

Le volcanisme de l'île de Pâques (Chili) *

Easter Island volcanism (Chile)

Bernard DÉRUELLE ⁽¹⁾
Oscar FIGUEROA A. ⁽²⁾
Jean-Louis JORON ⁽³⁾
Manuel SCHILLING D. ^(1, 4)
Carolina SILVA P. ⁽⁴⁾
Francisco HERVÉ A. ⁽⁴⁾
Daniel DEMAÏFFE ⁽⁵⁾

Géologie de la France, 2002, n° 2, 53-67, 6 fig., 2 tabl.

Mots-clés : Roches volcaniques, Analyses éléments majeurs, Analyses éléments traces, Terres rares, Magmatisme bimodal, Île de Pâques.

Key words: Volcanic rocks, Major-element analyses, Trace-element analyses, Rare earths, Bimodal magmatism, Easter Island.

Résumé

L'île de Pâques, chilienne depuis 1888, a été habitée par des peuplades polynésiennes (qui la dénommèrent Rapa Nui) avant d'être atteinte par les navigateurs européens à partir de 1722. Elle est célèbre pour ses statues (« moais »). De nombreuses études géologiques ont été publiées sur cette île et des datations radiométriques (K-Ar et Ar-Ar) et paléomagnétiques indiquent des âges compris entre 3,0 et 0,1 Ma. L'île est essentiellement constituée de trois grands volcans.

Rano Kau est un empilement de coulées basaltiques radialement disposées autour d'un cratère d'explosion. Il comprend aussi, des rhyolites blanchâtres et des obsidiennes qui, outre deux affleurements sur son flanc nord, forment le dôme de Mauna (mont) Orito et les trois îlots (« motus ») au sud du cratère. Terevaka, le plus grand volcan (sommet de l'île à 507 m), est composé essentiellement de coulées basaltiques et d'une cinquantaine de cônes pyroclastiques. Rano Raraku (sur les flancs duquel ont été sculptées les statues) est un volcan constitué de tuffs soudés résultant d'une éruption sous-marine. Poiké est un volcan basaltique limité par de hautes falaises.

Trois dômes de trachyte sont alignés sur son flanc nord.

Les basaltes s.s. sont peu fréquents dans l'île et les phénocristaux d'olivine et d'augite exceptionnels. La plupart des laves des coulées sont des hawaïites (à gros phénocristaux de plagioclase). Quelques mugéarites et benmoréites sont aussi présentes. Les trachytes et les rhyolites blanchâtres contiennent des phénocristaux d'anorthose et de fayalite. Les obsidiennes contiennent de nombreux microlites d'anorthose et d'hedenbergite.

Les teneurs en terres rares permettent de distinguer deux types de basaltes : les uns classiques des séries alcalines, et d'autres, exceptionnellement riches en terres rares (sauf Ce) et Y ; les deux ont cependant des spectres normalisés rigoureusement parallèles (sauf pour Ce). Les valeurs des rapports isotopiques initiaux du strontium sont voisines pour les basaltes et les laves felsiques. Vu leurs faibles teneurs en Ni (Mg), Cr, Sc, V (Ti), Sr (Ca), Rb, Ba (Al) et P, les laves felsiques pourraient dériver des magmas basaltiques par cristallisation fractionnée d'olivine, clinopyroxène, oxydes de fer-titane, plagioclase, anorthose et apatite.

Les fortes teneurs en terres rares (sauf Ce) de certains basaltes sont dues à la présence de rhabdophane-(Nd) et de churchite, des phosphates hydratés d'altération superficielle riches en terres rares qui proviendraient du lessivage de basaltes par des eaux météoriques.

Abridged English version

Geology

Easter Island forms part of the Easter Line (Fig. 1, inset), a continuous latitudinal chain of volcanic seamounts and islands (Bonatti et al., 1977; Pilger and Handschumacher, 1981). The island's roughly triangular shape is determined by its three main volcanoes –Rano Kau, Terevaka, Poike– which form its main mass (Fig. 1). Vélain (1879) first described the sideromelane tuff from which the statues were carved. Lacroix (1928; 1936a and b) later presented petrological data and Chubb (1933) and Bandy (1937), after their visits, provided more extensive geological descriptions of the island. Gonzalez et al. (1968) established the first comprehensive geological map and Baker et al. (1974) realized an extensive petrological and geochemical study of the island. More recently, new geochemi-

* Manuscrit déposé le 16 novembre 2001, accepté le 14 mars 2002.

(1) Laboratoire de magmatologie et géochimie inorganique et expérimentale, CNRS-ESA 7047, et IUFM académie de Versailles. Université Pierre et Marie Curie, 4, place Jussieu, 75252 Paris, cedex 05, France; deruelle@ccr.jussieu.fr.

(2) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Casilla 3-D, Concepción, Chile

(3) Groupe des Sciences de la Terre, Laboratoire Pierre Süe, CEA-CNRS, 91191 Gif-sur-Yvette, France

(4) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Casilla 13518, Correo 21, Santiago (Chili)

(5) Laboratoire de géochimie isotopique, Université libre de Bruxelles, 50, avenue F.D. Roosevelt, CP 160/02, 1050 Bruxelles, Belgique (ddemaif@ulb.ac.be)

cal and geochronological data have been presented by Boven et al. (1997), De Paepe and Vergauwen (1997), Haase et al. (1997), McCormick (1997) and Haase (2002). Radiogenic K-Ar and Ar-Ar data have given ages between 3.0 and 0.13 Ma (Gonzalez et al., 1976; Clark and Dymond, 1977; Kaneoka and Katsui, 1985; Boven et al., 1997) in accordance with paleomagnetic data (Isaacson and Heinrichs, 1976; Miki et al., 1988).

The Rano Kau volcano is made up of numerous basaltic lava flows and has been reduced in size by faulting and marine erosion. Its crater (1.4 km wide) is a small caldera that collapsed after a late, large explosive phase, as attested by the presence of breccia deposits around the eastern rim of the crater. This breccia comprises gabbroic blocks dispersed in a completely altered white matrix. A late aa-type lava flow of benmoreite composition extends to the east of the crater. The three small islets ("motu"), to the south of Rano Kau are composed of whitish and obsidian rhyolite. Te Mamavai is a parasite pyroclastic cone adjacent to a small dome of white rhyolite and spherulitic obsidian. Another exposure of obsidian occurs on the upper slope of Rano Kau, north of the crater. The Orito dome is probably related to Rano Kau; it essentially consists of whitish banded rhyolitic lava interlayered with (? decimetre- to metre-thick) obsidian layers.

Terevaka is the largest and highest (507 m a.s.l.) volcano of the island. It consists essentially of basaltic lava that flowed mainly southwards and of more than 50 pyroclastic cones. Rano Raraku is composed of layered deposits of coherent tuff probably erupted from a shallow submarine vent. The statues have been carved on its flanks.

Poike, which forms the eastern part of the island, is a basaltic volcano made up of numerous basaltic lava flows (up to 30 flows have been identified in the eastern cliff) with a small central crater. The volcano has been cut by faulting and is limited by vertical cliffs. Three small parasite trachyte domes occur on its eastern flank.

Petrography and mineralogy

Basalt s.s. ($D.I. < 35$, olivine phenocrysts) is rare on Easter Island. Most of the basaltic lavas are hawaiiite ($D.I. =$

35 - 50) that contains abundant plagioclase phenocrysts, but very rare olivine and clinopyroxene phenocrysts. Few mugearite and benmoreite ($D.I. = 50 - 65$ and $65 - 80$, respectively) lava flows have been described. The trachyte ($D.I. > 80$) from Poike contains anorthoclase and fayalite phenocrysts in an essentially feldspathic groundmass of anorthoclase microlites. The whitish banded rhyolite ($D.I. > 80$) displays a trachytoid texture marked by the alignment of anorthoclase and fayalite phenocrysts, whereas the obsidian contains numerous tiny microlites of clinopyroxene and anorthoclase.

The plagioclase ranges from An_{76-50} (phenocrysts in the hawaiiite) to An_{22} (microlites in the benmoreite). The anorthoclase phenocrysts have a composition that ranges from Or_8 to Or_{25} in the trachyte and reaches Or_{38} in the rhyolite; the microlites are more potassic (Table 1; Fig. 2a). Olivine phenocrysts in the basaltic lavas are in the range Fo_{78-65} ; the microphenocrysts are less magnesian. Olivine phenocrysts in the trachyte and rhyolite are almost pure fayalite (Fa_{99}). Clinopyroxene phenocrysts in the basaltic lavas are diopside or augite (Wo_{47-42}) whereas the microlites are less calcic. Green clinopyroxene microlites in the trachyte plot near the triple junction between the diopside, hedenbergite and augite fields in the quadrilateral of Morimoto et al. (1988), and ferroan hedenbergite occurs in the obsidian (Fig. 2b). Fe-Ti oxide phenocrysts are TiO_2 -rich magnetite in the basaltic lavas and ilmenite in the trachyte. The trachyte also contains microphenocrysts of katophorite (Fig. 2b), zircon and apatite in a matrix of anorthoclase and scarce hedenbergite microlites. Tiny crystals ($< 20 \mu m$) of rhabdophane-(Nd) and churchite occur in REE-rich basalt.

Variations in major- and trace-element concentrations (Table 2) are presented in binary SiO_2 - and Th-element diagrams respectively (Figs. 3 and 4). Thorium content increases with SiO_2 content from the basalt to the rhyolite, except for the trachyte, which has a higher Th content than the rhyolite. Transition-element and Sr contents decrease strongly from the basaltic to the felsic lavas.

The distribution of REE (Fig. 5) reveals two groups of basalt with parallel patterns: a group with very high REE con-

tents and a strong negative Ce anomaly, and a group with "normal" REE contents similar to alkaline basalt in general. It also reveals three groups among the felsic lavas: obsidian, whitish rhyolite and trachyte. The obsidian pattern parallels that of the basalts. The trachyte and whitish rhyolite show slightly concave HREE patterns. REE-rich basalt has low K and Sr contents (Fig. 6).

