

L'exploration des espaces intercontinentaux

Autor(en): **Wegmann, Eugène**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Bulletin de la Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles**

Band (Jahr): **73 (1950)**

PDF erstellt am: **27.06.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-88804>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

L'EXPLORATION DES ESPACES INTERCONTINENTAUX

par

EUGÈNE WEGMANN

AVEC UNE FIGURE

	Pages
Introduction	81
L'étude des fonds océaniques	82
Le relief sous-marin.	82
L'étude des sédiments océaniques	87
Problèmes de la chronologie du Quaternaire.	88
Les mesures d'épaisseur des sédiments océaniques	95

INTRODUCTION

La géologie, plus particulièrement la tectonique, fut, durant une longue période, une science tirant ses connaissances essentiellement de l'étude des affleurements de terre ferme. Ainsi furent découverts les plis, les charriages, les failles, la transformation des roches en profondeur, le volcanisme, les intrusions des roches ignées et de nombreux autres phénomènes géologiques. Les diverses parties des continents et des îles ne sont connues que de façon très inégale ; certaines régions sont levées à des échelles variant du 10.000^e au 50.000^e, alors que dans d'autres parties du globe les cartes au millionième sont encore peu « habillées ». Si l'on se place au point de vue de la géologie pratique, cet état de choses ne joue pas un grand rôle, car, d'une part, les connaissances géologiques s'étendent au fur et à mesure des prospections et des découvertes de richesses minérales, et, d'autre part, les exploitations de matières premières minérales ne se trouvaient (jusqu'à une époque récente) que sur la terre ferme.

Du point de vue scientifique, cet état de choses est beaucoup moins satisfaisant. Le 72,5 % de l'écorce terrestre est couvert par les océans et les mers, et n'était, jusqu'à une époque récente, que peu connu. Les régions, dont la géologie n'est pas visible, entourent en les séparant les surfaces à géologie plus ou moins apparente, et jouent de ce fait le rôle *d'espaces intercontinentaux*.

Les bases de nos connaissances sur l'écorce terrestre sont donc très limitées, mais une nouvelle époque semble débiter pour la géologie : c'est celle de *la géologie sous-marine*. Ses résultats commencent à avoir des répercussions dans presque toutes les branches de notre science. Il nous a semblé utile de signaler cette évolution à l'attention des lecteurs du *Bulletin* de la Société neuchâteloise des Sciences naturelles ; nous tenons à remercier son président, M. Cl. ATTINGER, d'avoir bien voulu nous encourager à publier ce petit résumé et nous voudrions également exprimer notre reconnaissance à M. H. LAGOTALA et M. J.-P. PORTMANN qui ont eu l'obligeance de revoir notre manuscrit.

Le grand intérêt que suscite actuellement la géologie sous-marine est souligné par plusieurs faits parmi lesquels la parution, durant ces dernières années, de trois traités fondamentaux (BOURCART, SHEPARD, SVERDRUP) et les importantes expéditions qui se sont occupées des problèmes des fonds marins. Parmi les nombreuses entreprises équipées par les nations maritimes, nous ne citerons que la grande expédition suédoise « Albatross » sous la direction du professeur Hans PETTERSSON, et cela parce que nous nous proposons d'exposer ici quelques perspectives que cette dernière ouvre à la géologie (cf. ARRHENIUS, 1949, 1950).

L'étude des fonds océaniques

Il est pratique, en ce qui concerne l'étude de l'évolution de nos connaissances, concernant les fonds marins, de distinguer d'une part ce qui a trait au *relief sous-marin*, d'autre part ce qui se rapporte aux *sédiments* et à *leur histoire*. Les progrès dans ces deux branches d'étude sont dus pour une grande part au développement des moyens techniques.

Le relief sous-marin

Le rôle qu'a joué l'évolution de la technique est particulièrement caractéristique pour les méthodes de sondage. En passant des méthodes anciennes aux modernes (utilisant l'écho des sons et l'émission d'ultrasons), l'exploration du relief sous-marin a fait un progrès comparable à celui de la topographie de la terre ferme en passant du levé direct à l'aéro-photogrammétrie. Il faut toutefois noter une différence fondamentale : la photogrammétrie permet de saisir la forme des *surfaces topographiques*, tandis que les méthodes modernes de sondage par rapport aux anciennes ne représentent, par leurs résultats, que le passage de données ponctuelles à des données continues se traduisant par un graphique enregistré selon le parcours du bateau. On n'obtient donc qu'une *coupe du relief* ; en traversant une chaîne de montagnes, on ne saura pas (dans le cas général) si le profil obtenu est transversal ou oblique par rapport à l'axe de la chaîne. Il ne sera pas possible de dis-

tinguer, à l'aide d'une seule transversale, si l'éminence enregistrée est un dôme ou une bosse ou bien un bourrelet allongé. Des observateurs très expérimentés peuvent cependant quelque peu remédier à cet inconvénient en interprétant les détails et la nature des traits de l'enregistrement. Il est facile d'imaginer les erreurs possibles et les cas où la confusion est difficile à éviter. On se résoudra donc d'autant plus volontiers à la prudence quand il s'agira d'interpréter les données de ces investigations.

L'image obtenue par les sondages n'est par conséquent pas celle d'une surface, mais d'une série de coupes plus ou moins rapprochées. Le réseau de ces coupes ne peut pas être serré indéfiniment en haute mer, parce que la détermination de la position exacte des sondages à l'aide des mesures astronomiques ne saurait être poussée au-delà d'une certaine limite. Le tracé des chaînes de montagnes par courbes de niveau, tel que nous le connaissons sur la terre ferme, avec ses accidents longitudinaux et transversaux, n'est donc pas encore réalisable actuellement en haute mer. Toutefois, on peut entrevoir le prochain pas : on tracera des coupes parallèles à l'aide de plusieurs bateaux dont l'intervalle sera réglé par les nombreux procédés modernes.

Dans les eaux entourant les continents et les îles, on emploie des procédés ingénieux qui permettent, à l'aide de bateaux auxiliaires ou de bouées, de fixer les positions d'une façon beaucoup plus exacte. Les régions des plateaux continentaux et des rebords océaniques sont, de ce fait, beaucoup mieux connues que le relief des fonds de la haute mer. Les cartes exactes des vallées et des gorges sous-marines creusées dans le rebord océanique des plateaux représentent probablement une des révélations les plus importantes de l'exploration des marges continentales. Ces formes topographiques posent un des problèmes les plus passionnants de la géologie moderne (cf. BOURCART, SHEPARD, SVERDRUP).

Un réseau aussi peu serré que celui des sondages en haute mer peut donner lieu à une multitude d'interprétations. STOCKS et WUEST (1935, fig. 7a et b, p. 17) ont donné deux interprétations différentes des mêmes séries de sondages provenant de l'océan Atlantique. THOULET (cf. BOURCART, 1949, fig. 26 A-D, p. 40-43) a imaginé des cartes du relief de la France, tel qu'il apparaîtrait selon les différentes densités de sondages : 1 pour 10.000 milles carrés, 1 pour 5000, 1 pour 1000 et 1 pour 500 milles carrés. C'est sur ces dernières cartes seulement que les Alpes occidentales, le sillon du Rhône moyen et inférieur et le Massif Central commencent à se dessiner. La chaîne du Jura n'apparaît pas.

