

Néoformations et altérations dans trois faciès volcanosédimentaires du Pacifique Sud

Faciès volcanosédimentaires
Pacifique Sud
Néoformation
Minéralogie
Géochimie
Volcanosedimentary levels
South Pacific
Neof ormation
Mineralogy
Geochemistry

Michel Hoffert ^a, Anne-Marie Karpoff ^a, Norbert Clauer ^a, André Schaaf ^a, Chantal Courtois ^b, Guy Pautot ^c

^a Centre de Sédimentologie et Géochimie de la Surface, Institut de Géologie, 1, rue Blessig, 67084 Strasbourg.

^b Laboratoire de Géochimie des Roches Sédimentaires, Université Paris-Sud, Faculté des Sciences, 91405 Orsay.

^c Centre Océanologique de Bretagne, BP 337, 29273 Brest.

Reçu le 25/8/77, révisé le 18/11/77, accepté le 5/12 77.

RÉSUMÉ

- L'étude de trois niveaux volcanosédimentaires provenant d'une même zone du Pacifique Sud mais de faciès différents : un sédiment meuble, un niveau induré, un cœur de nodule, permet de mettre en évidence des filiations entre le matériel volcanique basique primaire et les produits de néof ormations secondaires. On démontre en outre l'action différentielle de l'eau de mer dans la genèse des phases minéralogiques secondaires. Une altération sous-marine est perceptible entre la base connue et le sommet du niveau volcanosédimentaire induré qui tend à acquérir les caractéristiques des sédiments meubles typiques de cette région. De plus un cycle sédimentaire sous-marin peut-être reconstitué : il comprend l'enfouissement et la compaction d'un niveau volcanosédimentaire d'âge éocène moyen, son isolement relatif par rapport à l'eau de mer qui favorise des néof ormations et provoque son induration, sa remise ultérieure au contact de l'eau de mer qui entraîne un réajustement chimique du niveau induré, son altération progressive et sa désagrégation en éléments qui pourront éventuellement contribuer à la formation d'un nouveau niveau volcanosédimentaire meuble. —

Oceanol. Acta, 1978, 1, 2, 187-202.

ABSTRACT

Neof ormation and weathering of three associated volcanosedimentary levels from the South Pacific

- A sedimentological, biostratigraphical, mineralogical, geochemical (major and trace elements including rare earths) and isotopic (Rb/Sr) study was made of core samples drilled between the Touamotou Archipelago and the Marqueses Islands. This structurally complex region of the South Pacific is characterised by volcanism and deep ocean water circulation.

The samples consisted of two 20 cm cores of surface sediment, and a flattened nodule with indurated centre, taken close to the cores. One core sample (T KR 07) is entirely composed of brown, soft sediment. The top part of the second core (T KS 19) is also brown mud but the bottom is indurated. The brown sediment is essentially composed of phillipsite, palagonite, micronodules and nontronite. The indurated part contains volcanic glass, smectite and phillipsite. The nodule core has the same composition as the indurated sediment. The radiolarian fauna establishes a Middle Eocene age for the indurated horizon and the nodule core, while the brown surface mud contains Eocene to Plio-Quaternary faunas. —

Contribution n° 572 du Département Scientifique du Centre Océanologique de Bretagne.

Chemical analyses of major and trace elements show that the indurated horizon and the nodule core are similar, and differ from the brown mud. The top of the indurated zone is, however, chemically similar to the mud due to the influence of sea water. Scanning electron microscopy shows that the volcanic glass weathers and releases elements which enter into the neoformation of zeolites, clay minerals and oxides. Palagonitisation is brought about by solution of all the calcium. Potassium is confirmed in the zeolites and iron in the clay minerals. The vertical distribution of cerium is anomalous with respect to that of the other trace elements in core T KS 19, with a lower zone showing a positive Ce anomaly, a middle zone with normal Ce distribution, and an upper zone with a negative Ce anomaly. The strongly positive Ce anomaly at the base of the indurated zone thus decreases to zero gradually upwards and becomes negative towards the sediment surface. This probably indicates a progressive weathering of the indurated zone and increasing interaction with sea water. The nodule core shows the same distribution pattern of rare-earth elements as the upper part of the indurated zone. Rb/Sr analyses show that all the T KS 19 core and the nodule core contain two types of Sr with different composition and isotopic origin. During formation the phillipsite of the indurated horizon and the nodule core incorporate Sr released by weathered basic volcanic material. The neoformed zeolites similarly utilise the derived volcanic elements. These minerals then increasingly absorb marine Sr depending on their site at the base of the indurated horizon or the nodule core. The smectites on the other hand contain primary Sr with an isotopic composition intermediate between that of the original volcanic material and of marine Sr. The major elements of the clay minerals are derived therefore from the volcanic material but they also absorb elements from the surrounding environment. The Sr in the polymetallic nodule crust has an isotopic composition close to that of marine Sr, which tends to prove that the component elements were derived from sea water only.

The samples studied thus indicate firstly the deposition and compaction during the Middle Eocene of volcanosedimentary material. Relative isolation from sea water favoured the neoformation of minerals from the altered volcanic debris, which then initiated induration. Further contact with sea water after removal of the overlying sediment caused a chemical reequilibration of the indurated zone which progressively weathered and finally disaggregated. The components so released then eventually contributed to form the unconsolidated volcanosedimentary zone. The indurated zone also formed the core to polymetallic crusts and nodule formation. Isolated again from seawater, the evolution of the nodule core differed from that of the crust.

Oceanol. Acta, 1978, 1, 2, 187-202.

INTRODUCTION

Une étude structurale et sédimentologique détaillée de la zone comprise entre l'archipel des Touamotou et les îles Marquises a été entreprise au cours de la mission Transpac I du Cnexo (1972). A la station 23 (13°15'S; 148°30'W), plusieurs prélèvements furent effectués à 4 650 m de fond. La mise en évidence d'un niveau induré sous une faible épaisseur de vase brune (10 cm), ainsi que la présence de nodules à l'interface eau-sédiment nous ont incités à effectuer une étude sédimentologique, biostratigraphique, minéralogique, géochimique et isotopique sur les différents prélèvements afin de préciser la genèse et l'évolution de ces faciès et d'établir des filiations entre eux.

CADRE GÉOLOGIQUE

Le domaine d'échantillonnage est situé dans une zone complexe, à la jonction de trois grandes structures : l'archipel des Touamotou, l'archipel des îles de la Ligne et la zone de fracture des Marquises (fig. 1). C'est dans la terminaison occidentale de cette dernière, au centre d'une vallée d'environ 50 km de large et bordée par

deux reliefs exceptionnellement accusés que la station 23 a été réalisée. L'épaisseur sédimentaire est de l'ordre de 250 m.

Les trois structures majeures de cette zone sont considérées comme des traits fossiles et aucune sismicité importante n'est décelée dans cette région. La subsidence des Touamotou, déjà décrite par Darwin (1878), est due vraisemblablement à une succession de failles normales qui délimitent une série de gradins, lieu d'effusions volcaniques qui forment des reliefs pouvant atteindre 2 000 m de dénivelé (Pautot, Hoffert, 1974). L'âge de ces pointements volcaniques n'est pas déterminé, mais certains sédiments subactuels voisins contiennent des verres volcaniques frais. Le volcanisme récent n'est donc pas uniquement localisé au niveau des îles Marquises et des îles de la Société (Brousse *et al.*, 1972) et des structures volcaniques importantes doivent s'édifier actuellement sans atteindre la surface. C'est vraisemblablement le cas des deux pitons volcaniques qui encadrent la station 23 (fig. 2). Pautot et Melguen (1975) ont montré l'importance des courants de fond dans cette région de l'Océan Pacifique et ont établi que la zone de fracture des Marquises sert de passage aux eaux antarctiques profondes.

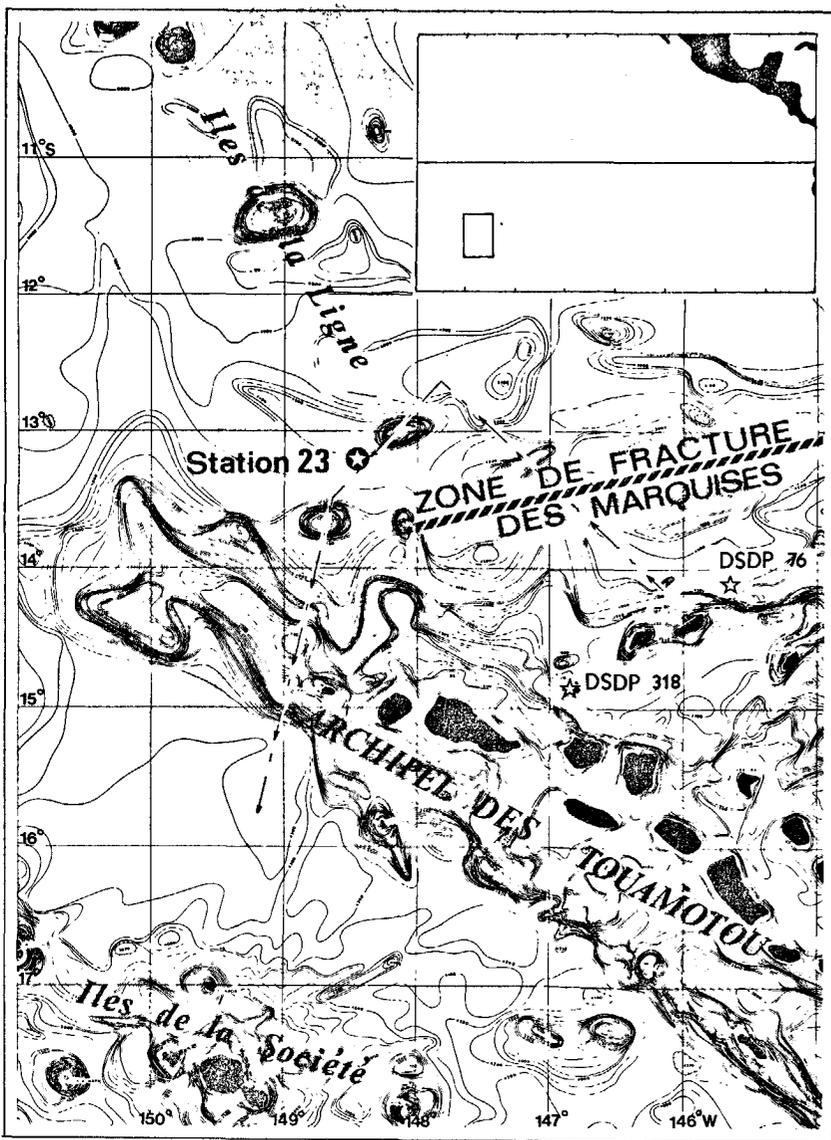


Figure 1

Cadre morphostructural de la station 23 et des sites du Dsdp voisins (d'après Monti, Pautot, 1974). N. B. : Le trait discontinu représente le trajet du NO « Le Noroit » des 18 et 19 décembre 1972.

Morphological and structural setting of Transpac station 23 and of the neighbouring Dsdp Sites (after Monti, Pautot, 1974). N. B. : The discontinuous line represents the route of the OV « Le Noroit » on 18th and 19th december 1972.