The trachyte and obsidian have higher contents for most trace elements, apart from Sr, P and Ti. Zirconium and hafnium contents are high in these lavas.

Initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ isotopic ratios vary from 0.70303 to 0.70336 for eight basalts, in agreement with the data of White and Hofmann (1982) and with the recent compilation of Haase et al. (1997). Ten felsic lavas have initial (recalculated at 1 Ma) Sr isotopic compositions (0.70300 - 0.70331, with one sample at 0.70360) largely overlapping those of the basalts.

Discussion and conclusions

Do the basaltic and felsic (evolved) lavas belong to the same magmatic series?

Although the typical bimodality of the alkaline series is not as marked at Easter Island as in other series world-wide (cf. Ngounouno et al., 2000, and references herein) due to the presence of lavas of intermediate composition (mugearite and benmoreite), the similarity of the Sr-isotopic initial ratios strongly suggests a comagmatic origin for the two groups of lava. With this hypothesis, the felsic lavas may simply have been derived from the basalt through fractionation of olivine, clinopyroxene, Fe-Ti oxides, plagioclase, anorthoclase, and apatite, such as modelled for major elements by Haase et al. (1997). Other hypotheses concerning the genesis of felsic lavas in oceanic islands, such as partial melting of oceanic crust or of granophyres, fractional crystallization combined with assimilation of oceanic crust, have already been discarded for the Galapagos rhyolite by Geist et al. (1995).

How to explain the very high REE contents in some basalt?

Some of the basalts have classical REE contents similar to those of other Polynesian alkali basalts (cf. Le Dez et al., 1998), whereas others have exceptionally

high REE contents -such high contents have already been measured in basalts from Hawaii (Fodor et al., 1987) and French Polynesia (Joron et al., 1991). Three hypotheses have been proposed to explain the high REE contents: (1) enrichment from a mantle zone that contains halogen-CO₃-S-K-bearing metasomatic phases (Fodor et al., 1987); (2) enrichment by late crystallization of phosphates, hydroxides and carbonates from H₂O + CO₂ + Cl rich-fluids of magmatic origin (Joron et al., 1991; Schiano et al., 1992); (3) the presence of rhabdophane-(La), a supergene phosphate that occurs in veinlets in the basalts (Fodor et al., 1992; Cotten et al., 1995) and that has high REE (except Ce) and Y contents. Tiny (20 µm) REE-rich phosphate crystals (rhabdophane-[Nd] and churchite) have been identified in the matrix of the REE-rich basalt of Easter Island. As the REE-rich basalt has the same Si isotopic composition as the other basalts, it is unlikely that it derives from heterogeneous mantle sources. For the same reason, contamination of the REE-rich basalt by exotic materials (seawater, guano) is also precluded. Thus, we suggest, as proposed by Cotten et al. (1995) for the Polynesian basalts, that the REE + Y enrichments and the strong Ce depletion probably result from a supergene process. These elements would have been extracted from the overlying basalt by meteoric waters during weathering and soil development, with REE + Y being redeposited as phosphates in the underlying basalts, and Ce being oxidized as Ce⁴⁺ and remaining in solution.

Resumen

La Isla de Pascua, chilena desde 1888, fue habitada por pueblos polinésicos que la llamaron Rapa Nui, antes de la llegada de navegantes europeos a partir de 1722. Es célebre por sus estatuas ("moais"). Se han publicado numerosos estudios geológicos acerca de esta isla, y las dataciones radiométricas (K—Ar y Ar—Ar) y paleomagnéticas indican edades comprendidas entre 3,0 y 1,0 Ma. La isla está esencialmente constituida por tres grandes volcanes: Rano Kao, Terevaka y Poike.

El Rano Kao es un apilamiento de coladas basálticas dispuestas radialmente alrededor de un cráter de explosión. Comprende también riolitas

blanquecinas y obsidianas, las que además de dos afloramientos en su flanco norte, forman el domo de Mauna (monte) Orito y los tres islotes ("motus") al sur del cráter. Terevaka, el mayor de los volcanes (cumbre de la isla a 507 m) está compuesto esencialmente de coladas basálticas y una cincuentena de conos piroclásticos. Rano Raraku (en cuyos flancos fueron esculpidas las estatuas) es un volcán constituido de tobas soldadas resultantes de una erupción submarina. Poiké es un volcán basáltico limitado por altos acantilados. Tres domos de traquita están alineados sobre su flanco norte.

Los basaltos s.s. son poco frecuentes en la isla y los fenocristales de olivina y de augita son escasos. La mayoría de las coladas de lava son hawaiiitas (con grandes fenocristales de plagioclasa). Algunas mugearitas y benmoreitas están presentes también. Las traquitas y las riolitas blanquecinas contienen fenocristales de anortoclasa y de fayalita. Las obsidianas contienen numerosos microlitos de hedenbergita.

Los contenidos de tierras raras permiten distinguir dos tipos de basaltos: unos que son clásicos de las series alcalinas, y otros excepcionalmente ricos en tierras raras (excepto Ce) e Y. Ambos tipos, sin embargo, tienen espectros normalizados rigurosamente paralelos entre sí (con excepción del Ce). Los valores de las razones isotópicas iniciales de Sr son similares para los basaltos y las lavas félsicas. Dado sus bajos contenidos de Ni (Mg), Cr, Sc, V (Ti), Sr (Ca), Rb, Ba y P, las lavas félsicas podrían derivar de los magmas basálticos por cristalización fraccionada de olivina, clinopiroxeno, óxidos de Fe—Ti, plagioclasa, anortoclasa y apatita.

Los altos contenidos en tierras raras (excepto Ce) de algunos basaltos son debidos a la presencia de rhabdofano-(Nd) y de churchita, fosfatos hidratados de alteración superficial ricos en tierras raras que provendrían de lixiviación de coladas basálticas por aguas meteóricas.

Introduction

Située à mi-distance entre le continent sud-américain et les îles de la Société, l'île de Pâques (27°07'S, 109°27'W) a la forme d'un triangle rectangle presque

isocèle (24 × 17 × 16 km). Elle a été habitée par des peuplades d'origine polynésienne et ne fut atteinte par les navigateurs européens, mandatés par leurs royautes, que le dimanche 5 avril 1722 (jour de Pâques) par le hollandais Jacob Roggeveen. S'y succédèrent alors de nombreux visiteurs, en particulier Cook en 1774 et La Pérouse en 1786. Les habitants déjà présents avant l'arrivée de ces navigateurs souffrirent de nombreuses incursions venant tant du continent sud-américain que de la Polynésie. Dutrou-Bornier, français précédemment établi en Polynésie, y régna à partir de 1870. L'île est chilienne, depuis qu'en 1888, le commandant de l'armée chilienne P. Toro l'aborda et en revendiqua la souveraineté pour son état. L'île de Pâques est devenue rapidement célèbre, parmi les autres îles de l'Océan Pacifique, pour ses statues (« moais ») et autres vestiges préhistoriques. Les travaux d'archéologie ont été nombreux depuis Métraux (1941) et Heyerdahl *et al.* (1961). L'île de Pâques est attrayante du point de vue pétrologique pour la présence, rare en domaine océanique dans un si petit périmètre, de laves basaltiques et de laves felsiques (ou évoluées) sursaturées en silice (rhyolites).

Géologie

L'île de Pâques appartient à la Ligne de Pâques (Bonatti *et al.*, 1977 ; Pilger et Handschumacher, 1981), relief essentiellement sous-marin qui va de la micro-plaque de Pâques à la côte Pacifique chilienne, selon une orientation latitudinale, en passant par les îles de Sala y Gomez, San Ambrosio et San Félix (fig. 1, cartouche). La profondeur de l'océan augmente rapidement lorsque l'on s'éloigne de l'île pour atteindre -3 000 m à une quinzaine de kilomètres de l'île (Hagen *et al.*, 1990).

Les premières observations pétrologiques concernant l'île ont été effectuées en France par Vélain (1879) sur un morceau de la statue rapportée par l'amiral De Lapelin au Muséum d'histoire naturelle. Lacroix (1928) étudia quelques échantillons vraisemblablement remis par MM. Smith et Chubb. Ce dernier (Chubb, 1933) visita l'île en 1925 et en réalisa la première étude géologique, à laquelle succéda celle de Bandy (1937). Suite à la mission franco-belge de Métraux, Lavachery et Drapkin en 1935 qui fourni-