Nous avons essayé de donner une idée du style des cartes bathymétriques en imaginant le relief de la Suisse submergé et traversé par trois lignes de sondage. Les données altimétriques de ces trois coupes fixées sur une feuille vierge ont été reliées de la manière la plus simple pour obtenir une esquisse hypsométrique, toutefois en supposant qu'il s'agisse d'un pays traversé par des chaînes de montagnes. Pour faciliter la comparaison avec une carte de la Suisse, nous avons placé à la fin de l'opération quelques repères géographiques. Cette construction nous semble instructive, car elle nous met en garde contre une interpré-

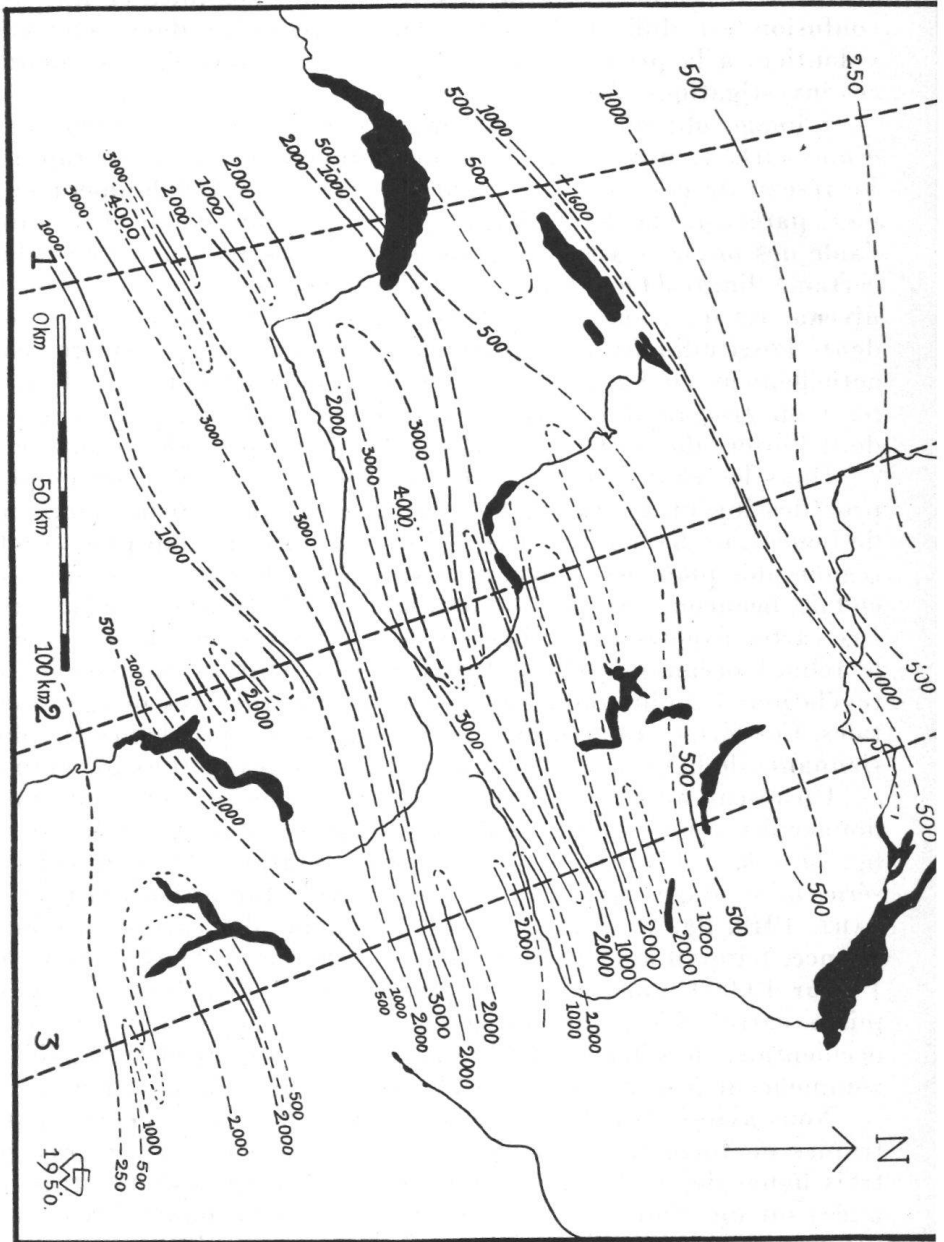


Fig. 1. Interprétation possible du relief de la Suisse sur la base des données altimétriques de trois coupes :
1° Lausanne - Mont-Blanc ; 2° Bâle - Novara ; 3° Schaffhouse - Bergamo.
Les données altimétriques fixées sur une feuille vierge ont été reliées de la manière la plus simple. Les repères géographiques placés après la construction permettent de comparer le résultat à une carte de la Suisse. Cette esquisse donne une idée du style des cartes bathymétriques.
Altitudes en mètres. Echelle env. 1 : 2.400.000.

tation trop rigide des cartes bathymétriques et elle peut nous enseigner comment reconstruire le relief d'une façon plus souple.

Ce ne sont donc que les *formes de première grandeur* qui peuvent être représentées pour le moment avec une exactitude équivalente ; les formes de seconde grandeur sont bien connues sur le pourtour des continents et des îles, mais leurs caractères morphologiques sont encore incertains quand il s'agit du fond des océans.

Il est bon de se souvenir de ces difficultés lorsqu'on essaie de donner une explication du relief sous-marin. Ne connaissant pas la structure interne de ces formes, on a souvent recours à une méthode assez simple pour les interpréter. On les explique soit par analogie avec les formes de la terre ferme, soit en prolongeant les lignes directrices de la géologie continentale. Le raisonnement par analogie est souvent manié avec peu de circonspection ; ainsi certains auteurs comparent la Dorsale Atlantique avec les Alpes ; ils semblent oublier que les deux objets ont des dimensions très différentes. La largeur des Alpes suisses, mesurée de molasse à molasse (de Goldau à Chiasso), atteint 140 km ; la Dorsale Atlantique est cinq à dix fois plus large ; en tenant compte en outre de son extension longitudinale, on s'aperçoit qu'il s'agit de formes d'un ordre de grandeur très différent. En ce qui concerne les extrapolations et les interpolations, on est d'accord de les considérer comme un pis-aller.

Le relief océanique (en dehors des rebords de la plate-forme) se distingue du relief terrestre par l'absence de formes d'érosion. Il montrerait donc ce qu'on appelle en tectonique des *surfaces structurales*, c'est-à-dire des formes créées par les facteurs endogènes, formes plus ou moins estompées par la sédimentation marine. Les tectoniciens ont construit beaucoup de surfaces structurales selon les limites des formations stratigraphiques. On en connaît aussi bien pour les formes d'ordre supérieur que pour celles d'ordre inférieur. Pour pouvoir profiter de ces expériences, il faudrait traduire leurs formes en ce qu'on pourrait appeler « le style sous-marin », car les conditions de stabilité des formes du relief sont différentes, soit au contact de l'atmosphère, soit sous une colonne d'eau de plusieurs milliers de mètres de hauteur, soit encore à l'intérieur de la lithosphère. Nous ne voulons pas entrer dans le détail de ces considérations ; nous tenions toutefois à signaler les difficultés auxquelles on se heurte.

