilibre instable, modifient sans cesse le dessin de la ligne côtière qui sépare les terres des eaux de la mer. C'est ainsi que nous trouvons des effondrements sur la côte, des terrains tertiaires marins émergés sur les Cordillères côtières, du Crétacé, du Jurassique et même du Rhétien jusque sur les sommets de la Cordillère occidentale, enfin, un bourrelet de roches paléozoïques soulevé entre celle-ci et les horsts périphériques des Andes.

M. Suess a réuni de nombreux documents pour établir l'âge géologique des couches qui constituent la zone des Cordillères côtières. Outre les sédiments marins tertiaires et secondaires, on y rencontre des roches vertes, c'est-à-dire des produits éruptifs anciens, probablement d'âge secondaire, et, en outre, des roches métamorphiques, considérées par les uns comme très anciennes, comme appartenant à l'époque crétacée par les autres. C'est vers cette dernière opinion que tend

l'illustre géologue, et il fait ressortir que la bande côtière se continue au Sud vers le Chili méridional, où son âge crétacé est incontestable. M. Hauthal a, du reste, constaté que les roches crétacées en contact avec les laccolithes granitiques de ces régions ont subi un commencement de métamorphisme. Si nous nous rallions à l'opinion qui attribue un âge crétacé, ou tout au moins mésozoïque, à l'ensemble de la zone précordillère, nous pouvons établir une comparaison avec les terrains du synclinal des schistes lustrés du versant méridional des Alpes. Ici nous rencontrons les mêmes roches vertes et des couches de roches secondaires métamorphisées, situées sur le versant intérieur, celui qui regarde vers la fosse d'affaissement centrale.

Nous reviendrons sur cette analogie entre les deux grandes chaînes situées sur le bord de la longue zone d'affaissement dont faisaient partie la Méditerranée centrale ancienne et le bassin préandin.

*Volcans des Andes.* — Ils suivent d'une manière générale le littoral du Pacifique, abandonnant même la ligne de plissement des Andes, pour réapparaître à l'isthme de Panama.

L'action volcanique, qui se continue sur une certaine distance le long de la Cordillère centrale de Colombie, prolongement de la Cordillère écuadorienne, est arrêtée au Ruiz, entre la Cauca et le Magdalena, donc sur le littoral méridional du bras de mer qui faisait communiquer jusqu'au milieu du Tertiaire la mer des Antilles avec le bassin préandin. Les volcans réapparaissent, à Chiriqui, sur le versant caraïbe de l'isthme de Panama, mais des éruptions tertiaires ont eu lieu dans toute la longueur de l'isthme.

La distribution des volcans récents suit donc les dispositions géographiques actuelles, et elle n'est que l'expression, persistant encore de nos jours, des forces tectoniques qui ont créé cet état de choses. Elles se traduisent par l'activité volcanique toujours intense dans les Andes écuadoriennes et dans celles du Chili central, donc aux deux extrémités du bassin préandin. Les volcans écuadoriens sont disposés sur deux rangées parallèles très rapprochées; au Sud, quelques centres d'éruption occupent la vallée interandine. La plupart dépassent 5 000 mètres : le Chimborazo, qui atteint 6 310 mètres (Stübel), est un des volcans les plus élevés du globe. Ils ont couvert de leurs produits d'éruption toute la vallée interandine. Faut-il considérer l'activité volcanique qui règne en cette région comme le résultat de la continuation du travail d'affaissement de la partie septentrionale du bassin préandin, qui se traduit à la surface par la présence du golfe de Guayaquil,

la seule indentation du littoral andin? Il y a lieu cependant de se rappeler que le mur élevé et étroit des Andes, qui se dresse devant le golfe, occupe la région par laquelle les eaux du bassin préandin pénétraient autrefois dans la plaine, où coule actuellement le grand fleuve des Amazones. Il ne faut pas remonter au delà du Miocène pour constater l'existence de ce golfe, qui s'avançait dans le continent amazonien, et ses dépôts littoraux se rencontrent à Pebas, sous 72° de longitude Ouest, soit à 6° à l'Est du versant oriental de la chaîne écuadorienne. Les Andes de cette région sont donc d'un âge relativement récent, puisqu'elles remontent tout au plus à la fin du Miocène; et il n'est pas étonnant que le processus volcanique nous indique encore aujourd'hui la continuation du travail tectonique de la force tangentielle en ce point du globe. L'âge comparativement récent de la chaîne et le voisinage de l'extrémité septentrionale du bassin préandin se réunissent pour expliquer l'activité volcanique des plissements écuadoriens. Nous verrons plus loin que le tremblement de terre tout récent d'Esméraldas nous indique d'autre part que l'affaissement de la côte suit son cours à l'extérieur de cette partie des Andes.

Au Sud du nœud de la Loja, faisant suite aux Andes écuadoriennes, commencent les Andes péruviennes, qui forment avec les premières un angle dont le sommet regarde vers la mer. Sur une étendue de 2000 kilomètres, les Andes ne présentent plus de volcans récents. Cependant on a signalé, mais cette fois sur le littoral, à Casma et Culebra (9° et 10° latitude Sud), des basaltes récents qui ne se rencontrent pas dans les Andes, et, au large de la Punta Aguja, une île volcanique serait apparue tout récemment.

Les volcans recommencent un peu au Nord d'Arequipa, et l'on sait les nombreuses catastrophes que cette ville a subies par suite du voisinage dangereux du volcan Misti. On peut donc dire que l'activité volcanique réapparaît au point où surgit le vaste plateau des Andes, et elle se continue depuis son bord septentrional constitué par le nœud transversal de Vilcanota, jusqu'au Sud de la Puña de los Andes. Les volcans se répartissent d'une façon très irrégulière; ils occupent surtout les deux ourlets qui bordent le plateau, la Cordillère occidentale et la Cordillère orientale; mais on les rencontre aussi sur le plateau à une certaine distance des Cordillères. Ils sont du reste beaucoup plus nombreux sur la Cordillère occidentale, qui est formée, comme nous l'avons vu, par des terrains plus récents. Beaucoup de ces sommets volcaniques atteignent près de 6 000 mètres de hauteur et dépassent parfois le niveau du plateau de près de 2 000 mètres.

La Cordillère se prolonge vers le Sud au delà du plateau des Andes, jalonnée par de nombreux volcans actifs ou actuellement éteints, jusqu'à l'extrémité méridionale du bassin préandin, où se dressent très rapprochés deux géants parmi les sommets des Andes, le Cerro del Mercedario (6 798 mètres) et l'Aconcagua (6 970 mètres), qui ne sont pas des volcans récents, mais constitués par des roches porphyriques. Plus loin la chaîne se présente comme un mur entre la plaine côtière du Chili et le plateau qui constitue les Pampas de la Patagonie. Les bouches volcaniques s'y suivent de très près, placées également sur un alignement double, occupant l'un la chaîne chilienne et l'autre les chaînes parallèles du territoire argentin. La série se continue jusqu'à l'île de Magdalena, formée par le volcan insulaire, le Motalat, qui fait manifestement partie de la Cordillère principale. La hauteur des volcans diminue rapidement vers le Sud jusqu'au Motalat, qui atteint 1 660 mètres.

C'est à partir de la latitude qui marque la fin de l'alignement des volcans que la Cordillère perd l'homogénéité de son relief; elle se divise en massifs plus ou moins isolés, séparés par des dépressions profondes. M. Hauthal, qui a surtout étudié le versant argentin de la Cordillère méridionale, nous donne des renseignements très intéressants sur ces massifs. Il a constaté que le C° Fitzroy (3 600 mètres) et le C° Paine (2 840 mètres) sont des laccolithes dont le noyau granitique central a soulevé des couches sédimentaires qui ne remontent pas au delà du Crétacé récent, et il admet avec raison, nous semble-t-il, la même constitution pour les nombreux massifs qui s'alignent sur une direction d'abord exactement parallèle au méridien, et plus loin à l'immense arc de cercle qui va aboutir à l'extrémité de la Terre de Feu. M. Hauthal fait observer que le soulèvement laccolithique a pris la place de l'alignement des éruptions volcaniques.

Il paraît donc tout naturel d'admettre que ce sont là deux manifestations superficielles d'une même cause profonde, qui au Nord a produit les éruptions volcaniques, et au Sud le soulèvement laccolithique. M. Hauthal signale en outre à l'Orient de la ligne des laccolithes de Patagonie de nombreux petits cratères de volcan, de 300 à 400 mètres de hauteur, disposés en groupes, et l'on sait que certaines parties de la Patagonie sont couvertes par de vastes lambeaux basaltiques. Pour nous, les volcans de la Cordillère des Andes et les laccolithes de Patagonie ont une seule et même origine. La seule différence qu'il y ait lieu de relever, c'est qu'au Nord la force tangentielle, beaucoup plus considérable qu'au Sud, a soulevé le vaste plateau des Andes et

fait jaillir au-dessus de celui-ci les roches de la profondeur encore en fusion, tandis qu'au Sud une force tangentielle moins puissante s'exerçait entre deux masses affaissées. Celles-ci sont descendues sans subir l'action de la force tangentielle d'une façon notable, et ce n'est que par l'effet de simple isostasie que des masses profondes encore fluides ont pu se faire jour par la fente qui séparait la table de Patagonie de celle qui autrefois constituait le continent jurassique du Pacifique méridional, dont l'existence a été invoquée par Burckhardt et Hauthal. Le long de cette fente les laccolithes se sont soulevés et ont formé les Andes de Patagonie, dont l'âge remonte à la fin du Crétacé.

Nous avons vu que les volcans chiliens vont successivement en diminuant de hauteur, c'est-à-dire que la force qui a expulsé les produits d'éruption diminuait vers le Sud; mais à partir du Motalat, le dernier volcan au Sud, les cerros laccolithiques atteignent une hauteur plus considérable, puisque Hauthal signale 3 600 mètres pour le C° Fitzroy et 2 800 mètres pour le C° Payne, situé plus au Sud. La différence de hauteur peut provenir des couches crétacées qui surmontent encore les noyaux plutoniques; il se peut aussi que la force vive de ceux-ci, n'ayant pas trouvé à se dépenser dans la formation des produits d'éruption, ait produit le soulèvement plus considérable de ceux-ci. Quoi qu'il en soit, les laccolithes, à leur tour, vont en diminuant de hauteur jusqu'à la Terre de Feu, où il y a un relèvement jusque 2 000 mètres pour le mont Darwin, le mont Sarmiento et le mont Français.

Les expéditions polaires antarctiques, et spécialement celle de la « Belgica » et celle de l' « Antarctic », viennent de fournir des données géologiques qui démontrent que la Patagonie et les Andes chiliennes méridionales ne constituent qu'un fragment, aujourd'hui détaché, du continent antarctique. De même que le bord de la table brésilienne s'est soulevé et plissé sur le littoral actuel de l'océan Pacifique, le continent antarctique entoure d'un plissement, dû à un soulèvement plutonique, le bord méridional de ce même océan, au moins dans la partie aujourd'hui connue, et qui s'étend depuis la Terre de Louis-Philippe jusqu'à la Terre de Graham et au delà dans la direction de la Terre du roi Édouard VII, où il se relève au Nord par la Terre de Victoria dans la direction de la Nouvelle-Zélande.

Le premier, M. Arctowski, le géologue de l'expédition de la « Belgica », a fait ressortir l'analogie qui existe entre les Andes patagoniennes et la chaîne plutonienne de la Terre de Graham. Les recherches de O. Nordenskjöld et J. Gunnar Andersson pendant l'hivernage de l' « Antarctic » ont fourni des résultats encore plus

concluants. Ils ont montré que la chaîne antarctique était formée en grande partie par des roches plutoniennes qui présentent la plus grande analogie avec celles des Andes et de la Cordillère de l'Amérique du Nord. Bien plus, leur séjour dans le bassin marin à l'Est de la Terre de Graham leur a montré que l'évolution tectonique de ce bassin correspond avec celle de la mer qui baigne la côte de la Patagonie. Les terrains crétacés et tertiaires qui recouvrent les plaines patagoniennes, restés à l'état de repos, trouvent leurs équivalents dans les couches horizontales des îles Snow Hill et Seymour. De part et d'autre, ces couches sédimentaires marines ont été recouvertes par un vaste manteau de basalte. Les fossiles marins sont les mêmes au Crétacé et au Tertiaire, et même des vestiges de feuille du genre *Fagus*, constatés dans l'île Seymour, montrent que la végétation actuelle de la Terre de Feu avait déjà des représentants dans le continent antarctique dès l'époque tertiaire. D'un autre côté, la présence d'ossements fossiles de plusieurs espèces de pingouins dans cette même île montre que la faune si spécialisée, qui caractérise ce continent, aussi bien que la partie méridionale de l'Amérique du Sud surtout pendant le Tertiaire, avait déjà commencé à évoluer dans ces régions dès la période oligocène et peut-être même avant. Enfin, le volcanisme est encore actif dans le bassin d'affaissement du *Bransfield strait* entre les Shetland du Sud et la Terre de Louis-Philippe, où les îles Deception et Bridgman constituent des volcans dont les premiers explorateurs ont pu constater les éruptions. Et si nous nous rappelons l'existence du volcan Erebus au Sud de la Terre Victoria, nous voyons se compléter peu à peu, par un alignement volcanique, le bord tectonique de la partie méridionale de l'océan Pacifique, dans la direction de la Nouvelle-Zélande, et de la fosse océanique qui se prolonge jusqu'à l'île de Samoa.

En résumé, nous pouvons dire que les volcans actifs de la chaîne des Andes se rencontrent surtout dans le voisinage des sommets des plissements andins, ensuite qu'ils sont disposés avec une régularité plus ou moins grande le long du bord du bassin préandin, enfin qu'aux deux extrémités, les alignements volcaniques se prolongent au delà de celui-ci. Au Nord, l'activité volcanique est encore très marquée; elle y est en rapport avec les phénomènes tectoniques tertiaires et quaternaires, qui ont isolé la partie occidentale de la plaine de l'Amazonie du bassin préandin.

Les volcans sont surtout nombreux sur le plateau des Andes et sur ses deux bords; c'est là que les bouches d'éruption atteignent leur

hauteur maxima, c'est donc au bord du bassin préandin que l'activité volcanique atteint son maximum d'effet. Il en a été de même au Tertiaire et probablement au Jurassique et au Crétacé, si l'on en juge par les importantes formations éruptives qui occupent la bande jurassique et crétacée du versant occidental de la chaîne. Enfin, au Sud du bassin préandin les volcans sont encore nombreux, mais ils se réduisent, de même que dans le Nord, à un alignement double. Enfin, plus au Sud, la ligne volcanique est continuée par une série de soulèvements laccolithiques qui ont précédé les éruptions volcaniques tertiaires du Chili et de l'Argentine.

Il nous reste à parler des deux groupes d'îles volcaniques qui bordent le bassin préandin à l'occident. Les cartes marines nous les montrent dressées comme des phares volcaniques, sur leur plateau sous-marin, qui semblent s'avancer l'un vers l'autre pour fermer le rivage occidental du bassin. Les îles qui émergent aujourd'hui sont exclusivement formées par des roches volcaniques. D'après l'opinion la plus généralement reçue, elles doivent leur origine à des éruptions volcaniques sous-marines, dont les produits se sont solidifiés sous les eaux, et, en s'accumulant les uns au-dessus des autres, ont fini par dépasser le niveau de l'océan. Nous ne pouvons nous rallier à cette opinion, et en la discutant nous exposerons notre manière de voir.

Occupons-nous d'abord des îles Juan-Fernandez. M. Platte, qui les a visitées en 1896 pour en étudier la faune marine côtière, nous les décrit comme formées par des dépôts de lave, plus ou moins horizontaux, coupés par des lignes verticales qui paraissent être des lignes de fracture. Il constate l'endémisme prépondérant parmi les formes marines; et une faible minorité seulement présente des ressemblances avec certains types de la faune Sud-américaine, qui se distingue aujourd'hui par son uniformité tout le long du littoral. Il en conclut que la plus grande partie de la faune côtière des îles Juan-Fernandez s'est formée indépendamment de celle du littoral Sud-américain, ce qui impliquerait la formation des deux îles par suite d'un soulèvement de volcans sous-marins. Il nous semble que la géographie biologique n'est pas encore arrivée à un point de perfection suffisante pour prononcer sans appel sur le mode d'origine des îles et continents actuels, et qu'il vaut mieux recourir à des arguments géologiques. M. Platte nous dit que l'île Mas à Tierra est formée par des couches horizontales de basalte accumulées sous les eaux. Il ne nous paraît pas probable que le magma en fusion s'épanchant au fond de la mer doive produire un basalte ou une roche analogue à un produit d'éruption aérienne. On voit sou-

vent émettre l'hypothèse d'éruptions sous-marines, mais à ma connaissance, les auteurs se sont très peu préoccupés de rechercher les conditions dans lesquelles ces éruptions devraient se produire, ils n'ont pas cherché à déterminer la nature des phénomènes qui accompagneraient le contact entre la lave en fusion et l'eau sous forte pression des profondeurs océaniques. En tout cas, je ne crois pas m'aventurer en affirmant que le produit de ces éruptions sous-marines ne serait pas le basalte que nous trouvons au sommet des cimes volcaniques aériennes, et qu'on nous dit constituer les îles Juan-Fernandez.

Il y a plus. Les éruptions se suivent à des intervalles plus ou moins longs, pendant lesquels à la surface de la lave nouvellement projetée se déposeraient des sédiments marins. Il est vrai que ceux-ci ne pourraient guère atteindre quelque épaisseur dans les profondeurs marines, mais à mesure que le sommet du volcan sous marin s'approcherait du niveau de l'océan, la vie marine ne manquerait pas de s'y établir, et comme M. Platte l'a observé sur la côte des îles Juan-Fernandez, elle ne tarderait pas à s'y présenter sous des formes variées et abondantes. Ces organismes, atteints par l'éruption subséquente, nous fourniraient, après l'émersion, des indices excellents pour déterminer la marche et la durée des dernières périodes, tout au moins, de l'émersion du volcan. Mais jusqu'ici je n'ai guère rencontré dans la description des îles volcaniques le signalement de ces fossiles, et je me refuse à croire que la haute température des laves émises ait pu faire disparaître jusqu'aux dernières traces des nombreux coquillages qui ont dû garnir les sommets des récifs, coralliens ou coquilliers, devant plus tard nous apparaître sous forme d'îles volcaniques. Il est bien entendu que les remarques qui précèdent s'appliquent aux volcans qui auraient surgi des grandes profondeurs océaniques, et que nous admettons parfaitement la possibilité de l'émersion momentanée de volcans sur le bord des continents dans les parties périphériques de l'océan.

Pour nous, le processus est inverse. La crête allongée, longue de plus de 10° de latitude, qui porte les îles Juan-Fernandez et, à son extrémité septentrionale, les îles Desventuradas, est le dernier reste du continent jurassique correspondant au Sud du Pacifique actuel, admis par beaucoup de géologues après M. Burckhardt. Cette crête a pu maintenir ses deux extrémités au-dessus du niveau de l'océan, grâce à l'activité volcanique plus intense en ces points, probablement parce qu'ils se trouvent en relation avec le volcanisme de la chaîne des Andes; car nous verrons plus loin que les sismes volcaniques des Andes du Chili central trouvent fréquemment un écho dans les îles

Juan Fernandez, et que de cette façon on peut dire que la sismicité, aussi bien que le volcanisme à peine éteint dans la crête occidentale, indiquent une activité tectonique persistant toujours sur le pourtour de la partie méridionale du bassin préandin.

Nous avons à appliquer les mêmes remarques au groupe, beaucoup plus étendu, des îles Galapagos. Malgré l'autorité du grand nom de Darwin et les observations d'un grand nombre de savants naturalistes, nous préférons nous rallier aux vues de M. Bauer, qui rattache les Galapagos à l'existence d'un continent ou groupe d'îles qui occupaient, pendant l'époque tertiaire, l'emplacement actuel de l'Amérique centrale et de la partie correspondante du Pacifique.

Après Darwin, les Galapagos furent surtout étudiées par Th. Wolf, l'éminent géologue des Andes écuadoriennes, qui a résidé dans l'archipel pendant quelque temps, et nous en a donné une description géologique. La plupart des autres savants ont eu pour but des recherches de zoologie et de botanique. Le premier argument en faveur de la formation du groupe sur le fond de l'océan semble provenir de la grande distance qui le sépare du continent Nord-américain et de l'Amérique centrale, qui est respectivement de 900 kilomètres et de 1 200 kilomètres. Nous verrons, par l'étude des cartes marines, quelle importance il faut reconnaître à cet argument.