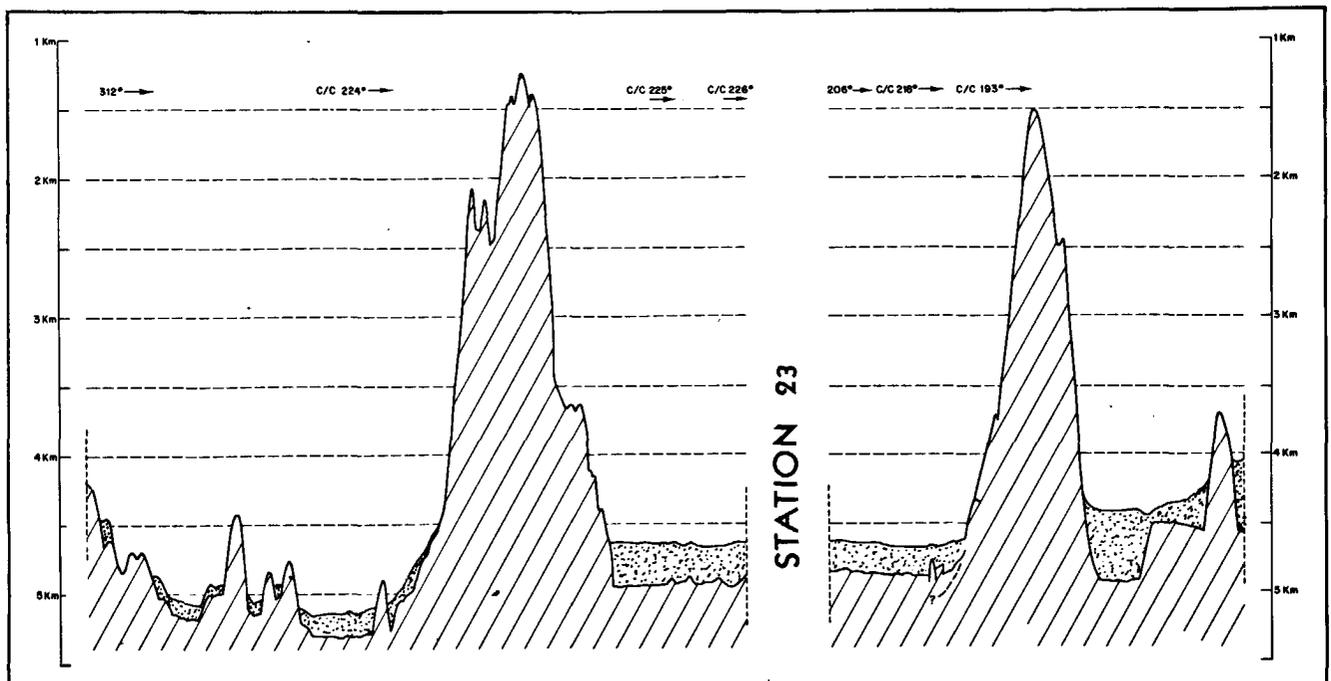


Figure 2

Profil bathymétrique et sismique de l'environnement sédimentaire de la station 23. N. B. : Ce profil correspond au trajet représenté sur la figure 1. La couche sédimentaire est figurée par une surcharge en pointillés.

Bathymetric and seismic profile of the Transpac station 23 environment. N. B. : This profile corresponds to the route represented in Figure 1. The soft sedimentary level is represented by stiple.

Technique d'étude

La couleur des échantillons est déterminée à l'aide du code couleur Munsell (1971). La granulométrie du sédiment est établie en deux temps : d'abord tamisage sous eau afin d'isoler la fraction grossière (supérieure à 63 μm) puis passage du refus au granulomètre à laser (Cornillault, 1974).

L'étude minéralogique est faite par diffraction des rayons X sur poudres désorientées et par observation, au microscope optique, de frottis et de lames minces. Les résultats, confrontés à ceux obtenus par observation au microscope à balayage et à la loupe binoculaire permettent une estimation semi quantitative des différents constituants. La fraction argileuse (inférieure à 2 μm) est étudiée par diffraction des rayons X sur quatre types d'agrégats orientés : argiles non traitées, puis traitées à l'éthylène-glycol et à l'hydrazine pendant 12 heures, enfin chauffées à 490°C pendant 2 heures. Les résultats sont affinés par l'analyse thermique différentielle, par des observations au microscope électronique et par microdiffraction sur particules isolées.

Description des échantillons

La carotte T KS 19, prélevée par un carottier de type Kullenberg, est longue de 20 cm. Elle est constituée pour moitié, de sédiment meuble brun, (5 YR 3/2) pour moitié d'un niveau induré qui d'après son aspect peut être différencié en deux zones (fig. 3) : l'une supérieure (10-14,5 cm) assez friable, composée de lits de couleur beige (7,5 YR 6/4) ou blanche (7,5 YR 8/2 et 10 YR 7/2); l'autre inférieure (14,5-20 cm), plus compacte, jaune-orange (7,5 YR 6/8) et piquetée de points noirs. Le passage entre ces deux zones est progressif. Lors de sa pénétration dans la colonne sédimentaire, le tube carottier a été stoppé dans ce niveau induré dont l'épaisseur totale est ainsi inconnue.

La carotte T KR 07, prélevée par un carottier de type Reineck, est formée par 20 cm de sédiment brun identique à celui de T KS 19, ainsi qu'au sédiment de surface T 023 B ramené par engin libre.

Le nodule T DN 2 de forme aplatie (26 x 20 x 9 cm), a été dragué à l'interface eau-sédiment. Il est constitué par un « cœur » compact de couleur beige clair (7,5 YR 8/2) entouré par un dépôt centimétrique d'oxyhydroxydes. Tous les encroûtements issus du même dragage ont un contour polygonal qui laisse supposer une disposition en mosaïque à la surface du sédiment.

Composition du sédiment brun de surface

Il s'agit d'une vase homogène caractérisée par une faible teneur en CaCO_3 (moins de 8 %), par une fraction grossière importante et une fraction argileuse réduite (tableau 1). La nature minéralogique du sédiment total est reconstituée à partir de celle de trois fractions granulométriques : grossière, silteuse et argileuse.

La fraction grossière (supérieure à 63 μm) est principalement constituée par de la phillipsite, de la palagonite et des micronodules en proportions sensiblement égales. Les organismes calcaires, souvent à l'état de fragments, ainsi que les organismes siliceux, sont rares. Des plagioclases et de l'augite, en quantités très réduites, ont été décelés par diffraction des rayons X.

Tableau 1
Granulométrie de deux échantillons de sédiments meubles.
Granulometry of two soft sediments.

Échantillon	0-2 μm	2-4 μm	4-16 μm
T KR 07	6,2	9,3	20
T KS 19	7,9	11,1	20
	16-32 μm	32-63 μm	> 63 μm
T KR 07	6,7	9,3	48,5
T KS 19	6,4	7,4	47,2

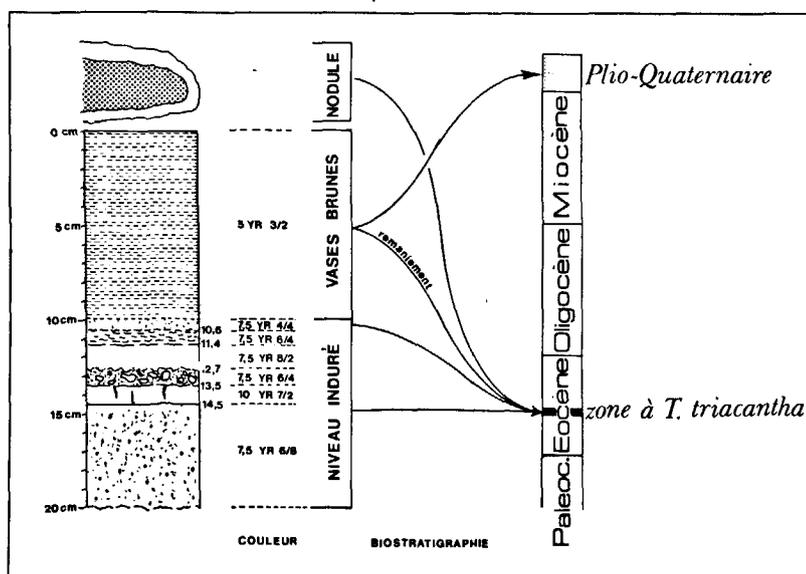


Figure 3
Description et biostratigraphie de la carotte T KS 19 et du nodule T DN 2 prélevé à proximité.
Description and biostratigraphy of the T KS 19 core and T DN 2 nodule taken close to the core.

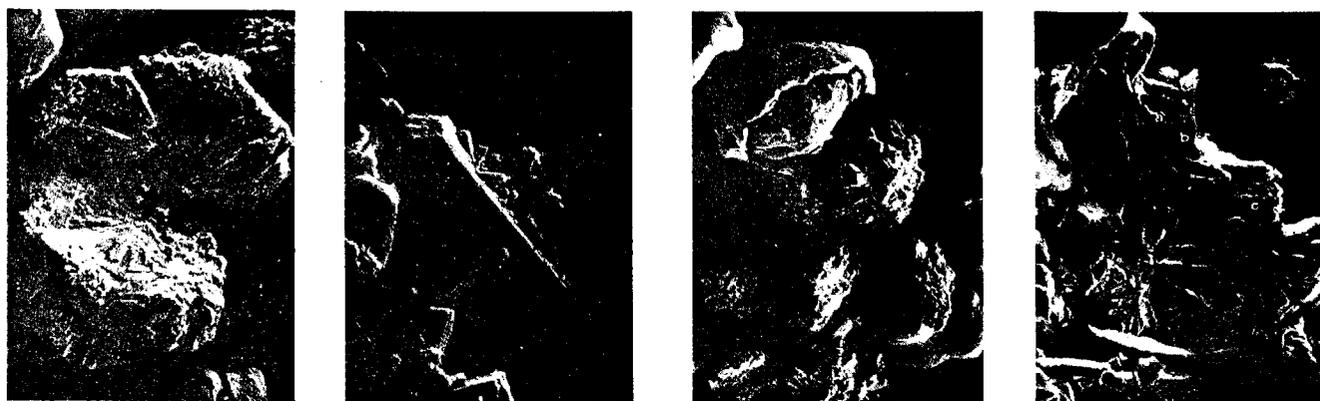


Planche 1

- 1) Phillipsite en amas sphériques à disposition radiaire; G × 200; n° 74073 *.
- 2) Macle de phillipsite servant de support à la croissance ultérieure d'autres cristaux de phillipsite; G × 500; n° 75170 *.
- 3) General view of spherical phillipsite aggregates and of micronodules with phillipsitic centers; G × 200; n° 74071 *.
- 4) Base du niveau induré (18,5 à 19 cm) : des granules vitreux (a) sont bordés par un liseré argileux (b); entre ces associations se développent des cristaux de phillipsite en gerbe (c); G × 200; n° 74067 *.

* Numéro du négatif disponible à l'Institut de Géologie. Chaque trait correspond à 100 µm.