L'interprétation du relief variera beaucoup suivant les hypothèses de base qu'on choisira. Nous venons de mentionner la méthode de l'extrapolation des lignes directrices continentales qui se base sur l'hypothèse des plissements continus sur d'immenses étendues ; leurs parties invisibles se seraient effondrées pour former le fond de l'océan. Une autre hypothèse, celle de la dérive des continents, considère l'Océan Atlantique comme le résultat de la séparation des continents Europe-Afrique d'une part et Amérique N et S d'autre part ; le relief océanique prend une autre signification pour les partisans de cette manière de voir. Enfin, une troisième catégorie d'hypothèses considère les bassins océaniques comme permanents. Le socle rocheux sous-marin aurait eu,

pendant la plus grande partie de l'évolution terrestre, une histoire différente de celle des socles continentaux. Les différences d'interprétation sont particulièrement caractéristiques en ce qui concerne la Dorsale Atlantique ; elle est tantôt considérée comme un horst limité par des failles, tantôt comme une chaîne plissée embryonnaire, tantôt comme un bourrelet de sial resté en arrière lors de la dérive, ou enfin comme un complexe vulcano-tectonique.

Les formes du relief sous-marin incitent donc à des interprétations différentes suivant l'hypothèse de base que l'on veut bien choisir. Ces explications s'excluent souvent et n'inspirent qu'une confiance limitée dans les conclusions.

Cet état de choses est toutefois compréhensible si l'on tient compte du fait que l'étude du relief sous-marin n'est qu'une science neuve. Il n'est donc pas étonnant que ce « no-man's-land » de l'observation directe ait été envahi par les hypothèses les plus diverses ; nous en avons cité plusieurs groupes. Ces hypothèses étaient d'autant plus faciles à imaginer qu'il n'y avait que peu de données-limites.

Le fait d'avoir sur terre ferme des images visuelles de plusieurs ordres de grandeur permet d'y établir la liaison des phénomènes (cf. WEGMANN, 1947) ; dans les chaînes plissées, par exemple, il est possible d'étudier les plissements soit au microscope, soit à l'œil nu, et d'embrasser d'un coup d'œil les plis de différentes grandeurs sur les pentes des montagnes ; il est possible de les dessiner, photographier et mesurer, et d'en orienter les éléments géométriques les uns par rapport aux autres. Ce n'est qu'à partir des grandes unités que la vue d'ensemble n'est plus directe et qu'il faut s'aider de cartes et d'autres moyens graphiques, parfois de reliefs ; dans certains cas, l'observation aérienne et la photographie prise d'avion permettent de voir de grands ensembles *in natura*.

Il n'est pas possible d'appliquer ces procédés en tectonique sous-marine, car : 1^o les formes ne sont pas visibles ; 2^o les affleurements de coupes (du genre des vallées alpines) semblent absents ou n'ont pas encore pu être repérés (à l'exception des canyons sous-marins et des rebords océaniques) ; 3^o pour étudier les déformations intervenues à partir d'un certain moment de l'histoire géologique, il faut disposer d'une surface de référence, par exemple une surface qui était horizontale avant l'époque des mouvements et dont la forme actuelle indique le résultat des dislocations ; sur terre ferme les surfaces stratigraphiques servent le plus souvent de niveaux de référence ; en géologie océanique, elles n'ont pas encore pu être repérées. On ne peut donc pas encore déterminer l'âge des déformations. Le relief actuel est probablement le résultat d'une multitude de dislocations survenues à des époques très différentes et dont les effets se superposent. Les montagnes sous-marines à contours circulaires ou elliptiques du Pacifique, décrites par HESS (1946) et que celui-ci a proposé d'appeler des « guyots » (en l'honneur de notre compatriote Arnold GUYOT), auraient pris naissance à des époques très différentes, s'échelonnant tout au long de l'histoire géologique.

Les recherches de morphologie et de tectonique sous-marines auront donc une structure logique bien différente de celles des mêmes études sur la terre ferme. Les données d'observation se présentent sous un autre aspect ; leur groupement et leur critique ne peuvent pas se faire de la même façon. En ce qui concerne le relief sous-marin, ce sont les formes de première grandeur qui apparaissent au fur et à mesure de la construction des cartes. Les explications ne peuvent donc se baser que sur la connaissance de ces grandes formes, et il ne semble pas possible d'en déduire des règles pour les formes de deuxième grandeur. Il est tout au plus permis d'en tirer des directives pour les futures recherches.

L'étude structurale des formes sous-marines suivra son propre chemin et développera ses propres méthodes tout en s'appuyant sur les expériences de la tectonique continentale. Les recherches très développées concernant la marge continentale (EWING, 1937) permettront d'établir la liaison de ces deux domaines.

L'étude des sédiments océaniques

Les formes topographiques ne présentent qu'une face du problème. Si le premier but est l'enregistrement aussi détaillé que possible des formes existantes, les sondeurs à ultrasons permettent aux chercheurs expérimentés de distinguer parfois les fonds durs des boues imprégnées d'eau, une double trace sur le graphique indiquant l'épaisseur de la couche meuble. Toutefois, les renseignements sur la nature physique, chimique, minéralogique et biologique proviennent de l'étude des échantillons ramenés par des appareils spéciaux.

On s'est d'abord contenté d'établir l'inventaire des formations de surface, c'est-à-dire de la nature et de l'extension de la couche la plus récente. C'est dans les eaux antarctiques que, pour la première fois, l'on a pu constater la superposition de couches de nature différente (PHILIPPI, 1910). Par la suite, on a cherché à pousser les recherches en profondeur en enfonçant des tubes de carottage (KUENEN, 1932) dans les matériaux meubles des fonds marins. Les échantillons du « Meteor » et les carottes ramenées par le sondeur de PIGGOT (1936, 1937, 1941) laissaient entrevoir des problèmes très intéressants. L'invention du sondeur à piston de KULLENBERG, employé lors de la grande croisière de l'« Albatross », inaugure une nouvelle période dans l'exploration des fonds océaniques. Cet appareil permet d'obtenir des carottes de plus de vingt mètres de longueur ; l'expédition de l'« Albatross » en a ramené un total d'environ 1650 m (ARRHENIUS, 1949, 1950). Une série de spécialistes suédois et étrangers sont en train d'étudier ces échantillons. Les plans pour l'étude de cet immense matériel comprennent deux étapes : pendant la première, les matériaux prélevés dans les carottes seront étudiés par des méthodes standardisées au point de vue stratigraphique, pétrographique et géochimique ; pendant la seconde, l'attention se concentrera sur des problèmes particulièrement intéressants, permettant d'approfondir ou éventuellement de résoudre certaines questions.

La comparaison entre la longueur des carottes obtenues et la vitesse de sédimentation (cf. SHEPARD, p. 307) permet d'apprécier toute l'importance stratigraphique de ces recherches.

Nature des matériaux	Région d'origine	Nombre d'années pour le dépôt d'un centimètre		
		Valeurs non corrigées	Tenant compte du raccourcissement des carottes (40 %)	Calculé sous forme de roches solides sans pores
Boues à Globigérines	Atl. sept.	265	159,5	332
	Atl. équat.	415	254,5	520
	Atl. mérid.	1700	1013	2130
	Mer des Antilles	1300	780	1625
	Océan Indien	1600	962	2000
Moyennes pour les boues à Globigérines		1054	603	1301
Argiles rouges	Atl. équat.	1200	720	1500
	Pacif. occid.	2000	1200	2500
Moyenne pour les argiles rouges		1600	960	2000

Les méthodes actuelles nous donnent la possibilité de retirer des carottes correspondant à une sédimentation effectuée dans un laps de temps de l'ordre de 1 à 4 millions d'années. Nous aurons donc à notre disposition une série sédimentaire dans laquelle est enregistrée l'histoire des océans dès le Tertiaire supérieur.