D'après les travaux tout récents de Robinson, la flore présente un caractère américain très marqué; cependant les espèces endémiques atteignent 50 %, et varient d'une île à l'autre; par contre, les genres endémiques ne sont qu'au nombre de deux, donc en proportion très faible.

Pour ce qui est de la faune, les renseignements nous sont fournis par Darwin, Th. Wolf et Bauer. On ne trouve en fait de mammifères qu'un petit rongeur, puis des tortues terrestres, confinées aujourd'hui dans la zone supérieure qui est en même temps la partie humide et boisée; d'après Bauer, elles présenteraient le type des tortues miocènes de l'Amérique du Nord. Th. Wolf signale deux genres de lézards, *Tropidurus* et *Amblyrhynchus*. Le dernier type est très rapproché des lézards géologiques anciens; l'espèce *Amblyrhynchus cristatus* serait, d'après Wolf, le seul Saurien marin existant encore aujourd'hui. Ce lézard, qui peut atteindre 1 mètre de longueur, se nourrit d'algues marines. Une autre espèce, *Amblyrhynchus subcristatus*, vit dans la zone sèche inférieure; il se nourrit de feuilles et se creuse des terriers comme le lapin. Le genre *Tropidurus* varie beaucoup d'une île à l'autre. Il en est de même pour la plupart des oiseaux qui habitent le groupe.

Si nous examinons une carte marine, nous voyons que le groupe des Galapagos est relié encore actuellement à l'Amérique centrale, et plus spécialement au littoral de Costa-Rica et de Panama, par un relèvement du fond de l'océan, limité par la ligne de 3 0 0 mètres. Celui-ci porte en outre l'archipel des îles Cocos et une presqu'île sous-marine, qui s'avance vers ce dernier en avant du golfe Dulce, et est délimitée par la ligne bathyale de 2 000 mètres. En outre, l'îlot de Malpelo, isolé sur un relèvement du fond de 3 000 mètres, s'élève au large du golfe de Panama. Cette disposition du fond de l'océan autour des Galapagos nous fait voir que leur isolement n'est pas aussi complet qu'on serait tenté de le croire à la vue des cartes ordinaires.

Ensuite, parmi les formations éruptives qui constituent exclusivement la partie émergée des îles, Wolf distingue une formation ancienne et une formation récente. Si nous partons de l'idée du soulèvement volcanique du fond de l'océan, et si nous tenons compte de la superficie occupée actuellement par toutes les îles du groupe qui devraient, dans cette hypothèse, constituer les sommités volcaniques d'un édifice éruptif sous-marin, il faudrait attribuer à celui-ci des dimensions beaucoup plus considérables que celles que nous connaissons aux massifs volcaniques actuels. Il faut en outre se rappeler que l'érosion par les courants océaniques est beaucoup plus intense que celle qui agit sur les sommets des Andes. Enfin, la plupart des auteurs admettant que l'élévation du groupe ne date que depuis le Tertiaire, nous ferons observer que l'édification de ces tours volcaniques sur leur plateau sous-marin se serait établie malgré les effets de destruction de l'érosion sous-marine; il en résulterait que l'accumulation des masses éruptives aurait dû néanmoins se produire avec une rapidité à laquelle les volcans d'aujourd'hui ne nous ont pas habitués. Nous voyons les cratères de ces derniers s'affaisser dès que l'éruption s'arrête, de sorte que, malgré des éruptions répétées, le niveau du sommet reste à peu de chose près constant, si même il ne s'abaisse.

Ni Darwin ni Th. Wolf ne signalent de fossiles conservés entre les différentes couches de lave; seules quelques coquilles récentes sont renfermées dans les tufs palagonitiques, dont la formation correspond à la période ancienne d'éruption. Outre le tuf, le basalte est la seule roche signalée par les auteurs, et nous répétons ici la remarque que nous avons faite pour les îles Juan-Fernandez.

M. Wolf termine son travail en disant qu'il faut considérer la faune et la flore comme le résultat d'une immigration récente, ou bien qu'il faut, avec Bauer, les étudier comme le résidu d'une faune et d'une flore

qui occupaient autrefois la partie continentale submergée. On sait que les conditions de la vie isolée dans des districts insulaires restreints ont pour résultat de faire disparaître rapidement les espèces de grands animaux qui, le plus souvent, ne trouvent pas à se nourrir, de sorte que, si nous discutons l'hypothèse du continent en voie d'affaissement, nous verrions une foule de types s'éliminer; la faune se réduira peu à peu aux espèces les plus petites, tout en admettant l'adjonction de quelques types nouveaux, par immigration.

D'un autre côté, l'action volcanique éruptive s'est exercée sinon dès le début, du moins à des époques qui remontent assez haut pour que les produits éruptifs aient recouvert complètement le socle primitif. Nous connaissons l'action pernicieuse que les pluies de cendres volcaniques exercent sur les végétaux et les animaux. Darwin a fait ressortir que les végétaux qui ont résisté dans la partie élevée de l'île, grâce surtout aux courants humides qui atteignent cette zone, présentent tous des feuilles petites et luisantes, caractère qui semble s'être développé en vue de la résistance à l'action nuisible des innombrables pluies de cendres. Par contre, dans la zone sèche au niveau de la mer, on rencontre la végétation désertique des Opuntias, que nous retrouvons sur la Puna des Andes et sur les plateaux mexicains, où les poussières volcaniques alternent avec les sables du désert, auxquels cette végétation spéciale est parvenue à s'adapter.

Les animaux eux-mêmes, qui ont pu résister et parvenir à se propager jusqu'à nos jours, présentent tous des moyens d'échapper aux causes d'asphyxie provoquée par les poussières volcaniques. La tortue terrestre, dont l'immigration dans l'île paraît difficile à admettre, semble avoir conservé, comme centre de développement, les sommets des grandes îles, là où elle est protégée par les forêts denses contre les pluies de cendres. Les lézards sont plutôt localisés dans la zone basse et sèche; ici l'espèce marine trouve son refuge et sa nourriture dans la mer, l'espèce terrestre se creuse des terriers et peut résister ainsi plus ou moins bien aux pluies de cendres. Il est probable que le petit rongeur que l'on trouve dans les îles a échappé de la même façon.

Nous croyons en avoir dit assez pour justifier la conclusion que le problème des Galapagos doit être étudié à nouveau, de même que celui de l'ensemble des îles océaniques. Une enquête générale étendue à l'ensemble des terres océaniques, à laquelle prendraient part des géologues et des minéralogistes compétents, procurerait sans aucun doute des documents beaucoup plus concluants que ceux fournis exclusivement par les travaux des botanistes et des zoologistes. Pour en finir,

nous ajouterons encore que la plupart des îles dites océaniques occupent des emplacements où les géologues sont généralement d'accord pour localiser des continents disparus, datant des époques géologiques antérieures, de sorte qu'il paraît difficile de ne pas admettre qu'elles constituent les derniers vestiges de ces continents, et qu'il convient plutôt de les étudier par la méthode évolutive, c'est-à-dire en tenant compte de l'état de choses qui a régné antérieurement. Les îles océaniques de l'océan Indien et celles de l'Atlantique du Sud devraient donc être étudiées au point de vue de leurs rapports avec l'ancien continent de Gondwana, probablement lié à celui de l'Antarctique. Les îles Galapagos, les Desventuradas, les Juan-Fernandez nous marquent les sommets encore émergés du prolongement de l'Amérique centrale vers le continent jurassique du Pacifique du Sud, et celui-ci était séparé de l'antique masse brésilienne émergée depuis la fin des temps carbonifères par le prolongement de la Méditerranée centrale, dont le bassin préandin nous laisse encore entrevoir les traces.

*La sismicité du bassin préandin et de la partie correspondante de la chaîne des Andes.* — La région qui s'étend depuis Guayaquil jusque Concepcion et Valdivia, au Sud, présente une instabilité sismique qui n'est dépassée sur aucun point du Globe. Mais sur cette longue distance, comprise entre 0° et 40° latitude Sud, les catastrophes ne se répètent pas partout avec la même fréquence, ni avec le même degré d'intensité. Il nous est possible d'établir des relations entre la distribution des sismes andins et les canaux océaniques qui constituent le fond du bassin préandin tout contre le littoral, grâce au mémoire de M. de Montessus de Ballore qui a paru dans notre *Bulletin* de 1904, et aussi à l'aide du livre qu'il vient de publier, sous le titre : *Les tremblements de terre, Géographie seismologique* (1). Nous sommes heureux de pouvoir témoigner ici notre admiration pour les travaux du savant français. Il nous a montré combien la Géologie et la Sismologie s'éclairent mutuellement dès que l'on cherche à découvrir les rapports qui les lient, et nous sommes convaincu que beaucoup de géologues trouveront, comme nous, dans le remarquable ouvrage de de Montessus de Ballore, un guide excellent pour leur initiation dans la science sismologique toute récente, mais déjà si brillante.

L'extrémité septentrionale du bassin préandin et le golfe de Guaya-

(1) *Les tremblements de terre, Géographie seismologique.* Paris, Armand Colin, 1906.

quil ne présentent pas d'instabilité très accusée. On a constaté dans le golfe quelques sismes, mais ils ont été peu graves. Cependant, plus au Nord, vers l'embouchure du Rio Esmeraldas, il s'est produit, au début de 1906, un tremblement de terre intense et étendu; nous en parlerons plus loin à propos du bassin de la mer des Antilles. La région au Sud du golfe, le désert de Sechura, paraît stable. Par contre, une activité volcanique intense occupe les deux chaînes rapprochées des Andes écuadoriennes et l'étroit plateau qui les réunit; celui-ci est recouvert par les produits éruptifs volcaniques, et les terrains qui le composent sont profondément disloqués. On se rappelle que nous avons signalé plus haut le soulèvement récent de cette chaîne, qui a séparé du golfe de Guayaquil le golfe de Pebas qui pénétrait dans la plaine de l'Amazonie. Cette activité volcanique s'accompagne de tremblements de terre, qui ne le cèdent guère en intensité aux sismes désastreux affectant la région située plus au Sud. Il semble donc que le travail tectonique se continue encore de nos jours dans les Andes écuadoriennes, et qu'il s'y traduise à la fois par des éruptions volcaniques très importantes et très fréquentes, et par des tremblements de terre qui ont disloqué le terrain situé entre les deux cordillères. Le volcanisme se constate encore sur le littoral depuis Casma jusque Culebra et aussi au large du cap Aguja, où une île volcanique s'est formée récemment. Sur la côte, les tremblements de terre font défaut depuis l'extrémité septentrionale du bassin préandin jusque vers Trujillo.

Si nous suivons le littoral vers le Sud, nous atteignons, au large de Casma, le canal sous-océanique qui se prolonge jusque Pisco. Appelons-le le canal de Lima, parce que la capitale du Pérou est située presque en face de sa partie centrale, où l'on a constaté une profondeur de 6 159 mètres. La partie du littoral qui correspond à ce canal a été fréquemment le siège de catastrophes sismiques, et la côte est souvent atteinte par des vagues marines sismiques désastreuses. Ici nous rencontrons toutes les conditions qui favorisent la production de ces catastrophes, une fosse étroite et profonde, qui est le siège d'effondrements et d'affaissements provoquant les vagues sismiques, et par contre-coup sur la terre ferme, des tremblements de terre intenses facilités par le voisinage immédiat de la Cordillère contre le bord de la mer. Il est vrai que la ligne bathyale de 1 000 mètres s'éloigne graduellement de la côte vers le Nord; mais c'est ce qui explique que la fréquence des sismes va en diminuant dans cette direction, indiquant ainsi que l'affaissement de la plaine côtière s'y produit plus lentement

que dans le Sud. L'influence du canal sous-océanique de Lima se fait encore sentir jusque Ica et Pisco.

Mais au Nord-Ouest de Caraveli et d'Atico, nous rencontrons une région plus stable, à la hauteur de l'angle Nord-Ouest du plateau des Andes. Elle n'est pas très étendue et confine au Sud à la région instable d'Arequipa. Ici encore le relief sous-marin nous explique le repos de la région de Caraveli. La plaine côtière sous-marine de 1 000 mètres a complètement disparu, il est vrai, et les lignes de 1 000, 2 000 et 3 000 mètres se serrent de très près contre la côte; mais un plateau sous-marin de la ligne de 4 000 mètres s'avance au loin dans le bassin préandin en s'allongeant parallèlement à la côte, constituant peut-être les restes d'une chaîne ancienne affaissée, qui formait autrefois le bord occidental de synclinaux aujourd'hui à l'état de canaux sous-océaniques. La partie de cet ancien littoral située en face d'Atico a résisté jusqu'ici à l'affaissement total, et dans ce point la force tangentielle, maintenue actuellement au repos, ne peut se transformer en mouvements tectoniques.

L'activité sismique reprend ensuite à partir d'Arequipa et se continue autour du grand angle rentrant de la côte jusqu'à un peu au Sud d'Iquique. Ici encore des abîmes océaniques de forme elliptique, profonds l'un de 6 867 mètres en face d'Arequipa, l'autre de 6 541 mètres en face d'Iquique, expliquent la persistance de l'intensité du travail tectonique. Le rebord occidental du plateau des Andes suit de très près le littoral, les profondeurs océaniques semblent envahir l'emplacement de la plaine côtière, qui persiste encore tant au Nord qu'au Sud. C'est ici que le travail d'effondrement a été le plus considérable, si nous en jugeons par les proportions du relief continental qui s'est plissé devant le bassin d'affaissement; et celui-ci est venu mordre jusque dans le bord de la chaîne soulevée.

Poursuivons plus au Sud, et nous arrivons au désert d'Atacama, formé par un élargissement de la plaine côtière; les sismes y sont moins nombreux peut-être, mais beaucoup moins bien connus, la région étant peu habitée. Cependant il convient de signaler la presqu'île de Mejillones, qui accuse une sismicité plus intense. Elle est formée par une chaîne côtière parallèle au littoral et à la Cordillère principale. Cette chaîne est brusquement coupée sur son bord externe et à ses deux extrémités. Le redoublement de sismes dont elle est le siège indique que le travail d'effondrement de la chaîne côtière se poursuit toujours.

Nous arrivons enfin au dernier canal du bassin préandin, qui suit

dans sa direction méridienne le littoral du Chili, de même que le canal précédent, celui d'Iquique, avec lequel il est réuni par la ligne bathymétrique de 5 000 mètres, de façon à former un canal unique qui s'étend depuis Pisagua jusqu'à Valparaiso. Nous pouvons appeler le canal limité par la ligne de 6 000 mètres du nom de la ville de Copiapo, qui correspond à sa partie centrale. Il atteint une profondeur de 7 635 mètres en face de Taltal et s'étend depuis Antofagasta jusque Valparaiso. La partie du littoral parallèle au canal de Copiapo présente une sismicité qui augmente à mesure que l'on arrive plus au Sud et devient extrême à Valparaiso et Santiago. Elle atteint ici non seulement son maximum d'intensité, mais les secousses y traversent toute la largeur de la Cordillère, et se font sentir même jusque Mendoza, dans la plaine des Pampas, au delà des plissements argentins qui suivent le versant oriental de la chaîne des Andes.

L'intensité des sismes, leur fréquence, et l'étendue considérable des régions affectées, montrent que le travail tectonique se poursuit avec une grande intensité à l'extrémité méridionale du bassin préandin. Plus au Nord, les sismes se propagent peu en dehors du littoral ; ils deviennent rares sur le plateau. La localisation de l'intensité sismique sur la ligne qui sépare la mer du continent montre que les troubles y sont surtout provoqués par des effondrements du talus sous-marin. D'autre part, la fréquence des vagues sismiques marines et leur distribution indiquent que l'affaissement se continue par saccades, au fond des abîmes océaniques qui s'alignent le long du littoral. Donc, dans son ensemble, la sismicité du littoral est l'indice du travail d'affaissement au fond de la fosse.

Mais aux deux extrémités du bassin préandin le travail se complique. Nous avons signalé l'activité à la fois volcanique et sismique des Andes écuadoriennes, qui se propage même sur le versant oriental dans le bassin du Rio Napo. A l'extrémité méridionale, les catastrophes sont nombreuses. Il y a ici un centre d'activité tectonique qui se traduit, non seulement par l'effondrement de la plaine côtière chilienne, mais aussi par la continuation des effets de soulèvement et de plissement qui ont donné naissance à la chaîne. On retrouve les traces de ces efforts sur le versant argentin, où depuis Mendoza jusque Salta et Oran au Nord, s'étend une bande jurassique et crétacée dont les plissements sont fréquemment affectés par des sismes, surtout importants au Sud, vers Mendoza. Peut-être cette activité sismique se continue-t-elle tout le long du versant oriental des Andes jusqu'au Rio Napo, mais au sujet de ces régions peu explorées il n'existe guère de renseignements.

Les phénomènes sismiques dont la série se poursuit depuis la catastrophe de Valparaiso (16 août 1906), se répartissent autour de l'extrémité méridionale du bassin préandin. Le premier choc a eu son centre à Valparaiso et Santiago, affectant en même temps toute la largeur de la chaîne jusque Mendoza. On ne paraît pas avoir constaté de raz de marée important sur la côte chilienne. Mais quelques jours après, on annonce qu'il y a eu des troubles sismiques à Juan-Fernandez, comme cela arrive souvent pour les tremblements chiliens. On apprend ensuite que les maréographes des îles Sandwich ont indiqué des oscillations assez notables du niveau de la mer. Ces vagues, d'origine sous-marine probablement, puisqu'elles coïncidaient par leur moment d'apparition avec la vitesse de transmission du mouvement sismique, en prenant Valparaiso ou les Juan Fernandez comme centre, semblent indiquer que le plateau sous-marin, qui porte les îles, a été secoué en même temps que les villes du continent, surtout si l'on tient compte de l'absence de vagues marines sismiques sur le littoral chilien.

Le 2 septembre, des secousses se produisent à Arica, au Nord du canal de 5 000 mètres. Vers le milieu du mois, les mouvements se propagent au Sud jusqu'au rio Maule, et le volcan du Chillan, situé près de Concepcion, entre en éruption, pendant que les mouvements se répètent à Valparaiso et Santiago. Le 26 du même mois, on annonce des secousses à Caldera et Copiapo. On voit que tout le pourtour méridional de la fosse a été secoué et a pris part au travail tectonique, mais le centre du mouvement se trouvait à Valparaiso.

Nous citerons un autre exemple de la distribution de l'activité sismique autour d'un bassin d'affaissement; il nous est fourni par les phénomènes qui se succèdent depuis plus de deux années autour du bassin méridional de la mer Tyrrhénienne. Un tremblement de terre désastreux a affecté la partie de la Calabre qui borde cette mer; quelques mois après survient l'éruption du Vésuve. Pendant que celle-ci dure encore, les tremblements de terre, qui avaient cessé en Calabre, recommencent, avec une intensité beaucoup moindre, il est vrai, en Sicile, dans la région montagneuse des Madonie, sur la côte Sud de la mer Tyrrhénienne. Le 4 mai, le volcan Stromboli entre en action au centre du bassin. Le 10 juin, les secousses se répètent à Pizzo et Tropea, sur le littoral calabrais de cette même mer. Vers la même époque, quelques éboulements se produisent dans le cratère du Vésuve et, à la suite, un panache de fumée de plus de 1 000 mètres de hauteur se dégage de celui-ci. Le 18 juillet, l'éruption du Stromboli continue toujours. Le

19 septembre, les secousses de la côte septentrionale de la Sicile se propagent à l'Ouest, vers Trabia, Termini, Palerme, et elles persistent encore aujourd'hui tout en diminuant d'intensité! Enfin, le 4 octobre, on annonce que les habitants d'Ischia, effrayés par des secousses de tremblement de terre, se réfugient dans les casernements encore debout depuis la terrible catastrophe de Casamicciola. On voit que tout le littoral de la mer Tyrrhénienne a été affecté, et il ne nous paraît pas possible de nier que cette série de phénomènes se rattachent à un centre commun, situé au fond du bassin d'affaissement de la mer Tyrrhénienne.

Cette conception d'une aire sismique d'affaissement correspond du reste aux idées de M. Harboe, qui cherche à prouver, par la détermination exacte de la vitesse de propagation des vibrations sismiques dans les différentes directions, que celles-ci n'émanent pas d'un centre unique, comme on l'a cru d'abord, ni d'une ligne plus ou moins longue, qui représenterait une faille selon beaucoup de géologues. Nous croyons plutôt qu'une aire plus ou moins grande est disloquée presque au même instant dans toute son étendue, ce qui en langage tectonique veut dire qu'un bloc plus ou moins considérable, faisant partie de la croûte solide du globe, s'est déplacé dans sa totalité, et que c'est de sa périphérie que partent les vibrations. Pour nous, les phénomènes qui suivent les chocs du début, étudiés à la lumière des connaissances que nous possédons déjà au sujet du plissement et des affaissements dans les zones où les sismes se produisent de préférence, pourront fournir des conclusions nouvelles, qui nous feront voir d'une façon plus claire le processus encore si mystérieux des tremblements de terre.