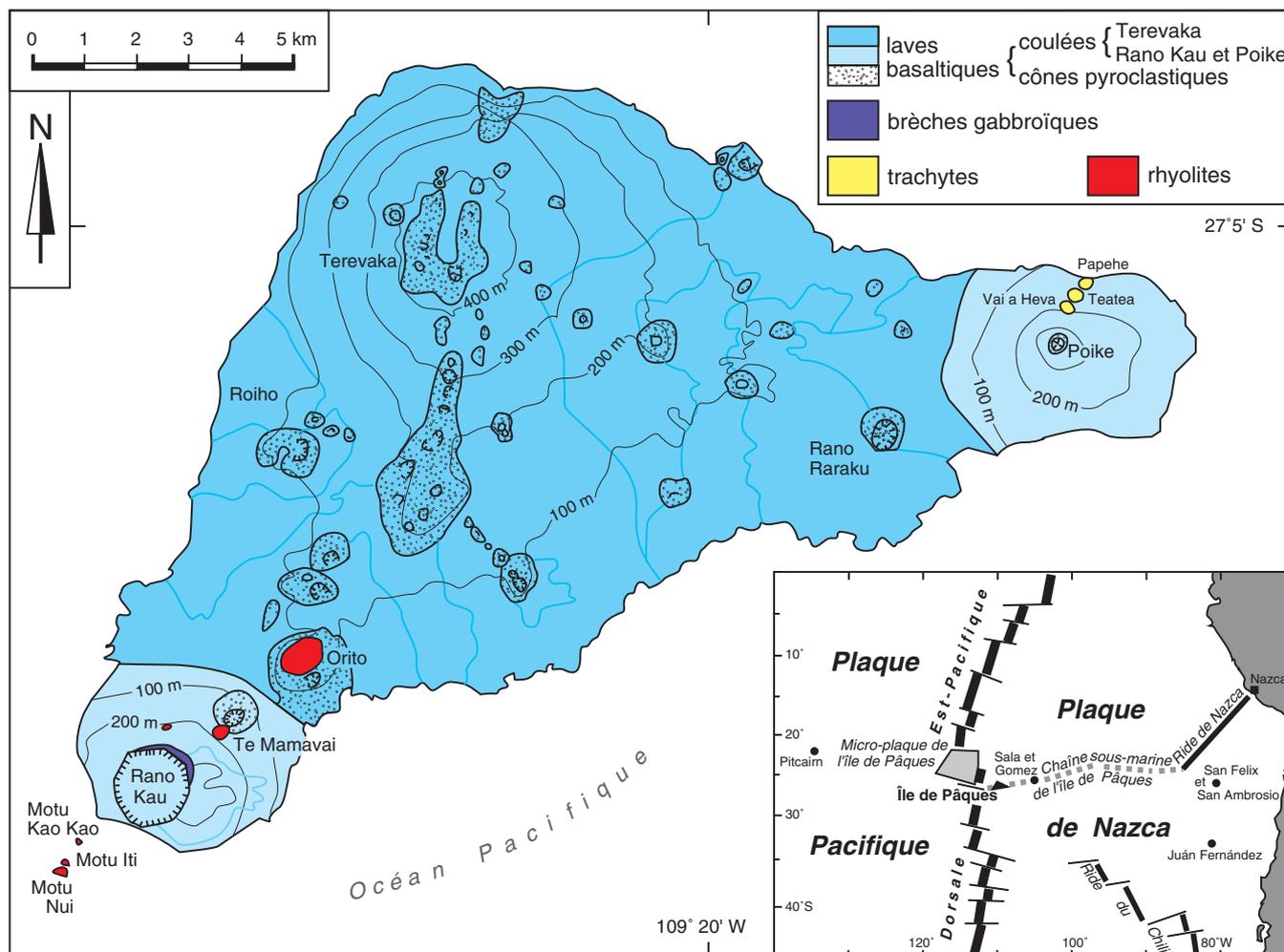


Fig. 1.- Carte géologique simplifiée de l'île de Pâques (modifiée d'après Baker *et al.*, 1974) ; en cartouche : l'île de Pâques dans l'est de l'océan Pacifique (d'après Hagen *et al.*, 1990).

Fig. 1.- Geological sketch map of Easter Island (modified after Baker *et al.*, 1974); inset: location of Easter Island in the eastern Pacific Ocean (after Hagen *et al.*, 1990)

rent à Lacroix une ample collection pétrographique, d'autres descriptions géologiques et pétrologiques suivirent, accompagnées d'un aperçu sur la chimie des laves (Lacroix, 1936a, b). Outre les références citées par ailleurs dans le texte, des données chimiques sur les laves ont aussi été publiées (Bailey et Macdonald, 1970). Une carte géologique a été établie (Gonzalez-Ferran *et al.*, 1968). La première étude pétrologique exhaustive fut réalisée par Baker *et al.* (1974). D'autres données géochimiques sur les laves basaltiques ont été publiées par Clark et Dymond (1977). Enfin des données minéralogiques et géochimiques ont été fournies plus récemment par Boven *et al.* (1997), De Paepe et Vergauwen (1997), Haase *et al.* (1997) et McCormick (1997). Les monts sous-marins avoisinants ont été

étudiés par Clark et Dymond (1977), Haase *et al.* (1997) et Haase (2002).

Des datations radiochronologiques K/Ar et Ar/Ar ont été effectuées sur des échantillons des trois volcans de l'île. Bien que certaines données (Baker *et al.*, 1974 ; Clark and Dymond, 1977) indiquent des âges compris entre 3,0 et 0,3 Ma, d'autres données proposent pour l'ensemble de l'île des âges compris entre 0,8 et $0,13 \pm 0,02$ Ma (Gonzalez-Ferran *et al.*, 1976 ; Kaneoka and Katsui, 1985 ; Miki *et al.*, 1988 ; O'Connor *et al.*, 1995 ; Boven *et al.*, 1997). Cependant, des études paléomagnétiques (Isaacson et Heinrichs, 1976) indiquent des éruptions durant les époques de Gauss (2,4-3,4 Ma) pour Poiké, Matuyama (0,75-2,4 Ma) pour Rano Kau et Brunhes ($< 0,75$ Ma)

pour Terevaka, alors que d'autres (Miki *et al.*, 1988) attribuent les trois volcans à l'époque de Brunhes.

L'île est constituée de trois ensembles volcaniques principaux, d'ouest en est : Rano Kau, Terevaka et Poiké (fig. 1 ; pl. I, photos 1 à 3). Sauf sur la côte, les laves sont rarement observables à l'affleurement du fait du développement de sols et de leur couverture végétale qui masquent la partie supérieure des coulées et des pyroclastes à l'affleurement.

Rano Kau

C'est un volcan dont l'altitude dépasse à peine 300 m et dont il ne subsiste actuellement qu'une faible partie de la zone sommitale autrefois plus largement émergée.

Volcan	Terevaka		Poike		M. Papehe		M. Tea-tea		M. Papehe		M. Orito	
		M. Vai a Heva		Rano Kau		M. Papehe		M. Orito		M. Orito		M. Papehe
Lave	basalte	trachyte	basalte	rhyolite	trachyte			rhyolite	trachyte	rhyolite		trachyte
Échantillon n°	10	39	93-44	017	37	37	38	11	37	50-1	50-1	37
Minéral	olivine		pyroxène		amphibole	Ti-mt	ilménite	feldspath				zircon
	ph., c.	ph., c.	ph., c.	ph., c.	mph	ph., c.	ph., c.	ph., c.	ph., c.	m.	m.	ph., c.
% en poids												
SiO ₂	38,11	29,83	50,78	47,34	41,30	0,17		58,63	66,64	74,37	68,81	32,13
TiO ₂		0,11	1,26	0,72	0,60	22,54	51,89					0,08
Al ₂ O ₃	0,02	0,01	3,43	1,06	4,61	0,20	0,19	26,29	20,60	13,31	19,88	
FeO*	18,63	65,76	7,50	30,09	35,81	71,85	46,62	0,93	0,28	2,29	0,15	0,21
Fe ₂ O ₃ calculé			1,59	0,67	11,06	23,66	45,68					
FeO calculé			6,07	29,49	28,73	50,58	1,04					
MnO	0,26	2,81	0,18	1,07	1,40	0,95	0,98					0,09
MgO	42,82	0,42	16,11	0,06	0,15	0,06						
CaO	0,25	0,55	19,86	18,32	9,62	0,07		8,51	1,47	0,36	0,55	
Na ₂ O			0,31	0,67	1,80			6,26	9,06	5,11	9,88	
K ₂ O					0,06			0,58	2,33	4,56	2,33	
ZrO ₂												66,75
Cr ₂ O ₃			0,13									
Total	100,09	99,49	99,56	99,37	95,34	95,87	99,68	101,19	100,38	99,99	101,62	99,25
Total calculé			99,72	99,44	99,31	98,24	99,78					

Tabl. 1.- Analyses chimiques représentatives des minéraux des laves de l'île de Pâques. Conditions analytiques microsonde électronique : 15 kV, 40 nA et 20 s par élément, sauf Si: 10 s. ph, c: cœur de phénocristal; m: microlite. Donnée 93-44 d'après McCormick (1997).

Table 1.- Representative chemical analyses of minerals from the Easter Island lavas - microprobe (15 kV, 40 nA and 20 s by element, except Si: 10 s). ph, c: phenocryst core; m: microlite. Data 93-44 from McCormick (1997).

Des failles ont entamé son pourtour abrupt du côté marin. Il est probable que le diamètre du volcan primitif dépassait 30 km. Le cratère (1,4 km de diamètre) est limité par des failles qui lui confèrent un pourtour polygonal. Le volcan est constitué essentiellement d'un empilement de coulées de laves, disposées plus ou moins radialement autour du cratère. De fait il ne subsiste que la partie qui se dirige vers le nord-est où les coulées superficielles sont recouvertes par celles de Terevaka. L'observation des falaises sur la mer permet de juger de l'épaisseur moyenne des coulées sommitales (d'environ 6 à 7 m) et d'apercevoir quelques rares dykes verticaux qui recoupent quasi toutes les coulées superposées sans pouvoir cependant être reliés à aucune d'entre elles. Une coulée tardive de type aa de benmoréite ne s'est pas épanchée au-delà de la zone proximale du cratère. Le cratère est en fait une véritable petite caldéra aux parois verticales dans la partie supérieure. Il résulte d'un effondrement suite à une violente phase explosive, dont témoignent des brèches surtout constituées de blocs centimétriques à métriques d'une roche de nature gabbroïque à microgabbroïque qui en recouvrent le pourtour oriental et qui provient du substratum du volcan.