Problèmes de la chronologie du Quaternaire

Les changements climatiques de l'époque glaciaire sont particulièrement intéressants à examiner. En étudiant les Foraminifères contenus dans les couches successives d'une carotte de 15,40 m provenant de la mer des Antilles, PHLEGER (cf. PHLEGER, 1948 et PETTERSSON, 1950) a pu distinguer des horizons contenant des espèces caractéristiques des eaux chaudes, alternant avec d'autres horizons caractérisés par une faune d'eau froide. Ces découvertes, déjà intéressantes en elles-mêmes, nous ouvrent de vastes horizons sur une série de problèmes anciens et nouveaux ; elles suggèrent de nombreuses remarques et posent de nouvelles questions. De tous ces problèmes, nous n'en examinerons qu'un des aspects, nous efforçant de montrer combien ces recherches nous touchent de près par l'importance capitale qu'elles présentent pour la chronologie des dépôts glaciaires et interglaciaires.

Les études de PHLEGER révèlent douze culminations de faunes « froides » et quinze de faunes « chaudes » (le temps actuel compris). Ces alternances reflètent les changements climatiques du Quaternaire.

Dans l'avant-pays alpin, on distingue quatre glaciations principales (PENCK et BRUECKNER) ; dans certaines régions, comme dans le canton d'Argovie, on a cru pouvoir en identifier cinq (MUEHLBERG), dans la

région de Thoune six (BECK); dans le bassin rhodanien de la Suisse romande, on ne retrouve les dépôts que de deux glaciations majeures, ce qui semble avoir incité plusieurs auteurs à affirmer qu'il n'y avait que deux périodes glaciaires en tout. Sur le pourtour de la glaciation nordique, on distingue trois grandes invasions glaciaires; en Amérique du Nord, on en a constaté quatre. La parallélisation a donné lieu à de nombreuses discussions. Les observations faites sur les carottes de sondage nous font entrevoir une nouvelle voie pour la parallélisation des formations glaciaires et des dépôts marins et pour une chronologie plus rationnelle.

Les dépôts de haute mer sont continus dans la plupart des cas, même si les vitesses de sédimentation ne sont pas réparties de façon aussi régulière qu'on ne l'admettait jusqu'à présent (cf. ARRHENIUS, 1949). Ils représentent néanmoins, dans la règle, toute l'époque Quaternaire, en ce sens que la série est généralement *ininterrompue*. En parvenant à retirer une carotte assez longue, on aurait la chance de se procurer un document aussi bien des époques interglaciaires que des époques glaciaires. Ceci est d'une grande importance, car les *enregistrements continentaux et littoraux*, eux, ne sont pas continus; bien au contraire, ils se composent de groupes de formations entrecoupés par des lacunes. Ces lacunes correspondent parfois à des soulèvements et à des érosions, parfois la trace des événements y disparaît tout à fait pour reprendre beaucoup plus tard.

En comparant les deux modes d'enregistrement (océaniques et sur terre ferme), on s'aperçoit d'une autre différence fondamentale qui peut être résumée de la façon suivante: il est probable que la température des eaux servant de biotope aux Foraminifères pélagiques suit d'assez près les fluctuations de la température générale de l'atmosphère. La succession des faunes représente donc, pour ainsi dire, un procès-verbal qui note les événements *au fur et à mesure* (du moins à l'échelle géologique). Il n'en est pas de même sur terre ferme: les dépôts les plus importants sont ceux des glaciers et de leurs eaux de fonte; dans les régions situées en dehors du domaine des glaciations, ce sont les phénomènes périglaciaires qui dominent. Pour qu'un glacier avance, il faut une certaine accumulation dans la zone du névé; celle-ci s'agrandit par l'abaissement de la limite des neiges éternelles. Ces phénomènes sont connus par les observations sur les glaciers actuels.

Dans le cas des glaciers anciens, leur limite d'extension est marquée par les moraines terminales et, dans certains cas, par la limite des neiges, par exemple pour les glaciers de cirque. Or, jusqu'à ce que les grands glaciers parviennent à un état plus ou moins stationnaire, marqué par le dépôt des moraines terminales, il s'écoulera un temps qui n'est pas négligeable dans la chronologie du Quaternaire. On pourrait exprimer ceci d'une autre façon: vus dans la perspective des observations géologiques, les glaciers ont une certaine inertie. L'enregistrement des événements qu'ils nous conservent par les moraines de l'extension maximale *est en retard* par rapport aux changements climatiques; ce retard est d'autant plus prononcé que le glacier est plus grand. Les

traces éventuelles correspondant à l'intervalle entre le changement de climat et le maximum d'extension du glacier ont été détruites par la progression glaciaire. On se rendra compte de ces lacunes chronologiques en imaginant l'avance du glacier du Rhône, de Brigue à Wangensur-Aar (environ 290 km), ou celle des glaces nordiques de la chaîne scandinave jusqu'au cinquantième parallèle en Russie (environ 2000 km). Quelles que soient les diverses vitesses moyennes de progression admises dans le calcul, on arrivera toujours à des périodes de temps considérables.

Invasions et reculs glaciaires nous sont signifiés différemment. Les stades du dernier recul sont généralement bien conservés ; ils ont fait l'objet de nombreuses études sur tout le périmètre des régions autrefois glacées.

Une période d'enneigement de courte durée ne laissera pas aux glaciers le temps nécessaire pour arriver jusque dans l'avant-pays ; l'avance sera freinée par le déficit d'enneigement d'une période de réchauffement et cédera la place à un recul ; un épisode de ce genre ne laissera souvent pas de trace ou des traces difficiles à interpréter. Une région située au pied des Alpes aura vu passer un nombre plus grand d'avances et de reculs que les districts plus périphériques. La conservation de ces traces et la possibilité de les distinguer dépendra, d'une part, de la cadence de l'approfondissement, du remplissage des vallées et de l'interférence de ces actions avec celles du phénomène glaciaire, d'autre part, de la configuration topographique.

L'évolution du réseau hydrographique du versant extérieur des Alpes suisses ne peut pas être directement reliée aux changements du niveau de la mer ; plusieurs seuils correspondant à des niveaux de base régionaux s'intercalent. Les mouvements tectoniques de ces seuils ne sont pas encore bien connus pour le moment. Il en est autrement de certains glaciers du bassin de l'Adriatique et de la Méditerranée, reliés aux dépôts marins par des formations fluvioglaciaires. C'est ce qui fait le grand intérêt des études sur le Quaternaire périadriatique, de la Corse et de l'Etna (cf. VENZO, 1948, 1949 ; VAGLIASINDI, 1947, 1949).

Les études concernant les *relations entre les arrêts des fronts de glace et les changements des niveaux marins* sont particulièrement développées dans le domaine des glaciations nordiques. La chronologie y est spécialement poussée pour la période s'étendant entre le maximum de la dernière glaciation et l'époque actuelle. Pour comprendre la structure logique de cette chronologie, il est nécessaire de connaître les catégories d'observations sur lesquelles elles se basent, et de se rendre compte dans quelle mesure les variations décelées par ces études sont liées ou indépendantes.