Nous revenons au bassin préandin. Après avoir constaté la recrudescence maxima de l'activité sismique du centre Valparaiso-Santiago, qui se continue jusque Talca, située à la latitude où s'arrête le golfe sous-marin formé par la ligne bathymétrique de 3 000 mètres, nous retrouvons une activité normale pour les Andes méridionales, jusque Concepcion, qui se trouve sur la base de la presqu'île sous-océanique, s'avançant au-devant de la crête des Juan-Fernandez, pour former l'extrémité méridionale du bassin préandin. Au delà, les catastrophes sismiques se reproduisent encore, jusqu'à Valdivia, qui occupe le Sud de la presqu'île sous-marine, mais des périodes de long repos séparent les catastrophes, et à partir de ce point, l'activité va rapidement en diminuant jusqu'à Puerto Moutt, où la plaine côtière disloquée ne forme plus qu'une longue lignée d'îles, qui bordent les Andes méridio-

nales. Nous avons vu que ces dernières se distinguent par la substitution d'un alignement de laccolithes à la chaîne plissée surmontée par des volcans anciens et récents. De son côté, la mer qui baigne les îles du versant occidental des Andes, s'étage largement et régulièrement jusqu'à la profondeur de 2 000 mètres; la ligne de 3 000 mètres, s'éloignant au maximum de 800 kilomètres de la côte, ne la rejoint que vers la Terre de Feu.

Nous croyons être parvenu à faire ressortir le parallélisme qui existe d'un côté entre la configuration des bassins profonds de l'océan Pacifique Sud-américain, et de l'autre entre la distribution de l'activité, à la fois sismique et volcanique, dans la chaîne des Andes. Le professeur Milne et beaucoup d'autres ont du reste déjà signalé les rapports constants qui se retrouvent partout où l'activité sismique s'exerce le long des bords de l'océan. L'Asie centrale, les Himalayas, de même que le versant oriental des Andes, ne semblent pas devoir être rangés dans la catégorie des régions à sismes océaniques. Cependant, on ne peut exclure l'influence du bassin profond du golfe de Bengale, dans la partie orientale de l'Himalaya, où les sismes atteignent une gravité dépassant même celle des sismes de l'Amérique du Sud. En terminant, nous croyons devoir insister sur ce point, que l'instabilité du mur formé par le plissement de la chaîne au bord du fossé océanique ne représente pas simplement un phénomène de mécanisme statique. Ce sont des causes profondes, en rapport avec l'évolution géologique de la surface du Globe, qui produisent l'affaissement du bassin océanique et le plissement de la chaîne sur son bord; c'est la mise en action de la force tangentielle qui resserre constamment les parties superficielles du Globe, les plisse, les soulève et les rejette au fond de la fosse d'affaissement. Nous concluons de là que l'océan Pacifique a une existence beaucoup plus longue que celle des continents. Ceux-ci, que l'on croyait éminemment stables, subissent à leur surface, comme les vagues de la mer, un mouvement de flux et de reflux, quoique infiniment plus lent. Pendant que l'océan tend sans cesse à s'élargir par les bords, sa partie centrale continue sans cesse à s'approfondir, et conserve toujours sa nature de bassin profond central; par contre, ses bords se relèvent et s'affaissent successivement au cours de l'évolution du Globe.

*Andes de Colombie et du Venezuela.* — A la limite de l'Ecuador et de la Colombie, les deux Cordillères forment un nœud connu sous le nom de nœud de Pasto, où les deux chaînes se confondent sur un parcours de plus de 100 kilomètres, qui est la continuation de la réunion des deux

Cordillères écuadoriennes. La topographie en est peu connue, car la forêt vierge y cache complètement le terrain. On sait toutefois que l'activité volcanique de l'Ecuador se propage de ce côté par de nombreuses bouches volcaniques, mais se répartit de façon inégale sur les deux Cordillères. Celle de l'Ouest ne compte que trois volcans, qui restent localisés très près de la frontière, tandis que dans la Cordillère centrale, ils se suivent nombreux jusqu'au 5° latitude Nord, où le Ruiz limite au Nord l'activité volcanique du littoral pacifique Sud-américain.

Les deux Cordillères colombiennes, occidentale et centrale, continuent d'abord la direction écuadorienne, en maintenant leur parallélisme avec le littoral actuel du Pacifique, mais elles tendent peu à peu à s'éloigner de celui-ci dans la direction de la mer des Antilles. Elles sont séparées de l'océan Pacifique par une chaîne côtière beaucoup moins importante, appelée la Cordillère de Choco. Celle-ci suit de très près la côte, mais elle est interrompue au Sud dans la baie de Choco, par suite d'un affaissement récent; elle est constituée par un redressement de terrains tertiaires supportant un plissement de terrains quaternaires qui renferment à l'état fossile des espèces de coquillages vivant encore aujourd'hui dans la mer voisine. La constitution tectonique des deux Cordillères des Andes colombiennes ressemble à celle de l'Ecuador. Des deux côtés les formations crétacées sont prépondérantes; déjà dans l'Ecuador elles s'accompagnent de roches qui rappellent le Flysch crétacé d'Europe, mais dans la Colombie, nous rencontrons des étages supérieurs dont le facies se rapproche tellement de celui de l'époque tertiaire, que Hettner, auquel nous devons les renseignements les plus récents sur la géologie de la Colombie, hésite à ranger l'étage de Guaduas dans le Crétacé. Par contre, il considère sans hésitation le grès de Honda comme un dépôt tertiaire. C'est la formation sédimentaire la plus récente qui ait participé au plissement andin, et l'âge de celui-ci se trouve de cette façon assez nettement précisé pour la partie colombienne des Andes. D'un autre côté, le grès de Honda s'est formé avec les matériaux des éruptions volcaniques de la Cordillère centrale, ce qui nous montre que l'activité volcanique a coïncidé avec le plissement tertiaire de la Cordillère. D'autre part, on peut dire d'une façon générale qu'on rencontre des formations sédimentaires marines d'autant plus récentes, qu'on se rapproche davantage de la mer des Antilles; toutefois, la prépondérance du Crétacé continue sur tout le pourtour océanique de la chaîne andine.

Dans les Cordillères colombiennes, la disposition déjà décrite pour

les bandes stratigraphiques persiste d'une manière générale, mais l'opposition entre la bande de roches cristallines à l'Est et la bande de roches crétacées à l'Ouest, telle que nous la retrouvons depuis le Chili jusqu'à l'Ecuador, n'est plus aussi nette. Le plissement crétacé recouvre presque toute la largeur du système des Andes, et les roches cristallines qui font défaut dans la partie méridionale, là où le plissement a été le moins intense, n'apparaissent que plus au Nord, soit dans les régions où les formes tabulaires ont encore résisté au plissement, comme dans le plateau d'Antioquia, soit entre deux bandes crétacées parallèles, sous forme de massifs centraux, comme dans la Cordillère de Merida, dont il sera question tantôt. Dans la Cordillère occidentale, le Crétacé s'accompagne de roches vertes, témoins d'un volcanisme mésozoïque ; il a subi en certains points un métamorphisme partiel, ce qui fait qu'il y a lieu ici, comme dans les Alpes, de faire la distinction entre les calcschistes d'âge mésozoïque et les schistes cristallins d'âge paléozoïque ou plus anciens encore. Nous avons vu que le volcanisme tertiaire et récent est presque entièrement localisé sur la Cordillère centrale et qu'ici, de même qu'au Sud, les formations éruptives recouvrent les sommets des plissements, montrant ainsi que le soulèvement des masses volcaniques et leur expulsion se produisent lorsque le plissement affecte les couches profondes et qu'il tend à les accumuler dans les anticlinaux.

Les deux Cordillères, occidentale et centrale, étudiées jusqu'ici et qui correspondent au double ourlet que nous avons vu limiter le plissement andin depuis le Chili, s'accompagnent, à l'Est de la Colombie, d'un nouveau plissement, d'abord peu accentué vers son origine au nœud de Pasto. Il se porte graduellement au Nord-Est et ne tarde pas à élever ses sommets à près de 5°000 mètres (Suma Paz) et même plus haut encore à Cocui, au Nord. Le plissement, d'abord simple, formant une chaîne unique et constitué par du Crétacé, devient de plus en plus compliqué à partir de la latitude de Suma Paz. Plusieurs chaînons parallèles se suivent, formant d'abord la plaine haute de Bogota, et se continuent dans la direction du Nord-Est où, après avoir formé les hauteurs maxima de Cocui, la chaîne se divise devant la plaine de Cucuta par une virgation, que nous étudierons plus tard, en passant en revue la zone de terrains où l'extrémité septentrionale du système des Cordillères se rencontre avec les bassins de la mer des Antilles.

La Cordillère de Bogota, car c'est sous ce nom que la Cordillère orientale est connue, est constituée par des plissements parallèles du

Crétacé et du Tertiaire, supportant des dépôts quaternaires restés horizontaux. Hettner fait au sujet de ces plissements une observation qu'il nous paraît utile de signaler. A l'Ouest, tout contre la Cordillère centrale, le plissement est régulier, les anticlinaux et les synclinaux se suivent en s'accentuant graduellement vers l'Est ; dans la chaîne élevée du centre de la Cordillère, là où le soulèvement atteint son maximum, le plissement devient irrégulier, les chevauchements et les plis couchés apparaissent nombreux, et les plis sont tellement serrés les uns contre les autres que la constitution tectonique de la haute plaine de Bogota est difficile à déchiffrer ; enfin, de l'autre côté des Andes, sur le versant des llanos, le plissement simple, avec succession régulière des anticlinaux et des synclinaux, reparaît. On voit que la disposition tectonique présente une symétrie assez régulière, mais que dans les chaînes resserrées qui forment le plateau de Bogota, où la force tangentielle s'est transformée en force de soulèvement, celle-ci n'a pas pu maintenir la symétrie tectonique des deux versants de la Cordillère. Ceux-ci sont occupés par les terrains les plus récents du plissement et subissaient encore l'action de la force tangentielle pendant que les chaînes centrales étaient déjà soulevées au-dessus du niveau de la mer. Nous ajouterons que l'absence de volcans dans toute la chaîne de la Cordillère de Bogota semble indiquer que le plissement n'a pas atteint les couches profondes, ce qui a facilité la formation des plissements parallèles constitués par les roches crétacées et tertiaires. Ce n'est que dans la partie de la chaîne située au Nord de Cocui que l'on voit apparaître les roches cristallines anciennes et profondes, sous forme de massifs centraux, mais qui disparaissent à leur tour vers le Nord, où la chaîne ne nous présente plus qu'une virgation de plissements qui vont graduellement en s'abaissant vers la plaine.

Les roches cristallines prennent cependant une extension plus considérable dans la Cordillère de Merida, qui constitue la branche la plus orientale de la virgation de la Cordillère de Bogota vers le Nord. Elle est constituée par deux plissements parallèles de roches crétacées, entre lesquels se dresse un massif central allongé dans le même sens et formé par du granit, du gneiss et des schistes cristallins anciens. C'est à peu près vers la même latitude que nous rencontrons plus à l'Ouest le plateau d'Antioquia, dont les formations cristallines anciennes terminent également au Nord la Cordillère centrale. La Cordillère de Merida oblique encore davantage vers l'Est en se portant vers la mer des Antilles, mais elle ne l'atteint pas, elle en reste séparée par la zone d'affaissement de Barquisimeto. On pourrait dire que c'est

ici que se termine le plissement andin, du moins en ce qui concerne son bord oriental, mais pour bien marquer que ce plissement s'est formé sur le bord oriental et méridional de la partie Sud-américaine de la Méditerranée mésozoïque, nous voyons les terrains crétacés se continuer par une bande étroite, qui prend une direction équatoriale parallèle à la côte actuelle de la mer des Antilles et va se terminer sur le bord de la mer Atlantique dans l'île de Trinidad. La Méditerranée confinait ici à l'ancienne masse brésilienne, et c'est par suite de l'affaissement de celle-ci que la sédimentation de la partie littorale a été plissée et soulevée pour former les Cordillères de Bogota et de Merida, tandis que la partie orientale est restée à l'état de repos.

Seulement l'affaissement du bord du continent ancien n'a jamais été complet; il émerge partiellement encore aujourd'hui, formant une chaîne que Sievers a désignée sous le nom de Chaîne Caraïbe. Celle-ci se dresse au-devant de la bande étroite de terrains crétacés qui se termine dans l'île de Trinidad et qui témoigne d'une invasion de la mer crétacée. La chaîne présente une direction équatoriale, mais le plissement des roches anciennes est oblique à cette direction, se rendant à l'Est-Est-Nord; elle s'incurvait probablement au Nord, pour rejoindre la chaîne volcanique des Petites Antilles et les reliefs sous-marins qui leur sont parallèles. Cette chaîne ancienne, constituée par du granit, du gneiss et des schistes cristallins, n'a pas pu conserver son intégrité tectonique, à cause de sa situation sur le bord de la mer des Antilles, où l'action d'affaissement se continue d'une façon si intense depuis le début des temps mésozoïques. Non seulement on y rencontre des dépôts sédimentaires crétacés, tertiaires et quaternaires, témoins d'invasions marines antérieures, mais la chaîne est interrompue sur son parcours par le golfe Triste. A l'Est de Caracas, jusqu'à Cumana, une grande étendue de la chaîne s'est affaissée au fond de la mer; au delà, la bande cristalline se continue jusqu'à l'extrémité orientale de Trinidad, qui est séparée du continent par la zone d'affaissement du golfe de Paria. Les tremblements de terre de Caracas et de Cumana indiquent suffisamment que l'affaissement de la chaîne côtière se continue encore de nos jours. Nous pouvons ajouter que dans toute l'étendue qui sépare Esmeraldas, au Nord du golfe de Guayaquil, des Petites Antilles, les sismes se répercutent fréquemment par des échos plus ou moins accentués, nous montrant ainsi l'unité du travail tectonique actuel jusqu'au bassin de la mer des Antilles. Ajoutons que l'affaissement semble se continuer au centre même de la chaîne caraïbe, car le lac de Valencia ne constitue qu'une zone d'affaisse-

ment dont l'origine paraît être très profonde. Sievers a relevé autour de ce lac une grande confusion dans la direction des plis qui affectent les roches anciennes; ceux-ci paraissent, d'une façon générale, se dessiner périphériquement autour du lac, qui indique à la superficie le centre d'une zone d'affaissement.

L'effondrement partiel de la chaîne caraïbe n'est pas, du reste, un phénomène isolé dans la région qui sépare la mer des Antilles de la chaîne des Andes. Si nous retournons vers l'Occident, nous atteignons une région des plus caractéristiques, celle de la lagune de Maracaïbo et des marais qui l'entourent. Elle est limitée à l'Est par la Sierra de Perija, plissement crétacé et tertiaire, et par la Sierra de Merida, qui l'entoure au Sud-Est par suite de la déviation de la Cordillère de Bogota. La zone d'affaissement de Maracaïbo paraît s'être opposée au prolongement des plissements centraux, situés entre les deux chaînes bordières extérieures; nous voyons deux chaînes centrales descendre graduellement vers la plaine de Cucuta, par laquelle commence au Sud la zone d'affaissement. Celle-ci paraît avoir compris autrefois la presqu'île qui la sépare aujourd'hui du golfe Triste, formée par des terrains crétacés et tertiaires, dont l'âge va jusqu'au Miocène.

On y rencontre au Sud la zone d'affaissement de Barquisimeto, mais un plissement plus récent, produisant ce que l'on pourrait appeler une virgation de la Cordillère de Merida, a soulevé l'ensemble de la presqu'île au-dessus du niveau de la mer.

Devons-nous admettre, avec Sievers, que le Nord de la région de Barquisimeto, constituant l'emplacement du prolongement vers l'Ouest de la chaîne caraïbe, aurait de cette façon rejoint la Sierra Nevada de Santa Marta, présentant une constitution géologique identique? Aucun plissement actuel ne se rencontre à l'Ouest du lac Maracaïbo, ni aucun horst n'y émerge pour plaider en faveur de cette hypothèse probable toutefois.

Au Sud de la Sierra de Santa Marta et à l'Ouest de la Sierra de Perija, nous rencontrons une nouvelle zone d'affaissement indiquée par les marais où s'égare le Magdalena dans son cours inférieur. C'est ici que viennent se terminer également par une virgation de chaînes dont les hauteurs, à partir du plateau d'Antioquia, descendent graduellement vers la plaine, les deux Cordillères colombiennes proprement dites, la Cordillère centrale et la Cordillère occidentale.

L'affaissement du Magdalena inférieur se prolonge en remontant la vallée jusqu'au delà de Honda, où des fosses d'effondrement, qui séparent la Cordillère centrale de la Cordillère de Bogota, sont comblées par

des tufs volcaniques provenant d'éruptions tertiaires en rapport avec le groupe volcanique terminal, où s'élèvent aujourd'hui le Ruiz et les volcans situés plus au Sud.

La Cordillère occidentale envoie son rameau le plus interne jusque dans le golfe de Darien et sépare l'affaissement du Magdalena de celui du golfe d'Uraba prolongé par la vallée de l'Atrato. Cette vallée, encore occupée par la mer au Quaternaire, a été comblée en même temps que se soulevait la chaîne quaternaire du Choco, et que se fermait définitivement la communication entre la mer des Antilles et le bassin panaméen du Pacifique.

Nous voyons donc les virgations des différentes chaînes qui terminent au Nord le système des Andes, séparées par la série de zones d'affaissement que nous venons de décrire. Cette disposition nous semble jeter quelque lumière sur la formation de ces plissements. Ils se sont formés entre les zones d'affaissement, s'accentuant à mesure qu'elles descendaient, tandis que les chaînes intermédiaires, rencontrant la zone d'affaissement correspondante, ne pouvaient continuer à s'étendre en longueur, et finissaient par se confondre plus ou moins complètement avec les plissements extérieurs, qui de leur côté tendaient à se rapprocher sous l'action de la force tangentielle. Les roches anciennes ont été soulevées dans les anticlinaux des plissements, mais parfois leur disposition tabulaire semble indiquer des fragments d'une dislocation ancienne, et celle-ci devient manifeste si le plissement se trouve placé au bord de la zone d'affaissement profond. La chaîne caraïbe nous offre un exemple frappant de cette destruction graduelle des chaînes anciennes sur le bord d'une mer constituée par une zone d'affaissement persistant pendant de longues périodes géologiques.

Ajoutons que nulle part, dans le Sud de la mer des Antilles, on ne rencontre de traces de manifestations volcaniques récentes, ce qui indique que dans ces régions, l'affaissement et l'activité volcanique n'agissent pas parallèlement. De même, le volcanisme fait défaut le long de la Cordillère de Bogota, aussi bien que dans les affaissements de Maracaïbo et du Magdalena inférieur, de sorte qu'il faut admettre que la cause de ces phénomènes tectoniques ne gît pas assez profondément pour que les couches de l'écorce terrestre, mises en mouvement, présentent une température assez élevée pour provoquer le dynamisme volcanique.

*Le bassin de la mer des Antilles.* — Après avoir exposé comment les Andes ont formé, après la fin du Crétacé, le littoral à l'Est du bassin

préandin et au Sud de la mer des Antilles, essayons de décrire les caractères tectoniques de ce dernier bassin d'affaissement, qui, depuis le début de la période mésozoïque, établissait la communication entre la Méditerranée centrale et le bassin préandin.

Nous pouvons réunir à la mer des Antilles le golfe du Mexique, dont l'évolution géologique a marché parallèlement à celle des bassins situés plus au Sud. Cet ensemble est nettement limité aujourd'hui du côté de l'océan Pacifique par le continent de l'Amérique centrale, et par la Floride, les Bahamas et les Petites Antilles du côté de l'océan Atlantique. Nous y rencontrons trois bassins secondaires : le golfe au Nord, la mer Caraïbe au Sud, et au centre un bassin qui ne se dessine nettement que sur les cartes hydrographiques. Il communique au Nord-Ouest avec le golfe par le détroit du Yucatan; au Sud, il est séparé de la mer Caraïbe méridionale par un mur sous-marin qui s'étend depuis l'angle droit formé par la côte du Honduras et celle du Nicaragua, et se prolonge jusqu'à la Jamaïque. Sur ce mur, une série de bancs sous-marins établissent la communication entre l'Amérique centrale et la Jamaïque et plus loin avec la presqu'île de Jacmel, partie Sud-occidentale de l'île Saint-Domingue. C'est au Nord de ce mur que se rencontrent les plus grandes profondeurs du bassin de la mer des Antilles; elles y forment une fosse allongée, connue sous le nom de fosse de Bartlett, dépassant la profondeur de 6 000 mètres au Sud de la grande île du Cayman et s'étendant depuis le golfe de Honduras jusqu'au *Windward Passage* entre Cuba et Saint-Domingue. Nous verrons plus tard ses rapports avec la Sierra Maestra du Sud de Cuba.