- 1) Phillipsite in radial-spherical aggregates; G × 200; n° 74073 *.
 - 2) Phillipsite in the form of twins supporting an exterior growth of other phillipsite crystals; G × 500; n° 75170 *.
 - 3) General view of spherical phillipsite aggregates of micronodules with phillipsitic centers; G × 200; n° 74071 *.
 - 4) Base of the indurated level (18,5 to 19 cm) : glassy grains (a) are bordered by a clay fringe (b); phillipsite crystals in sheaves spread out between this association (c); G × 200; n° 74067 *.
- * Number of the negative available at the Geological Institute. Each mark corresponds to 100 µm.

La phillipsite est généralement en amas sphériques à structure radiaire formés d'un grand nombre de cristaux (planche 1, photo 1). Cette morphologie a déjà été décrite, dans le Pacifique Sud par Bonatti (1963). L'observation au microscope électronique à balayage met en évidence des épisodes successifs de formation de cristaux (planche 1, photo 2).

La palagonite se présente sous forme de grains arrondis sensiblement de même taille que les amas de phillipsite. Les micronodules ont généralement un « cœur » en phillipsite. Leur dépôt d'oxydes se fait donc ultérieurement par rapport à la formation des zéolites (planche 1,

photo 3). La nature « mixte » des micronodules est confirmée par leur composition chimique (tableau 2).

La fraction silteuse (comprise entre 63 et 2 µm) est composée essentiellement de phillipsite en cristaux automorphes maclés et les micronodules et la palagonite n'en forment que 5 à 10%. Les fragments d'organismes siliceux sont un peu plus abondants que dans la fraction grossière, mais les organismes calcaires sont absents. De rares grains de quartz sont présents. Au microscope électronique à balayage des cristaux rhomboédriques ont été observés et déterminés par diffraction des rayons X comme étant de l'ankérite. Cook et Zemmels (1976)

Tableau 2

Analyses chimiques : éléments majeurs (%). R, roche totale; A, argiles.
Chemical data: major elements (%). R, whole rock; A, clays.

Numéro d'échantillon	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₂ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	Perte à 1 000°C	Somme	Perte à 110°C
T KR 07-R	41,2	12,5	3,63	7,4	9,8	1,84	1,10	4,08	3,50	12,40	97,56	8,06
T KR 07 micronodule	34,6	10,3	2,54	2,5	15,1	12,0	1,41	2,42	3,70	10,85	96,62	7,58
T 023 B-R	35,0	11,3	4,13	12,8	8,4	2,16	0,98	3,42	2,09	18,55	98,90	8,02
T KS 19												
0 cm-R	38,7	11,8	3,64	9,3	9,4	1,77	1,00	3,93	3,15	15,21	97,92	8,45
0 cm-A	39,7	13,4	3,68	3,3	19,5	5,87	1,64	1,16	1,46	11,12	100,83	9,85
12,5-13,5 cm-R	52,7	15,0	2,95	1,1	6,5	0,650	1,75	5,49	4,46	8,74	99,36	35,84
13,5-14,5 cm-R	53,8	14,4	3,30	0,8	8,0	0,580	2,06	4,61	4,41	7,80	99,84	10,92
14,5-16 cm-R	48,7	12,5	4,72	0,8	15,7	0,390	3,53	2,85	2,51	7,20	98,91	19,60
16-16,5 cm-R	49,7	13,7	4,23	0,9	14,7	0,480	3,25	2,93	2,76	7,43	100,11	22,89
18,5-19 cm-R	47,1	14,1	4,04	0,9	15,0	0,533	3,18	3,25	2,87	8,12	99,07	28,95
19,5-20 cm-R	47,3	15,0	4,06	0,7	14,5	0,770	3,14	2,89	2,61	7,98	98,93	19,15
Nodule												
« cœur »	53,4	12,3	4,32	1,6	13,2	0,770	1,19	3,52	3,56	5,36	99,23	9,44
Cortex supérieur	13,0	4,4	2,24	3,2	24,9	28,400	2,23	1,84	1,00	16,59	97,80	15,93
Cortex inférieur	19,9	6,7	2,12	2,6	20,9	21,600	2,50	2,67	1,70	14,68	95,37	16,24

ont décrit de la dolomite dans la fraction 2 à 20 µm des sédiments de surface du forage 318 du « Glomar Challenger », effectué au nord de la chaîne des Touamotou.

La fraction argileuse (inférieure à 2 µm) est composée essentiellement de smectites avec des traces d'illite et de kaolinite. De rares plagioclases sont décelés. Les études de microdiffraction sur particules isolées et d'analyse thermique différentielle indiquent que ces smectites sont des nontronites (Adshead, Hoffert, en préparation).

Composition du niveau induré et du cœur du nodule

La base du niveau induré (14,5-20 cm) a une composition homogène. Les constituants majeurs sont les smectites, les verres volcaniques et la phillipsite en proportions identiques. Les pyroxènes et les plagioclases sont rares. La magnétite est aussi décelée, et pourrait correspondre aux taches noires décrites précédemment. Les verres sont sous forme de granules parfois anguleux, bordés par un liseré anisotrope en lumière polarisée et à extinction radiaire. Ceci indique que les composants du liseré croissent perpendiculairement au verre. Les espaces créés par l'agencement des granules et de leur liseré sont généralement comblés par des cristaux de phillipsite en gerbes et de très rares fragments d'organismes y sont décelables. Cette structure est analogue à celle des hyaloclastites massives décrites par Honnorez (1972).

La partie supérieure du niveau induré (10 à 14,5 cm) contient les mêmes constituants, mais dans des proportions variant jusqu'au sommet : la quantité de phillipsite et de smectites augmente, celle des verres volcaniques diminue et celle des organismes reste faible. La structure de la base du niveau induré s'estompe et les relations entre les différents composants deviennent difficile à définir.

Le « cœur » du nodule a une composition minéralogique analogue à celle de la partie supérieure du niveau induré : phillipsite et smectites sont dominantes, le verre volcanique est peu abondant. La teneur en CaCO₃ est nulle; des organismes siliceux sont décelables. De nombreuses fissures, de taille millimétrique, sont colmatées par des oxydes identiques à ceux de l'encroûtement.

Interprétation

Les trois types d'échantillons (sédiment meuble, niveau induré et « cœur » du nodule) ont des compositions minéralogiques très voisines caractérisées par trois phases dominantes : verres volcaniques, smectites, phillipsite. La présence d'organismes indique que le niveau induré et le cœur du nodule sont d'anciens horizons meubles cimentés. Ces horizons étaient primitivement riches en éléments volcaniques et pauvres en éléments détritiques. Les trois niveaux volcano-sédimentaires sont donc de même composition, mais placés dans des contextes sédimentologiques différents.

PALÉONTOLOGIE

La datation des échantillons a été effectuée à l'aide de la faune de radiolaires, qui est la seule identifiable.

État de conservation et densité de la faune

Les fossiles du niveau induré sont mal conservés par suite d'une dissolution intense associée à un bris mécanique important. Cette dissolution affecte également la faune du sédiment meuble, mais de façon plus ménagée. Quant aux radiolaires du « cœur » du nodule, ils servent de support à des précipitations siliceuses. La densité des organismes décroît rapidement de haut en bas aussi bien dans les premiers centimètres du sédiment meuble que dans le niveau induré. Elle est inférieure à celle que l'on peut observer dans le cœur du nodule.

Biostratigraphie

Le spectre faunique du matériel étudié peut-être subdivisé en deux ensembles. L'un est daté de la base de l'Éocène moyen et correspond à la zone à *Thyrsoyrtis triacantha*, il renferme essentiellement les espèces suivantes : *Lithochytris vespertilio*, *Theocampe mongolfieri*, *Podocyrtis dorus*, *Eusyringium fistuligerum* et *Thyrsoyrtis triacantha*. L'autre est daté du Plio-Quaternaire; riche en espèces il est caractérisé par l'absence de *Buccinosphaera invaginata*, apparue il y a 0,16 MA. Ces deux ensembles peuvent être soit isolés comme dans le « cœur » du nodule et du niveau induré qui ne contiennent qu'une faune éocène, soit mélangés comme dans le sédiment de surface qui présente une association de fossiles éocènes et plio-quaternaires (fig. 3).

Interprétation

L'oligo-spécificité et la mauvaise conservation de la faune éocène rencontrée dans le niveau induré et le « cœur » du nodule, indiquent que ces sédiments ont subi un remaniement. Malgré sa pauvreté, la pureté du spectre faunique n'est pas en faveur d'une dissolution préférentielle de faunes post-éocènes. Des niveaux volcano-sédimentaires d'âge éocène moyen (Lutétien) et supérieur (Priabonien) ont déjà été décrits par Burckle et Saito (1966) sur le flanc Sud de la ride des Touamotou. De même dans le forage 318 du « Glomar Challenger » (Schlanger *et al.*, 1976), la partie supérieure de l'Éocène, riche en matériel volcanique, présente d'importantes lithifications. D'autre part, la densité plus grande d'organismes siliceux dans le « cœur » du nodule par rapport à celle rencontrée dans le niveau induré montre que ces deux matériaux ont évolués très tôt de façon différente.

Le sédiment meuble présente un spectre faunique résultant d'un remaniement et composé de faunes éocènes et plio-quaternaires. L'absence de radiolaires caractéristiques des zones allant de l'Éocène supérieur au Miocène terminal met donc en évidence une lacune stratigraphique importante entre les faciès volcano-sédimentaires et la « vase brune des Grands Fonds ».

ÉTUDE GÉOCHIMIQUE

L'étude géochimique a été faite selon trois méthodes différentes : dosages des éléments majeurs et en traces,

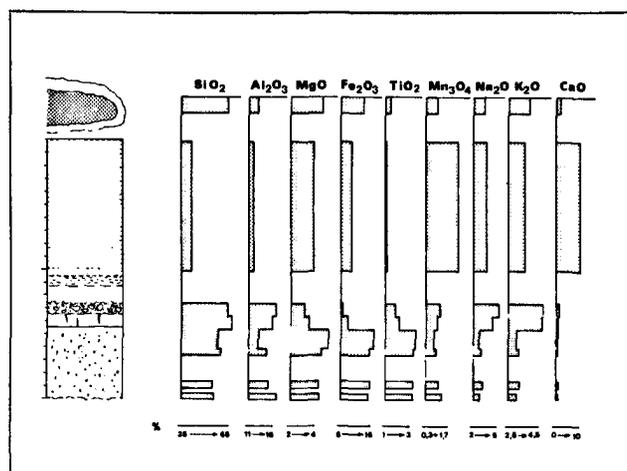


Figure 4
Répartition des éléments majeurs le long de la carotte T KS 19 et dans le nodule T DN 2.
Distribution of the major elements along the T KS 19 core and in the T DN 2 nodule.