Deux variables ont été liées très tôt : l'avance et le recul des glaciers et les oscillations du niveau marin. En effet, MACLAREN en 1842, dans un compte rendu du célèbre ouvrage d'AGASSIZ (deux ans après sa parution) pose la question : les glaciers fixant une partie de l'hydrosphère sur les continents, le niveau de la mer ne sera-t-il pas abaissé ? Il suggère la possibilité de contrôler les événements en étudiant les oscillations du niveau marin. Depuis, des études de ce genre ont été

faites dans beaucoup de pays et la bibliographie de ces travaux remplirait maintenant un cahier volumineux. Un immense matériel d'observations et de mesures s'est accumulé, mais les interprétations, bien que concordant dans les grandes lignes, sont encore l'objet de vives discussions dans plusieurs pays. En effet, un autre phénomène interfère avec le recul de la glace et la montée du niveau marin ; c'est la *déformation de l'écorce terrestre*.

Cette déformation a été mise en relation (en ce qui concerne les boucliers de la Fennoscandie et du Canada), d'une façon générale, avec le recul des glaces. On admet que l'écorce terrestre, déprimée sous le poids des glaces, tend à reprendre sa position initiale, celle qu'elle avait avant la glaciation, mais cela avec un retard dû à la viscosité de la lithosphère. Les méthodes qui ont permis de voir clair dans cette évolution complexe sont l'œuvre du célèbre géologue finlandais Wilhelm RAMSAY (1924, 1926, 1928, 1929) ; c'est lui qui, le premier, a su mettre de l'ordre dans une immense masse presque amorphe d'observations de détails et de mesures locales, en traçant une des plus belles vues d'ensemble de la géologie moderne. Ses considérations et ses méthodes sont à la base de la chronologie moderne des formations quaternaires récentes.

On peut distinguer *cinq séries de renseignements permettant de paralléliser les formations quaternaires sur terre ferme* et d'en établir une chronologie :

1^o Les variations climatiques enregistrées par les changements de la faune et de la flore ; l'étude des varves qui permet d'en suivre les fluctuations d'année en année (DE GEER)¹ ; certaines altérations de la surface qui semblent suivre de près les changements du climat.

2^o Les phénomènes glaciaires et périglaciaires qui n'enregistrent les variations climatiques qu'avec un certain retard ; ce retard est différent pour les périodes d'avance et de recul des glaces ; en ce qui concerne les formations périglaciaires, il est nécessaire de distinguer entre les phénomènes liés à la surface et à la couverture végétale, et les structures dues au sol plus ou moins profondément gelé ; la « vitesse de réaction » est différente dans les deux cas.

3^o Les changements du niveau des océans et leurs conséquences pour la morphologie des bassins fluviatiles ; les oscillations du niveau marin ne sont pas seulement déterminées par les quantités d'eau prélevées aux océans pour former les calottes glaciaires et rendues aux océans lors de la fonte, mais aussi par les déformations du vase océanique ; ce dernier facteur n'est pas accessible à nos observations pour le moment.

4^o Les déformations de l'écorce terrestre : diverses observations et mesures (RAMSAY, 1924, 1926, 1928, 1929 ; SAURAMO, 1939) permettent d'en déterminer la vitesse avec une assez grande précision, à condition d'avoir assez de traces d'anciennes nappes d'eau (lacs ou mers) à dispo-

¹ WELTEN (1944) admet que la sédimentation annuelle enregistre au fur et à mesure les variations climatiques, tandis que l'adaptation de la végétation arborescente (attestée par la présence de pollen) ne se fait sentir qu'après un retard d'une cinquantaine d'années.

sition. Les vitesses de soulèvement de la Fennoscandie diminuent depuis le recul des glaces d'une façon continue, décrivant une courbe asymptotique. Ce soulèvement récent constitue donc un chronographe dont la marche a été contrôlée par des observations appartenant à d'autres domaines et qui, pour une horloge géologique, est d'une assez grande précision. Les études de détail ont fait apparaître quelques discontinuités locales de ce soulèvement (*hinge-lines*, SAURAMO, 1939), ce qui montre que la régularité constatée dans d'autres régions n'est pas seulement une apparence due à une interpolation trop bien faite.

La période d'enregistrement presque continue dans le périmètre de la glaciation nordique s'étend jusqu'au maximum de la dernière glaciation. A partir de ce moment et en remontant dans le temps, on arrive, en ce qui concerne les *observations*, dans le régime des lacunes signalé plus haut. La vue d'ensemble de la période à enregistrement presque continu peut nous servir de modèle pour classer les séries discontinues des glaciations antérieures et des époques interglaciaires.

5° Les dosages de substances radioactives (par exemple du carbone radioactif ^{14}C , du ionium, etc.) ; ces chronographes dont la marche est présumée très régulière sont, en raison des méthodes de dosage fort délicates, difficiles à consulter.

Nous avons tenu à présenter une petite vue d'ensemble des méthodes chronologiques, de leur état actuel et de leurs bases d'observation sur terre ferme ; ceci pour faire ressortir les différences qui existent avec les méthodes de la chronologie basée sur les sédiments océaniques. *Pour les fonds marins*, les facteurs principaux, les observations et les possibilités d'une chronologie relative ou absolue se présentent de la façon suivante :

1° Les variations climatiques sont enregistrées par les restes des faunes et des flores, souvent aussi par des changements dans la nature des sédiments ; ces variations ne livrent qu'une échelle relative permettant d'établir le synchronisme des séries du même genre ou de les paralléliser avec d'autres échelles chronologiques. C'est ainsi que PHLEGER a groupé chaque fois plusieurs culminations de faunes « chaudes » et de faunes « froides » pour les paralléliser avec les périodes glaciaires et interglaciaires connues en Amérique du Nord (PHLEGER, 1948).

2° Les vitesses de sédimentation ne fournissent pas encore une « horloge » bien précise, mais de grands progrès s'annoncent (KOCZY, 1950).

3° L'étude des substances radioactives, qui peut livrer des renseignements sur l'âge absolu (PETTERSSON, 1945, 1950).

4° Les traces de l'activité endogène de l'écorce terrestre peuvent donner des repères chronologiques et permettent de paralléliser les formations d'une certaine région ; ce sont, par exemple, des traces de l'activité volcanique sous forme d'une couche de produits d'éruption, de traces de dissolution ou d'attaque des matériaux sédimentés par des émanations acides (PETTERSSON, 1945).

Nous avons donc plusieurs possibilités de *paralléliser* les traces d'événements synchrones ; elles peuvent servir à constituer une stratigraphie plus générale. Deux méthodes indépendantes permettent de fixer l'âge *absolu* de certains jalons.

La comparaison des deux séries de renseignements (pour la terre ferme : p. 91, et les fonds marins : p. 92) nous donne une idée de l'évolution future de la chronologie du Quaternaire. Le progrès le plus important résulte sans doute de la possibilité d'obtenir, pour de grands espaces, des enregistrements plus ou moins continus des variations climatiques inscrites dans une échelle dont l'âge absolu peut être déterminé.

Cette échelle basée sur un grand nombre de sondages permettra enfin de *relier les chronologies relatives de plusieurs continents* et de fixer le synchronisme des événements géologiques et archéologiques en des points très distants sur le globe. La méthode basée sur l'étude des sédiments océaniques remplacera les autres essais de corrélation, imaginés jusqu'à ce jour. Il est intéressant de les comparer ; ce sont : 1^o la méthode basée sur l'étude des varves (DE GEER) et la dendrochronologie (DOUGLAS), enregistrant les fluctuations climatiques de courte durée ; 2^o les déterminations des changements de niveau eustatiques enregistrant indirectement les variations climatiques d'une plus longue durée, observables dans toutes les régions littorales ; 3^o la comparaison avec la courbe de MILANKOVITCH indiquant les variations du rayonnement solaire et, en conséquence, de la température à la surface de la terre.