Ce bassin central de la mer des Antilles, délimité par l'isobathe de 4 000 mètres, est divisé en deux parties par un dos sous-marin qui établit la communication entre les *Cockscomb Mountains* du Honduras britannique et la Sierra Maestra. La partie du bassin central située au Nord de ce relèvement, profonde de 4 000 mètres, se resserre entre le prolongement sous-marin du Yucatan et celui de l'extrémité orientale de Cuba pour former un canal très étroit dont le fond se relève à 2 000 mètres. Au Nord, le golfe du Mexique est formé par un bassin dont la pente suit assez régulièrement le pourtour de la côte, l'isobathe de 3 000 mètres marchant parallèlement à celle-ci. On y rencontre au centre des profondeurs de 3 875 mètres. Le géologue américain R. T. Hill a montré que déjà depuis bien avant dans le Tertiaire, il existe une différence marquée entre les dépôts littoraux de la partie occidentale du golfe depuis le Yucatan jusqu'à l'embouchure du Mississipi et ceux de la partie orientale qui forment les côtes de la Floride,

de Cuba et du Yucatan. Ces derniers sont formés par des constructions coralliennes en partie émergées, tout en restant horizontales ou tout au moins faiblement inclinées vers l'intérieur du bassin. Les formations du littoral occidental et celles du Nord ont gardé le même repos, mais elles sont formées par des grès, des marnes et des sables, produits de l'érosion des continents voisins.

Le bassin méridional, celui de la mer Caraïbe méridionale, présente un bassin délimité par l'isobathe de 3000 mètres, qui est complètement isolé des bassins septentrionaux par le mur sous-marin qui s'étend depuis le Honduras jusqu'à Saint-Domingue. C'est dans l'angle Sud-Est qu'il atteint sa plus grande profondeur; ici se présente, en face de Caracas, un bassin relativement restreint, profond de plus de 5 000 mètres. A l'Est de celui-ci, l'isobathe de 3 000 mètres envoie un golfe entre les petites Antilles et le dos sous-marin qui porte plus au Nord l'îlot des Aves, isolé dans la mer Caraïbe, et va se rattacher au plateau qui porte les Petites Antilles depuis Saba jusqu'à Montserrat. On se rappelle que Sievers a signalé l'angle formé par la direction des plissements et la direction générale de la chaîne caraïbe; on voit donc que le plissement oblique de la chaîne va rejoindre, au Nord, la direction du relief sous-marin des Aves et, plus à l'extérieur, la triple ceinture que Suess a signalée en parlant de la constitution de la chaîne d'îles volcaniques formée par les Petites Antilles.

Sur la côte de Panama et sur celle de Costa-Rica, la pente du bassin caraïbe est plus douce mais plus irrégulière. Un bassin secondaire, isolé par l'isobathe de 3 000 mètres, s'insère dans la courbe régulière formée par cette partie du littoral. Devant le golfe Darien, les courbes de 4 000, 3 000 et 2 000 mètres s'enfoncent parallèlement vers la tête du golfe Uraba, qui se prolonge à l'intérieur par la vallée de l'Atrato, dont le niveau est si horizontal que nulle part ailleurs la mer n'envoie son flot de marée aussi loin à l'intérieur des terres. D'après la disposition des profondeurs de la mer Caraïbe, il apparaît que c'est ici, le long du bord oriental des Andes colombiennes, et près de leur terminaison septentrionale, qu'il faut chercher les traces les plus récentes des communications qui existaient autrefois, si larges, entre le bassin préandin et celui de la mer des Antilles.

La série d'affaissements que nous voyons se poursuivre depuis l'île de Trinidad jusqu'au Magdalena se continue à l'Ouest par celui du golfe Uraba, où s'est produit le plissement quaternaire de la chaîne côtière de Colombie. De l'autre côté de l'isthme, dans le golfe de Panama, des îlots basaltiques au large de l'entrée du futur canal constituent les

témoins d'une zone d'affaissement, dont la profondeur aujourd'hui ne dépasse pas 100 mètres. On voit donc que ce n'est pas de ce côté qu'il faut chercher l'ancienne communication; car sur le versant pacifique de l'isthme de Panama a existé, tout au moins pendant une partie du Tertiaire, une terre aujourd'hui disparue, dont on retrouvera encore les traces plus au Nord, le long de la côte du Pacifique.

Pour compléter l'indication des profondeurs qui séparent l'Amérique du Sud de celle du Nord, il nous reste à signaler que devant les Bahamas et devant les Petites Antilles du Nord jusqu'au delà de la Guadeloupe, se développe une falaise océanique délimitée par l'isobathe de 5 000 mètres. Elle est interrompue au Nord de Porto-Rico par une fosse elliptique, dont la profondeur de 8 525 mètres n'est surpassée que par les fosses de la partie occidentale du Pacifique. Cette fosse profonde, que Supan désigne sous le nom de fosse de Porto-Rico, occupe la tête du golfe océanique profond qui s'étend entre la côte atlantique de l'Amérique du Nord et celle de l'Amérique du Sud. Une série de fosses considérables, et profondes de 6 000 mètres, se continue vers le Nord-Est au large des Bermudes, et dans la direction des îles Açores, où M. Suess, d'après Mayer-Eymar, a signalé du Tertiaire marin, peut-être un témoin isolé du littoral septentrional de la Méditerranée tertiaire. Quant à la fosse de Porto-Rico, faut-il la considérer comme le prolongement de la fosse allongée qui sépare la Jamaïque de Cuba? Un seuil profond de 2 000 mètres sépare, entre Cuba et Saint-Domingue, les deux abîmes, mais une série de petites fosses profondes de 4 000 mètres séparant les Bahamas méridionales du Nord de l'île Saint-Domingue semble indiquer qu'il y a eu une communication aujourd'hui interrompue.

Présentons une dernière observation : c'est que les trois bassins de la mer des Antilles décrivent des ellipses plus ou moins allongées, dont les grands axes sont parallèles à la direction générale de la chaîne caraïbe et à celle du plissement que présentent certaines parties des Grandes Antilles.

Après avoir indiqué les profondeurs du bassin mexicain-caraïbe, analysons la constitution géologique des terres qui les entourent, afin de rechercher les rapports tectoniques existant entre les zones d'affaissement et le relief des terres émergées. Nous avons déjà décrit le bord méridional du bassin formé par la chaîne caraïbe, qui ne nous présente plus que des fragments disloqués par les affaissements du golfe de Paria, du golfe de Barcelone et de la lagune de Maracaïbo. Derrière elle s'est formé, à la fin du Crétacé, un plissement, prolongement de la

Cordillère de Bogota, qui nous indique encore aujourd'hui la communication qui existait à cette époque entre la mer des Antilles et le bassin préandin. Nous avons vu aussi que les chaînes centrale et occidentale des Andes de Colombie, se prolongeant dans la direction méridienne, vont s'éteindre peu à peu et faire place à la série d'affaissements qui bordent au Sud la mer Caraïbe. C'est dans cette zone qu'il faudrait trouver les traces de la communication entre les deux bassins, mais par suite de la répétition des affaissements, on ne peut guère s'attendre à trouver un témoignage évident de ce passage, même lorsque l'isthme de Darien aura été mieux étudié qu'il ne l'est aujourd'hui.

*Mexique. Bassin du Mississipi.* — Nous passons d'emblée à la région qui limite au Nord et au Nord-Ouest le bassin mexicain-caraïbe, et nous reviendrons plus tard à la zone intermédiaire qui comprend l'Amérique centrale et les Antilles, dont la constitution géologique est beaucoup plus récente que celle du Mexique, où le sol, de même que la bande occidentale des Andes, est formé surtout par des terrains mésozoïques, ce qui nous montre que la mer de cette époque s'est étendue tout le long du versant occidental de la Cordillère de l'Amérique du Nord aussi bien que sur le bord des Andes au Sud, et que le soulèvement de ces deux chaînes date de la même époque, vers la fin du Crétacé.

Le Nord du Mexique est constitué par un vaste plateau de roches crétacées, présentant des plissements qui, d'abord plus ou moins parallèles dans le Nord, vont en se relevant et en se rapprochant vers le Sud. Chacun des bords du plateau est formé par le relèvement d'une chaîne, la Sierra Madre occidentale et la Sierra Madre orientale. Cette dernière, qui est la plus importante, avec des hauteurs de 2 500 mètres, laisse apparaître, au milieu du Crétacé, des terrains plus anciens, dont l'âge remonte jusqu'au Paléozoïque et au delà. Le plateau dans sa partie septentrionale est sensiblement incliné vers le Nord-Est, de sorte que l'on peut dire d'une façon générale que l'ensemble s'incline vers le bassin du golfe du Mexique. Le rapprochement des plis, qui vont se rencontrer dans la région de Tehuacan et d'Oaxaca, fait disparaître en cet endroit l'aspect d'un plateau uniforme, pour faire place à un enchevêtrement de chaînons assez courts, se croisant sous des angles divers, mais dont la direction prépondérante, Nord-Ouest à l'Occident, passe à celle de l'Est-Ouest, puis à celle du Nord-Nord-Est du côté opposé. Un regard jeté sur la carte orographique du Mexique montre que depuis le plateau de la Sierra Nevada dans les États-Unis jusqu'au cap Corrientes, la direction de la force qui a déterminé le plissement reste la

même, et produit des plissements parallèles entre eux, occupant tout le plateau depuis la Sierra Madre occidentale jusqu'au bord oriental. Depuis le cap Corrientes jusqu'au golfe de Tehuantepec, la direction de la force organique paraît changer, passant au Nord et même au Nord-Ouest; ce qui fait que les plis produits rencontrent ceux de la Sierra Madre orientale sous un angle aigu, dans la région qui s'étend depuis Tehuacan jusqu'à Oaxaca, et s'y confondent en un massif unique très compliqué.

C'est sur la limite des deux régimes de plissement, celui du plateau et celui de la zone tourmentée au Sud, que se rencontre l'alignement volcanique depuis le Ceboruco à l'Occident jusqu'au pic d'Orizaba, non loin de Vera-Cruz. Conformément aux vues de von Humboldt, on s'était habitué à considérer cet alignement volcanique comme l'expression d'une fente de la croûte terrestre. Félix et Lenk prétendent même avoir démontré la réalité de cette fracture par leurs observations géologiques. Ils croyaient avoir découvert, en outre, une seconde fracture sur le versant oriental de la Sierra Madre orientale, qui serait indiquée à son extrémité méridionale par le groupe volcanique du Pic d'Orizaba et du Cofre de Perote. Les études nouvelles poursuivies sur le terrain par M. Aguilera, chef du Service géologique de Mexico, démontrent que rien n'indique l'existence de ces deux immenses fractures. Les couches géologiques se continuent sur un même niveau, de part et d'autre du bord supposé du plateau mexicain; seulement, par suite du changement du régime de plissement, l'uniformité de la surface au Nord fait place à une accumulation de plis heurtés. D'un autre côté, les pluies devenant plus abondantes à mesure que l'on descend au Sud, l'érosion, facilitée par le rapprochement des plis, a été plus rapide que dans les pays arides du Nord, et a contribué à accentuer les différences du relief dans les deux parties de la région plissée. De son côté, l'accumulation des matières éruptives le long de la ligne des volcans, dont les sommets dépassent parfois 5 000 mètres, a contribué à faire croire à l'existence d'une zone d'affaissement au Sud de ceux-ci, affaissement qui est contredit par le relevé du profil géologique mené du Nord au Sud. Nous sommes donc amené à attribuer à la ligne volcanique du Mexique la même origine que celle des lignes volcaniques des Cordillères des Andes; elle suit, en lignes plus ou moins obliques, le sommet des plissements. Seulement, dans le cas qui nous occupe, l'alignement paraît traverser complètement la série des plissements depuis le Pacifique jusqu'au golfe du Mexique. Ce n'est là, toutefois, qu'une apparence, et l'obliquité de l'alignement nous paraît due au changement de

direction de la force de plissement, qui à partir du cap Corrientes a provoqué une disposition nouvelle dans l'allure des plis, et c'est sur cette ligne que la force orogénique a atteint son maximum, et provoque encore de nos jours la sortie des matières éruptives.

Après avoir dépassé Oaxaca, nous voyons l'action de la force de plissement cesser tout à coup à la hauteur de l'isthme de Tehuantepec, qui constitue une zone basse entre le golfe et l'océan Pacifique, son altitude maxima ne dépassant pas 219 mètres. Au delà vers l'Est, jusqu'à la presqu'île d'Yucatan, nous rencontrons les terrains plats, à peine au-dessus du niveau de la mer, jusqu'à une grande distance des côtes. M. Böse, du Service géologique de Mexico, a montré que l'isthme représente la limite entre les plissements crétacés du Nord du Mexique et les plissements postérieurs qui ont affecté les dépôts éocènes, oligocènes, miocènes et peut-être aussi les couches pliocènes qui se sont formées sur le bord méridional du golfe. Mais ce plissement tertiaire n'était que la répétition plus ou moins concordante de plissements paléozoïques et mésozoïques de la Sierra Madre du Sud-Ouest du Mexique, qui a toujours fait partie d'un continent émergé depuis sa formation dans ces temps si reculés. Nous avons tenu à relever cette observation parce qu'elle cadre avec des conclusions sur lesquelles nous aurons à revenir encore et qui nous font admettre l'existence d'un continent à l'Ouest de l'Amérique centrale et de l'Amérique du Sud, continent qui avait presque complètement disparu vers la fin du Tertiaire.

Les terrains horizontaux récents des provinces de Chiapas, Tabasco et Yucatan, qui bordent au Sud et à l'Est le golfe du Mexique, sont entourés par un plissement arqué de terrains tertiaires anciens et crétacés, qui continue exactement, sur le bord oriental de l'isthme de Tehuantepec, la courbure de la Sierra Madre orientale, et se prolonge derrière le Yucatan jusqu'au golfe du Honduras Les terrains mésozoïques plissés sont inscrits à leur tour dans une zone de même courbure formée par des terrains plus anciens. M. K. Sapper, qui a contribué plus que tout autre à débrouiller la géologie si compliquée de l'Amérique centrale, nous montre que plusieurs bandes, formées par des terrains archéens et des couches sédimentaires paléozoïques, se suivent de l'intérieur vers l'extérieur, ou du Nord au Sud. D'abord un massif granitique, revêtu d'un manteau paléozoïque, se dresse isolé dans le Honduras britannique comme un pendant de la Sierra Madre granitique du Sud-Ouest du Mexique et de la partie voisine du Guatemala. De l'un à l'autre massif s'étend, en arrière, une bande, de constitution géologique analogue, qui parcourt le Sud du Guatemala et le

Nord du Honduras, pour aboutir aux îles Utila, Roatan et Bonacca (Guanaja), dont le socle sous-marin se prolonge par les Caymans jusqu'à la Sierra Maestra de Cuba. Enfin, derrière cette bande, on retrouve les mêmes terrains, parfois cachés sous les dépôts tertiaires et les formations éruptives récentes qui se prolongent par le Honduras et le Nord du Nicaragua jusqu'à la Jamaïque et Saint-Domingue.

Nous voyons donc les plissements et les bandes de terrains anciens s'aligner autour du golfe du Mexique depuis le Texas jusqu'au Yucatan et loin en arrière de la courbe du littoral. Ce plissement, pour ce qui concerne la partie située à l'Ouest de l'isthme de Tehuantepec, a eu lieu à la fin du Crétacé, puisque les formations marines plus récentes font défaut sur le plateau mexicain. La force qui a produit ce plissement, agissant dans une direction perpendiculaire à la direction commune aux deux Sierra Madre bordières, a été moins puissante au Nord qu'au Sud, puisque vers la frontière du Texas, le plateau n'est guère élevé au-dessus du niveau de la plaine, et le plissement n'a pas été poussé jusqu'au contact des chaînes, puisqu'il reste entre elles des grands bassins, relativement moins soulevés, qui tendent à se combler par les transports éoliens et fluviaux. Plus au Sud, la distance qui sépare le Pacifique du golfe devient moindre, le plissement est plus accentué, le soulèvement plus considérable, jusqu'à la rencontre de l'isthme de Tehuantepec, dont la zone basse transversale au plissement se trouve être le prolongement vers le Sud de la fosse allongée formant le fond du golfe, et délimitée par la ligne bathymétrique de 3 000 mètres.

Si nous continuons l'étude du fond de ce bassin maritime, nous constatons qu'il est disposé comme si le banc de Campèche, situé devant la presqu'île du Yucatan, s'était rapproché en s'inclinant vers la partie du littoral située de l'autre côté du golfe. Nous voyons donc, de part et d'autre, les terrains se pencher vers la partie médiane, en même temps qu'un plissement des terrains sur la périphérie se produit autour de la partie occidentale et méridionale du golfe. Seulement, à l'Ouest de l'isthme, le mouvement a eu lieu à la fin du Crétacé, tandis qu'à l'Est, le mouvement date du Tertiaire, mouvement qui du reste s'est continué le long de la lisière du golfe à l'intérieur de la Sierra Madre orientale. Ce mouvement paraît avoir été relativement intense jusqu'au Miocène, il s'est ralenti depuis lors, mais on peut encore en constater la continuation dans les temps présents, grâce aux relèvements des récifs coralliens dans certains endroits de la côte, à l'île Roatan, par exemple, où Sapper signale des récifs récents émergés à 1 mètre au-dessus du niveau de la mer.

La partie du littoral qui appartient aux États-Unis depuis le Rio Grande del Norte jusqu'à la Floride et aux Bahamas n'a pas participé à ces plissements. Nous retrouvons ici les couches crétacées et tertiaires à l'état de repos sur un substratum paléozoïque. Leur inclinaison vers la mer est régulière et les terrains affleurent par bandes d'autant plus rapprochées de la côte actuelle qu'ils sont plus récents.

Ces régions font partie des plaines de l'Amérique du Nord, dont le repos tectonique contraste d'une manière si frappante avec le plissement et le soulèvement, sans cesse répétés, des zones situées contre le Pacifique, et qui correspondent à l'ancien prolongement de la Méditerranée tertiaire et mésozoïque. Cependant le repos du bassin du Mississipi n'est pas absolu. Le district connu sous le nom de Sink Country nous montre des indices d'un affaissement, il est vrai, peu accentué; et les tremblements de terre de New-Madrid, mis en rapport avec ceux de Charleston, nous permettent de croire que la partie de la table continentale située au Sud des Monts Appalaches s'incline par des secousses espacées vers la zone d'affaissement de la Méditerranée des Antilles. Le Mississipi lui-même occupe l'emplacement d'un synclinal tectonique, dont nous retrouvons l'expression dans le golfe formé par la ligne de 3 000 mètres, et qui, par sa tête, correspond à l'embouchure du fleuve.

Nous ne retrouvons pas pour le plissement du Mexique ni ceux de l'Amérique centrale des horsts périphériques analogues à ceux que nous avons constatés à l'extérieur des Cordillères de l'Amérique du Sud, et autour des Alpes, mais il y a certaines indications qui nous permettent de croire qu'ils ont existé autrefois sur l'emplacement de la partie de l'océan Pacifique qui borde actuellement les plissements mexicains. La presqu'île de la Californie présente, outre les formations mésozoïques et tertiaires, un noyau granitique et des volcans tertiaires et modernes nous renseignant sur l'existence d'un travail tectonique, qui a déterminé la séparation de la presqu'île du continent. D'un autre côté, les cartes hydrographiques nous montrent un relief sous-marin rappelant l'existence d'une terre continentale ancienne, dont faisait partie la presqu'île, et qui émerge encore par ses sommets, indiqués par les îles qui s'étendent depuis Guadelupe jusque Revilla Gigedo.

Nous avons vu qu'à partir du cap Corrientes, la direction de la force qui a produit le plissement orogénique du Mexique septentrional s'oriente plus au Nord. Ici, les cartes ne donnent aucune trace de l'existence d'un ancien continent, mais sur la côte apparaît un nouvel aligne-

ment volcanique, qui a percé les granits et les roches anciennes. Il permet de soupçonner un processus tectonique qui a fait disparaître un massif ancien, prolongement occidental de la Sierra Madre granitique du Sud-Ouest du Mexique et du Nord-Ouest du Guatemala, qui s'appuie de son côté contre l'arc archéen paléozoïque, contournant le golfe du Mexique au Sud jusque vers l'Est. Derrière ces massifs, enracinés dans la profondeur, depuis la presqu'île de Californie jusqu'au Nord du Nicaragua, se suivent des alignements volcaniques, qui constituent probablement les efforts récents du travail de destruction auquel a succombé la partie de l'ancien continent américain disparue au fond de l'océan Pacifique actuel.