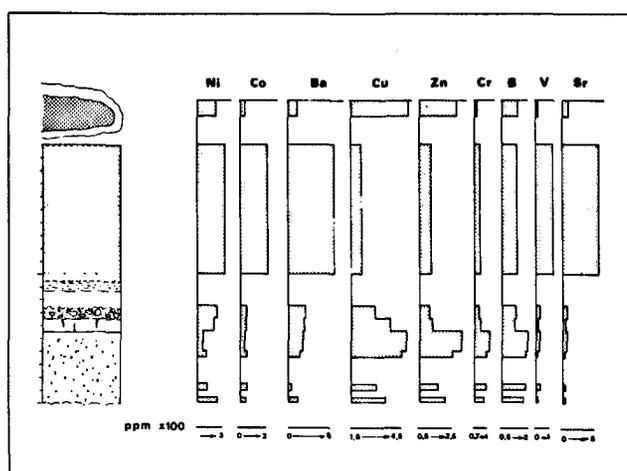


Figure 5
Répartition des éléments en trace le long de la carotte T KS 19 et dans le nodule T DN 2.
Distribution of the trace elements along the T KS 19 and in the T DN 2 nodule.

analyses ponctuelles au microscope électronique à balayage de sections polies, et dosage des terres rares.

Dosage des éléments majeurs et en traces

Méthodes d'analyse

Le dosage de la plupart des éléments majeurs et en traces a été effectué par spectrométrie d'arc à lecture directe selon des techniques mises au point par Besnus et Lucas (1968) et Besnus et Rouault (1973). Na et K sont dosés par spectrophotométrie d'émission. Les teneurs des éléments majeurs et la perte à 1 000°C sont exprimées en pourcentage pondéral d'oxydes; les concentrations des éléments en traces sont exprimées en parties par million ($\mu\text{g/g}$), sur l'échantillon séché à 110°C.

Résultats

Les résultats obtenus sont reportés dans les tableaux 2 et 3 visualisés par les figures 4 et 5. Des liaisons entre éléments sont mises en évidence.

a) Les variations concomitantes de Si, Al, K et Na sont liées à la présence d'une phase silico-alumineuse comprenant les zéolites, les smectites et les verres volcaniques. Les variations du rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (tableau 4), ainsi que les relations linéaires entre les teneurs en ces deux éléments (fig. 6 A) confirment l'homogénéité du sédiment meuble et soulignent la similitude entre le « cœur » du nodule et le niveau induré. Cependant la partie supérieure de ce dernier présente un rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ voisin de celui des vases meubles qui pourrait correspondre à un terme intermédiaire entre la base du niveau induré et les vases brunes.

Tableau 3

Analyses chimiques : éléments en traces (ppm). R, roche totale; A, argiles; H, valeur inférieure à la limite inférieure de détection.
Chemical data: trace elements (ppm). R, whole rock; A, clays; H, value below the lower detection limit.

Numéro d'échantillon	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ga	Cu	Pb
T KR 07-R	382	746	159	360	202	67	81	49	10	236	14
T 023 B-R	551	925	131	365	236	47	113	70	9	111	12
T KS 19											
0 cm-R	530	684	133	307	209	44	118	85	7	182	13
0 cm-A	293	1 378	290	640	510	84	126	290	< 5	453	227
12,5-13,5 cm-R	54	238	29	239	46	36	94	70	9	273	5
13,5-14,5 cm-R	41	234	21	220	44	38	85	84	12	380	27
14,5-16 cm-R	45	220	23	142	33	112	186	310	8	503	2
16-16,5 cm-R	38	184	18	172	51	89	174	243	8	470	2 H
18,5-19 cm-R	42	51	37	179	54	94	178	135	14	285	2 H
19,5-20 cm-R	36	138	16	247	49	69	165	190	9	350	2 H
Nodule « cœur »	75	133	5 H	238	47	5 H	124	273	7	524	12

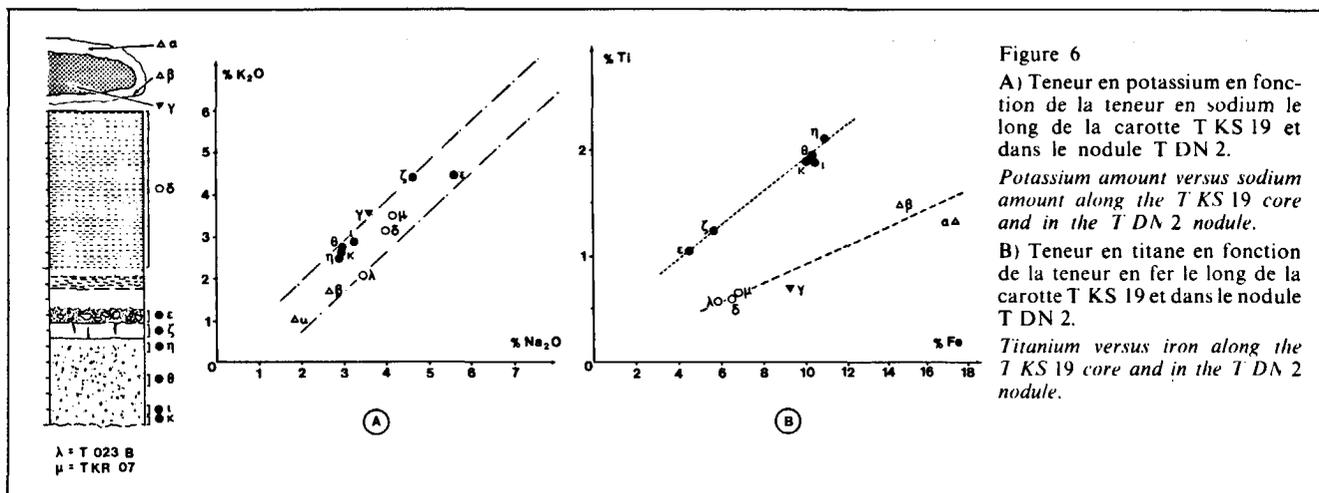


Figure 6
 A) Teneur en potassium en fonction de la teneur en sodium le long de la carotte T KS 19 et dans le nodule T DN 2.
Potassium amount versus sodium amount along the T KS 19 core and in the T DN 2 nodule.
 B) Teneur en titane en fonction de la teneur en fer le long de la carotte T KS 19 et dans le nodule T DN 2.
Titanium versus iron along the T KS 19 core and in the T DN 2 nodule.

b) Fe et Ti composent un second groupe dont la relation linéaire parfois observée dans les sédiments océaniques (El Wakeel, Riley, 1961) est encore mal expliquée. Le rapport Ti/Fe (tableau 4) est voisin dans le sédiment de surface et le « cœur » du nodule; dans le niveau induré, sa valeur est différente et va en augmentant depuis la base jusqu'au sommet. La relation entre les taux en Ti et Fe (fig. 6 B) confirme l'existence de ces deux types d'association dans le niveau induré. La liaison entre Fe-Ti et Mg incite à envisager que dans ce cas les trois éléments sont situés dans les résidus volcaniques ferromagnésiens. Dans les autres faciès l'association simple Ti-Fe correspondrait aux oxydes secondaires (micronodules dans le sédiment de surface, imprégnation et remplissage de fissures dans le « cœur » du nodule). Les éléments traces liés au groupe Fe-Ti-Mg sont Cu, Zn et Cr. L'étroite corrélation entre Cu et Ti traduit leur association dans les phases volcaniques résiduelles. Cependant l'augmentation du rapport Cu/Ti (tableau 4) dans les vases et la partie supérieure du niveau induré, ainsi que l'accumulation de Cu dans le cœur du nodule (tableau 3) marquent la possibilité de piégeage du Cu par les hydroxydes.

c) La concentration en Mn est la plus élevée dans les sédiments de surface riches en micronodules. Elle atteint 2,16 %, valeur proche de celles trouvées par

Goldberg et Arrhenius (1958). Le rapport Mn/Fe faible à la base du niveau induré et augmentant progressivement jusqu'aux sédiments meubles confirme la différence géochimique entre ces deux faciès. Les taux élevés de Mn sont accompagnés par les teneurs maximales en Ni et Co, fait déjà bien connu (Carvajal, Landergren, 1969; McKenzie, 1970; Burns, 1976; van der Weijden, 1976). Il existe également une corrélation entre Mn et Ba. Le barium, libéré par la dissolution des organismes qui en contiennent de fortes proportions (Arrhenius, 1963; El Wakeel, Riley, 1961; Brongersma-Sanders, 1967) s'associerait donc avec Mn dans les hydroxydes. Cela est confirmé par la teneur élevée en Ba du cortex du nodule et du sédiment de surface riche en micronodules. Dans le niveau induré la teneur en Ba augmente entre la base et le sommet; le cœur du nodule est très pauvre en Ba. Ces deux faciès semblent donc traduire des relations distinctes entre sédiment et milieu marin.

Interprétation

Les analyses chimiques et les corrélations entre éléments établissent que le niveau induré et le « cœur » du nodule ont des compositions voisines tandis que le sédiment brun a des caractéristiques propres. Les associations

Tableau 4

Valeurs des rapports entre différents éléments. * : éléments en traces (ppm)/élément majeur (%).
 Ratios between different elements. * : trace element (ppm)/major element (%).

Numéro d'échantillon	Mn/Fe	Na ₂ O/K ₂ O	Ni/Mn*	Cu/Mn*	Ti/Fe	Cu/Fe*	Ni/Fe*	Cu/Ti*	Ni/Ti*
T KR 07-R	0,19	1,17	272	179	0,09	34,4	52,5	357	545
T 023 B-R	0,26	1,64	234	71	0,10	18,9	62,2	189	622
T KS 19									
0 cm-R	0,19	1,25	241	143	0,09	27,7	46,7	304	512
12,5-13,5 cm-R	0,10	1,23	510	583	0,23	60,1	52,6	260	227
13,5-14,5 cm-R	0,07	1,05	527	911	0,22	67,9	39,3	309	178
14,5-16 cm-R	0,02	1,14	507	1 796	0,19	45,8	12,9	239	67
16-16,5 cm-R	0,03	1,06	506	1 382	0,19	45,7	16,7	241	88
18,5-19 cm-R	0,04	1,13	467	744	0,18	27,2	17,0	150	94
19,5-20 cm-R	0,05	1,11	446	632	0,18	34,5	24,3	186	131
Nodule									
« cœur »	0,06	0,99	432	953	0,08	56,8	25,8	738	335

TKS 19

9-10

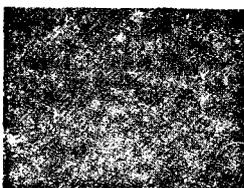
100 microns



Si



Ca



Fe



Al



K



Ti



Planche 2

Observations au microscope électronique à balayage de la répartition de quelques éléments à la base du niveau induré (18,5-19 cm) *. Trois phases différentes et leurs relations sont mises en évidence: le verre volcanique (a) marqué par une concentration en Ti-Si-Al-Fe et plus faiblement par K et Ca. La phase (a) est entourée par un liseré (b) caractérisé par Si-Al-Fe et de façon moins marquée par K et Ca. Il s'agit des argiles et des zéolites qui croissent directement et de façon radiaire au contact des verres. Les interstices créés par l'unité (a + b) sont comblés par la phase (c) qui correspond aux phillipsites bien marquées par K-Si-Al.

* Les chiffres 9-10 indiqués sur la planche, sont des numéros de laboratoire, et ne correspondent pas à des profondeurs à l'intérieur de la carotte TKS 19.