Les laves felsiques (rhyolites) de la partie sud-ouest de l'île ont été regroupées avec le volcan Rano Kau. Elles affleurent

principalement au M. Orito, au cône de Te Mamavaï, au nord près du cratère du Rano Kau, et enfin sur les trois îlots (Motu Kao Kao, Motu Iti et Motu Nui). Ce sont surtout des laves blanchâtres et des obsidiennes noires. Les laves blanchâtres sont souvent friables, d'aspect crayeux (aspect signalé par Lacroix, 1936a) et d'apparence litée. Au microscope, elles ont une structure fluidale. Actuellement, les affleurements d'obsidienne en place sont observés comme des filons vitreux de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur dans la rhyolite blanchâtre, en divers endroits sur les flancs du massif de M. Orito, à Te Mamavaï et à Motu Iti. Tous les affleurements permettent de suggérer une structure de dôme en pelure d'oignon pour M. Orito et Motu Iti. Les affleurements d'obsidienne en place ont été particulièrement recherchés par les habitants sculpteurs des statues. Ayant été taillée en outils, l'obsidienne a ainsi été transportée dans toute l'île et des éclats se trouvent ainsi éparpillés partout à la surface du sol. Sur M. Orito, un affleurement d'obsidienne a été précédemment cartographié en forme de croissant (Baker *et al.*, 1974). Il s'agit en fait des témoins d'une succession de petits ateliers installés sur des terrasses d'une dizaine de mètres de long sur 2 à 3 m de large, creusées dans la rhyolite blanchâtre. Là, l'obsidienne, qui affleurerait de façon discontinue, en petits filons de

quelques décimètres d'épaisseur et d'une dizaine de mètres de longueur, était dégagée de la masse de la rhyolite blanchâtre, débitée puis taillée en outils.

Terevaka

Ce volcan comprend, outre des coulées de laves basaltiques, une cinquantaine de cônes de matériel pyroclastique. Sur la côte nord, les coulées sont parfois limitées par des falaises, mais au sud de l'île, les coulées progressent dans la mer qui les recouvre. L'ensemble du volcan est recouvert par une végétation herbeuse dense et par des bois. Mises à part quelques coulées, comme celle qui sépare Rano Raraku de Poiké ou celle de Roiho, seuls le rivage marin (parfois limité par des falaises abruptes), les cratères de la majorité des cônes, les petits canyons qui séparent plusieurs coulées et les talus des routes et pistes laissent bien affleurer les laves en place. Un cône pyroclastique constitue le sommet du Terevaka (507 m) qui est aussi le point culminant de l'île. Terevaka est le plus jeune des trois volcans et ses coulées recouvrent, à l'est, celles de Poiké.

Rano Raraku est un cône au cratère polygonal (≈ 0,7 km), construit sur des coulées antérieures de Terevaka. Le cône est recoupé par une falaise d'origine tec-

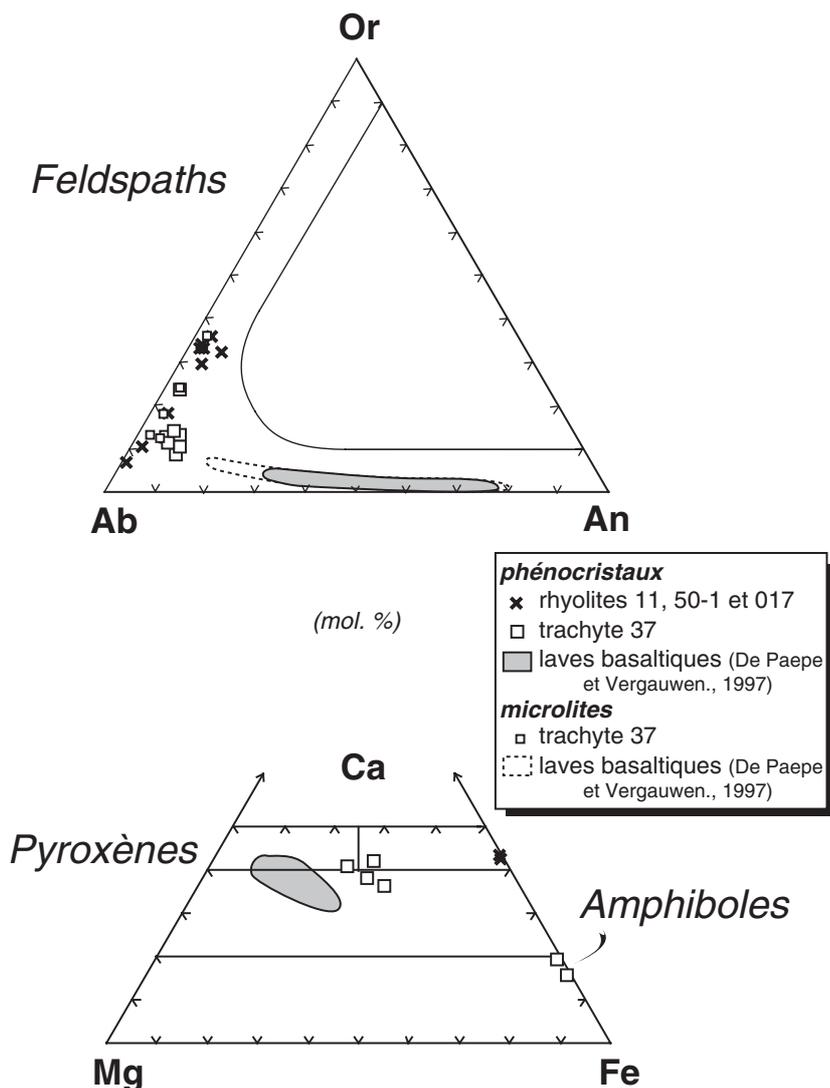


Fig. 2.- Compositions des feldspaths (a) et des pyroxènes et amphiboles (b) des laves de l'île de Pâques (laves basaltiques: basaltes, hawaïites, mugéarites et benmoréites).

Fig. 2.- Compositions of feldspars (a) and of pyroxenes and amphiboles (b) from Easter Island lavas (basaltic lavas: basalt, hawaïite, mugéarite, and benmoreite).

tonique où prédominent deux directions de faille (N40°E et N130°E). Il est constitué d'un empilement de couches de pyroclastes arrondis (diamètre centimétrique) bien stratifiés, soudés entre eux lors d'éruptions sous-marines. C'est sur les flancs de ce cône qu'ont été sculptées les statues, mais aussi à l'intérieur du cratère (pl. I, photo 4).

Poiké

C'est un volcan basaltique constitué d'un empilement de coulées (une trentaine sont dénombrées sur la falaise la plus haute vers le nord). Le sommet est creusé d'un petit cratère d'explosion

(120 m de diamètre). Trois petits dômes trachytiques adjacents sont alignés sur le flanc nord. Une coulée de Terevaka est venue buter contre la base de la falaise qui correspond à un littoral fossile et limite à l'Ouest le volcan.

Pétrographie et minéralogie

Les basaltes *s.s.* (I.D. < 35 ; phénocristaux d'olivine) sont rares à l'île de Pâques. Seules les laves des coulées de Roiho contiennent d'abondants phénocristaux d'olivine ($\approx 10\%$ vol.). Les laves basaltiques sont surtout des hawaïites riches en phénocristaux de plagioclase ($35 < \text{I.D.} < 50$; phénocristaux de plagioclase), sans

(ou presque sans) phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène. Certaines laves basaltiques sont aphyriques, en particulier les pyroclastes, mais leur chimie les apparente aux hawaïites. De rares mugéarites et benmoréites ($50 < \text{I.D.} < 65$ et $65 < \text{I.D.} < 80$, respectivement) ont été identifiées parmi les coulées de laves de Rano Kau et Terevaka.

Les laves des trois dômes de Poiké sont des trachytes (I.D. > 80) à phénocristaux de feldspath potassique et d'olivine (fayalite jaunâtre) disséminés dans une matrice essentiellement constituée de microlites d'anorthose et de rares microlites de pyroxène et d'amphibole. Ces trachytes pourraient être qualifiés de comenditiques (en accord avec la nomenclature de Macdonald, 1974).

Les rhyolites constituent l'ensemble de M. Orito, deux affleurements sur Rano Kau (Te Mamavai et un autre non dénommé, sur le flanc nord) et les trois îlots (Motu Kao Kao, Motu Iti et Motu Nui). Elles sont soit blanchâtres (I.D. > 80 ; quasi absence de phénocristaux) et souvent altérées ($2 < \text{P.F.} < 7\%$ en poids), avec une structure rubanée ou finement litée, visible à l'œil nu, soit noires et vitreuses (obsidienne). Les rhyolites blanchâtres contiennent de très rares phénocristaux d'anorthose et de fayalite (Fa99) et de petits cristaux de zircon et de tridymite, disséminés dans une matrice constituée de fines microlites d'anorthose et de rares aiguilles de pyroxène. Les obsidiennes, qui ont un indice d'agpaité légèrement supérieur, voire égal à l'unité ($1 \leq (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1,1$; % molaires) sont des comendites (selon Macdonald, 1974).

Les tuffs de Rano Raraku sont essentiellement constitués de fragments de laves basaltiques soudés entre eux par des fragments de lave vitreuse à sidéromélane palagonitisée.

La composition des phénocristaux de plagioclase varie de An76 à An50 dans les laves basaltiques ; les microlites dans la benmoréite ont une composition $\approx \text{An}22$. La composition des phénocristaux d'anorthose varie de Or9 à Or25 dans les trachytes et atteint Or38 dans les rhyolites. Les microlites des laves basaltiques et des laves felsiques sont moins calciques et plus potassiques, respectivement (tabl. 1,

fig. 2a). L'olivine est présente dans les laves basaltiques en phénocristaux magnésiens (Fo78-65) et en microphénocristaux à moindres teneurs en magnésium (jusqu'à Fo 34), et dans les trachytes, en phénocristaux jaunâtres de composition de fayalite presque pure (Fa99). Les phénocristaux de pyroxène (fig. 2b) des laves basaltiques ont une composition de diopside ou d'augite (Wo47-42 et En45-55), les microlites sont un peu moins calciques. Dans les trachytes, les petits phénocristaux verts de pyroxène ont une composition proche de la limite entre diopside, hedenbergite et augite (de Wo40 En35 Fs25 à Wo40 En25 Fs35), selon la nomenclature de Morimoto *et al.* (1988). La ferrohedenbergite est présente dans les rhyolites. Les laves basaltiques contiennent des phénocristaux de titanomagnétite ($\text{TiO}_2 \approx 22\%$ en poids) et les trachytes, d'ilménite ($\text{TiO}_2 \approx 54\%$ en poids). De minuscules cristaux aciculaires de katophorite (tabl. 1, fig. 2b) et des microphénocristaux de zircon et d'apatite sont présents dans les trachytes. Des cristaux microscopiques ($< 20 \mu\text{m}$) de phosphates hydratés riches en terres rares (rhabdophane-(Nd) et churchite) ont été identifiés (MSE et MEB) dans les basaltes riches en terre rares.