En résumé, le golfe du Mexique constitue un bassin d'affaissement ancien, dont l'existence dès le début du Mésozoïque est établie, et dont les trouvailles récentes de Perrin Smith sur les côtes de Californie et de Burkhardt à Zacatecas, au Mexique, démontrent la communication avec la Méditerranée dès le Trias. L'affaissement continu de ce bassin a déterminé le plissement et le soulèvement du Mexique septentrional, entre le Crétacé et le Tertiaire.

Un plissement nouveau, mais moins important, a affecté la lisière orientale du massif soulevé, situé entre la Sierra Madre orientale et les eaux du golfe. Ce plissement tertiaire, datant probablement de la fin du Miocène, donc plus ou moins contemporain du dernier soulèvement des Alpes, a été beaucoup plus important à l'Est de l'isthme de Tehuantepec, au Sud et à l'Est du golfe. Le bord septentrional de celui-ci n'a guère participé à ces mouvements, et ils ont été peu importants pour la côte occidentale de la Floride et du Yucatan. De ce côté, il s'est plutôt produit un mouvement de bascule vers le centre du bassin; mais ce mouvement fut assez accentué pour amener une fracture vers l'extérieur, qui coupe le bord occidental du Honduras britannique et du Yucatan vers la Floride. Le mouvement qui rapproche les côtés du golfe vers son centre, en les soulevant graduellement, se continue encore de nos jours, sauf peut-être dans le bassin du Mississipi, et il se traduit par l'émersion des récifs coralliens et par la formation de nouveaux bancs, périphériques aux anciens.

*Antilles.* — Si nous passons maintenant aux îles, grandes et petites, qui entourent la mer Caraïbe, nous les trouvons couvertes en grande partie par des formations marines très récentes. Les roches mésozoïques y affleurent très rarement, et les sédiments tertiaires remontant au delà de l'Oligocène y sont peu fréquents, pour ne pas dire inconnus. Le sol est presque exclusivement constitué par des calcaires d'âge pleisto-

cène ou tout au plus pliocène. Dans les parties basses, des formations récentes, constituées par d'anciens récifs coralliens, nous fournissent des indications sur les soulèvements les plus récents, et à mesure que l'on s'élève dans l'intérieur des terres, on rencontre des formations calcaires de plus en plus anciennes, constituées par des bancs coquilliers et, en certains points, par des constructions coralliaires dont l'âge ne dépasse pas le Miocène. Ce manteau calcaire est d'une épaisseur relativement peu considérable, d'abord parce que dès sa formation il n'était guère puissant, ensuite parce que l'érosion l'a beaucoup réduit, et l'a même fait disparaître en certains endroits.

Rarement nous voyons apparaître le socle sur lequel l'île repose. Il est formé presque exclusivement par des produits volcaniques et par des roches plutoniennes qui, par suite des profondes modifications qu'elles ont subies, sont d'une étude difficile. D'ailleurs, le relevé géologique des îles est très incomplet, et malgré la publication d'un certain nombre d'excellents travaux, on ne peut pas dire que la géologie des Antilles soit connue d'une façon suffisante. On suppose que le socle des Antilles est d'origine prétertiaire, et celui-ci, sur quelques-unes des Petites Antilles de même que dans l'Amérique centrale, a été percé par des éruptions volcaniques récentes.

D'une façon générale, on peut dire que, pour l'ensemble des Antilles et de l'Amérique centrale, à partir du Nicaragua, les plissements suivent les bords des fosses profondes du bassin. C'est ainsi qu'à Cuba, la Sierra Maestra se dresse comme un mur au bord de la fosse de Bartlett, tandis que le reste de l'île ne présente guère de plissement orogénique, et offre un régime tectonique analogue à celui du Yucatan et de la Floride, inclinant sa surface, comme ces deux presqu'îles, vers le centre du golfe du Mexique. Un prolongement de la Sierra Maestra par les Caymans sépare un bassin septentrional, profond de 4000 mètres, de la fosse de Bartlett, dont nous venons de parler. Le redressement de la Sierra Maestra, au bord de cette fosse jusqu'au *Windward Passage*, formant un mur presque vertical de plus de 8000 mètres de hauteur, à partir du pied au fond de la fosse, nous fournit une preuve frappante de la relation qui existe entre l'affaissement des fosses marines profondes et des plissements qui se forment sur leur bord, et elle nous paraît d'autant plus concluante que le reste de l'île, qui montre une absence presque complète de plissements orogéniques, est entouré de tous côtés de profondeurs beaucoup moindres et fait partie de la zone plus stable qui s'étend depuis le Yucatan jusqu'aux Bahamas et la Floride.

*Cuba.* — La constitution géologique de Cuba se trahit par sa forme curieuse et par la disposition de ses reliefs en groupes isolés. La Sierra Maestra, raide comme un mur sur sa face méridionale, au-dessus de la fosse profonde, descend par une pente beaucoup plus douce au Nord. Elle est séparée du reste de l'île par une plaine horizontale. Ses sommets les plus élevés sont évalués entre 2089 et 2560 mètres. Ils sont formés par une intrusion de roches dioritiques et porphyritiques, d'âge tertiaire. Les flancs de la chaîne, jusqu'à son pied, sont formés par des calcaires tertiaires et quaternaires, d'âge d'autant plus récent que l'on descend plus bas. La ligne qui sépare la chaîne de la mer est si droite, et la pente sous-marine est si raide, qu'on peut supposer qu'une bande a disparu au fond de la fosse océanique, pendant que se comblait au Nord la dépression qui la séparait du reste de l'île. La partie orientale au delà de Santiago de Cuba s'élargit en un massif considérable, beaucoup plus large, et qui s'étend jusqu'au cap Maisi. Ce massif, désigné sous le nom d'Yunque (l'Enclume), présente des sommets de 1 000 mètres. Il est formé par des roches calcaires reposant sur un socle de roches anciennes métamorphiques, très probablement prétertiaires. D'après R. T. Hill, les roches calcaires datent du commencement du Tertiaire et elles ont subi, depuis leur dépôt, un mouvement de soulèvement dont la vitesse a suivi une marche périodique, et qui s'est traduit par une série de terrasses d'érosion sur les parties émergées et par l'adjonction continuelle de bordures de coraux soulevés sur toute la périphérie de l'île, sauf sur le bord Sud de la Sierra Maestra, soit que les bordures se soient effondrées, soit que la raideur du mur côtier n'ait pas permis aux organismes de s'y établir. Chacun des ralentissements du mouvement de soulèvement s'est traduit par une terrasse d'érosion sur les hauteurs de l'île et par un mur vertical de coraux émergés sur la côte, mur auquel on a donné le nom de *soboruco*. Ces falaises de récifs coralliens succédant, par suite de la continuation du soulèvement, à d'autres falaises antérieures, forment, en certains points de la côte, des murs calcaires parallèles visibles de la mer.

Les fossiles que l'on y rencontre, tant coraux que coquilles, représentent des espèces vivant actuellement dans la mer voisine, mais les *cliffs* ou falaises les plus élevées renferment aussi des espèces pliocènes, ce qui nous fournit une nouvelle preuve de la régularité et de la continuité du soulèvement. M. Hill distingue plusieurs terrasses d'érosion. Celle du Yunque, qui témoigne que le sol de l'île s'élevait autrefois à 700 mètres au-dessus du niveau actuel. A cette terrasse appartiennent les hauteurs du Yunque, Pan de Matanzas, les collines de Cien-

fuegos et de Santiago. En dessous s'étend la terrasse des Cuchillas (crêtes en lame de couteau), qui indique un niveau ou un temps d'arrêt à 150-225 mètres. Enfin, le troisième groupe comprend une série de soborucos s'élevant jusque 100 mètres. Ajoutons que de nos jours une nouvelle ceinture est en voie de s'ajouter aux précédentes; c'est celle qui est formée par les récifs et les îles coralliennes qui entourent Cuba au Nord et au Sud, sauf sur le versant méridional de la Sierra Maestra.

Ce tableau ne nous paraît pas tout à fait suffisant. Il a été composé surtout d'après l'étude des effets de l'érosion superficielle du sol, et paraît supposer un soulèvement géométriquement régulier, c'est-à-dire que le plan général de l'île aurait été soulevé en une ou plusieurs fois perpendiculairement à la direction de la pesanteur. D'abord, il ne mentionne pas la Cordillera de los Organos, qui occupe la partie orientale de l'île, et qui, au Pan de Guajaibon, atteint 500 mètres de hauteur, ce qui nous paraît indiquer que l'élévation de cette partie de l'île n'a pas tout à fait marché de pair avec celle de la partie centrale, qui, en certains endroits, s'élève à peine au-dessus du niveau de la mer. Nous observons que, sur les cartes hydrographiques, la Cordillera de los Organos occupe la crête d'un dos sous-marin délimité par la ligne de 2000 mètres, et n'est séparée du Yucatan que par un canal étroit qui probablement représente la faille ou fracture dont nous avons parlé à propos du Yucatan et de la Floride. D'un autre côté, l'axe allongé de l'île présente en plusieurs endroits des rétrécissements notables, qui correspondent à des dépressions du sol, traversant l'île de part en part, par exemple au Sud de la Havane, et surtout la dépression marécageuse située à l'Ouest de Puerto Principe, qui a servi de ligne de défense aux Espagnols contre les insurgés dans la partie orientale. Celle-ci, fait à noter, se trouve située sur le prolongement de la dépression marine, que continue le canal de la Floride sur le bord occidental du grand banc corallien des Bahamas, et correspond du côté Sud au prolongement du golfe océanique formé par les lignes bathymétriques de 2000, 3000 et 4000 mètres de la mer du Yucatan au Sud de l'île. Ces dispositions géographiques nous paraissent indiquer que la formation de la grande île est le résultat de la réunion de plusieurs reliefs secondaires que l'on peut encore reconnaître sur la carte, ainsi que les canaux qui les séparaient autrefois, et qui, malgré l'envahissement des accumulations coquillières et des constructions coralliennes, sont restés en dessous du niveau des éminences qui constituent les différents massifs montagneux de l'île.

De plus, nous devons faire ressortir la différence dans la structure de la Sierra Maestra et celle du reste de l'île. La Sierra représente nettement un plissement au bord de la fosse océanique. Une intrusion de roches ignées dans son centre a même contribué au soulèvement de la chaîne. Dans la partie orientale de l'île, un mouvement plus ou moins indépendant a produit la Cordillera de los Organos, mais avec une intensité moindre. Nous pouvons donc conclure que le soulèvement de l'île a été plus ou moins oblique : le bord méridional de la partie orientale a été fortement plissé et considérablement soulevé au-dessus de la fosse profonde; vers l'Ouest, par contre, le mouvement a été moindre, de sorte que le niveau général de l'île est incliné vers le golfe du Mexique, c'est-à-dire que le socle de Cuba a subi un mouvement de bascule qui correspond à celui que nous avons déjà constaté pour tout le pourtour du golfe. Cependant, il semble qu'une fracture se soit produite pendant que le mouvement s'exécutait, fracture qui se reconnaît encore aujourd'hui en suivant la ligne bathymétrique de 2 000 mètres depuis le Honduras jusqu'au Yucatan, Cuba et la Floride. On peut en même temps constater que, dans l'île de Cuba, la Cordillera de los Organos court parallèlement à cette ligne.

Il nous reste à relever une dernière observation, qui nous est indiquée par les cartes hydrographiques; c'est le manque de profondeur de la mer qui sépare Cuba de la Floride et du groupe septentrional des Bahamas jusque *Long Island* et *Jumentos Cays*. Nulle part le fond n'y atteint 1 000 mètres, et nous nous rappellerons que les trois groupes sont formés par des accumulations calcaires et coralliennes du même âge, restées plus ou moins horizontales. Nous sommes ainsi amené à considérer Cuba, sauf la Sierra Maestra, comme le prolongement de la partie continentale Nord-américaine, inclinée vers le golfe du Mexique. Cette partie continentale ne constitue pas un plateau soulevé et plissé comme le Mexique, elle a simplement subi un mouvement de bascule qui a relevé le bord oriental au-dessus du niveau de la mer. Cette hypothèse est confirmée par les considérations stratigraphiques suivantes. Sur la côte atlantique des États-Unis, on trouve rangés une série de dépôts tertiaires dont l'âge est d'autant plus récent qu'ils sont plus avancés vers le Sud de la Floride et vers les Antilles. D'un autre côté, les couches qui s'étendent au Nord de la Floride sont caractérisées uniquement par des mollusques, comme les couches tertiaires horizontales du Nord de l'Europe. Trois étages plus récents que les couches à Orbitoïdes de Vicksburg (Oligocène) font place dans la Floride à des calcaires, où l'on constate la présence des polypiers con-

structeurs de récifs; c'est-à-dire que nous retrouvons ici la faune de la Méditerranée tertiaire et qu'il devait exister jadis, vers la fin du Tertiaire, un canal qui faisait communiquer le golfe du Mexique d'un côté avec l'Atlantique, alors en voie de formation, et d'un autre côté avec la Méditerranée. Mais la communication avec l'océan Atlantique n'est qu'accidentelle et n'a jamais été profonde, comme l'indique l'absence de plissement des couches tertiaires. La continuité est presque complète aujourd'hui entre la Floride, les Bahamas et Cuba, grâce à l'accumulation de formations calcaires coralliennes dans les mers intermédiaires, dont la profondeur ne dépasse pas 1 000 mètres. De cette façon le golfe tend à s'isoler toujours davantage de l'Atlantique, tandis qu'il reste en relation constante avec la Méditerranée par la mer des Antilles, comme l'indiquent sa tectonique aussi bien que la faune marine des couches sédimentaires, qui se sont accumulées sur ses bords depuis le début du Mésozoïque et peut-être même dans les temps qui ont précédé.

Qu'il nous soit permis d'ajouter que la faune et la flore actuelles de Cuba et des Grandes Antilles parlent en faveur d'une connexion ancienne entre celles-ci et le continent américain par le Nord. La flore du Mexique et la flore de Cuba présentent la plus grande analogie; et pour caractériser celle-ci d'un seul trait, rappelons que les pins de la flore du grand continent arctique se retrouvent à Cuba, et aussi jusqu'au Nicaragua. Les oiseaux du Nord accompagnent les arbres et les plantes du Mexique jusque dans l'île de Cuba et au delà. Enfin, l'absence presque complète de mammifères s'explique par le processus de formation que nous avons discuté pour Cuba et les autres Grandes Antilles. Les petits îlots qui se sont réunis pour former des îles aujourd'hui considérables, n'ont pu fournir une nourriture et une protection suffisantes aux animaux importants, et plus tard, depuis le début du Quaternaire, époque de la réunion des terres émergées, grâce à un isolement assez complet, les mammifères fossiles dont on a retrouvé les traces n'ont pas pu s'y développer.

Notre manière de concevoir le soulèvement des différents centres insulaires n'est donc pas la même que celle que paraissent professer la plupart des auteurs. Au lieu d'admettre un soulèvement d'ensemble suivi d'un affaissement total, que R. T. Hill, entre autres, désigne sous le nom de soulèvement régional, nous croyons à des relèvements locaux plus ou moins étendus par suite de plissements; tandis qu'une partie du pays s'abaisse, la partie voisine peut être soulevée. Dans les temps antérieurs, tout comme dans les temps présents, il y a eu des

relèvements continentaux à côté d'affaissements marins, expressions du ridement continuel de la partie superficielle de l'écorce terrestre. Si les travaux des géologues, étudiant des districts de peu d'étendue, indiquent fréquemment des soulèvements et des affaissements successifs, cela ne veut pas dire que l'ensemble de la région dont le district fait partie, ait subi les mêmes mouvements. Il paraît plus en conformité avec le plan d'ensemble du processus géologique à la surface terrestre de dire que certaines régions ont subi au cours de leur évolution des plissements continuels, d'après un plan tectonique qui s'est poursuivi pendant une ou plusieurs périodes géologiques; et grâce à ce plissement une partie plus ou moins limitée de la région a pu subir des mouvements d'affaissement et d'élévation au-dessus du niveau de la mer contemporaine. En même temps, des régions voisines, moins affectées, ne participaient au mouvement que d'une façon moins active; le socle continental, brisé peut-être en fragments ou tables étendues, exécutait des mouvements de bascule, s'affaissant d'un côté, se relevant de l'autre, mais répondant d'une façon concordante, quoique moins accusée, à l'ensemble du mouvement tectonique de la région.

Pour ramener ces vues au cas actuel, nous dirons qu'autour de la mer Caraïbe les plissements se sont répétés depuis le Crétacé, qu'il est probable que des îles plus ou moins étendues ont toujours occupé cette mer, mais celle-ci ne peut jamais avoir été comblée complètement, parce que la continuation de l'existence d'une faune méditerranéenne jusqu'à la fin du Miocène exige l'hypothèse d'un océan à direction plus ou moins équatoriale depuis la mer des îles de la Sonde jusqu'au bassin préandin. Il est probable que la zone de la mer des Antilles a été en se rétrécissant de plus en plus, à mesure que la surface de la terre s'est réduite par la propagation du refroidissement dans la profondeur. Les iles antilliennes ont été tantôt plus éloignées, tantôt plus rapprochées, mais la faune terrestre aussi bien que la flore nous montrent que les communications n'ont été ni complètes ni durables depuis le début de leur existence.

A quelle époque ces communications ont-elles été établies? On tend aujourd'hui à croire qu'elles s'établissaient entre le continent du Nord et celui du Sud le long de l'isthme de Panama, vers la fin du Miocène ou au commencement du Pliocène. Il nous paraît que la fixation d'une date à l'aide de données géologiques sera toujours très difficile, sinon impossible. La présence ou l'absence de sédiments marins ou de formations continentales sur toute l'étendue de la région intermédiaire ne peut se démontrer; d'un autre côté, l'envahissement des affaissements périphé-

riquement aux zones marines actuelles, que nous avons essayé de faire ressortir au cours de ce travail, vient encore compliquer la solution du problème. Dans la zone de la mer des Antilles, les sédiments récents, quaternaires et pliocènes, prédominent d'une façon presque absolue sur les formations plus anciennes. Celles-ci ne se présentent plus que par lambeaux très réduits et tout à fait isolés. De cette façon, l'histoire géologique de cette zone d'affaissement nous échappe presque complètement. La seule conclusion que nous puissions déduire de la persistance de ces affaissements jusque dans les temps les plus récents, c'est qu'ici nous nous trouvons dans une partie du globe où l'activité tectonique est des plus intenses, et que l'évolution des transformations subies par la croûte terrestre se fait ici avec une rapidité relativement considérable, avec une intensité plus marquée, que dans les zones situées au Nord et au Sud de la mer des Antilles.

Nous avons essayé de montrer qu'il y a beaucoup de raisons pour croire que le continent Nord-américain s'étendait autrefois beaucoup plus au Sud-Ouest, et séparait le Pacifique central du prolongement andéen de la Méditerranée jusque vers la fin du Tertiaire. C'est par cette voie que les communications entre les deux continents auraient pu s'établir, beaucoup mieux que par la zone maritime de la mer des Antilles, où la mer crétacée était beaucoup plus étendue que celle du Tertiaire, et avec laquelle le Pacifique central ne paraît avoir eu, avant le Miocène, que des communications étroites et souvent interrompues. Mais ce sont là des théories trop vastes et trop compliquées pour que nous essayions de les résoudre d'emblée; qu'il nous soit permis toutefois de donner une forme nouvelle au problème de la persistance et de la continuité des faunes méditerranéennes, mésozoïque et tertiaire, sur le versant occidental des Andes et de la Cordillère de l'Amérique du Nord.

*Petites Antilles.* — Depuis Saint-Domingue et la Jamaïque jusque Saint-Thomas, dans l'archipel des îles Vierges à l'Orient, toutes les îles paraissent appartenir à un même système de plissement, parallèle au bord septentrional du bassin méridional de la mer Caraïbe. Il est cependant un peu plus compliqué pour Saint-Domingue et la Jamaïque, où des plis plus ou moins parallèles se sont soudés pour former les grandes îles et comprennent, entre leurs extrémités occidentales, le commencement de la grande fosse allongée que nous avons constatée au pied de la Sierra Maestra, et dont l'affaissement et le rapprochement des bords n'ont pas été étrangers à la formation et au soulèvement des plis multiples de la Jamaïque et surtout de ceux de Saint-Domingue.