*Distribution of certain elements from the base of the indurated horizon (18,5-19 cm) * obtained with scanning electron microscope observations. Three different phases and their relations can be seen: the volcanic glass (a) with Ti-Si-Al-Fe concentration and lower K and Ca. Phase (a) is surrounded by a rim characterised by Si-Al-Fe and to a lesser extent by K and Ca. Clays and zeolites form this rim and radiate directly from the glass. The interstices bonded by the unit (a + b) are filled with phase (c) which corresponds to phillipsite well defined by K-Si-Al.*

* The numbers 9-10 given in the plate, are lab-numbers and do not correspond to depths inside the TKS 19 core.

d'éléments mettent en évidence trois phases majeures : le matériel basique primaire, les silicates néoformés et les oxydes polymétalliques secondaires. Les variations de ces associations traduisent l'importance des évolutions sous-marines du matériel volcanosédimentaire. Elles reflètent la transformation progressive du niveau induré depuis sa base jusqu'au sommet qui tend à acquérir les caractéristiques géochimiques des sédiments meubles.

Étude au microscope à balayage des sections polies

Des sections polies, après induration du matériel, ont été étudiées au microscope électronique à balayage pour préciser la localisation de quelques éléments. Des exemples de telles observations, ainsi que leur interprétation sont présentés sur les planches 2 et 3.

La base du niveau induré (planche 2) se présente comme une microbrèche composée de fragments volcaniques entourés d'une frange à limite bien marquée, et liés par une matrice phillipsitique à rares oxydes métalliques.

• L'association Si-Al-K-Fe-Ca-Ti définit les verres volcaniques frais ou peu altérés. Des minéraux volcaniques résiduels de type pyroxène sont caractérisés par une association stricte Ca-Mg-Ti-Fe.

• Les verres volcaniques sont bordés par une frange définie par l'association Si-Al-Fe à laquelle K et Ca sont associés en faible proportion. Cette bordure, qui correspond à la zone anisotrope observée en lame mince, est composée de smectite (Si-Al-Fe) et de phillipsite (Si-Al-K).

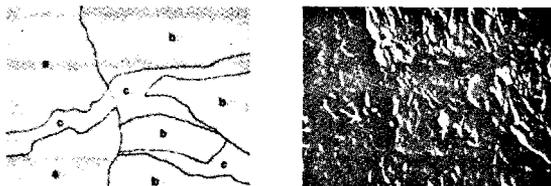
• La présence de phillipsite bien individualisée dans les interstices entre les granules et leur liseré, est marquée par des zones regroupant Si-Al et surtout K en forte densité.

• Mn est décelé en petites taches très localisées ou en fins dépôts le long des cavités. Il est généralement associé à Fe en faible quantité.

Le sommet du niveau induré est plus riche en phillipsite massive. En plus des observations précédentes, on constate l'épigénie des organismes planctoniques (foraminifères) par des oxydes mixtes (Fe-Ti-Mn). Le dépôt des oxydes polymétalliques se fait sous forme d'imprégnations diffuses ou en remplissage des pores. Les éléments en traces (Ni, Cu, Co), et en particulier Ni, sont concentrés dans les sites les plus riches en Mn et pauvres en Ti et Fe. En outre des fissures sont colmatées par un constituant uniquement siliceux. Enfin, la masse argileuse est, ici, caractérisée par l'association Si-Fe.

T 23 nodule

100 microns



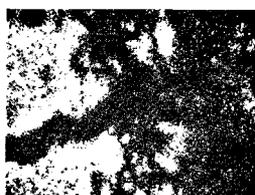
Fe



Mn



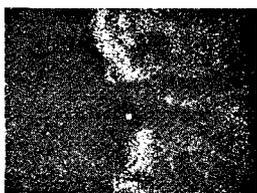
K



Ti



Cu



Si

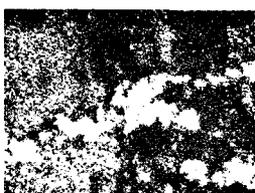


Planche 3

Observation au microscope électronique à balayage de la répartition de quelques éléments à la limite entre le « cœur » du nodule et l'encroûtement polymétallique. K et Si indiquent les plages phillipsitiques (a) qui constituent la majeure partie de cette zone. Des fissures (c) transversales au cortex sont colmatées par un matériel uniquement siliceux. L'association Fe-Mn-Ti marque les oxyhydroxydes formant le cortex (b). Le cuivre est décelé dans les zones les plus manganésifères.

Distribution of certain elements between the nodule "core" and polymetallic crust obtained by scanning electron microscope observations. K-Si indicates the phillipsitic zones (a) which constitute the major part of this plate. Clefts (c), transverse to the crust, are filled with siliceous material. The association Fe-Mn-Ti shows the oxyhydroxides of the crust. Cu is concentrated in the highly manganiferous zones.

La limite du « cœur » et du cortex du nodule (planche 3) présente des fissures transversales colmatées par un matériel uniquement siliceux. On constate en outre l'alternance, dans le cortex, de deux types d'oxyhydroxydes; l'un est caractérisé par l'association Fe-Mn-Ti, l'autre plus manganésifère renferme du Cu. Les plages à phillipsite sont bien marquées par Si et K.

Interprétation

La relation génétique des différents constituants est précisée. Les verres volcaniques et les pyroxènes résiduels s'altèrent en libérant les éléments qui participeront aux néoformations ultérieures. Le départ de la totalité de Ca et d'une part de Ti marque notamment les premiers stades de la palagonitisation. Fe est réparti dans les trois phases dominantes, volcanique, silicatée secondaire, métallique. La concentration des éléments en traces (Ni, Co, Cu) se fait essentiellement dans les oxydes les plus manganésifères, et pratiquement pas dans les oxydes entraînant Fe, Ti, Mn et même Ca (organismes épigénisés). Enfin la présence de K dans les zéolites est confirmée, ainsi que celle de Fe dans la fraction argileuse. D'après ces observations une filiation des éléments entre phases primaires et secondaires est présentée à titre d'hypothèse dans la figure 7.

Dosage des terres rares

Les terres rares ont été dosées par activation neutronique selon la méthode décrite par Treuil *et al.* (1973). Le tableau 5 regroupe les résultats obtenus.

Variations des teneurs absolues

Les vases brunes, ainsi que l'horizon 10-11 cm du niveau induré, sont les plus enrichis en terres rares. Les teneurs absolues diminuent avec la profondeur et se stabilisent rapidement aux environs de 130 ppm. Cependant, comme le montre la figure 8, ces échantillons peuvent être enrichis (anomalie dite positive), ou appauvris (anomalie dite négative) en Ce par rapport aux autres terres rares. Dès lors, il est délicat d'accorder une signification simple aux variations de teneurs de l'ensemble des terres rares dosées.

Variations de l'anomalie en cerium

Les variations de l'anomalie en cerium ont été représentées de deux façons sur la figure 8, tout d'abord par un schéma des courbes de normalisation par rapport aux shales (Haskin et Haskin, 1966), ensuite par le rapport Ce/Ce* (Piper, 1974 a).

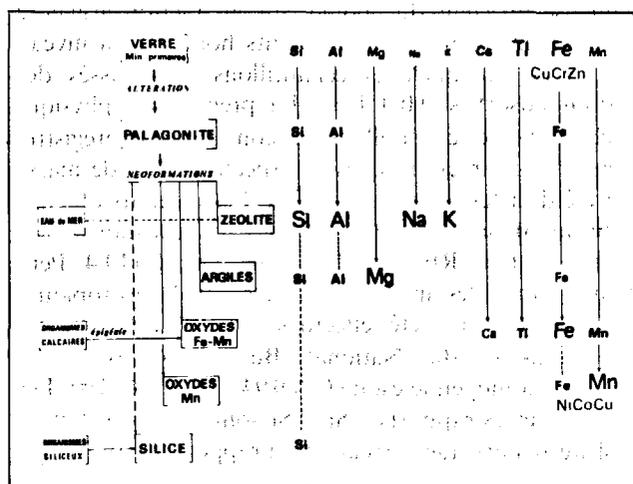


Figure 7

Représentation schématique de la filiation des composants des faciès volcanosédimentaires et de leurs caractéristiques géochimiques à partir du matériel primaire. La taille des symboles chimiques illustre le critère qualitatif spécifique des composants.

Schematic representation of the filiation of volcanosedimentary levels phases and their geochemical characteristics from the volcanic material. The size of chemical symbols illustrates the specific criteria of the mineralogical phases.

Dans ce dernier, Ce correspond à la teneur réelle de cet élément dans l'échantillon et Ce^* a une valeur obtenue par extrapolation graphique entre les points représentatifs de La et Nd de la courbe de normalisation. Cette extrapolation revient donc à déterminer une « teneur » en Ce en négligeant la présence d'une éventuelle anomalie. Quand Ce/Ce^* est égal à 1, le spectre est plat, il n'existe pas d'anomalie en cerium; quand ce rapport est compris entre 0 et 1, l'anomalie est négative, enfin quand Ce/Ce^* est supérieur à 1, l'anomalie est positive. Trois zones peuvent être distinguées dans la carotte T KS 19.

- La partie inférieure de 14,5 à 19 cm, est caractérisée par des courbes de distribution avec un enrichissement important du Ce par rapport aux autres terres rares. En effet, le rapport Ce/Ce^* passe de 3,57 dans le niveau 18,5-19 cm à 2,17 dans le niveau 14,5-15 cm. Ce type

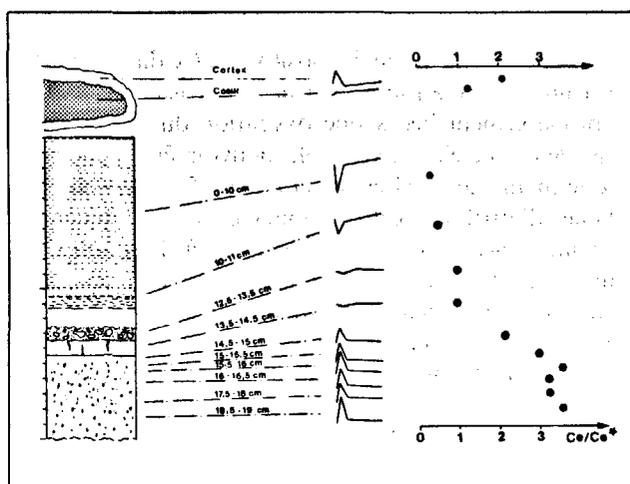


Figure 8

Anomalies en cerium et évolution du rapport Ce/Ce^* le long de la carotte T KS 19 et dans le nodule T DN 2.

Cerium anomalies and evolution of the Ce/Ce^* ratio along the T KS 19 core and in the T DN 2 nodule.

de distribution est analogue à celui des nodules polymétalliques (Bernat, 1973; Piper, 1974 a). On le retrouve aussi dans le cortex du nodule ($Ce/Ce^* = 2,08$).

- Une zone intermédiaire, entre 12,5 et 14,5 cm, est caractérisé par des spectres plats. Les courbes de distribution de terres rares ne présentent aucun fractionnement par rapport à la moyenne des shales ($Ce/Ce^* = 0,91$). Le cœur du nodule présente un spectre voisin ($Ce/Ce^* = 1,27$).