Géochimie

Les résultats des analyses chimiques des principaux types de laves de l'île sont présentés dans le tableau 1. Les corrélations des teneurs en éléments majeurs avec celles en SiO_2 ne sont pas très régulières (fig. 3). Grossièrement, les teneurs en MgO , Fe_2O_3^* , TiO_2 et CaO diminuent progressivement avec celles en silice croissantes, sauf pour les basaltes les moins évolués. Au contraire, les teneurs en K_2O et Na_2O croissent avec cependant quelques exceptions (K_2O pour les trachytes et Na_2O pour les rhyolites). Les teneurs en Al_2O_3 présentent deux pics au niveau des hawaïites et des trachytes. Les teneurs en P_2O_5 augmentent pour les mugéarites puis décroissent jusqu'aux rhyolites.

Les données pour les éléments en traces sont présentées dans des diagrammes binaires thorium-élément en trace (fig. 4). Les teneurs en thorium croissent avec celles en SiO_2 , des basaltes aux rhyolites, excepté pour les trachytes qui ont des teneurs légèrement supérieures

Lave	basalte	basalte	trachyte	rhyolite	rhyolite
Échantillon n°	4	31	38	27	50-3
% en poids					
SiO_2	47,6	48,92	63,72	67,8	72,49
TiO_2	3,31	2,07	0,31	0,22	0,17
Al_2O_3	15,77	19,42	15,90	15,76	12,99
Fe_2O_3^*	14,17	9,39	5,37	3,93	3,36
MnO	0,20	0,13	0,11	< 0,01	0,06
MgO	4,99	4,07	0,12	< 0,05	< 0,05
CaO	9,71	11,63	0,84	< 0,05	0,64
Na_2O	3,26	2,85	6,14	4,07	5,64
K_2O	0,25	0,42	3,94	3,11	3,90
P_2O_5	0,39	0,26	0,07	< 0,05	< 0,05
P.F.	0,62	0,69	3,42	4,79	0,61
Total	100,27	99,85	99,94	99,68	99,86
D.I.	29,1	26,6	83,8	83,2	93,5
ppm					
Rb (AAN)	5,1	4,2	78,4	61,1	76,5
Sr	293	337	43	20	24
Ba	155	94	501	376	509
Cs (AAN)	0,02	0,03	0,08		0,79
V	352	228	< 1	< 1	< 1
Cu	59	53	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Cr	32,3	88,5	< 4	< 4	16,5
Co	40	29	1	< 0,1	< 0,1
Ni	31	34	< 1	< 1	< 1
Sc (AAN)	39,7	27,4	2,38	0,97	0,78
Zn	142	91	179	127	225
Y	259,2	25,7	73,1	41,8	137,2
Zr	246	151	1189	1079	901
Hf (AAN)	6,2	3,8	30,5	27,8	25,6
Ta (AAN)	2,52	1,49	10,21	9,67	8,66
Nb	29,4	18,3	132,9	124,7	109,6
Th (AAN)	2,24	1,35	16,34	13,20	11,56
U (AAN)	0,5	0,3	3,0	2,8	3,2
La	161,1	14,4	47,4	37,6	100,8
La (AAN)	161,6	14,1	40,9	34,6	84,3
Ce	163	33	243	117	212
Ce (AAN)	171	32	225	105	201
Pr	47,98	4,34	12,69	10,55	25,20
Nd	210,3	18,7	49,3	41,2	101,1
Sm	49,2	4,9	11,8	9,7	23,2
Eu	16,70	1,72	2,70	2,40	3,75
Eu (AAN)	18,93	1,95	2,84	2,10	3,70
Gd	56,12	5,64	12,65	8,63	23,76
Tb	8,18	0,79	2,07	1,68	3,90
Dy	47,1	4,9	13,4	9,9	23,9
Ho	9,27	0,95	2,94	2,08	5,06
Er	25,5	2,5	8,9	6,0	14,6
Tm	3,87	0,40	1,53	1,03	2,28
Yb	22,77	2,22	10,42	7,35	13,59
Yb (AAN)	24,60	2,36	10,83	7,49	14,48
Lu	3,39	0,35	1,52	1,08	1,93
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,70321	0,70312	0,70339	0,70331	

Tabl. 2.- Analyses chimiques représentatives des laves de l'île de Pâques (ICP-MS: CRPG-CNRS, Nancy, et activation neutronique (AAN) : Laboratoire Pierre Süe, CEA-CNRS, Saclay). La composition isotopique du Sr a été mesurée par spectrométrie de masse TIMS (VG Sector 54) au Département des Sciences de la Terre de l'ULB. Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a été normalisé par rapport à $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$. Durant la période de mesure, la valeur moyenne obtenue pour le standard NBS 987 est de 0,710271.

Table 2.- Representative chemical analyses of the Easter Island lavas - (ICP-MS: CRPG-CNRS, Nancy, France; and neutron activation (AAN): Laboratoire Pierre Süe, CEA-CNRS, Saclay, France). The Sr isotopic composition was measured by TIMS (VG Sector 54) at the Department of Earth Sciences (ULB). The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio has been normalized to $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$. The average isotopic composition obtained for the NBS 987 standard during the period of measurements was 0.710271.

($14,1 < \text{Th ppm} < 16,4$) à celles des rhyolites ($9,5 < \text{Th ppm} < 15,1$). Les teneurs en éléments de transition (Ni, Cr, Co) décroissent fortement des laves basal-

tiques aux laves felsiques où elles sont quasi nulles ou inférieures à la limite de détection. Les teneurs en scandium et vanadium augmentent dans les laves

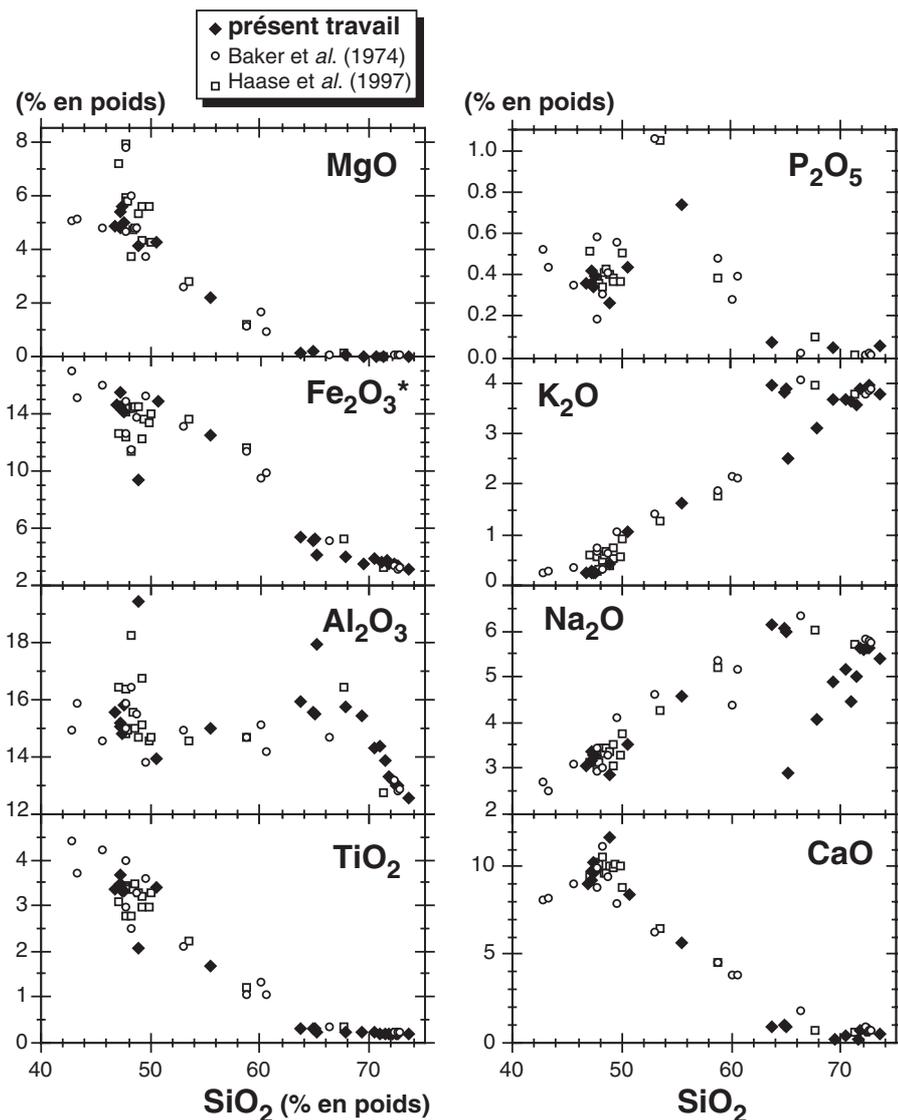


Fig. 3.- Diagrammes de variation des teneurs en éléments majeurs vs SiO_2 des laves de l'île de Pâques (voir texte) et comparaison avec les données de la littérature (Baker *et al.*, 1974 ; Haase *et al.*, 1997).