Nous ne voulons pas faire ici la critique de ces méthodes ; il suffira de remarquer que la première d'entre elles se base sur des données qui peuvent être influencées par des facteurs d'ordre régional ou local. La seconde sera difficile à appliquer dans des régions ayant subi des déformations tectoniques dont la forme n'est pas encore suffisamment connue. La troisième, très ingénieuse, se base sur un calcul par extrapolation. Le géologue prudent préférera utiliser des documents plus solides.

On peut prévoir que les rôles seront renversés dans un certain nombre d'années ; c'est-à-dire que les données employées par les méthodes citées seront contrôlées par les échelles chronologiques océaniques ; la courbe de MILANKOVITCH, par exemple, pourra être confrontée avec les enregistrements des fonds océaniques. Quand le nombre des sondages sera suffisamment grand, il sera possible de faire le partage entre les variations climatiques d'ordre planétaire et les changements qui caractérisent certaines régions et qui se greffent sur la courbe générale. Il n'est pas nécessaire de souligner le grand intérêt de ces travaux pour l'étude de l'évolution climatique.

Nous avons cité les travaux scandinaves représentant l'image stratigraphique et chronologique la plus détaillée que l'on connaisse en géologie, et nous avons fait remarquer que cette image ne comprenait pas l'avance des glaces. L'enregistrement continu par les dépôts des fonds océaniques nous montre une succession de périodes « froides » et de périodes « chaudes¹ » de différentes longueurs. S'il est possible de

¹ Nous parlons ici de périodes « chaudes » et de périodes « froides » dans le sens qui est souvent donné, par raison de commodité, à ces termes dans les discussions sur le Quaternaire. Il est sous-entendu, sans qu'il faille le répéter chaque fois, que les excès et les déficits d'enneigement, véritable source des variations glaciaires, dépendent de toute une série de facteurs, dont la température n'en est qu'un seul.

les paralléliser avec les stades glaciaires et avec la succession des traces des niveaux marins, on pourra déterminer combien d'années d'excès ou de déficit d'enneigement sont nécessaires pour faire avancer ou reculer les grands appareils glaciaires¹. Les périodes d'altération du climat sont groupées de diverses façons (cf. PHLEGER, 1948, PETTERSSON, 1950) (par exemple courte période chaude après longue période froide, courte période froide après longue période chaude, etc.). L'analyse de ces cas permettra de déterminer l'ordre de grandeur de la *vitesse de réaction* des inlandsis et des grands glaciers.

Beaucoup de géologues admettent avec PENCK et BRUECKNER (1909, II, p. 585) le synchronisme des avances et des reculs des glaciers quaternaires. Ceci peut être le cas pour une période de climat glaciaire assez longue pour que tous les glaciers d'un groupe aient le temps d'arriver à un état stationnaire ; mais pour une période plus courte, ce n'est probablement pas le cas. Nous citerons comme exemple un problème qui occupe les géologues suisses depuis plus de cinquante ans ; nous éviterons ainsi le reproche de ne parler que de régions exotiques et de ne pas choisir nos exemples dans la nature qui nous entoure.

Pour expliquer la structure complexe des *terrains quaternaires du pied du Jura*, SCHARDT a imaginé, en 1898, l'hypothèse dite des glaciers de récurrence (SCHARDT, 1898), hypothèse qui a suscité beaucoup de discussions jusqu'à ce jour. SCHARDT admet que les glaciers jurassiens des premières chaînes ont été barrés pendant le maximum de la dernière glaciation par les glaces rhodaniennes ; pendant le recul des glaces alpines, les glaciers jurassiens, n'étant plus arrêtés dans leur expansion, se seraient écoulés vers le pied de la montagne. Sans discuter les observations (cf. AEBERHARDT, 1901), nous ne soulèverons ici qu'une question de principe : le niveau du glacier rhodanien s'est abaissé le long du pied du Jura parce que les conditions d'accumulation avaient changé, probablement par l'élévation de la limite des neiges correspondant à une diminution de la surface du névé. Il nous semble difficile d'admettre que la limite se serait élevée dans les Alpes en même temps qu'elle aurait subi un abaissement dans le Jura. Il est permis d'imaginer une autre explication (toujours en admettant que les structures des terrains glaciaires autorisent une telle hypothèse) : la période déficitaire serait *suivie d'un abaissement de la limite des neiges de courte durée* ; l'enneigement se ferait sentir en peu de temps au front des petites langues glaciaires jurassiennes, tandis que le surplus du névé alpin mettrait plus longtemps à se faire sentir dans les régions périphériques. Nous ne voulons pas affirmer que les choses se sont passées de cette manière ; il est probable que la question est plus complexe².

¹ Ces données sont assez bien connues pour les glaciers actuels grâce à des observations s'étendant à plus d'une centaine d'années.

² Des phénomènes comparables à la « récurrence » des glaciers jurassiens sont connus dans plusieurs niveaux du Quaternaire d'Irlande, où ils ont été bien étudiés (cf. CHARLESWORTH, FARRINGTON, MITCHELL). On distingue plusieurs phases de glaciations des montagnes et de formations d'inlandsis remplissant le vaste bassin interne de l'île et de la mer d'Irlande. Les deux catégories de glaciers n'avançaient pas en même temps. FARRINGTON (1948) distingue dans les Leinster Mountains (au SSW de Dublin) cinq phases glaciaires, trois d'origine locale et deux dont la glace avançait soit depuis le NE, soit depuis le NW.

Le problème de l'avance et du recul des glaciers alpins et jurassiens est lié à de nombreuses autres questions. Mentionnons seulement celles de l'âge et de l'évolution des lacs subjurassiens, de la répartition des galets jurassiens dans les formations glaciaires du pays molassique et des traces des premières glaciations en Suisse romande. La présence de galets jurassiens a frappé les observateurs depuis longtemps. Les travaux de notre Institut de Géologie fournissent de plus en plus de précisions à ce sujet. Leur répartition ne peut être expliquée que par l'épandage des éléments jurassiens pendant les temps interglaciaires et les stades de retrait des glaciers rhodaniens. De larges cônes se sont formés au pied de la montagne, nourris soit par les glaciers jurassiens, soit par un régime plus torrentiel, dû à l'augmentation de l'enneigement et à l'imperméabilité des sols gelés du haut Jura. Les apports devaient être plus forts alors qu'à une époque plus récente, dont les dépôts sont représentés par les cônes actuels des rivières jurassiennes. Les possibilités d'épandage sont à leur tour liées à l'existence et à la forme des vallées subjurassiennes, car une vallée profonde retiendra l'apport des affluents latéraux et c'est seulement quand elle sera comblée que les matériaux se déverseront au-delà de la vallée principale.

Les observations dont nous disposons actuellement semblent suggérer une évolution assez compliquée, caractérisée par un déplacement successif du tronçon collecteur principal en direction du pied du Jura. Une chronologie plus exacte des variations climatiques permettra d'aborder ce problème par une nouvelle voie et de situer les événements de notre région dans la grande histoire des océans et des continents. En attendant, il sera nécessaire d'accumuler des observations de plus en plus précises.