- Enfin, dans la partie supérieure du niveau induré et dans les vases brunes, jusqu'à une profondeur d'environ 12,5 cm, le Ce est très déficitaire et l'allure générale des spectres de distribution est voisine de l'eau de mer (Goldberg *et al.*, 1963; Hogdahl *et al.*, 1968). L'intensité du déficit est moindre dans le niveau 10-11 cm ($Ce/Ce^* = 0,48$) que dans les argiles brunes sus-jacentes ($Ce/Ce^* = 0,26$).

Tableau 5

Teneurs en terres rares (ppm).

Rare-earth elements concentrations (ppm).

Numéro d'échantillon	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Total	Ce/Ce^*
T KS 19										
0 cm-R	175	77	166	33,5	9,5	6,0	24,0	3,5	495	0,26
10-11 cm-R	135	112	130	26,0	7,6	4,3	16,2	2,5	434	0,48
12,5-13,5 cm-R	44,5	68,5	40	8,8	2,8	1,2	3,2	0,45	169	0,91
13,5-14,5 cm-R	31,5	53,6	37	7,9	2,6	0,9	2,1	0,27	136	0,91
14,5-15 cm-R	12,4	57,6	21	3,7	1,3	0,7	1,3	0,17	99	2,17
15-15,5 cm-R	18,3	121	32	5,1	1,9	0,9	1,9	0,27	182	2,94
15,5-16 cm-R	13,5	94,5	19	4,2	1,5	0,7	1,1	0,18	134	3,57
16-16,5 cm-R	16,6	105	23	4,9	1,6	0,6	1,4	0,2	154	3,23
17-18 cm-R	12,1	76,5	14	4,0	1,4	0,8	1,3	0,2	110	3,23
18,5-19 cm-R	11,6	89	19	4,6	1,7	0,9	1,4	0,2	128	3,57
Nodule										
Cortex-R	211	728	162	32	9,0	5,3	18,2	2,7	1 170	2,08
Cœur-R	24,1	46	22	4,9	1,5	0,7	2,3	0,4	102	1,27

Interprétation

La présence d'une anomalie positive en Ce dans la partie inférieure du niveau induré et dans le cortex du nodule est probablement liée à une oxydation du Ce. A l'état tétravalent, cet élément semble pouvoir être concentré avec le manganèse (Michard *et al.*, 1975). Il est en effet difficile d'attribuer cette anomalie à des minéraux d'origine volcanique, aux verres ou à la phillipsite, dont les spectres de terres rares ne présentent pratiquement jamais d'anomalies positives en Ce. Cette concentration relative du cerium par rapport aux autres terres rares a déjà été signalée dans des verres altérés (Frey *et al.*, 1974) et dans des profils d'altération de roches basiques (Steinberg, Courtois, 1976).

L'anomalie négative des vases brunes et de la partie supérieure du niveau induré peut être attribuée à la présence de minéraux néoformés au contact de l'eau de mer. Celle-ci présente en effet une anomalie identique qui se retrouve dans de nombreux minéraux cristallisés en milieu marin (Piper, 1974 *a* et *b*).

La diminution de l'intensité de l'anomalie positive en Ce depuis la base de la carotte, son annulation, puis son remplacement vers le haut par une anomalie négative pourraient donc être mis en relation avec une intervention croissante de l'eau de mer. Le « cœur » du nodule apparaît constitué de matériel analogue à celui de la partie intermédiaire du niveau induré.

ÉTUDE ISOTOPIQUE

Méthode d'étude

L'étude isotopique par la méthode rubidium-strontium, a été réalisée sur le cortex, la roche totale et la fraction

argileuse du cœur du nodule, sur la fraction argileuse du sédiment meuble, sur différents horizons du niveau induré et sur quelques échantillons débarrassés des cations adsorbés (HCl 1 N). La préparation physique et chimique des échantillons, les conditions d'enregistrement et les caractéristiques des spectromètres de masse ont été décrites par Clauer (1976). Les résultats obtenus (tableau 6) ont été recalculés avec les constantes suivantes : $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb} = 2,591$ et $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$. Pendant la durée des analyses, quatre contrôles isotopiques indépendants ont été effectués sur le carbonate de strontium-987 du National Bureau of Standards (USA). La moyenne est de $0,70994 \pm 0,00016$ (2σ). Les erreurs sur les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont reportées dans le tableau 6 alors que l'erreur sur le rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ est estimée à $\pm 2\%$.

Géochimie des isotopes du strontium

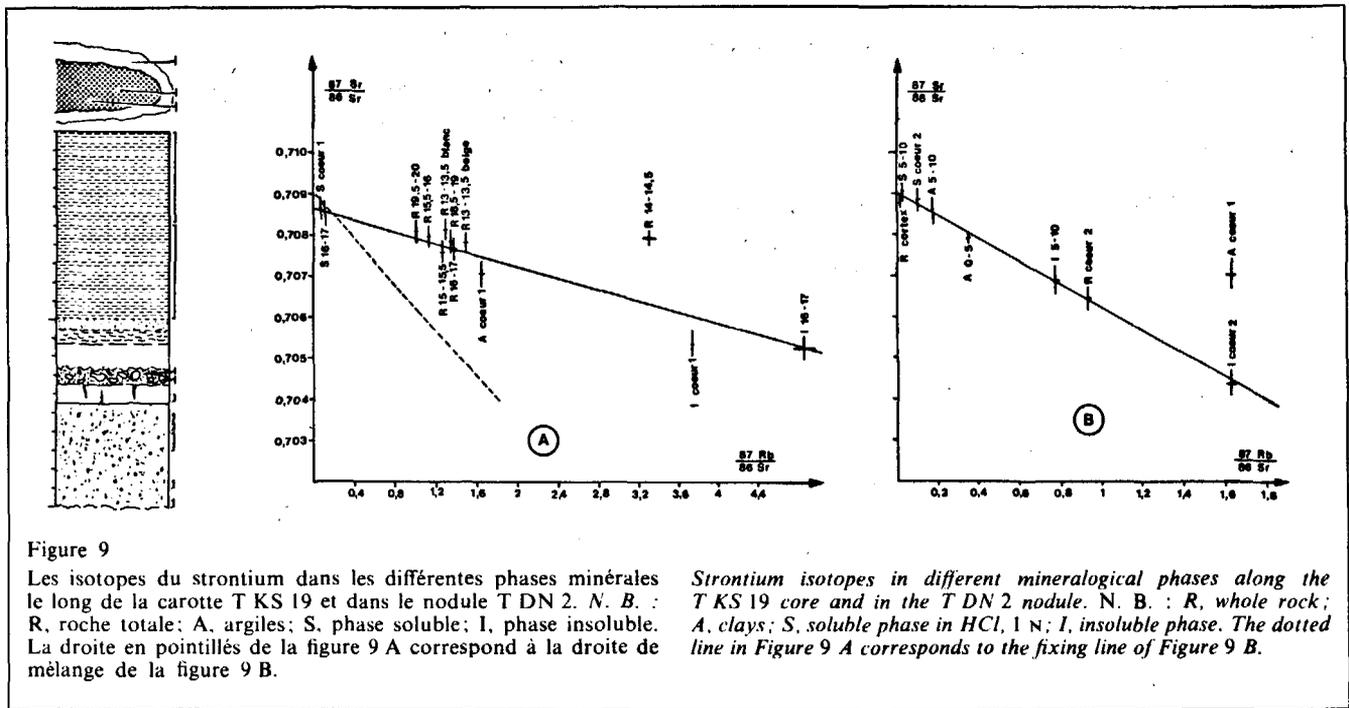
Les points représentatifs des différentes phases minérales du nodule et du sédiment de surface sont reportés dans un diagramme [$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$] (fig. 9 B). Ils s'alignent tous, sauf celui de la smectite du « cœur » du nodule, avec les points des solutions de lavage et des fractions insolubles analysées après lavage. La droite obtenue est une droite de mélange à pente négative. En effet, les points reportés dans un diagramme [$1/\text{Sr}$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$] (fig. 10), restent alignés lorsque les minéraux contiennent un mélange de deux strontium de compositions isotopiques différentes (Bernard-Griffiths, 1975); il importe au préalable de déduire des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ la quantité de strontium-87 radiogénique accumulée dans les phases minérales depuis leur formation (qui se situe vraisemblablement, pour les échantillons étudiés, à l'Éocène moyen). Les phases analysées contiennent

Tableau 6

Teneurs en Rb, Sr et rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. (1) teneurs (ppm) mesurées par spectrométrie de masse (dilution isotopique); R, roche totale non lavée à HCl; A, argile non lavée à HCl; S, solution de lavage; I, insoluble après lavage.

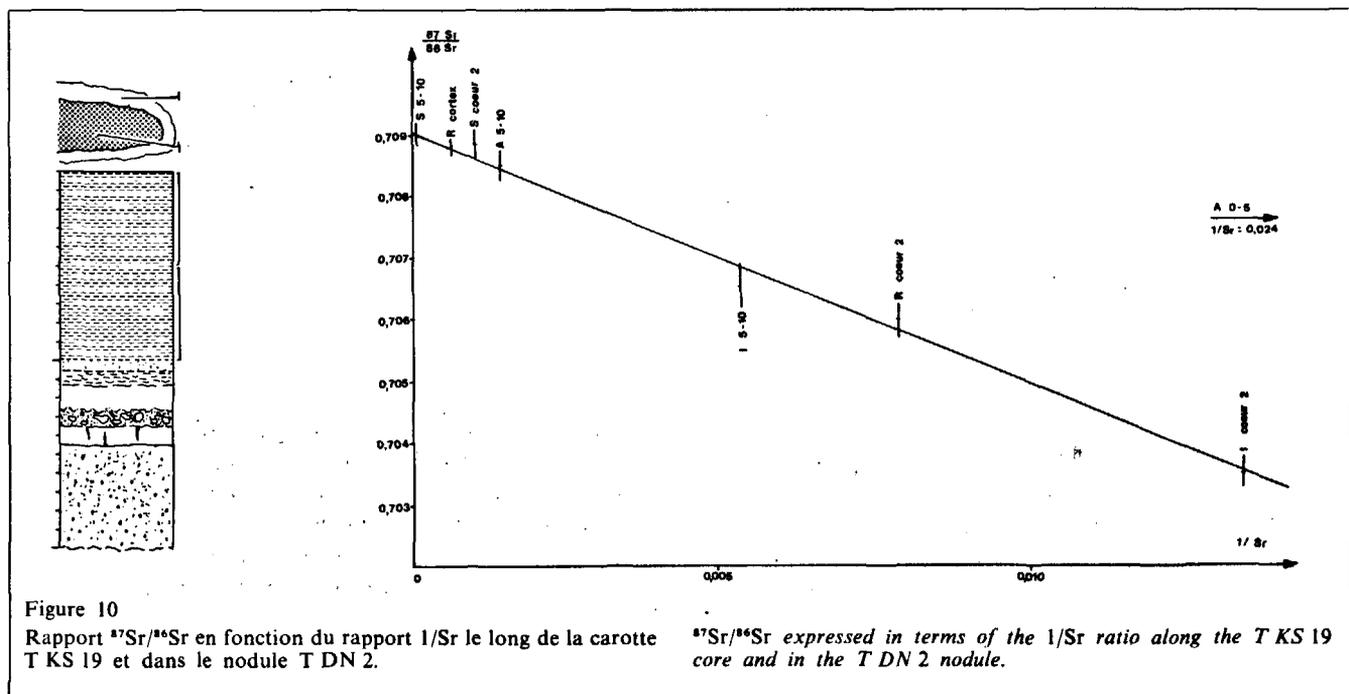
Rb and Sr concentrations and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios. (1) concentration (ppm) measured by mass-spectrometry (isotopic dilution); R, whole rock not leached with HCl; A, clay non leached with HCl; S, leaching solution, I, insoluble after leaching.