A partir de Sainte-Croix et de l'îlot de Sombrero, un espace assez considérable interrompt la continuité des îles émergées ; il est marqué par le changement de direction que présente l'arc des Petites Antilles. M. Suess a déjà fait ressortir la disposition de cet arc, qui est formé par une triple bande tectonique. Le grand géologue nous dit que la mer des Antilles s'affaisse à l'intérieur du mur des îles volcaniques. Le bord occidental, qui est en même temps le plus élevé, est formé par des roches ignées prétertiaires; il est coupé à pic par une falaise sous-marine de 2 000 mètres. Sur plusieurs des Petites Antilles, des formations volcaniques tertiaires et récentes se sont fait jour à travers le socle ancien et couronnent les sommets. A l'extérieur de la crête volcanique, des tufs associés à des formations marines ou lacustrès se sont déposés, et autour de cette bande de tufs consolidés, se sont déposées encore à l'extérieur, des formations coquillières et coralliennes, qui forment la troisième bande concentrique. Ces formations successives sont d'autant plus récentes qu'elles sont situées plus à l'extérieur du côté de l'océan Atlantique,

*Antigua et Barbuda.* — Comme type des petites Antilles, nous donnerons la description d'Antigua et de Barbuda, d'après le géologue J.-W. Spencer. Antigua à l'intérieur et Barbuda à l'extérieur forment, au Nord-Ouest du mur des Petites Antilles, un plateau circonscrit par la ligne de 200 mètres qui est serrée de très près vers l'extérieur par une falaise sous-marine de l'océan Atlantique, qui descend jusque 5 000 mètres. L'île de Barbuda, qui est plate, est presque entièrement recouverte par un manteau de formations coralliennes tout à fait récentes, de sorte que l'émersion de l'île ne date que du Quaternaire. Ce manteau pleistocène se retrouve sur la partie correspondante d'Antigua, mais cette île ne présente pas une constitution géologique aussi simple. Nous trouvons à sa surface trois bandes de terrains alignées du Nord-Ouest au Sud-Est. La bande calcaire qui regarde Barbuda au Nord-Est est la plus basse et a le même âge que cette dernière. Seulement, à mesure que l'on s'élève sur la bande calcaire, qui est inclinée de 12° à 20° au Nord-Est, l'âge des fossiles remonte dans la série tertiaire, et on finit par rencontrer des calcaires à Orbitoïdes (*Lepidocyclina Mantelli*), qui appartiennent par conséquent au Tongrien ou Oligocène inférieur, ou, pour rester dans la catégorie des formations correspondantes du bassin méditerranéen, au calcaire inférieur de Malte (1er étage méditerranéen) ou à l'Aquitanien du Vicentin. Ces calcaires sont probablement émergés depuis le Miocène inférieur,

et comme l'émersion a continué depuis lors, toujours dans le même sens, des couches toujours plus récentes ont continué à s'ajouter vers l'extérieur, c'est-à-dire au Nord-Est, aussi bien pour la bande calcaire d'Antigua que pour l'île de Barbuda tout entière.

A l'intérieur de la bande calcaire, s'alignant dans le même sens, se présente une bande constituée par des tufs volcaniques et des formations siliceuses. Elle a été formée sous le niveau de la mer par l'accumulation de produits de la zone volcanique située à l'intérieur, sur laquelle elle repose jusqu'à une hauteur de 225 mètres environ. Cette zone volcanique est formée par des roches ignées, porphyrites ou andésites, et on lui attribue un âge prétertiaire, puisqu'elle est recouverte par des roches tertiaires, et que les roches éruptives récentes font défaut dans l'île. Ce socle volcanique de l'île s'élève beaucoup plus haut que les formations plus récentes, ses sommets atteignent 425 mètres, mais l'érosion y a creusé de larges vallées avec quelques crêtes relativement élevées. C'est cette zone qui borde la falaise interne, peu profonde il est vrai dans le cas présent, le synclinal qui la sépare de Saint-Eustache et Montserrat ne dépassant pas 1 000 mètres.

Les autres îles du groupe présentent une constitution analogue. Dans la Guadeloupe, la zone intermédiaire est représentée par l'isthme de Salt-River, encore en partie submergé, la Grande-Terre, qui est plate comme Barbuda, et la Basse-Terre, ainsi appelée d'après sa position relativement aux vents alizés, mais qui constitue une zone montagneuse volcanique, présentant une crête alignée parallèlement à la falaise intérieure des Antilles, avec quatre foyers volcaniques quaternaires ou récents, atteignant des hauteurs de 1 500 mètres.

L'inspection de la carte hydrographique de ces parages nous permet de faire une observation intéressante. Sauf Montserrat, au Nord de la Guadeloupe, où l'on dit avoir vu des vapeurs brûlantes s'échapper de la Soufrière de l'île, le volcanisme récent paraît se localiser sur les îles qui bordent la falaise de 2 000 mètres. La Dominique renferme le mont Diablotin, haut de 1 620 mètres, le plus élevé des Petites Antilles, et on y rencontre, dans un cirque de l'intérieur, un « lac bouillant » à la hauteur de 739 mètres. La Martinique, qui se réduit, de même que la précédente, simplement à la zone volcanique intérieure, présente au Nord-Ouest le mont Pelée à 1 350 mètres, et au Sud-Est le volcan principal de l'île, le massif volcanique du Carbet, formé par trois pitons. Saint-Lucia renferme la Soufrière de 1 200 mètres, et celle de Saint-Vincent atteint 1 580 mètres. Grenade et les Grenadines représentent une partie du mur des Antilles, qui a été démantelée probablement

parce qu'elle correspond à l'extrémité du golfe que les lignes de 3 000 et 2 000 mètres forment en s'avançant de l'Atlantique vers le Sud entre la Barbade et les Petites Antilles de l'intérieur, de sorte que le plateau des Grenadines se trouve situé entre deux bassins profonds de 3 000 mètres, séparés seulement par la largeur du plateau.

La formation des bandes tectoniques des Antilles, leur disposition concentrique en ordre descendant vers l'extérieur, parallèlement à leur âge; d'un autre côté, la forme du relief sous-marin qui porte les îles, raide et dressé de 2 000 mètres à l'intérieur, incliné beaucoup plus doucement vers l'extérieur, mais aboutissant ensuite aux profondeurs atlantiques encore plus considérables, tout l'ensemble de cette disposition indique la genèse et l'histoire du mur volcanique. Il s'écroule à l'intérieur pendant qu'il se reforme à l'extérieur, et nous verrons, en donnant quelques détails sur la géologie de la Barbade, qu'il se reforme de plusieurs façons : en haut par l'accumulation des matières plutoniennes d'abord, éruptives ensuite, près du niveau de la mer par l'accumulation de coraux et de bancs coquilliers, et beaucoup plus bas par le soulèvement de formations littorales profondes et même de boues à diatomées, qui se forment au fond des abimes marins profonds de 3 500 à 5 000 mètres.

*La Barbade et Trinidad.* — La Barbade présente une constitution géologique différente de celle des Petites Antilles proprement dites; elle est située sur un banc isolé qui, d'après l'atlas de Stieler, se relève au Sud vers l'île de Tobago et vers Trinidad, mais qui est séparé du bord externe des Antilles par un golfe sous-marin profond de 3 000 mètres venant du Nord, où l'Atlantique, à une faible distance, atteint des profondeurs de 5 000 mètres. L'île présente également un manteau de roches calcaires qui la recouvre presque complètement, sauf au Nord-Est, où le sol est formé par des dépôts océaniques profonds émergés, sur lesquels nous reviendrons tantôt. Les formations coralliaires se relèvent au Nord-Est, en passant du Quaternaire au Pliocène, ce qui nous permet de constater que le soulèvement de l'île s'est fait obliquement, regardant au Sud-Ouest vers le synclinal qui la sépare des Grenadines. Ceci est en rapport avec les dispositions hydrographiques, car si nous supposons que celui-ci continue à s'affaisser, il doit en résulter nécessairement que le plan général de l'île s'incline vers son centre, de sorte que le Nord-Est a été soulevé. En effet, les géologues anglais Juke-Browne et Harrison ont constaté que le sol de cette partie de l'île est formé par des dépôts océaniques profonds,

ne différant guère des formations océaniques actuelles, qui se déposent dans les profondeurs de plus de 3 500 mètres. Ce sont des boues à diatomées, dans lesquelles sont intercalées des argiles rouges ou bigarrées, produits de poussières volcaniques tombées dans la mer. Au-dessus et en dessous de ces boues à radiolaires se trouvent des marnes à globigérines et, au sommet, des couches qui ont fourni un échinoïde fossile, *Archeopneustes*, dont une forme voisine se retrouve de nos jours dans des formations appartenant à un niveau océanique un peu moins profond que celui des boues à diatomées. Du reste, la présence des poussières volcaniques provenant de terres voisines, les variations de niveau indiquées par les horizons des marnes à globigérines et les couches à *Archeopneustes*, indiquent que les dépôts océaniques n'ont pas joui d'un repos prolongé, et que leur formation a été accompagnée de mouvements orogéniques répétés.

L'âge de ces couches océaniques, ou tout au moins celui de leur soulèvement, paraît dater du Miocène, et pourrait empiéter sur l'Oligocène d'un côté ou sur le Pliocène de l'autre. Ce qui contribue encore davantage à accuser les mouvements subis par le fond de la mer dans ces parages, c'est le fait que les dépôts océaniques reposent sur des formations littorales plissées appelées les *Scotland beds*. Ce sont des sables et des grès, d'âge oligocène ou éocène, où, entre autres fossiles, on rencontre *Surcula (Pleurotoma) belgica*, forme voisine de *Surcula transversaria* (Lam.). Les mêmes auteurs ont constaté l'extension de ces formations sur le bord oriental de Trinidad.

Les études des géologues anglais nous permettent de conclure que le dos sous-marin de 1 000 mètres, qui porte la Barbade et l'île de Trinidad, paraît avoir subi, pendant le Miocène, un affaissement jusqu'à une profondeur de 3500-5000 mètres, où il fut recouvert par les boues à diatomées. Celles-ci furent soumises à des oscillations de niveau, pendant lesquelles s'accumulent les poussières volcaniques, indices de mouvements orogéniques voisins, et ensuite les marnes à globigérines et les calcaires à *Archeopneustes*. Vers la fin du Miocène, donc vers l'époque des derniers soulèvements des Alpes, survint une émersion qui a amené les dépôts océaniques formés sur le bord occidental de l'Atlantique jusqu'au-dessus du niveau de la mer.

Ce qui nous porte à croire que c'est le rivage atlantique qui a émergé, c'est le fait que de nos jours encore il ne se forme pas de boue à radiolaires dans la mer Caraïbe, tandis qu'on la trouve en grande quantité dans l'Atlantique. Il est vrai que J.-W. Grégory a découvert la même boue à diatomées à Baracoa, au Nord du cap Maisi dans l'île de Cuba,

mais elle ne se trouve pas dans la mer Caraïbe, et il est plus probable que ces boues proviennent du resserrement d'un prolongement de la fosse au Nord de Porto-Rico, qui fait partie de l'Atlantique. De plus, la boue à ptéropodes, qui a été signalée à la Jamaïque, constitue encore de nos jours une formation profonde des fosses de la mer Caraïbe. Lorsque la partie Nord-Est de la Barbade se trouva émergée, des manteaux de coraux et de calcaires coquilliers se formèrent sur tout le pourtour de l'île, sauf au Nord-Est, où les produits de l'érosion des boues océaniques et des sables des Scotland beds ne permirent pas aux coraux de s'établir. Par contre, du côté opposé et sur tout le reste du pourtour de l'île, de nouvelles couches, d'autant plus récentes qu'elles sont plus externes, sont venues s'ajouter aux premières, qui atteignent aujourd'hui, au mont Hillaby, la hauteur de 350 mètres environ. Le soulèvement de la Barbade a donc présenté une inclinaison en sens inverse de celui des Petites Antilles situées plus à l'intérieur, ce qui s'explique par sa position sur l'autre côté du synclinal qui les sépare.

Après ces explications, si nous jetons encore un coup d'œil sur la carte qui nous montre la fosse de Bartlett, laquelle s'étend depuis le Honduras jusqu'au Windward Passage, ce qui nous frappe tout d'abord, c'est de constater combien elle est resserrée entre la Sierra Maestra et son prolongement d'un côté, et de l'autre, entre la presqu'île Sud-Ouest de Saint-Domingue, la Jamaïque et les bancs sous-marins jusqu'au Honduras; et partout où les terres émergent sur son bord, nous rencontrons des chaînes plissées parallèlement à celui-ci. Aussi devons-nous nous laisser aller à la conclusion que nous n'avons pas affaire ici à une déchirure de la surface du globe au fond de la mer, mais nous croyons plutôt que le bassin d'affaissement, s'approfondissant sans cesse, a rapproché ses bords d'une façon beaucoup plus accusée que le rétrécissement que nous avons constaté pour le pourtour du golfe du Mexique. Nous admettons même que la force qui a rapproché les bords de la fosse de Bartlett s'est exercée dans le même sens plus à l'Ouest, mais en dehors de celle-ci, sur la partie méridionale du plissement mexicain. Nous avons constaté qu'à partir du cap Corrientes vers le Sud-Est, la direction de la force orogénique avait changé en se rapportant plus au Nord vers le centre du golfe, déterminant ainsi un régime orogénique tout autre au Sud de la ligne volcanique transversale au plateau mexicain. La comparaison sur la carte entre la direction de la force qui a déterminé le resserrement de la fosse, et celle de la force qui a plissé le district montagneux au Sud de la ligne volcanique mexi-

caine, montre qu'elles viennent se rencontrer au centre du golfe. Il y aurait donc une certaine concordance entre les deux mouvements, et on pourrait peut-être leur attribuer le même âge.

Quoi qu'il en soit, nous répéterons que l'ensemble du golfe et de la mer des Antilles constitue une zone d'affaissement depuis le début des temps mésozoïques, mais dans la mer des Antilles les affaissements sont beaucoup plus importants, et se sont répétés à des époques beaucoup plus récentes, d'où l'on peut conclure que l'évolution de l'écorce terrestre y est restée très active jusque dans les temps récents.

*Salvador, Nicaragua, Costa-Rica, Panama, isthme de Darien.* — Il nous reste à parler de la partie méridionale de l'isthme américain central qui borde à l'Ouest la mer des Antilles, et la sépare de l'océan Pacifique; c'est une zone basse formée par des terrains récents, analogues à ceux que nous avons rencontrés dans les grandes et les petites Antilles. Nous avons signalé l'arc de roches archéennes et paléozoïques qui, partant du Sud de l'isthme de Tehuantepec, parcourt le Sud du Mexique, le Guatémala, le Honduras et le Nord du Nicaragua, en s'élargissant considérablement de façon à comprendre tout le golfe du Honduras depuis l'extrémité septentrionale du Honduras britannique jusque bien au delà du cap Gracias a Dios. Il s'y divise en plusieurs zones, dont la plus interne, recouverte vers son centre par les terrains crétacés et tertiaires, forme à son extrémité orientale les Cockscomb Mountains du Honduras britannique, constitués par du granit et recouverts par un manteau de roches paléozoïques. Une zone intermédiaire va aboutir aux îles Utila, Roatan, Bonacca (Guanaja), de la côte septentrionale du Honduras, pour se prolonger par les îles Cayman à la Sierra Maestra. Enfin, la troisième zone forme les bancs sous-marins, prolongement du Honduras et du Nicaragua, vers la Jamaïque et la presqu'île Sud-Ouest de Saint-Domingue.

On voit que la fosse de Bartlett, dont nous avons parlé plus haut, se trouve comprise dans les plis de la bande paléozoïque de la partie septentrionale de l'isthme central américain, et qu'elle se trouve rattachée de cette façon aux terres anciennes, qui s'étendaient autrefois vers le Mexique et la Californie. La bande de terrains paléozoïques qui forme le Honduras et le Guatémala nous présente également des affaissements. Sans parler de la forme angulaire du golfe du Honduras, sur le bord occidental duquel vient s'amorcer la fracture qui coupe le Yucatan et se prolonge jusqu'à la Floride, nous mentionnerons le lac Yzabel, qui prolonge le golfe à l'intérieur des terres. K. Sapper, dans

ses études sur le terrain, a constaté que des fractures importantes longitudinales s'alignent à l'intérieur de la chaîne du côté mexicain. Enfin, il signale la dépression transversale, analogue à celle de l'isthme de Tehuantepec, qui s'étend depuis Puerto-Cortès, dans le golfe du Honduras, jusqu'au golfe de Fonseca sur le Pacifique.

Au Sud et à l'extérieur de cet arc ancien que nous croyons formé par un relèvement périphérique autour de l'affaissement du golfe du Mexique, l'Amérique centrale présente des conditions géologiques et orographiques tout autres. Le niveau général du pays est situé beaucoup plus bas, et l'âge des formations géologiques qui constituent le sol est beaucoup plus récent, dépassant rarement l'Oligocène; enfin, les formations volcaniques, tertiaires, quaternaires et récentes recouvrent presque tout le pays. Ce sont des régions affaissées, émergées récemment pour former un isthme allongé et étroit qui sépare les deux mers.

Le Salvador constitue une plaine côtière basse, recouverte par des dépôts volcaniques. Elle doit son existence, de même que tout le versant pacifique de l'Amérique centrale, à une série de volcans qui présentent plusieurs alignements distincts, mais qui, par leur réunion, forment une courbe concentrique au bord occidental de la mer Caraïbe, et qui semble circonscrire vers l'extérieur la courbe volcanique du Mexique, du Guatémala et du Honduras, celle-ci paraissant plutôt s'aligner autour du golfe du Mexique. Comparativement au versant pacifique, formé par une bande étroite fortement inclinée, le versant atlantique est large, surtout dans le Nord, mais va en se rétrécissant vers le Sud, où la fosse de 3 500 mètres se rapproche davantage de la côte de Costa-Rica et de Panama.

Sauf la partie qui confine au Honduras, le Nicaragua fait partie de la région d'affaissement de l'Amérique centrale méridionale. Elle est séparée du Salvador par le golfe de Fonseca, situé sur le prolongement des lacs Managua et Nicaragua. Jusqu'au début du Quaternaire, les deux lacs et le golfe du Pacifique formaient un bassin unique, dont les eaux s'écoulaient vers l'Ouest; cet affaissement est en rapport avec l'alignement volcanique ancien sur son bord Nord-Est, et avec celui tout récent qui domine les lacs au Sud-Ouest. La formation de ces derniers volcans a probablement contribué à isoler les deux lacs de l'océan Pacifique, et actuellement leurs eaux se déchargent par le Rio-San-Juan vers la mer Caraïbe. Le Nicaragua méridional ne présente que des roches tertiaires, quaternaires et récentes, et le pays est presque entièrement recouvert par les formations éruptives du même âge. La péné-

tration toute récente du Pacifique jusqu'au delà du faîte de partage actuel du Nicaragua nous permet de croire que c'est de ce côté que se trouvaient établies les communications entre la mer Caraïbe et l'océan qui baignait les côtes du continent Nord-américain.

Au Sud de Nicaragua, l'isthme devient de plus en plus étroit. Il est formé par une chaîne anticlinale d'abord triple, puis simple à partir du Panama jusqu'au Darien. Des formations marines, mélangées à des formations volcaniques surtout du côté pacifique, laissant paraître çà et là des noyaux de roches plutoniennes, voilà l'ensemble qui constitue l'isthme. Mais du côté du Pacifique nous voyons, en dehors de l'anticlinal soulevé, s'aligner une série de presqu'îles qui semblent ne pas faire partie de ce plissement : ce sont la presqu'île de Nicoya, celle du golfe Dulce et celle d'Azuero. L'ensemble paraît constituer une bande interrompue par des affaissements récents, et nous avons déjà signalé celui du golfe de Panama, où des îlots basaltiques isolés au milieu de la mer, en face de l'entrée méridionale du futur canal, indiquent la disparition d'un édifice volcanique qui faisait partie autrefois de la terre ferme. L'âge des terrains qui constituent les presqu'îles avait d'abord été considéré comme très ancien, par suite de leur métamorphisme ; on tend aujourd'hui à leur reconnaître un âge plus récent, quoique remontant au delà de celui de l'anticlinal. Il convient toutefois d'ajouter qu'on y rencontre aussi des terrains miocènes et pliocènes et quaternaires. Il semble donc que la bande des presqu'îles faisait partie des terres continentales qui existaient autrefois sur l'emplacement de la partie du Pacifique baignant aujourd'hui le versant occidental de l'isthme, mais que ces terres avaient en grande partie disparu dès le Tertiaire. Nous avons vu que le contour de la ligne bathymétrique de 4 000 mètres forme un dos sous-marin qui se prolonge vers les Galapagos, qui autrefois auraient fait partie de ce continent.