Les mesures d'épaisseur des sédiments océaniques

Les géophysiciens emploient depuis longtemps les méthodes sismiques pour la détermination de certaines limites dans l'écorce terrestre. Ces méthodes appliquées dans beaucoup de recherches pratiques ont été de plus en plus perfectionnées. Leur adaptation aux mesures des fonds marins était particulièrement délicate. Le professeur WEIBULL l'a mise au point pour les recherches de l'« Albatross » (WEIBULL, 1947). Elle permet de déterminer l'épaisseur des sédiments meubles, en mesurant la profondeur de la surface des roches solides du socle. Dans certains cas, on peut distinguer une couche intermédiaire, probablement composée par des roches plus ou moins consolidées.

Le sondeur à piston de KULLENBERG a ouvert la voie jusqu'à une vingtaine de mètres. La méthode de WEIBULL (1947) étend cette limite à des milliers de mètres ; elle se base sur la mesure de la différence de temps d'arrivée d'ondes provoquées par une explosion ; les unes cheminent directement vers le lieu d'enregistrement, les autres après réflexion par les surfaces d'inhomogénéité à l'intérieur des fonds sous-marins. Des essais ont été faits dans la mer Tyrrhénienne et des mesures

exécutées lors de la grande croisière de l'« Albatross ». Les résultats des investigations dans la mer Tyrrhénienne semblent indiquer qu'à une profondeur de 3550 m à 3540 m l'épaisseur des sédiments non consolidés est de 2540 m à 2760 m ; le socle solide se trouverait donc à une profondeur de 6100 m à 6300 m. Les expériences faites dans les océans ont révélé une réalité plus complexe que ne le faisaient présumer les premières données du problème (ARRHENIUS, 1949) ; de ce fait, l'interprétation des enregistrements devient parfois difficile. Ces investigations nous ouvrent cependant des perspectives nouvelles et risquent de résoudre, au cours des prochaines années, des questions qui ont pendant plus de trente ans divisé le monde des géologues : *le problème de la dérive des continents*.

L'hypothèse de la dérive des continents a longtemps enthousiasmé les géologues alpins. Les idées d'Alfred WEGENER furent introduites en Suisse par Emile ARGAND ; son premier exposé intitulé : « Les vues modernes sur l'origine des continents et des océans » date du 3 novembre 1916 (ARGAND, 1918). L'hypothèse de la dérive des continents devait rester la ligne directrice des travaux d'ARGAND. Groupant ses magnifiques découvertes dans les Alpes et ses connaissances étendues de la littérature mondiale, il réussit à donner à cette hypothèse la forme d'une vaste synthèse. Les vues d'ensemble de ce genre sont rares en géologie. C'est ce qui explique l'immense succès de la « Tectonique de l'Asie » (ARGAND, 1924). Elle est devenue une source d'inspiration pour de nombreux géologues, particulièrement pour les géologues alpins. Ce modèle a été souvent imité et les idées qu'il contient ont donné lieu à une littérature touffue, tout en perdant, chemin faisant, une grande partie de leur souplesse, de leur élégance et de la prudence avec laquelle elles furent exprimées pour la première fois.

Les géologues alpins, ayant sous leurs yeux les grandes nappes charriées les unes sur les autres, cherchaient à expliquer ces transports horizontaux en les rattachant aux mouvements des « radeaux continentaux ». L'interprétation de ces phénomènes observables semblait confirmer des mouvements tangentiels d'une certaine envergure. D'autres transports horizontaux le long de joints verticaux ont été reconnus entre temps ; ce sont : le San Andreas Fault, en Californie, et le Great Glen Fault, en Ecosse (KENNEDY, 1946). Un grand avantage de l'hypothèse de la dérive consiste en ce qu'elle relie d'une façon plausible ces mouvements tangentiels à la genèse des bassins océaniques. Au temps où l'idée fut conçue et répandue, la structure des océans n'était que peu connue.

Trois catégories d'hypothèses entrèrent en concurrence pour expliquer *la genèse des bassins océaniques* :

1^o celle de la formation par effondrement d'anciennes masses continentales ; 2^o celle de la permanence des bassins océaniques, — la répartition en grand des continents et des océans aurait été sensiblement la même depuis des époques très reculées, peut-être depuis des époques pré-géologiques ; 3^o l'hypothèse de la dérive des continents avec de multiples variantes.

Nous avons essayé d'analyser les bases du raisonnement de ces hypothèses (WEGMANN, 1948) ; il nous semble que le point qu'elles ont en commun est le suivant : la rareté des renseignements sur la structure des fonds sous-marins a placé les géologues devant la nécessité de remplir les espaces intercontinentaux, ce « no-man's-land » de l'observation directe, par des hypothèses pour obtenir une vue d'ensemble sur le mécanisme de l'écorce terrestre.

Depuis ce temps, les *méthodes d'observation indirecte* ont été développées d'une manière qu'il n'était pas possible de prévoir. La géologie sous-marine en profite largement et on peut se demander quel est l'apport de la géologie sous-marine dans cette question. Connaissant l'épaisseur des sédiments et les vitesses de sédimentation (cf. tableau p. 88), il est possible de se faire une idée de l'ordre de grandeur de *l'âge des bassins océaniques*. Des recherches étendues et coûteuses seront nécessaires pour obtenir une série suffisante de mesures ; mais un premier résultat est acquis : on a trouvé des méthodes permettant de résoudre le problème autrement que par des discussions ou la méthode des « puzzles ».

L'âge de la dérive qui aurait donné naissance à l'océan Atlantique est déterminé par celui de la structure la plus jeune qui, formée lors de la juxtaposition des continents, aurait été déchirée par l'ouverture du bassin. Les estimations des auteurs diffèrent passablement à ce sujet. Pour certains, la partie septentrionale de l'Atlantique ne se serait formée qu'au Quaternaire. D'autres admettent que les faisceaux de plissements tertiaires auraient été coupés par la dérive. Un troisième groupe d'auteurs considère les chaînes hercyniennes d'Europe et d'Amérique comme formées pendant la période de juxtaposition des deux continents, leur continuité ayant été interrompue pendant le Mésozoïque et le Tertiaire.

Les mesures faites par l'expédition suédoise semblent reculer la genèse du bassin atlantique au-delà des périodes correspondant à l'évolution et aux plissements de ces deux chaînes, en attribuant à certaines parties de l'océan Atlantique un âge qui dépasse les limites de l'ère paléozoïque.

Il est à prévoir que les géologues seront obligés d'imaginer de nouvelles hypothèses sur la genèse des océans et des continents, et pour cela les renseignements que leur fournira la géologie sous-marine leur seront du plus grand secours.