Numéro d'échantillon	Rb ₍₁₎	Sr ₍₁₎	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$
T KS 19				
0-5 cm-A	4,91	41,6	0,342	0,707 96 \pm 0,000 16
5-10 cm-A	38,1	666	0,166	0,708 59 \pm 0,000 35
5-10 cm-S	15,3	3 548	0,012	0,709 02 \pm 0,000 26
5-10 cm-I	48,7	183,8	0,768	0,706 94 \pm 0,000 38
13-13,5 cm-R				
Partie beige	49,0	95,6	1,487	0,707 88 \pm 0,000 23
13-13,5 cm-R				
Partie blanche	40,1	91,2	1,276	0,708 17 \pm 0,000 50
14-14,5 cm-R	56,3	49,8	3,275	0,708 04 \pm 0,000 18
15-15,5 cm-R	37,1	85,7	1,254	0,707 63 \pm 0,000 28
15,5-16 cm-R	36,4	94,6	1,115	0,707 99 \pm 0,000 29
16-17 cm-R	37,5	80,2	1,355	0,707 70 \pm 0,000 29
16-17 cm-S	19,7	508	0,113	0,708 52 \pm 0,000 33
16-17 cm-I	38,4	22,9	4,860	0,705 38 \pm 0,000 29
18,5-19 cm-R	34,6	75,7	1,325	0,707 90 \pm 0,000 30
19,5-20 cm-R	30,9	89,7	0,998	0,708 14 \pm 0,000 34
Nodule				
Cortex supérieur-R	4,40	1 387	0,009	0,708 80 \pm 0,000 13
« cœur » 2-R	40,5	125,8	0,933	0,706 50 \pm 0,000 30
« cœur » 2-S	28,1	852	0,096	0,708 86 \pm 0,000 27
« cœur » 2-I	41,8	74,6	1,626	0,704 48 \pm 0,000 29
« cœur » 1-A	48,8	86,9	1,626	0,707 13 \pm 0,000 36
« cœur » 1-S	107,8	4 294	0,073	0,708 63 \pm 0,000 29
« cœur » 1-I	50,6	39,3	3,734	0,705 50 \pm 0,000 34



effectivement un mélange de strontium marin actuel à rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ égal à 0,709 0 et de strontium à rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ égal à 0,703 5, d'origine basique (fig. 10). Seul le point de l'argile de surface n'est pas placé sur l'alignement ce qui peut s'expliquer par une expulsion lors du carottage d'eau interstitielle et de strontium adsorbé, impliquant l'augmentation au rapport $1/\text{Sr}$. Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du strontium contenu dans le cortex du nodule est voisin de celui du strontium marin actuel; il confirme les valeurs déjà obtenues par Rama Murthy et Beiser (1968), Dasch (1969) et Vachette (1972).

Les points représentatifs des horizons du niveau induré, essentiellement composé de phillipsite, sont relativement groupés (fig. 9 A). Seul un échantillon se distingue par une teneur en rubidium plus élevée et celle en strontium plus faible. Les points s'alignent avec ceux d'une solution de lavage d'un des horizons du niveau induré et de la fraction insoluble correspondante selon une droite, à pente négative plus faible que la précédente, qui est aussi une droite de mélange. Par l'établissement du diagramme $[1/\text{Sr}; ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]$ analogue à celui de la figure 10, on constate que le matériel contient un mélange



de strontium marin récent à rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ égal à 0,708 5 et de strontium d'origine basique, à rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,702 5.

Interprétation

Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du strontium primaire de la phillipsite du cœur du nodule et du niveau induré sont compris entre 0,703 5 et 0,702 5 au moment de leur formation. La smectite du sédiment de surface contient du strontium primaire à rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus élevé : 0,706 5. Ensuite toutes les phases analysées adsorberont des quantités plus ou moins importantes de strontium marin extérieur. Or Dasch *et al.* (1973) ont observé une corrélation positive entre le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et la teneur en eau des basaltes sous-marins. Ce rapport est d'autant plus élevé que les basaltes contiennent plus d'eau, c'est-à-dire, qu'ils sont plus altérés. Les produits d'altération du basalte, et en particulier, les smectites, ont un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ intermédiaire entre celui de la roche saine et celui du milieu marin. Hart *et al.* (1974) ont également noté que le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des basaltes augmente au cours de l'altération, variation qu'ils attribuent à de faibles échanges avec l'eau de mer. De plus, Pachadshyanov *et al.* (1963) et Bonatti et Nayudu (1965) pensent qu'il existe une relation génétique entre le cœur des nodules polymétalliques et du matériel volcanique.

Avec l'appui des résultats présentés, il est possible de formuler une hypothèse, résumée sur la figure 11, sur la genèse et l'évolution géochimique des différentes phases minérales en présence. Dans un premier temps, la phillipsite et l'argile sont néoformées à partir du matériel volcanique basique qui s'altère. La phillipsite utilise directement le strontium libéré qui constituera son strontium primaire à rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'ordre de 0,703 0, voisin de celui des basaltes sous-marins. Elle piège, en même temps, du rubidium, probablement à partir de l'eau de mer, cet élément étant rare dans les roches volcaniques basiques. Son point représentatif se déplacera sur une droite horizontale (fig. 11-1) dans un diagramme [$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$].

Cependant, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du strontium primaire des smectites a systématiquement une valeur intermédiaire entre le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du strontium primaire des basaltes et celui du strontium marin. Il faut donc envisager que lors de leur formation les smectites utilisent simultanément du strontium libéré par le matériel volcanique et du strontium marin (dont le mélange constituera leur strontium primaire). Comme les phillipsites, elles vont piéger du rubidium de l'eau de mer et leur point représentatif se déplace sur une droite horizontale, parallèle à la première avec une ordonnée à l'origine de 0,706 5 dans le cas de la carotte T KS 19 (fig. 11-1). Ces deux droites sont d'ailleurs des isochrones puisque les points représentent des minéraux cogénétiques et isotopiquement homogènes. Après leur formation, phillipsites et smectites vont fonctionner en système clos, et accumuler du strontium 87 radiogénique. Les deux droites horizontales vont alors commencer une rotation autour de l'ordonnée à l'origine en restant parallèles (fig. 11-2).

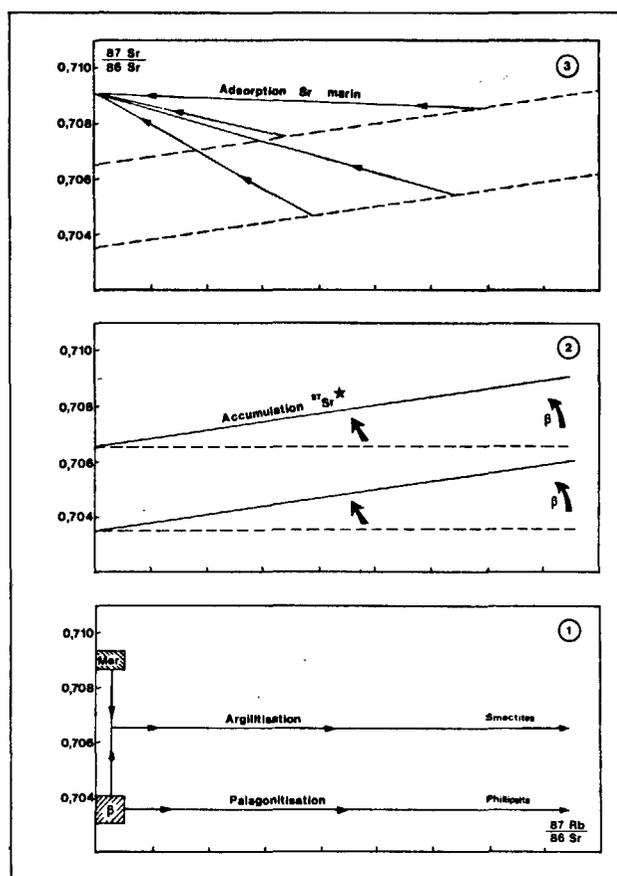


Figure 11

Hypothèse sur les conditions de genèse et d'évolution de la phillipsite et des smectites d'après les isotopes du strontium.

Hypothesis on the genesis and the evolution conditions of the phillipsite and the smectites according to the strontium isotopes.

En même temps, les minéraux ont des échanges avec le milieu interstitiel et adsorbent du strontium marin en quantités variables. Les droites de mélange alors établies, ont une ordonnée à l'origine qui a la valeur du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du strontium marin et coupent les isochrones au point représentatif du minéral n'ayant pas adsorbé de strontium extérieur (fig. 11-3). Les points se rapprocheront d'autant plus de l'ordonnée à l'origine que le rapport entre le strontium adsorbé et primaire sera élevé. Ainsi, on constate que l'argile du sédiment meuble contient plus de strontium adsorbé (72,4 %) que le « cœur » du nodule (40,7 %).

CONCLUSIONS

L'étude détaillée de trois faciès volcanosédimentaires provenant d'une même zone de prélèvement, mais correspondant à des environnements sédimentaires très différents, a permis de caractériser chacune de ces formations, de préciser leurs conditions de genèse et de proposer une filiation entre les éléments qui les composent. Ces résultats ont été discutés au fur et à mesure de la présentation des données obtenues. Les faits majeurs qui se dégagent sont les suivants :

- les trois types de formations sont caractérisés par les mêmes constituants majeurs : une phase primaire

constituée de matériaux volcaniques, une phase secondaire composée de phillipsite, de smectites et d'hydroxydes de Fe-Mn. La proportion de chacun de ces composants caractérise un stade d'évolution dans un contexte sédimentologique donné;

- dans le niveau induré, les éléments libérés par l'altération du verre volcanique participent directement aux néoformations ultérieures;

- la variation progressive de texture, de compositions minéralogique et chimique du niveau induré, depuis sa base connue jusqu'au sommet, est certainement le résultat d'une altération secondaire et d'échanges de plus en plus importants avec l'eau de mer, aboutissant à des caractéristiques propres aux sédiments meubles;

- la vase brune est un milieu dynamique où s'effectuent des néoformations (phillipsite en générations successives, ankérite), des précipitations (micronodules), des dissolutions (organismes siliceux et calcaires). L'eau de mer joue un rôle prédominant dans ces phénomènes.

La pureté du spectre faunique du niveau induré et du cœur du nodule nous conduit à admettre un âge éocène pour la formation de ces niveaux. Cela est d'autant plus probable que des niveaux volcanosédimentaires du même âge ont été décrits dans cette région du Pacifique par Burckle et Saito (1966), par Schlanger *et al.* (1976). Il semble donc que l'Éocène corresponde dans cette région à une période de volcanisme actif et que le matériel ainsi déposé soit propice à des indurations ultérieures. On peut noter qu'un autre niveau induré, non daté, riche en matériel volcanique et situé sous 6 m de sédiment encore meuble, a été décrit à l'ouest des îles de la Société par Morgenstein (1967).