Les études géologiques pratiquées en vue du creusement du canal de Panama nous permettent de nous rendre compte de la constitution géologique de la partie la plus étroite de l'isthme. Elle se réduit à un simple anticlinal dont la hauteur n'atteint pas 1 000 mètres, mais qui au col de Culebra descend à 86 mètres, grâce en partie aux progrès de l'érosion de la surface. Les roches de Gamboa, qui forment la crête, sont constituées par une brèche volcanique alternant avec des couches de lave. La présence d'Orbitoïdes (*Lepidocyclina Mantelli* Douvillé) définit son âge aquitanien ou tongrien. Des deux côtés de la crête se rencontrent des roches de plus en plus récentes, à mesure que l'on

descend. Du côté de la mer Caraïbe, ce sont d'abord des argiles glauconieuses avec des foraminifères et des débris éruptifs, puis des calcaires à Orbitoïdes, ensuite des grès avec des impressions de feuilles, mais renfermant aussi *Turritella tornata* du Miocène des Antilles, puis enfin les marnes glauconieuses et tufacées de Mindi Hill du Miocène inférieur. Du côté pacifique, ce sont des formations marines mélangées à des formations volcaniques, qui appartiennent au Miocène inférieur. La mer oligocène s'étendait donc sur l'emplacement de l'isthme actuel, mais dans le voisinage se rencontraient déjà des volcans qui occupaient des terres émergées. L'activité orogénique s'est accentuée vers la fin du Miocène et ce fut alors, peut-être pendant le Pliocène, que l'isthme actuel fut soulevé. Mais il n'est pas possible de dire par où s'établissaient les communications entre la mer Caraïbe et le Pacifique. Peut-être se trouvaient-elles au Nord du côté de Nicaragua, et au Sud vers le golfe du Darien. D'un autre côté, il est probable que des terres plus ou moins étendues, en voie de dislocation depuis le début du Mésozoïque, s'étendaient devant l'Amérique centrale actuelle du côté occidental, et la séparaient de l'océan Pacifique central.

*Résumé de la tectonique du golfe du Mexique et de la mer des Antilles.* — Après avoir esquissé la structure tectonique des chaînes d'îles, des isthmes et des parties continentales qui entourent la mer des Antilles et le golfe du Mexique, nous constatons que les terrains qui forment le bassin du Mississipi et ceux des rivières qui lui sont parallèles, sur le bord septentrional du golfe, ainsi que ceux de la Floride et des Bahamas, établissant la communication avec la partie centrale de Cuba, enfin ceux de la presqu'île de Yucatan, présentent une même disposition tectonique. Les terrains qui font partie du continent Nord-américain gardent encore aujourd'hui la position qu'ils ont occupée depuis leur formation aux époques crétacée et tertiaire au fond des eaux du golfe du Mexique, alors plus étendu que de nos jours. Une simple inclinaison du socle continental les a émergés, mais ils ont gardé la position de repos si caractéristique, repos qui, pour les plaines des États-Unis, dure depuis la fin du Paléozoïque.

Toutes les autres terres qui entourent le golfe et la mer des Antilles ont subi des plissements plus ou moins marqués et, parfois, des soulèvements considérables. Depuis l'extrémité septentrionale du golfe de Californie, à l'Ouest, et les Rocky Mountains, à l'Est, commence un arc immense de terres plissées et soulevées qui entoure la partie Ouest et Sud-Ouest du golfe du Mexique, et qui se prolonge par delà la région

d'effondrement du golfe du Honduras, pour former les deux bords de la fosse profonde qui se dirige vers le Passage au Vent, entre Cuba et Saint-Domingue. De sorte que le bassin intermédiaire, appelé parfois mer du Yucatan, depuis le détroit de ce nom jusqu'au dos sous-marin qui réunit le Honduras à la Jamaïque et Saint-Domingue, ne constitue pas un bassin tout à fait homogène. On peut y distinguer, outre la fosse de Bartlett, une partie plus septentrionale où le fond descend à 4000 mètres et qui établit la transition entre le bassin du golfe du Mexique et la mer Caraïbe méridionale.

C'est autour de la fosse de Bartlett que le plissement des terrains est le plus marqué. On y constate les chaînes quelque peu divergentes de l'arc Guatémala-Honduras à l'Occident, la Sierra Maestra de Cuba au Nord; et, au Sud, les plissements de la Jamaïque et les extrémités occidentales du plissement en éventail formé par les montagnes de Saint-Domingue, celles-ci entourant l'extrémité Nord-Ouest de la fosse, sauf l'étroit passage entre cette île et Cuba. Celui-ci indique l'existence de communications anciennes, mais probablement peu étendues, entre les eaux de la mer des Antilles et la partie septentrionale de l'Atlantique, pendant la partie du Tertiaire où cet océan commençait à se former. Le prolongement du plissement dans les îles, depuis Saint-Domingue jusque Saint-Thomas, est dirigé Est-Ouest, et sépare la mer Caraïbe du bassin atlantique, limité par la falaise sous-marine de 5 000 mètres, mais qui, en face de Porto-Rico et Saint-Thomas, s'approfondit à 8 526 mètres. Ce n'est que dans sa partie Nord-occidentale que Saint-Domingue se rattache aux Bahamas, et encore cette communication n'est-elle pas aussi complète que celle de Cuba avec l'archipel septentrional. Une fosse étroite de 3000 mètres, descendant en certains points jusque 4000 mètres, suit la côte septentrionale, et va s'élargir au Nord-Ouest entre Cuba, les Bahamas septentrionales et celles du groupe méridional. Au Sud, le plateau qui porte les Grandes Antilles descend rapidement à 4 000 mètres.

La mer Caraïbe méridionale, dont nous venons de décrire le bord septentrional, présente sur le reste de son pourtour des plissements plus récents encore, et n'offre à sa périphérie qu'un versant très étroit, sauf le bassin du Magdalena, en Colombie, qui participe à la fois du caractère de vallée longitudinale parallèle au plissement ancien, et de fosse d'affaissement plus récente entre ces plissements. Les terrains situés au Sud du lac Nicaragua se sont relevés pour former un dos ou un plissement double ou triple dans une partie de son étendue vers la fin du Miocène. Ils se prolongent au Sud, en décrivant une courbe

élégante dans laquelle s'inscrivent les bassins profonds, tant du côté du Pacifique que du côté de la mer Caraïbe, et l'anticlinal se prolonge sur le littoral pacifique de la Colombie, pour former la chaîne d'âge quaternaire appelée la Cordillère côtière du Choco, un alignement parallèle au prolongement septentrional du plissement des Andes dans l'Amérique du Sud. Nous pouvons donc dire qu'ici viennent se réunir en s'accolant, d'un côté, un plissement récent qui représente les parties encore émergées de terres qui, autrefois, bordaient à l'Occident le bassin préandin, et de l'autre, le plissement du bord oriental de ce bassin.

Quant au bord méridional de la mer Caraïbe, il est assez compliqué. Depuis la Sierra Santa Marta jusqu'à la Trinidad, des fragments d'une chaîne ancienne s'alignent dans la direction équatoriale, entre lesquels on peut encore constater la série d'affaissements qui ont rompu la chaîne. Elle est séparée des profondeurs centrales du bassin par un alignement d'îles, depuis la presqu'île de Goajira jusqu'aux Testigos, près du plateau des Grenadines. Celles-ci forment une chaîne en partie submergée, du même âge que la chaîne caraïbe, mais située au bord des profondeurs de 4000 mètres; elle se trouve dans un état de dislocation beaucoup plus avancé que celui de la chaîne continentale. On peut donc constater, sur cette partie du littoral de la mer Caraïbe, un double plissement ancien; le premier, interne, a presque disparu, le second est en partie détruit; mais, par la disposition de ses fragments, il nous montre encore, non seulement l'extension ancienne de ce bassin, mais, en outre, une disposition de plissement parallèle à celui qui s'est formé au Crétacé et au Tertiaire. Il est probable que le banc qui porte les Petites Antilles constitue le prolongement de ce plissement ancien, mais ici le mur situé entre les profondeurs de la mer Caraïbe et celles plus considérables de l'océan Atlantique n'a pas pu résister complètement à l'envahissement des bassins profonds. D'un autre côté, l'évolution des faunes marines de la mer Caraïbe et de celle de l'Atlantique quaternaire et récent, montrent que le mur était moins complet au Tertiaire que plus tard, puisque la faune caraïbe était alors la même que la faune méditerranéenne proprement dite. Plus récemment la séparation entre la mer Caraïbe et l'océan Atlantique est devenue plus absolue, puisque deux faunes différentes ont évolué sur les deux versants de la chaîne sous-marine des Petites Antilles. Probablement la séparation des deux bassins et de leur faune est-elle le résultat d'un affaissement plus considérable du fond de l'océan Atlantique, qui a permis à la faune abyssale de s'y établir.

Nous savons, grâce à la détermination de l'âge crétacé et tertiaire des terrains sédimentaires marins qui séparent les fragments de la chaîne caraïbe, ainsi que des couches qui recouvrent les llanos vénézuélans derrière la chaîne, que celle-ci a été autrefois séparée par la mer du continent, dont elle forme toutefois le bord septentrional. Nous avons vu que les terrains tertiaires jusqu'au Pliocène ont été plissés sur le reste du pourtour de la zone d'affaissement de la mer des Antilles, de même que sur le bord occidental du plissement andin. La Cordillère de Bogota, formée par des terrains crétacés, atteint des hauteurs qui dépassent 4 000 mètres dans la partie qui correspond au méridien de la lagune de Maracaïbo, tandis que ces mêmes terrains, recouverts par des couches tertiaires, gardent leur position de repos absolu dans les plaines basses de la région de Barcelona, siège d'affaissements antérieurs entre les fragments de la chaîne restés debout jusqu'ici. En outre, plus vers l'intérieur dans les plaines des llanos de l'Orinoco, les couches crétacées et tertiaires sont à peine légèrement inclinées vers la mer. Donc du côté de la Cordillère de Bogota, les terrains crétacés ont été plissés et soulevés à des hauteurs considérables, sur le bord de l'affaissement de la zone dont la lagune de Maracaïbo constitue le centre, tandis que les mêmes terrains, et même les terrains tertiaires situés au centre de l'affaissement de la zone de Barcelona, de même que ceux du fond de la cuvette affaissée de Maracaïbo, sont restés dans le repos horizontal complet. Aussi bien les sédiments marins qui constituent le sous-sol des llanos ont émergé par un léger mouvement oblique dû à l'inclinaison du socle continental qui les porte, et sans subir une dislocation appréciable. De tout cet ensemble de détails, nous déduisons une conclusion très simple, c'est qu'autour de la mer des Antilles, de même que sur le bord oriental du bassin préandin, les terrains se sont disposés autour des fosses d'affaissement, et que nous pouvons encore aujourd'hui découvrir le plan général du plissement des terrains vers la partie centrale des bassins.

Il nous reste encore à dire quelques mots sur le volcanisme et les sismes des terres que baigne la mer des Antilles.

Pour ce qui regarde les formations volcaniques, elles sont très abondantes, et leur âge s'étend depuis le Crétacé jusqu'aux temps les plus récents. Mais leur étude n'a pu jusqu'ici être poussée assez loin pour fournir des vues sur l'ensemble de ces roches et sur le rôle tectonique qu'elles ont joué dans l'évolution du plissement du bassin de la mer des Antilles.

Actuellement, le volcanisme n'agit plus que sur les bords du bassin;

du côté du Pacifique, depuis le Mexique jusqu'au Panama, et sur le bord atlantique, le long du plateau des Petites Antilles. On serait porté à dire que les forces orogéniques, qui donnent naissance aux éruptions volcaniques modernes de ce bassin, agissent surtout dans le voisinage des espaces océaniques actuels, parce qu'elles peuvent s'y exercer sur des profondeurs d'une étendue plus considérable que dans le bassin intérieur, dont les dimensions, beaucoup plus réduites, ne permettent pas aux forces volcaniques de se faire jour à la surface.

Le volcanisme a joué un rôle très actif dans le bassin de la mer des Antilles dès le Crétacé, c'est-à-dire dès l'époque à partir de laquelle on commence à pouvoir déchiffrer l'histoire tectonique de ces régions. Le socle sur lequel reposent les Grandes Antilles est formé par des roches volcaniques, brèches et tufs, avec intercalation de bancs calcaires, et au-dessus de ces vestiges des éruptions de l'époque crétacée reposent des dépôts sédimentaires éocènes. Les volcans qui ont produit ces roches éruptives s'alignaient depuis les îles Vierges jusque Cuba et la Jamaïque, et peut-être même au delà jusque dans l'Amérique centrale, où l'on retrouve leurs traces jusque dans l'isthme de Panama.

Nous avons vu qu'à l'époque crétacée, l'activité volcanique était très grande dans la Colombie et dans les Cordillères des Andes devant le bassin préandin, où l'Aconcagua, entre autres, dresse sa cime de roches porphyroïdes à 7000 mètres de hauteur. Au Nord du bassin des Antilles se retrouve la même activité dans les régions du Mexique et sur le bord oriental de la Cordillère Nord-américaine, où devait se former bientôt la chaîne que nous connaissons aujourd'hui sous le nom de Rocky Mountains. Au Crétacé supérieur, les eaux du golfe du Mexique avancent le long de ce bord de la Cordillère jusqu'à la frontière actuelle du Canada, indiquant ainsi l'affaissement d'une bande occidentale de la table continentale, sur laquelle reposent les plaines des États-Unis ; de sorte que la Cordillère se trouvait séparée des monts Appalaches par l'invasion des eaux du golfe du Mexique. Mais une réaction de la force tangentielle n'a pas tardé à se produire. Vers la fin du Crétacé ou au début du Tertiaire, un plissement se forma sur le bord de la Cordillère, et du soulèvement est résultée la chaîne des Rocky Mountains, qui s'est accolée à la Sierra Nevada, qui formait déjà alors la zone occidentale de la Cordillère. En même temps, le plissement se continuait plus au Sud jusqu'au delà de l'isthme de Tehuantepec, soulevant le plateau mexicain et les chaînons entrecroisés qui le prolongent au delà de l'alignement volcanique, pendant

que la mer se retirait graduellement vers le Sud sur la partie orientale de la table continentale américaine, qui n'a guère bougé.

Il est impossible de dire si l'activité volcanique crétacée s'étendait jusqu'aux Petites Antilles, car l'accumulation des produits éruptifs plus récents a totalement recouvert les traces des éruptions anciennes sur le mur étroit qui porte la chaîne d'îles. Les seules régions du bassin où l'on puisse affirmer l'absence complète d'éruptions volcaniques depuis le Crétacé jusqu'à nos jours, occupent le littoral du golfe au Nord et celui de la Floride, ainsi que les Bahamas, c'est-à-dire les parties où les terrains non plissés depuis le Crétacé indiquent, par leur repos prolongé, qu'elles s'appuient sur la table continentale restée intacte. Un autre district non volcanique est constitué par la Barbade et Trinidad, qui font partie du massif brésilien.

A l'époque éocène, les éruptions volcaniques ont cessé dans les Grandes Antilles, mais elles ont continué dans les Andes du Sud, dans la Colombie, de même sur le littoral à l'Ouest du bassin des Antilles et dans l'isthme de Panama, où elles ne tarderont pas à s'éteindre, alors qu'elles continuent depuis Costa-Rica et dans le reste de l'Amérique centrale, le Mexique et les Rocky Mountains. Le volcanisme existait certainement dans les Petites Antilles dès cette époque.

Pendant l'Oligocène, le volcanisme, qui avait cessé dans les Grandes Antilles depuis la fin du Crétacé, reprend sous une autre forme. Les plissements qui forment le mur des îles Vierges, de Porto-Rico, et des autres îles à l'Ouest, et surtout les chaînes qui entourent l'extrémité orientale de la fosse de Bartlett, sont soulevés par l'intrusion de roches granitoïdes et porphyroïdes d'abord, et de roches dioritiques peu de temps après; c'est donc de cette époque que date le plan du relief qui se dessine encore de nos jours autour de la fosse, et il est probable que c'est à la suite d'une de ses phases d'affaissement que le relief périphérique a été provoqué.

Pendant le Pliocène et le Pleistocène, le volcanisme continue dans toutes les régions qui entourent la mer des Antilles, mais il a disparu du mur insulaire qui la sépare du golfe de Mexique et de l'océan Atlantique au Nord; d'un autre côté, il devient plus intense que jamais dans les Petites Antilles et l'Amérique centrale. Au Nord-Ouest du golfe, le volcanisme s'éteint dans les Rocky Mountains au bord des plaines qui du Texas s'étendent vers le Nord, et c'est ainsi qu'on arrive à l'état actuel, où le volcanisme, tout en restant plus ou moins périphérique à la Méditerranée des Antilles, paraît se limiter aux régions qui la séparent de l'océan Pacifique et de la partie de l'Atlan-

tique qui établissait autrefois la communication avec la Méditerranée alpine. Les dispositions géographiques de l'époque récente nous montrent d'ailleurs qu'entre les masses continentales des deux Amériques les océans ont une tendance à se rejoindre, et il n'est pas impossible que l'activité volcanique des barrières étroites, de même que le soulèvement continu des îles et des isthmes provoqué par le rétrécissement de la zone marine intermédiaire, ne constituent un indice de la continuation du travail tectonique, qui aurait pour résultat la séparation complète des deux continents.

Nous venons de voir que le socle de Cuba, aussi bien que ceux de Saint-Domingue, de la Jamaïque et de l'isthme de l'Amérique centrale, ont été injectés par les roches plutoniennes, et qu'on y constate aussi des produits d'éruptions volcaniques. Ces processus endogènes présentent une très grande importance, non seulement pour la formation de ces îles et celle de l'isthme, mais encore au point de vue de la tectonique qui caractérise toute l'étendue de l'océan Méditerranéen pendant le Mésozoïque et le Tertiaire. Partout les sédiments du fond de la mer y ont été soulevés et mélangés à des roches éruptives ou plutoniennes, ayant entre elles des caractères communs. On retrouve actuellement cette formation à la fois sédimentaire et plutonienne dans la Cordillère côtière de Californie (phtanites de Becker), peut-être aussi dans les Andes de l'Écuador, sur les bords de la Méditerranée actuelle, en Asie Mineure, dans le golfe Persique, dans l'Himalaya, la Birmanie, les îles de la Sonde, puis, vers le Nord-Est, dans Bornéo, aux Philippines et au Japon ensuite, à l'Est et au Sud-Est, dans les Moluques, la Nouvelle-Guinée, la Nouvelle-Calédonie et la Nouvelle-Zélande, donc sur les deux bords de la vaste déchirure continentale qui depuis le Mésozoïque, et peut-être même dès avant cette époque, tend à établir entre le littoral américain et le littoral asiatique du Pacifique une communication souvent interrompue, mais toujours rétablie.

Le professeur Sacco, qui a donné à ces roches le nom de roches ophiolithiques, en a présenté une intéressante synthèse dans notre *Bulletin* de 1905, et tout récemment le professeur Steinmann (1), dans une étude où il se rallie aux vues de MM. Schardt et Lugeon sur les nappes alpines, a montré le rapport étroit qui existe entre les roches ophiolithiques et les dépôts océaniques profonds. Les conclusions de l'auteur sont de la plus

(1) *Geol. Beob. über den Alpen.* (II. Berichte d. Naturf. Gesellsch. z. Freiburg i. Br., t. XVI, 1906.)

grande importance, non seulement au point de vue spécial de la tectonique des Alpes, mais aussi de celle de l'ensemble de la zone méditerranéenne.

Les roches ophiolithiques se distinguant par l'absence de feldspaths, ne renferment pas, par conséquent, de métaux alcalins, et elles ont pour bases la chaux, le fer et la magnésie. Le groupe est représenté par le gabbro, la péridotite, la serpentine en massifs plus ou moins considérables et par des filons de spilite, de variolite, de certaines diabases et de diabases porphyritiques; mais on n'a pas encore pu établir de type effusif correspondant. Dans les Alpes, M. Steinmann nous montre les roches ophiolithiques limitées exclusivement à une des quatre nappes qu'il reconnaît dans la constitution du manteau sédimentaire alpin, la nappe rhétique, qui se déploie depuis les Grisons jusqu'à la périphérie de la chaîne. Les roches plutoniennes y sont accompagnées par des sédiments océaniques profonds, qui paraissent s'être déposés au Jurassique récent, sous forme de calcaires à *Aptychus* et de roches qu'il a désignées sous le nom de radiolarites, et sur lesquelles nous reviendrons tantôt. Les roches ophiolithiques ne paraissent donc se rencontrer que dans la nappe rhétique, et faire défaut dans les deux nappes inférieures, la nappe de la brèche et la nappe des Klippes, ainsi que dans la nappe immédiatement supérieure, la nappe des Alpes orientales, qui cependant est formée, comme la nappe rhétique, par les mêmes dépôts océaniques. Mais, au lieu de roches ophiolithiques, elle comprend des inclusions plus ou moins considérables de roches cristallines provenant des massifs centraux de l'intérieur des Alpes.