Fig. 3.- Major-element variation vs. SiO_2 diagrams for Easter Island lavas (see text for explanation) compared with data from the literature (Baker *et al.*, 1974; Haase *et al.*, 1997).

basaltiques avant de décroître fortement dans les laves felsiques. Les teneurs en zinc augmentent des laves basaltiques aux laves felsiques. Les teneurs en rubidium et baryum augmentent des laves basaltiques aux laves felsiques, avec cependant une forte dispersion des données pour ces dernières. Les teneurs en strontium décroissent fortement des basaltes (> 500 ppm) aux laves felsiques (< 50 ppm). Pour l'ensemble des laves, les meilleures corrélations avec le thorium sont obtenues pour le tantale. En ce qui concerne les terres rares et l'yttrium, deux groupes de laves basaltiques et trois groupes de laves felsiques se distinguent. Trois basaltes ont des teneurs en terres rares (et Y) très supérieures à

celles des autres basaltes ; ils présentent aussi une nette anomalie négative en Ce (fig. 5). De fortes teneurs en La, Nd, Eu, Dy, Er et Yb (analyses par ICP-AES) avaient été signalées par De Paeppe et Vergauwen (1997) pour trois basaltes de l'île de Pâques, sans que l'anomalie négative en Ce ait pu être suspectée. Une nette dispersion des teneurs caractérise les laves felsiques. En fait, sur les diagrammes de la figure 4, il est remarquable que les obsidiennes se situent dans le prolongement rectiligne des lignées de différenciation des laves basaltiques. Les rhyolites blanchâtres et les trachytes ont, au contraire, des teneurs inférieures en Rb, Ba, U, terres rares et yttrium, et des pertes au feu

élevées (> 3,4 % en poids), vraisemblablement du fait de l'altération météorique.

Un diagramme d'abondances des terres rares normalisé au manteau primitif a été effectué pour des échantillons représentatifs de chacun des groupes précédemment reconnus (fig. 5). Les basaltes ont des spectres parallèles, sauf pour le cérium (qui présente une nette anomalie négative dans l'échantillon riche en terres rares), mais les teneurs en terres rares sont très différentes et varient d'un facteur ≈ 10 : celles en La sont proches de 14 ppm pour l'échantillon 31 et de 160 ppm pour l'échantillon 4. Les rapports $(\text{La}/\text{Yb})_N$ sont voisins ; ils varient peu : de 4,3 à 6,0 pour les basaltes riches en terres rares et de 3,9 à 4,9 pour les autres. Pour les laves felsiques, l'obsidienne est relativement riche en terres rares (La ≈ 100 ppm) ; elle a un spectre quasi parallèle à celui des basaltes, avec cependant une très légère concavité vers le bas et une forte anomalie négative en europium. Au contraire, le trachyte et la rhyolite blanchâtre sont nettement moins riches en terres rares ($55 < \text{La}_N < 75$) ; elles ont des spectres légèrement concaves au niveau des terres rares légères et quasi horizontaux du Gd à Lu et présentent une anomalie positive, plus ou moins forte, en cérium et, pour la rhyolite blanchâtre, une anomalie négative en europium.

Le diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif (fig. 6) montre un spectre classique des basaltes alcalins des domaines océaniques et continentaux (respectivement Le Dez *et al.*, 1998, et Ngounouno *et al.*, 2000, par exemple) pour l'échantillon 31, et pour la majorité des laves basaltiques de l'île de Pâques (données inédites). Sans revenir sur les terres rares et Y, il apparaît que les teneurs des autres éléments en traces du basalte 4 sont significativement plus élevées que celles du basalte 31, sauf pour celles en K qui sont inférieures et celles en Sr qui sont identiques. Les spectres des laves felsiques sont assez semblables à ceux des laves felsiques alcalines (par exemple les rhyolites continentales de la Ligne du Cameroun, Ngounouno *et al.*, 2000) avec de fortes anomalies négatives en Sr, P et Ti et de fortes anomalies positives en Zr et Hf.

Les compositions isotopiques en Sr ont été mesurées dans une vingtaine de laves, 8 basaltes-hawaïites et 12 laves felsiques (trachytes, rhyolites blanchâtres et

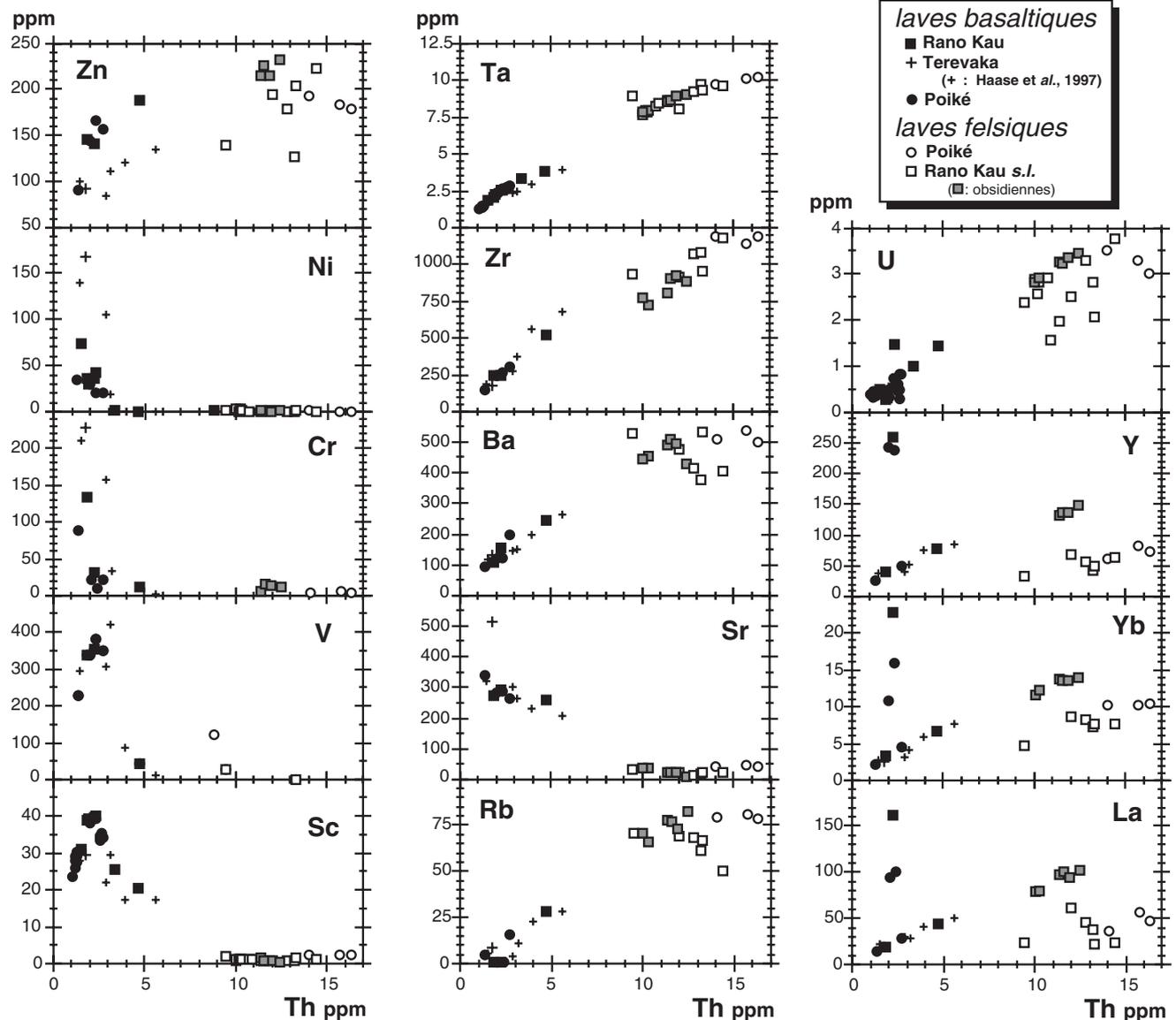


Fig. 4.- Diagrammes de variation des teneurs en éléments en traces vs Th des laves de l'île de Pâques et comparaison avec les données de Haase *et al.* (1997).

Fig. 4.- Trace-element variation vs. Th diagrams for Easter Island lavas compared with data from Haase *et al.* (1997).

obsidiennes). Pour les laves basaltiques, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesuré est assimilable au rapport initial ; la désintégration *in situ* du ^{87}Rb est négligeable vu l'âge jeune des laves et les faibles valeurs du rapport Rb/Sr. Les rapports isotopiques des 8 laves analysées définissent une gamme de valeurs de 0,70303 à 0,70336, tout à fait superposable aux valeurs (0,70301 à 0,70328 ; 6 analyses) obtenues par White et Hofmann (1982) ainsi qu'à celles compilées par Haase *et al.* (1997). Pour les laves felsiques à rapport Rb/Sr nettement plus élevé (de 1,8 pour les trachytes à 8,6 pour les rhyolites), la correction pour la désintégration *in situ* devient significative

et varie de $7,5 \times 10^{-5}$ à $3,5 \times 10^{-4}$ pour un âge de 1 Ma. La gamme des rapports initiaux des laves felsiques (de 0,70300 à 0,70331 pour 10 laves, avec un échantillon à 0,70360) recouvre très largement celui des laves basaltiques, même si celles-là ont tendance à avoir des rapports très légèrement supérieurs. Certaines obsidiennes, non altérées, ont des compositions isotopiques indistinguables de celles des basaltes.

Discussion et conclusions

Laves basaltiques et laves felsiques forment-elles une seule série ?