En admettant un âge éocène pour le dépôt du matériel volcanosédimentaire et la possibilité pour ces dépôts d'avoir subi un enfouissement il est possible d'envisager les conditions de formation et le mode d'évolution des échantillons étudiés de la façon suivante :

Enfouissement, compaction et induration de niveaux volcanosédimentaires d'âge éocène

Les analyses de terres rares et les études isotopiques du strontium montrent que l'induration ne se fait pas en équilibre avec le milieu marin. L'isolement progressif par rapport à l'eau de mer, ainsi que le phénomène de compaction, sont propices à la faible migration des éléments libérés par l'altération du matériel volcanique. Celui-ci s'entoure d'une frange argileuse et zéolitique, puis la phillipsite comble les espaces intergranulaires et cimenter le niveau. Cette induration a pour effet de stopper l'altération du matériel primaire et les néoformations secondaires.

Mise à l'« affleurement » du niveau induré

Le décapage progressif de la colonne sédimentaire surmontant le niveau induré rapproche celui-ci de l'interface eau-sédiment et la teneur en eau du matériel qui le recouvre va être de plus en plus élevée. Des échanges tendront à se faire, et le niveau induré, se comportant à la manière d'une « roche-mère », subira une altération.

Deux évolutions possibles

- Le niveau induré, ainsi amené à l'interface eau-sédiment, dans une zone à vitesse de sédimentation nulle, peut servir de cœur à des encroûtements polymétalliques et sera à nouveau, au moins partiellement, isolé de l'eau de mer. Ses caractéristiques seront donc celles du stade d'altération qui était le sien au début de son encroûtement (dans le cas étudié le « cœur » du nodule a le plus d'analogies avec la partie médiane du niveau induré). Toutefois on constate que le « cœur » du nodule étudié a une évolution qui lui est propre et qui est marquée, en particulier, par la précipitation de silice.

- Si le niveau induré reste suffisamment longtemps exposé au contact direct de l'eau de mer, il est logique de penser que le stade ultime de son altération sera la désagrégation de son matériel qui pourra ensuite, éventuellement, contribuer à la formation d'un nouveau niveau volcanosédimentaire meuble.

Ainsi, les trois faciès volcanosédimentaires étudiés pourraient représenter, chacun, un stade d'un cycle sédimentaire sous-marin comportant le dépôt d'un matériel volcanique, son enfouissement, son induration, sa remise à l'affleurement, son altération, enfin sa participation à la formation d'un nouvel horizon meuble.

Remerciements

Nous sommes reconnaissants envers les officiers et l'équipage du NO « Le Noroît ». Les conseils, critiques et suggestions de MM. G. Dunoyer de Segonzac, M. Steinberg et J. M. Caron nous ont été fort utiles. L'aide technique du personnel de l'Institut de Géologie et du Centre de Sédimentologie de la Surface de Strasbourg, en particulier celle de M^{lle} Peterschmitt, de M^{me} Trauth et de MM. Kiefel et Schneider a été très précieuse. Nous les en remercions vivement, ainsi que M^{me} Pagand qui a mis en forme le manuscrit. Ce travail a été réalisé avec l'aide financière du Centre National pour l'Exploitation des Océans.

RÉFÉRENCES

- Arrhenius G., 1963. Pelagic Sediments, in *The Sea*, M. N. Hill, Interscience, New York, 3, 655-727.
- Bernard-Griffiths J., 1975. Essai sur la signification des âges du strontium dans une série métamorphique : le Bas-Limousin (Massif Central français), *Ann. Sc. Univ. Clermont*, 55, Géol. Minéral., 27, 243 p.
- Bernat M., 1973. Chronométrie géologique à l'aide des isotopes à vie moyenne de l'uranium et du thorium. Les terres rares dans le milieu marin, *thèse Sciences*, Paris-VII, 112 p. + Ann.
- Besnus Y., Lucas J., 1968. Méthode de dosage de 18 éléments majeurs et traces dans les roches sédimentaires et les produits d'altération par spectrométrie à lecture directe, *Colloques Nat. du Cnrs*, 923, 93-106.
- Besnus Y., Rouault R., 1973. Une méthode d'analyse des roches au spectromètre d'arc à lecture directe par un dispositif d'électrode rotative, *Analyst*, 2, 111-116.
- Bonatti E., 1963. Zeolites in Pacific pelagic sediments, *Trans. New York Acad. Sc.*, 25, 938-948.

- Bonatti E., Nayadu Y. R.**, 1965. Origin of manganese nodules on the ocean floor, *Amer. J. Sc.*, **263**, 17-39.
- Brongersma-Sanders M.**, 1967. Barium in pelagic sediments and in diatoms, *Kke. Nederl. Akad. Wetensch. Roc.*, B, 93-99.
- Brousse R., Phillipet J. C., Guille G., Bellon H.**, 1972. Géochronométrie des îles Gambier (Océan Pacifique), *C. R. Acad. Sc. Paris*, série D, **374**, 1995-1998.
- Burns R. G.**, 1976. The uptake of cobalt into ferromanganese nodules, soils and synthetic manganese (IV) oxides, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**, 95-102.
- Burckle L. H., Saito T.**, 1966. An Eocene dredge haul from the Tuamotou ridge. *Deep-Sea Res.*, **13**, 1207-1208.
- Carvajal M. C., Landergren S.**, 1969. Marine sedimentation processes. The interrelationships of manganese, cobalt and nickel, *Stockholm Contributions in Geology*, **18**, 99-122.
- Clauer N.**, 1976. Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton ouest-africain, *Mém. Sc. Géol.*, Strasbourg, **45**, 256 p.
- Cook H. E., Zemmels I.**, 1976. X-Ray mineralogy data from the Central Pacific, in S. O. Schlanger, E. D. Jackson *et al.*, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, XXXIII, Washington, U.S. Government Printing Office, 539-555.
- Cornillault M. G.**, 1974. Le granulomètre à laser. Compte rendu de la journée : le laser comme capteur dans les chaînes de réglage. Réalisations et perspectives, *Foire Int. de Liège*, 69-93.
- Darwin C.**, 1878. *Les récifs de corail, leur structure et leur distribution*, trad. M. L. Cosserat, Lib. Germer Baillièrre et C^{ie}, Paris, 344 p.
- Dasch E. J.**, 1969. Strontium isotopes in weathering profiles, deep sea sediments and sedimentary rocks, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **33**, 1521-1552.
- Dasch E. J., Hedge C. E., Dymond J. R.**, 1973. Effect of sea water interaction on strontium isotope composition of deep-sea basalts, *Earth Plan. Sc. Letters*, **19**, 177-183.
- El Wakeel S. K., Riley J. P.**, 1961. Chemical and mineralogical studies of deep-sea sediments, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **25**, 110-146.
- Frey F. A., Bryan W. B., Thompson G.**, 1974. Atlantic ocean floor: geochemistry and petrology of basalts from legs 2 and 3 of the Deep Sea Drilling Project, *J. geophys. Res.*, **79**, 5507-5527.
- Goldberg E. D., Arrhenius G.**, 1958. Chemistry of pelagic sediments, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **13**, 153-212.
- Goldberg E. D., Koide M., Schmitt R., Smith R.**, 1963. Rare earth distributions in the marine environment, *J. geophys. Res.*, **68**, 4209-4217.
- Hart S. R., Erlank A. J., Kable J. D.**, 1974. Sea floor basalt alteration: some chemical and Sr isotopic effects, *Contr. Mineral. Petrol.*, **44**, 219-230.
- Haskin M. A., Haskin L. A.**, 1966. Rare earths in European shales: a redetermination, *Science*, **154**, 507-509.
- Högdahl O. T., Melson S., Bowen V.**, 1968. Neutron activation analysis of lanthanide elements in seawater, *Adv. Chem. Ser.*, **73**, 308-325.
- Honorez J.**, 1972. *La palagonitisation : l'altération sous-marine du verre volcanique basique de Palagonia (Sicile)*, Vulkaninstitut I. Friedlaender, Zürich, **9**, 132 p., Birkhäuser, Basel.
- McKenzie R. M.**, 1970. The reaction of cobalt with manganese dioxide minerals, *Austr. J. Soil Res.*, **8**, 97-106.
- Michard G., Renard D.**, 1975. Possibilité d'entraînement du cobalt, du plomb et du cérium dans les nodules de manganèse par oxydation, *C. R. Acad. Sc. Paris*, série D, **280**, 1761-1764.
- Monti S., Pautot G.**, 1974. *Cinq cartes bathymétriques au 1/1 000 000 : Tahiti, Raroua, Marquises, Hao, Mururoa*, Cartes éditées par le Cnexo, Paris.
- Morgenstein M.**, 1967. Authigenic cementation of scoriaceous deep-sea sediments West of the Society ridge, South Pacific, *Sedimentology*, **9**, 105-118.
- Munsell Soil Color Charts, 1971. Munsell Color Comp., Baltimore.
- Pachadzhinov D. H., Bandurin G. A., Migdisov A. A., Girin Y. P.**, 1963. Data on the geochemistry of manganese nodules from Indian Ocean, *Geochem. Intern.*, **5**, 520-527.
- Pautot G., Hoffert M.**, 1974. Extension du flanc Nord de l'archipel des Touamotou : analyse structurale et sédimentologique, 2^e Réun. *Ann. Sc. de la Terre*, Montpellier, 310.
- Pautot G., Melguen M.**, 1975. Courants profonds, hiatus sédimentaires et nodules polymétalliques, IX^e Cong. *Int. de Sédim.*, Nice, Thème 8, 57-66.
- Piper D. Z.**, 1974 a. Rare earth elements in ferromanganese nodules and other marine phases, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**, 1007-1022.
- Piper D. Z.**, 1974 b. Rare earth elements in the sedimentary cycle: a summary, *Chem. Geol.*, **14**, 285-304.
- Rama Murthy V., Beiser I.**, 1968. Strontium isotopes in ocean water and marine sediments, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **32**, 1121-1126.
- Schlanger S. O. et al.**, 1976. Site 318, in: S. O. Schlanger, E. D. Jackson *et al.*, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, XXXIII, Washington, US Government Printing Office, 301-319.
- Steinberg M., Courtois C.**, 1976. Le comportement des terres rares au cours de l'altération et ses conséquences, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XVIII, n° 1, 13-20.
- Treuil M., Jaffrezic H., Deschamps N., Derre C., Guichard F., Joron J. L., Pelletier B., Courtois C., Novotny S.**, 1973. Analyse des lanthanides du hafnium, du scandium, du chrome, du manganèse, du cobalt, du cuivre et du zinc dans les minéraux et les roches par activation neutronique, *J. Radioanal. Chem.*, **18**, 55-68.
- Vachette M.**, 1972. Le rubidium et le strontium dans les nodules de manganèse de l'Océan Pacifique, *Ann. Uer Clermont*, 175 p.
- Van der Weijden C. H.**, 1976. Some geochemical controls on Ni and Co concentrations in marine ferromanganese deposits, *Chem. Geol.*, **18**, 65-80.