BIBLIOGRAPHIE

- AEBERHARDT, B. — (1901). Etude critique sur la théorie de la phase de recurrence des glaciers jurassiens. *Ecl. geol. Helv.* 7: 103-119, 9 fig., 1 carte géol.
- ARGAND, E. — (1918). Vues modernes sur l'origine des continents et des océans. *Bull. Soc. neuch. Sc. nat.* 42: 115.
- (1924). La tectonique de l'Asie. C. R. XIII^e Congrès géol. internat. 1922, p. 171-372, 27 fig., 1 carte.
- ARRHENIUS, G. — (1949). Svenska djuphavsexpeditionens geologiska material och planerna för dess bearbetning. *Geol. För. Förhdl. Stockh.* 71: 191-201.
- (1950). The Swedish Deep Sea Expedition. The geological Material and its Treatment with special Regard to the Eastern Pacific. *Ibid.* 72: 185-191, 1 fig.
- BECK, P. — (1937). Vorläufige Mitteilung über eine Revision des alpinen Quartärs. *Ecl. geol. Helv.* 30: 75-85, 1 pl.
- BOURCART, J. — (1949). Géographie du fond des mers. Etude du relief des océans. *Payot, Paris*, 303 p., 106 fig., 1 pl.
- CHARLESWORTH, J. — (1928). The glacial retreat from Central and Southern Ireland. *Quart. J. geol. Soc. London.* 84 (2, N^o 334): 293-344, 4 fig., 2 pl.
- DE GEER, G. — (1940). Geochronologia Suecica. Principes. *Kgl. Sv. Vetensk. Ak. Handl. Stockh.*, III^e ser. 18 (N^o 6), 367 p., 65 fig., 90 pl.
- EWING, M., CRARY, A. P. et RUTHERFORD, H. M. — (1937). Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic Coastal Plain. Part I. Methods and résultats. *Bull. geol. Soc. America* 48: 753-802.
- FARRINGTON, A. — (1939). Glacial geology of South-Eastern Ireland. *Proc. of the Geologist's Assoc.* 50 (part 3): 337-344.
- (1948). The glacial drifts of the Leinster Mountains. *J. of Glaciology* 1 (5): 220-225, 1 fig.
- HESS, H. H. — (1946). Drowned ancient islands of the Pacific basin. *Amer. J. of Sc.* 244: 772-791, 8 fig.
- KENNEDY, W. Q. — (1946). The Great Glen Fault. *Quart. J. geol. Soc. London* 102: 41-76, 1 pl., 8 fig.
- KOCZY, F. F. — (1950). Zur Sedimentation und Geochemie im æquatorialen Atlantischen Ozean. *Medd. fr. Oceanogr. Inst. i Göteborg* 17, 45 p., 17 fig.
- KUENEN, PH. H. — (1932). Die Viermeter-Lotröhre der « Snellius »-Expedition. *Annalen der Hydr. u. mar. Met.* 1932, p. 93-97, 2 fig.
- MITCHELL, G. F. — (1948). Two interglacial deposits in South-East Ireland. *Proc. of the Irish Ac.* 52 (sect. B, N^o 1), p. 1-14, 2 fig.
- PENCK, A. et BRUECKNER, E. — (1909). Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. II. Die Eiszeiten in den nördlichen Westalpen, p. 395-716, 29 fig., 7 pl., 4 cartes.
- PETTERSSON, H. — (1945). Iron and manganese on the ocean floor. A contribution to submarine geology. *Medd. fr. Oceanogr. Inst. i Göteborg* 7, 37 p., 1 fig.

- PETTERSSON, H. — (1946). Med «Skagerak» till Medelhavet. *Unda Maris* 1946, 16 p., 8 fig.
- (1948). Three sediment cores from the Tyrrhenian Sea. *Medd. fr. Oceanogr. Inst. i Göteborg* 15, 94 p., 12 fig.
- (1950). The chronology of the ocean floor. *The Advancement of Science* 7 (N° 25): 72-75, 1 fig.
- PHILIPPI, E. — (1910). Die Grundproben der Deutschen Südpolarexpedition. *D. Südpolarexp.* 1901-1903, 2, 6, p. 431-434, 3 pl.
- PHLEGER, F. B. JR. — (1947). Foraminifera of three submarine cores from the Tyrrhenian Sea. *Medd. fr. Oceanogr. Inst. i Göteborg* 13, 19 p., 1 fig.
- (1948). Foraminifera of a submarine core from the Caribbean Sea. *Medd. fr. oceanogr. Inst. i Göteborg* 16, 9 p., 1 pl., 1 tableau.
- PICCOLI, C. S. — (1936). Apparatus to secure core samples from the ocean-bottom. *Bull. geol. Soc. America* 47: 675-684, 1 fig., 3 pl.
- (1937). Core samples of the ocean bottom. *Smithsonian Report for 1936*, p. 207-216, 6 pl.
- (1941). Factors involved in submarine core sampling. *Bull. geol. Soc. America* 52: 1513-1524, 3 fig., 3 pl.
- RAMSEY, W. — (1924). On relations between crustal movements and variations of sea-level during the late Quaternary Time especially in Fennoscandia. *Bull. Comm. géol. Finlande*, N° 66, 39 p., 10 fig.
- (1926). Nivåförändringar och stenåldersbosättning i det Baltiska området. *Fennia* 47 (N° 4), 68 p., 9 fig.
- (1928). Eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Südkarelien und im Newatal. *Ibid.* 50 (N° 5), 21 p., 5 fig., 1 pl.
- (1929). Niveauverschiebungen, eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Estland. *Ibid.* 52 (N° 2), 48 p., 16 fig.
- SAURAMO, M. — (1939). Aus der Erforschungsgeschichte der Ostsee. *Schriften der Phys.-ökon. Ges. zu Königsberg (Pr.)* 71 (H. 1): 11-36, 9 fig.
- SCHARDT, H. — (1898). Ueber die Rekurrenzphase der Juragletscher nach dem Rückzug des Rhonegletschers. *Ecl. geol. Helv.* 5: 511-513.
- SHEPARD, F. P. — (1948). Submarine geology. *New York*, Harper & Broth., XVI + 248 p., 106 fig., 1 pl.
- SVERDRUP, H. U., JOHNSON, M. W. et FLEMING, R. H. — (1942). The oceans, their physics, chemistry and general biology. *New York*, Prentice Hall, X + 1087 p., 265 fig.
- STOCKS, TH. et WUEST, G. — (1935). Die Tiefenverhältnisse des offenen Atlantischen Ozeans. *Wissensch. Erg. d. deutsch. Atl. Exp. auf dem « Meteor » 1925-1927* 3, 1, 1, 32 p., 11 fig., 1 carte (1: 20.000.000).
- VAGLIASINDI, C. — (1947). Osservazioni sul periodo glaciale e nuove manifestazioni dell'azione glaciale quarternaria sul Monte Etna. *Boll. dell'Acad. Gioenia di Sc. nat. in Catania*, fasc. 22, ser. 3, 30 p., 1 pl.
- (1949). L'Etna durante il periodo glaciale e la formazione della Valle del Bove. *Ist. geo-paeont. Univ. Catania, Memorie*, ser. 2, N° 1, 80 p., 8 pl.
- VENZO, S. — (1948). Rilevamento geomorfologico dell'apparato morenico dell'Adda di Lecco. *Atti Soc. ital. Sc. nat. Milano* 87: 79-140, 5 fig., 2 pl., 1 carte géol.

- VENZO, S. — (1949). Revisione del glaciale nella bassa Cavallina (Bergamo). *Ibid.* **88**: 79-132, 2 fig.
- WEGMANN, C. E. — (1943). Sur un contrôle géologique de la dérive des continents. *Bull. Soc. neuch. Sc. nat.* **68**: 97-104, 1 fig.
- (1947). Note sur quelques problèmes de la tectonique superposée. *C. R. Soc. géol. de Finlande*, N° 20, p. 223-238.
- (1948). Geological tests of the hypothesis of continental Drift in the Arctic regions. *Medd. om Grönland* **144** (N° 7), 48 p., 2 pl.
- WEIBULL, W. — (1947). The thickness of ocean sediments measured by a reflexion method. *Medd. fr. oceanogr. Inst. i Göteborg* **12**, 17 p., 5 fig.
- WELTEN, M. — (1944). Pollenanalytische, stratigraphische und geochronologische Untersuchungen aus dem Faulenseemoos bei Spiez. *Veröff. Geobotan. Inst. RUEBEL, Zch*, **21**: 1-201, 30 fig.
-