M. Steinmann distingue plusieurs espèces de roches océaniques profondes. La radiolarite est formée presque exclusivement par des squelettes de radiolaires et se distingue par une absence complète de carbonates et de dérivés de l'argile; ces roches ont été désignées jusqu'ici sous le nom de jaspes, de roches cornéennes, de schistes siliceux, de phtanites, etc. Parfois de minces couches d'argile pure y déterminent une stratification plus ou moins régulière, et elle peut même prédominer dans ce que l'on a appelé l'argile océanique, quoique les éléments clastiques y fassent totalement défaut. Enfin, on peut encore ranger ici les calcaires à radiolarites, qui parfois se présentent sous forme de calcaires à *Aptychus* et de calcaires à céphalopodes, riches en silice et en squelettes de radiolaires, mais où les carbonates terreux se rencontrent en faible proportion.

L'association si régulière des roches ophiolithiques et des dépôts

océaniques permet de croire que les deux séries de roches se sont formées également au fond de l'océan, et il paraît probable que ce sont des effusions sous-marines, coïncidant avec une intrusion des mêmes roches plutoniennes, qui ont donné naissance au mélange des deux espèces de roches, en même temps que se produisait le soulèvement du fond de la mer. On peut d'ailleurs constater que, par la composition chimique, elles se ressemblent jusqu'à un certain point. De part et d'autre, il y a absence presque totale de composés alcalins, et on y rencontre les mêmes bases. Parfois, les massifs ophiolithiques renferment des filons de métaux lourds, témoignant du mélange des couches de la profondeur de l'écorce terrestre avec les produits des éruptions sous-marines. En tout cas, l'analogie de composition chimique entre les ophiolithes et les radiolarites justifie l'hypothèse de la transformation des dernières en roches ophiolithiques au contact des matières éruptives encore à l'état de fusion ignée.

Poursuivant l'étude des nappes alpines, le professeur Steinmann se trouve amené à discuter leur formation aux dépens des sédiments qui se sont accumulés dans le géosynclinal alpin.

Dans notre étude sur la tectonique des Alpes, nous avons émis des vues analogues sur les rapports existant entre le soulèvement de la chaîne et l'évolution successive des zones d'affaissement qui ont existé autrefois sur l'emplacement actuel des Alpes, le soulèvement ayant été provoqué par une réaction de la force tangentielle.

On constate que les roches ophiolithiques se rencontrent à l'état primitif, non métamorphique, sur la périphérie de la nappe rhétique, mais que du côté du Sud, vers l'intérieur du géosynclinal alpin, la métamorphose s'empare de plus en plus, à la fois des roches éruptives et des roches sédimentaires; c'est là qu'on les connaît sous le nom de schistes lustrés, de *grünschiefer*, de *pietre verdi*, etc. Ce métamorphisme, dont l'étude est loin d'être achevée, est-il secondaire au plissement, ou bien n'est-il que l'expression d'une action plus intense du processus plutonique du côté du flanc interne du synclinal alpin, et, par conséquent, d'une réaction plus forte, par suite d'un dynamisme chimique plus intense, dû à une abondance plus considérable des roches ophiolithiques relativement aux roches sédimentaires? Sur la périphérie, par contre, vers le flanc externe du synclinal alpin, les roches sédimentaires ont conservé la prépondérance, et il y aurait eu simplement mélange de roches ophiolithiques, qui plus tard se sont trouvées éparpillées encore davantage par suite de l'extension de la nappe rhétique, qu'elles servent aujourd'hui à caractériser.

Il ne semble pas que le dépôt des sédiments du Jurassique récent ait coïncidé avec l'arrivée des roches ophiolithiques. Il paraît résulter des observations de Sacco pour les Apennins, et des faits relevés dans les régions où les ophiolithes ont été signalées, que l'effusion ou l'intrusion ophiolithique a eu lieu vers le Crétacé supérieur; on pourrait donc admettre qu'elle a coïncidé avec le soulèvement de certaines parties des Alpes, où les sédiments crétacés prennent un caractère littoral très marqué, en même temps que commençait la période de formation du flysch, si caractéristique pour la zone méditerranéenne. Ce mouvement de soulèvement d'un côté et d'affaissement de l'autre s'est continué jusqu'au delà du Tertiaire moyen, dans la zone alpine entre autres, tandis que le mouvement s'est ralenti dans les Andes et au Mexique.

Si les recherches ultérieures viennent confirmer l'âge crétacé supérieur de la formation des roches ophiolithiques, nous pourrons y trouver une caractéristique nouvelle et très importante pour l'ensemble de la zone méditerranéenne mésozoïque, et celle-ci nous permettrait de reconnaître l'existence d'une fonction tectonique propre à ces régions. Dans toute cette étendue, depuis les Andes à l'Occident jusqu'aux fosses océaniques profondes qui à l'Orient séparent le continent asiatique des profondeurs de l'océan Pacifique, nous rencontrons des dépôts océaniques du début du Mésozoïque, soulevés par un mouvement des couches plutoniennes, et mélangés à des produits ophiolithiques datant de la fin de cette même époque. D'un autre côté, tant au Nord qu'au Sud de la zone méditerranéenne, on retrouve les dépôts mésozoïques et même tertiaires couchés à l'état de repos complet sur les tables continentales immobiles. Il y a là les indices d'une différence essentielle entre la tectonique de la zone méditerranéenne et celle des deux zones continentales qui la bordent au Nord et au Sud. Il y a plus; une activité tectonique intense a ramené vers la fin du Crétacé supérieur les sédiments marins jusqu'à la hauteur du plateau des Andes et de celui du Mexique, en même temps que se produisait l'effusion ophiolithique dans le synclinal alpin, suivie ici, au Tertiaire, par le soulèvement final, l'extension des nappes alpines et le comblement du synclinal; dans toutes ces régions, nous pouvons encore constater la présence des sédiments soulevés et plissés qui forment un bourrelet sur le bord des continents respectifs. Par contre, dans les parties de la zone méditerranéenne où l'océan Atlantique et l'océan Pacifique d'un côté, l'océan Indien et l'océan Pacifique de l'autre, tendent à se rejoindre, c'est-à-dire dans la mer des Antilles et dans la mer de la

Sonde, les formations de la tectonique du Crétacé ont presque complètement disparu; à peine ont-elles laissé des traces dans les Grandes Antilles, à Cuba, à Saint-Domingue, à la Jamaïque, ainsi que dans l'île de Java et les îles moins importantes qui lui font suite. Ici une révolution nouvelle, qui a occupé la plus grande partie du Tertiaire, a disloqué les formations du Crétacé, et les a recouvertes d'un épais manteau de sédiments et de produits volcaniques. Dans les Alpes et dans l'Himalaya, nous venons de le voir, la force tangentielle plus puissante par suite du voisinage des continents a comblé les bassins d'affaissement, en soulevant et en ployant les nappes sédimentaires. Dans les Andes, par contre, le soulèvement crétacé constitue encore aujourd'hui la partie essentielle de la Cordillère occidentale, à laquelle s'est joint, pendant le Tertiaire, le soulèvement de la plaine côtière.

En résumé, nous dirons que la zone méditerranéenne se caractérise par une activité tectonique intense en contraste frappant avec le repos presque complet des zones continentales au Nord et au Sud; mais, quoique sans cesse modifiée par les forces tectoniques, elle tend toujours à conserver son existence indépendante. Cette transformation de la surface de la croûte terrestre est surtout rapide dans la mer des Antilles et dans la mer de la Sonde, là où les océans tendent à se confondre, et les couches superficielles du globe y sont sans cesse renouvelées par suite de mouvements de soulèvements et d'affaissements successifs. Pour nous, cette évolution tectonique persistante est l'expression du mouvement de contraction de la croûte solide du Globe sur le noyau central en fusion, qui lentement, mais fatalement, se refroidit à sa périphérie; et c'est dans les parties profondes du Pacifique et de la Méditerranée, dans les deux océans polaires et, plus récemment dans l'océan Atlantique et dans l'océan Indien que ce rétrécissement se manifeste surtout.

Mais c'est dans les régions où ces bassins tendent à se rencontrer que nous pouvons le mieux constater les indices nombreux et concluants d'une activité tectonique incessante, et ceux-ci tendent à nous faire admettre que dans la zone méditerranéenne et dans la partie équatoriale de l'océan Pacifique, la contraction superficielle du Globe est plus active que vers les pôles, et que c'est dans ces régions que la force tangentielle produit surtout ses effets. Nous savons, d'ailleurs, que c'est autour de ces bassins océaniques que se rencontrent presque exclusivement les plissements des époques mésozoïque et tertiaire.

Si nous passons aux mouvements sismiques, nous les rencontrons dans toute l'étendue du bassin des Antilles, mais ils n'ont ni la fré-

quence ni l'importance des sismes des Andes; et cependant, si l'on tient compte du relief tourmenté de l'ensemble, on aurait pu s'attendre, semble-t-il, à une sismicité intense. Mais ici les zones d'affaissement sont trop restreintes relativement, pour provoquer des mouvements aussi importants que ceux du littoral actuel.

Nous n'avons pas à refaire le tableau si complet que M. de Montessus de Ballore nous a présenté pour les sismes du bassin de la mer des Antilles. Nous nous contenterons de faire ressortir les rapports entre la localisation des sismes et la situation des fosses profondes, et des dispositions tectoniques provoquées par celles-ci.

Signalons comme zone de transition les Cordillères de l'Écuador, dont le plissement correspond, on se le rappelle, au soulèvement du fond du golfe amazonien de Pebas, à une époque relativement récente; la volcanicité atteint ici son maximum, de même que la sismicité de la région est extrême. En Colombie, la Cordillère se divise en plusieurs branches, et celle qui se dirige au Nord-Est pour rejoindre la partie orientale de la mer des Caraïbes ne présente pas de traces de volcans, tandis que la chaîne centrale présente son volcan le plus septentrional, le Ruiz, un peu au Nord du 5° latitude Nord. Sur la Cordillère occidentale, les volcans, au nombre de deux, ne dépassent guère le point de divergence des Cordillères au nœud de Pasto.

Quant aux sismes de la Colombie, nous devons y rattacher ceux qui affectent assez fréquemment le bassin du Rio Esmeraldas du Nord de l'Écuador. Le 31 janvier 1906, une catastrophe grave et étendue y est survenue; les chocs se sont propagés en Colombie le long de la vallée du Magdalena et de celle de son affluent, la Cauca, jusqu'à Antioquia, donc sur une distance comprise entre 1° et 6° latitude Nord. En outre, des chocs importants ont été perçus dans les Antilles, et ces relations sismiques entre la Colombie et le bassin de la mer des Antilles ont été fréquemment constatées. M. le professeur Milne, qui a surtout étudié ce sisme, pense qu'il est dû à un affaissement de la côte, lequel a du reste été démontré par les sondages. Au moment de la catastrophe, quatre petites îles, en face du Port Limones, ont été submergées, et dans ces parages les ruptures de câbles télégraphiques sont fréquentes. Quant à la propagation des mouvements sismiques le long de la vallée de la Cauca et de celle du Magdalena, elle est en rapport avec des dispositions tectoniques intéressantes, signalées par Hettner et tout récemment encore par Stille. L'affaissement du cours inférieur du Magdalena paraît se propager entre les trois cordillères de la Colombie, de sorte que le fleuve et son affluent coulent dans des fosses

d'affaissement longitudinales; et c'est à la continuation de leur formation qu'il faut attribuer les sismes assez fréquents de Popayan, de Cali, de Honda et ceux de la Cordillère de Bogota.

Si nous poursuivons la direction de cette dernière chaîne, nous rencontrons des foyers sismiques très actifs à Lagunilla, Mérida et jusque Trujillo, tout le long du mur abrupt, haut de plus de 3 000 mètres, que forme la Cordillère de Merida sur le bord méridional de la zone d'affaissement de la lagune de Maracaïbo. Entre le relèvement de la chaîne en cet endroit, le redressement abrupt des couches sédimentaires et l'intensité des catastrophes sismiques, nous constatons ici un parallélisme si marqué qu'il paraît tout naturel de rechercher la cause de ces phénomènes dans l'affaissement de la zone constituée par la lagune et la bande de terres horizontales qui l'entoure. Il est de plus une autre remarque à faire, c'est que le fond de la zone d'affaissement, arrivée actuellement à une période de repos, présente une stabilité complète, sauf quelques sismes constatés dans la ville de Maracaïbo, voisine de la Sierra de Perija, qui forme le bord occidental de la zone lagunaire, dans le voisinage de la Sierra Santa Marta, fragment occidental de la chaîne caraïbe. Celle-ci présente un degré nettement accusé de sismicité, en contraste avec la stabilité de la zone d'affaissement du Magdalena inférieur.

A l'Est de la lagune de Maracaïbo s'étend une péninsule formée par des terrains tertiaires et crétacés légèrement plissés, où se trouve la dépression de Barquesimeto; ici également la région est tranquille. Mais au delà du golfe Triste commence un nouveau fragment de la chaîne caraïbe, coupé par la mer à quelque distance au delà de Caracas. C'est un bloc montagneux, instable au plus haut degré, dit M. de Montessus, et les catastrophes sismiques de Caracas et de la Guayra sont suffisamment connues. Vient ensuite une région déprimée, représentant donc un affaissement plus ou moins ancien, par laquelle les llanos du Venezuela s'étendent jusqu'à la côte; ici encore, il y a repos sismique et repos tectonique des terrains restés horizontaux. Enfin, au delà de Barcelona commence le dernier fragment de la chaine caraïbe, également d'une très grande instabilité, surtout à Cumana et à Port of Spain sur l'île de Trinidad. On le voit, il y a opposition complète, au point de vue sismique, entre les zones d'affaissement avec leurs terrains restés au repos et les plissements cristallins anciens, tous secoués par des sismes catastrophiques importants; mais ce qui indique bien que c'est plutôt la position que la nature des terrains qui produit la sismicité, c'est que l'on rencontre le repos complet sur le

socle cristallin des llanos, qui n'a point participé au plissement et au soulèvement de la chaîne caraïbe.

Le reste du pourtour de la mer Caraïbe est également très instable, mais ici la sismicité et le volcanisme développent leur activité l'un à côté de l'autre, du moins sur le mur des Petites Antilles et dans l'Amérique centrale, donc sur les parties du bassin qui confinent aux grands océans voisins par des bandes de terrain relativement étroites. Depuis le Mexique jusqu'au Panama, le versant pacifique, formé par une courbe volcanique, est également secoué par des catastrophes sismiques fréquentes, tandis que le versant caraïbe est relativement stable. On a constaté que les vagues marines sismiques sont fréquentes sur la côte pacifique, de même que sur le versant atlantique du plateau des Petites Antilles. Les aires sismiques y ont leur centre au large de la côte. Nous voyons donc les mouvements tectoniques se produire sur le fond de l'océan voisin et empiéter sur les parties continentales qui sont, en outre, secouées par les tremblements qui se trouvent en rapport avec les éruptions volcaniques.

Il convient de rappeler, au sujet des sismes sous-marins, que nous admettons que, là où ils se produisent actuellement, se trouvait autrefois une terre aujourd'hui submergée, qui prolongeait l'Amérique du Nord dans la direction du Sud. Enfin, si ce n'est pas fournir un excès de détails, nous dirons que l'on a annoncé récemment la disparition des îles Revilla Gigedo, en face du Mexique, qui faisaient autrefois partie de ce continent.

C'est autour de la fosse de Bartlett, du Honduras jusqu'à Saint-Domingue, que se disposent les sismes qui affectent le bassin central de la mer Caraïbe; on les constate dans le golfe Amatique ou du Honduras, sur les îles Utila et Roatan, à Omoa et Trujillo sur la côte, très importants à Santiago de Cuba, à Port-au-Prince et dans la Jamaïque : donc sur tout le pourtour de la fosse. Plus à l'Est, le mur étroit qui sépare le bassin méridional de 4 000 mètres de la fosse si profonde au Nord de Porto-Rico présente les sismes des Cayes, de Santo Dominguo, de Porto-Rico, pour aboutir à un maximum à Saint-Thomas. Partout il y a relation manifeste entre la distribution des centres sismiques et les profondeurs plus ou moins accentuées des fosses marines.

La partie de la mer Caraïbe qui confine au golfe du Mexique, de même que la partie orientale du Yucatan, la Floride, les Bahamas sont stables; il y a cependant une exception pour la partie orientale de l'île de Cuba, celle où nous voyons se dresser le plissement de la Cor-

dillera de los Organos. Des sismes assez fréquents indiquent la continuation du mouvement sur le dos des terres émergées qui séparent les profondeurs de 4 000 mètres de la mer du Yucatan de celle du golfe du Mexique. D'une manière générale, on peut dire que plus on se rapproche de la table continentale sur laquelle reposent les plaines des États-Unis, plus les sismes deviennent rares, de même que les terrains qui la recouvrent ont gardé le repos. Seuls les tremblements de Charleston et ceux de New-Madrid font exception; peut-être sont-ils les symptômes d'une fracture de la table continentale, dont une partie s'incline lentement vers le golfe et les régions agitées de la mer des Antilles.

Il semble, du reste, qu'il existe un lien commun entre l'ensemble des phénomènes volcaniques et sismiques qui affectent la mer des Antilles jusqu'à l'Équateur. On a constaté à diverses reprises que certains de ces phénomènes se répercutaient en plusieurs endroits du bassin, parfois à des distances considérables. M. le professeur Sapper a dressé un tableau de ces coïncidences et nous le reproduisons :

1692 : tremblement de terre de Port-Royal (Jamaïque) et éruption de Saint-Christophe.

1766 : tremblement de Cumana (Venezuela) et éruption du Qualibou de Santa Lucia.

1796 : tremblement de Quito et (27 septembre) éruption de la Guadeloupe.

1800-1802 : nombreux tremblements au Venezuela et (février 1802) éruption de la Soufrière en Guadeloupe.

1812 : le 26 mars, tremblement de Caracas, et le 24 avril, éruption de Saint-Vincent.

1879-1880 : les 20 ou 21 décembre, tremblements se rapportant à la formation du lac Ilopango (Salvador); le 25 décembre, éruption d'Izalco (Nord du Salvador); le 31 décembre, tremblements de tout le Salvador; les 6, 9 et 11 janvier 1880, montée des eaux du lac Ilopango; le 20 janvier, apparition du volcan Ilopango; en mars 1880, éruption de Santa Ana (Salvador), Antilles; le 4 janvier 1880, éruption du *Boiling Lake* de Dominique; les 22 et 23 janvier début dans la Cordillera de Vuelta Abajo (C. de los Organos de Cuba) d'une longue série de tremblements.

1902 : le 18 avril, tremblement au Guatémala; le 23 avril, tremblements légers à la Martinique; le 7 mai, catastrophe de Saint-Vincent; le 8 mai, catastrophe de Saint-Pierre; le 10 mai, réapparition de l'activité du volcan Izalco; le 30 août, catastrophe de Morne Rouge; le 3 septembre, éruption de Saint-Vincent; le 5 septembre, courant de lave sorti de l'Izalco; les 15 et 16 octobre, éruption de Saint-Vincent; les 24 et 25 octobre, éruption de Santa Maria (Guatemala).

Ce tableau indique suffisamment qu'il ne faut pas considérer les phénomènes sismiques et volcaniques comme se localisant dans un centre isolé; leur action se manifeste parfois dans l'ensemble du bassin. On se rappellera que nous avons déjà signalé la succession des phénomènes sismiques et volcaniques sur le pourtour de la mer Tyrrhénienne et sur la partie méridionale du bassin préandin, et nous n'insisterons pas sur les arguments que l'on pourrait en déduire en faveur de la thèse du rôle tectonique joué par les bassins d'affaissement.

---

# LE BASSIN PRÉANDIN ET LA MÉDITERRANÉE DES ANTILLES

D'APRÈS STIELERS HAND-ATLAS (9me ÉDIT.) ET SYDOW-WAGNER

LÉGENDE: *Les chiffres à l'intérieur des courbes indiquent les profondeurs par milliers de mètres, sauf la courbe extérieure près de la côte, qui est de 200m. et indiquée seulement pour la mer des Antilles.*

1 : 20 000 000

0 500 1000 2000 Kilom.

## ERRATUM

Trois petites fosses elliptiques en face de la côte du Mexique, ont été indiquées par erreur comme des relèvements du fond de l'Océan; elles sont en réalité circonscrites par l'isobathe de 5 000 mètres. Il en est de même pour deux petites fosses au Sud de l'île de Saint-Domingue.