L'hypothèse d'une source magmatique mantellique unique a été proposée pour des séries volcaniques nettement bimodales, tant en domaine océanique (Geist *et al.*, 1995) qu'en domaine continental (Ngounouno *et al.*, 2000), mais des sources distinctes ont aussi été proposées pour laves basaltiques et laves felsiques (Lightfoot *et al.*, 1987 ; Draper, 1991). A l'île de Pâques, la bimodalité n'est pas stricte du fait de l'existence de quelques laves de composition intermédiaire (mugéarites, benmoréites) dont la genèse n'est pas établie, mais qui pourraient résulter de mélanges magmatiques entre deux pôles, l'un basaltique et l'autre évolué,

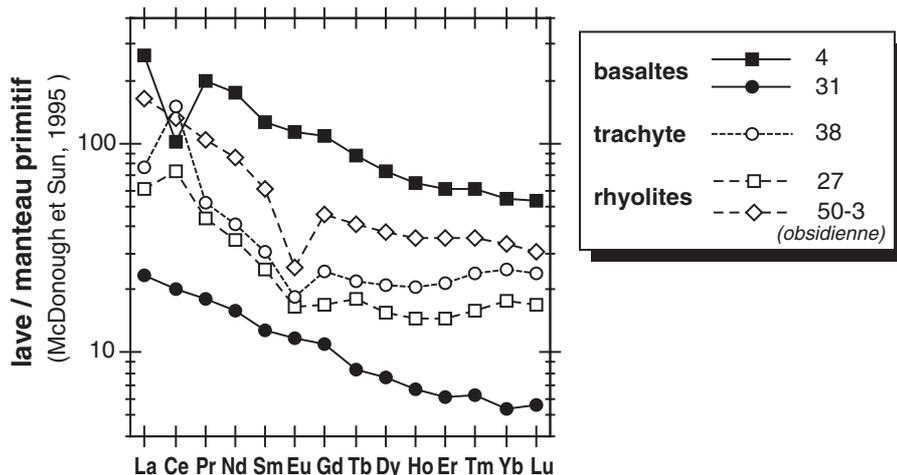


Fig. 5.- Spectres normalisés au manteau primitif des teneurs en terres rares de quelques laves représentatives de l'île de Pâques ; valeurs de normalisation d'après McDonough et Sun, (1995).

Fig. 5.- Primitive mantle-normalized rare-earth-element profiles for some representative lavas from Easter Island; normalization values according to McDonough and Sun (1995).

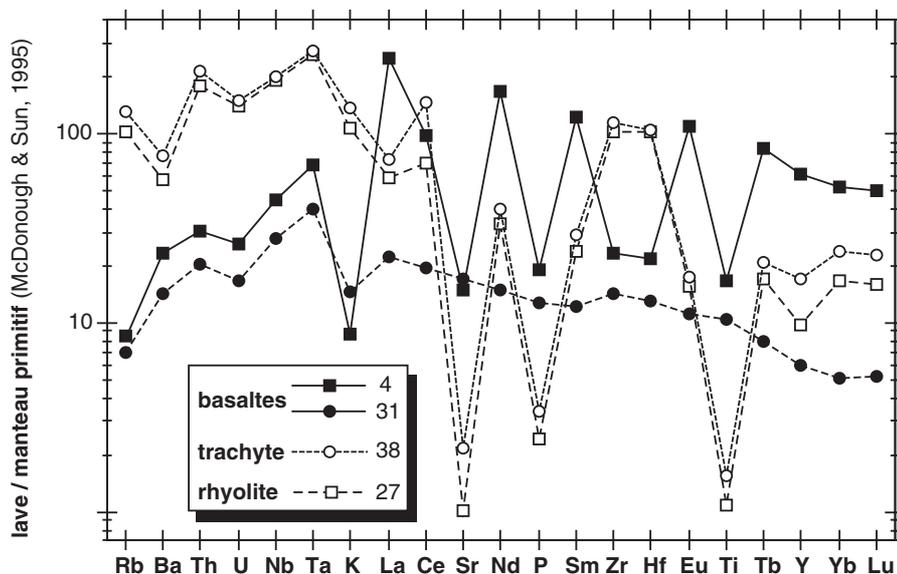


Fig. 6.- Spectres normalisés au manteau primitif des teneurs en éléments en traces de quelques laves représentatives de l'île de Pâques ; valeurs de normalisation d'après McDonough et Sun (1995).

Fig. 6.- Primitive mantle-normalized trace-element profiles for some representative lavas from Easter Island; normalization values according to McDonough and Sun (1995).

comme en attestent les rubanements de certaines de ces laves.

Les valeurs des rapports isotopiques du strontium suggèrent un caractère co-génétique pour les laves felsiques et basaltiques. Les distributions des oxydes et des éléments en traces dans les diagrammes géochimiques (fig. 3 et 4) permettent de suggérer que les laves felsiques pourraient dériver des magmas basaltiques par cristallisation fractionnée d'olivine (MgO, Ni), clinopyroxène (Cr,

Sc), oxydes de fer-titane (TiO₂, V), plagioclase et anorthose (CaO, Al₂O₃, Sr, Ba) et apatite (P₂O₅, terres rares et Y), comme quantifié pour les éléments majeurs, par Haase *et al.* (1997). Le zircon, bien que présent en phénocristaux dans certaines rhyolites ne fractionne pas comme en témoignent les fortes teneurs en Zr (et Hf) de ces laves.

Les autres hypothèses proposées pour l'origine des laves felsiques en domaine océanique (fusion partielle d'une croûte

océanique de composition basaltique hydratée, fusion de granophyres, cristallisation fractionnée de magma basaltique associée à une assimilation de matériel de la croûte océanique) ont été discutées et réfutées (Geist *et al.*, 1995), pour la genèse des rhyolites des îles Galapagos, par exemple, et sont aussi exclues pour celles de l'île de Pâques.

Un autre problème peut être posé :

Comment expliquer les fortes teneurs en terres rares de certains basaltes ?

Certains basaltes ont des teneurs en terres rares habituelles, comparables à celles des basaltes alcalins polynésiens (La_N ≈ 20 à 30, Le Dez *et al.*, 1998, par exemple) et d'autres ont des teneurs exceptionnellement élevées, jusqu'à environ 10 fois supérieures à celles-ci. De fortes teneurs en terres rares ont déjà été mesurées dans des laves basaltiques de Hawaii (Fodor *et al.*, 1988) et de la Polynésie française (Joron *et al.*, 1991).

Ces anomalies ne peuvent être expliquées par les processus magmatiques classiques de genèse des basaltes océaniques. En effet, la genèse des basaltes riches en terres rares par fusion partielle, à faibles taux, d'une source mantellique de même composition que celle à l'origine des basaltes « normaux », peut être exclue car les taux de fusion mantellique devraient être de l'ordre de 0,4 %, ce qui est peu réaliste. Dès lors, plusieurs hypothèses faisant appel à des fluides ont été proposées pour expliquer les teneurs exceptionnellement élevées en terres rares de basaltes polynésiens. A Hawaii, les teneurs anormales en terres rares seraient l'effet de la fusion métasomatique de phases minérales riches en halogènes + CO₃ + S + K (Fodor *et al.*, 1987). Ou encore, les cristallisations successives de phosphates sans anomalie en Ce, d'hydroxydes à anomalie positive en Ce, puis de carbonates, qui résulteraient de la percolation de fluides lors d'un stade avancé de cristallisation magmatique, permettraient d'expliquer les teneurs en terres rares des basaltes de Tahaa (Joron *et al.*, 1991). Ces fluides métasomatiques seraient d'origine profonde et riches en H₂O + CO₂ + Cl, de même composition que les inclusions fluides observées dans des phénocristaux des basaltes (Schiano *et al.*, 1992). Une dernière hypothèse a été suggérée pour des basaltes de Hawaii (Fodor *et al.*, 1992) et de la Polynésie française (Cotten *et al.*, 1995) : les teneurs

élevées en terres rares (légères et lourdes) et basses en cérium (ce qui induit une forte anomalie négative en Ce dans les spectres normalisés) seraient dues à la présence dans les basaltes de veinules contenant des cristaux de rhabdophane, un phosphate hydraté riche en terres rares (sauf en Ce) et en yttrium. Ce minéral accumulerait les terres rares (sauf Ce qui aurait été oxydé en Ce⁴⁺ et lessivé) et l'yttrium provenant du lessivage de laves basaltiques par des eaux météoriques. Les laves riches en terres rares échantillonnées à l'île de Pâques contiennent effectivement du rhabdophane-(Nd) et de la churchite. Le fait que les rapports isotopiques du strontium des deux types de basaltes (0,70321 et 0,70312 pour les échantillons 4 et 31 respective-

ment) soient très voisins semble exclure que les enrichissements en terres rares soient reliés à des hétérogénéités de source ou à une contamination par assimilation de matériaux étrangers aux magmas basaltiques (eau de mer, guano). Ce serait donc bien, comme l'ont proposé Fodor *et al.* (1992) à Hawaii et Cotten *et al.* (1995) en Polynésie française, l'hypothèse d'une altération sub-aérienne prolongée, accompagnée de pédogenèse, qui serait la plus appropriée pour expliquer les enrichissements en terres rares de ces basaltes.

Remerciements

BD remercie le projet ECOS (action U9704) qui lui a permis de se rendre au

Chili en 2000 et 2001, et l'UMR 7047-CNRS « Physico-chimie des liquides géologiques » (Dir.: F. Pineau) pour le financement des analyses chimiques des minéraux et des roches. DD remercie le FNRS qui lui a octroyé un subside pour la mission à l'île de Pâques en mai 2001. Les mesures isotopiques réalisées à l'ULB ont bénéficié d'un soutien financier du FRFC. Les auteurs remercient la "Dirección General de Aeronáutica Civil - Aeropuerto Mataverí" et particulièrement M. Manuel Quinteros R. pour les facilités logistiques octroyées durant leur séjour en 2001. Ph. Rossi et deux lecteurs anonymes sont remerciés pour leurs critiques constructives.

Références

- Bailey D.K., Macdonald R. (1970) - Petrochemical variations among mildly peralkaline (comendite) obsidians from the oceans and continents. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **28**, 340-351.
- Baker P.E., Buckley F., Holland J.G. (1974) - Petrology and geochemistry of Easter Island. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **44**, 85-100.
- Bandy M.C. (1937) - Geology and petrology of Easter Island. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **48**, 1589-1610.
- Bonatti E., Harrison C.G.A., Fisher D.E., Honnorez J., Schilling J.-G., Stipp J.J., Zentilli M. (1977) - Easter volcanic chain (southeast Pacific): a mantle hot line. *J. Geophys. Res.*, **82**, 2457-2478.
- Boven A., De Dapper M., De Paep P., Langohr R., Pasteels P. (1997) - Evolution of the southwestern edge of the Poike volcano, Easter Island. *Rapa Nui J.*, **11**, 75-81.
- Chubb L.J. (1933) - Geology of Galapagos, Cocos, and Easter Island. *Bernice P. Bishop Mus. Bull.*, **110**, 3-67.
- Clark J.G., Dymond J. (1977) - Geochronology and petrochemistry of Easter and Sala y Gomez islands: implications for the origin of the Sala y Gomez ridge. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **2**, 29-48.
- Cotten J., Le Dez A., Bau M., Caroff M., Maury R.C., Dulski P., Fourcade S., Bohn M., Brousse R. (1995) - Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: evidence from French Polynesia. *Chem. Geol.*, **119**, 115-138.
- De Paep P., Vergauwen I. (1997) - New petrological and geochemical data on Easter Island. *Rapa Nui J.*, **11**, 85-93.
- Draper D.S. (1991) - Late Cenozoic bimodal magmatism in the northern Basin and Range Province of southeastern Oregon. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **47**, 299-328.
- Fodor R.V., Bauer G.R., Jacobs R.S., Bornhorst T.J. (1987) - Kahoolawe Island, Hawaii: tholeiitic, alkalic, and unusual hydrothermal(?) "enrichment" characteristics. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **31**, 171-176.
- Fodor R.V., Frey F.A., Bauer G.R., Clague D.A. (1992) - Ages, rare-earth element enrichment, and petrogenesis of tholeiitic and alkalic basalts from Kahoolawe Island, Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**, 442-462.
- Geist D., Howard K.A., Larson P. (1995) - The generation of oceanic rhyolites by crystal fractionation: the basalt-rhyolite association at volcán Alcedo, Galápagos archipelago. *J. Petrol.*, **36**, 965-982.
- Gonzalez-Ferran O., Carmona R., Katsui Y. (1968) - Mapa geológico de Isla de Pascua, 1: 25 000. Inst. Geogr. Milit., Santiago de Chile.
- Gonzalez-Ferran O., Cordani U.G., Halpern M. (1976) - Potassium-argon ages and Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ ratios of volcanic rocks from Easter Island. IAVCEI, Spec. Ser., Proc. Symp. Andean and Antarctic volcanology problems. Santiago, Chile, 715-724.
- Haase K.M. (2002) - Geochemical constraints on magma sources and mixing processes in Easter Microplate MORB (SE Pacific): a case study of plume-ridge interaction? *Chem. Geol.*, **182**, 335-355.
- Haase K.M., Stoffers P., Garbe-Schönberg C.D. (1997) - The petrogenetic evolution of lavas from Easter Island and neighbouring seamounts, near-ridge hotspot volcanoes in the SE Pacific. *J. Petrol.*, **38**, 785-813.
- Hagen R.A., Baker N.A., Naar D.F., Hey R.N. (1990) - A SeaMARC II survey of recent submarine volcanism near Easter Island. *Marine Geophys. Res.*, **12**, 297-315.
- Heyerdahl T., Ferdon E.N. Jr., Mulloy W., Skjolsvold A., Smith C.S. (1961) - Reports of the Norwegian archaeological expedition to Easter Island and the East Pacific. Vol. 1. Archaeology of Easter Island. Monograph School Amer. Res. Mus. New Mexico, **24**, 559 p.

- Isaacson L.B., Heinrichs D.F. (1976) - Paleomagnetism and secular variation of Easter Island basalts. *J. Geophys. Res.*, **81**, 1476-1482.
- Joron J.-L., Schiano P., Turpin L., Treuil M., Gisbert T., Leotot C., Brousse R. (1991) - Exceptional rare earth element enrichments in Tahaa volcano (French Polynesia). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **313**, sér. II, 523-530.
- Kaneko I., Katsui Y. (1985) - K-Ar ages of volcanic rocks from Easter Island. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, Ser. 2, **30**, 33-36.
- Lacroix A. (1928) - La constitution lithologique des îles de la Polynésie australe. *Mém. Acad. Sci. Paris*, **59**, 1-80.
- Lacroix A. (1936a) - Composition minéralogique des roches volcaniques de l'île de Pâques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **202**, 527-530.
- Lacroix A. (1936b) - Composition chimique des laves de l'île de Pâques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **202**, 601-605.
- Le Dez A., Maury R.C., Guillou H., Cotten J., Blais S., Guille G. (1998) - L'île de Moorea (Société) : édification rapide d'un volcan-bouclier polynésien. *Géol. France*, **3**, 51-64.
- Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Sethna S.F. (1987) - Petrogenesis of rhyolites and trachytes from the Deccan Trap: Sr, Nd and Pb isotope and trace element evidence. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**, 44-54.
- Macdonald R. (1974) - Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks. *Bull. Volcanol., Spec. Iss. Peralkaline rocks*, D.K. Bailey, F. Barberi et R. Macdonald (eds), **38**, 3, 498-516.
- McCormick K.A. (1997) - Studies in crystallization and differentiation in magmatic systems; Part A; Crystal size distributions and growth and nucleation rates in a Reunion Island sill; Part B, The petrogenesis of rhyolite on Rapa Nui (Easter Island). Ph. D. Thesis, The Johns Hopkins Univ., Baltimore, USA, 773 p.
- McDonough W.F., Sun S.-S. (1995) - The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253.
- Métraux A. (1941) - L'île de Pâques. Collect. L'Espèce Humaine, NRF Gallimard, Paris, 6^e éd., 209 p.
- Miki M., Inokuchi H., Matsuda J.-I., Yamaguchi S., Isezaki N., Yaskawa K. (1988) - Preliminary study of geomagnetic paleosecular variation and K-Ar ages in Easter Island, the Southwest Pacific. *Rock Magnetism Paleogeophys.*, **15**, 25-27.
- Morimoto N. (1989) - Nomenclature of pyroxenes. *Can. Mineral.*, **27**, 143-156.
- Ngounouno I., Déruelle B., Demaiffe D. (2000) - Petrology of the bimodal Cenozoic volcanism of the Kapsiki plateau (northernmost Cameroon, Central Africa). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **102**, 21-44.
- O'Connor J.M., Stoffers P., McWilliams M.O. (1995) - Time-space mapping of Easter Chain volcanism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **136**, 197-212.
- Pilger R.H., Handschumacher D.W. (1981) - The fixed-hotspot hypothesis and origin of the Easter-Sala y Gomez-Nazca trace. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **92**, 437-446.
- Schiano P., Clocchiatti R., Joron J.L. (1992) - Melt and fluid inclusions in basalts and xenoliths from Tahaa island, Society archipelago: evidence for a metasomatized upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **111**, 69-82.
- Vélain C. (1879) - Les roches volcaniques de l'île de Pâques (Rapa-Nui). *Bull. Soc. géol. France*, 3^{ème} Sér., **7**, 415-425.
- White W.M., Hofmann A.W. (1982) - Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution. *Nature, G.B.*, **296**, 821-825.

Planche I / Plate I

Photo 1. Le cratère du volcan Rano Kau est limité dans sa partie supérieure par une paroi verticale et vers le bas par des éboulis. Un lac, partiellement comblé par des roseaux, en occupe le fond.

Photo 1. The crater of Rano Kau volcano is limited in its upper part by vertical cliffs and near its base by scree. The lake at the bottom is partly filled with reeds.

Photo 2. Le volcan Terevaka.

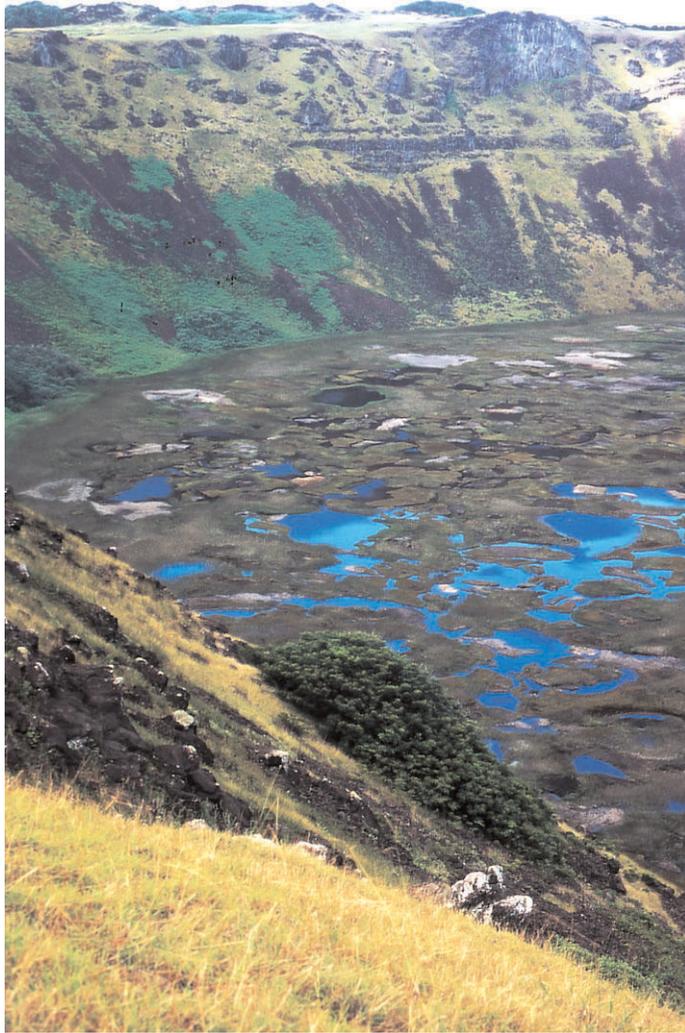
Photo 2. Terevaka volcano.

Photo 3. Le volcan basaltique de Poiké et ses trois dômes trachytiques.

Photo 3. Poike (basalt) volcano and its three trachyte domes.

Photo 4. Les statues ("moais") sculptées dans les tuffés palagonitiques à l'intérieur du cratère du volcan Rano Raraku.

Photo 4. The statues ("moais") carved in palagonitic tuff on the inner wall of the crater of Rano Raraku volcano.



1



2



3



4