



HAL
open science

Les deltas de lave du littoral hawaïen. Partie 1 : la construction des deltas de lave

Guillaume Marie

► **To cite this version:**

Guillaume Marie. Les deltas de lave du littoral hawaïen. Partie 1 : la construction des deltas de lave. L.A.V.E., 2002, 94, pp.7-15. hal-00274474

HAL Id: hal-00274474

<https://hal.science/hal-00274474>

Submitted on 15 Jan 2009

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



**Revue de
L'Association Volcanologique Européenne**

Janvier 2002

N° 94



*Le cratère de l'Erta Ale ; photo : Philippe Bourseiller.
(l'une des cent photos de l'exposition du Sénat)*

Revue bimestrielle
ISSN 0982-9601 – N° Commission Paritaire : 76719-AS

Prix du numéro : 6.5 €

LES DELTAS DE LAVE DU LITTORAL HAWAÏEN

Par Guillaume Marie, géomorphologue, Géolittomer-Brest (UMR 6554)

Partie 1 : la construction des deltas de lave

L'archipel polynésien d'Hawaï se situe au centre du Pacifique et égrène une multitude d'îles et d'îlots sur près de 3 000 km de long. Il est prolongé au Nord-Ouest par la chaîne de monts sous-marins de l'Empereur. Le déplacement de la plaque lithosphérique du Pacifique au-dessus d'un point chaud fixe explique la genèse de ces îles. Les plus anciennes au Nord-Ouest sont devenues atolls par la subsidence de l'appareil volcanique et la croissance corallienne, alors que les plus jeunes, construites récemment (Pliocène à Holocène), sont des îles hautes.

Sur la Grande Ile d'Hawaï, les volcans Mauna Loa et Kilauea sont aujourd'hui toujours actifs, tout comme Haleakala sur l'île de Maui. Depuis 1983, l'éruption du Pu'u'O'o - Kupaianaha sur le flanc Sud du Kilauea n'a cessé de produire des coulées basaltiques qui atteignent régulièrement l'océan Pacifique. L'accumulation de la lave en

aval comble les baies ou crée des banquettes au pied des falaises. Ces formes sont appelées deltas de lave, par analogie avec le modelé fluvial. Seules les coulées *pahoehoe* construisent un delta de lave ; les coulées de type *aa* forment des promontoires particuliers qui ne seront pas étudiés dans cet article. Nous proposons d'analyser la genèse de ces deltas de lave et d'expliquer leur rapide destruction liée à leur instabilité et à l'attaque marine.

Les éruptions du Pu'u'O'o — Kupaianaha

L'éruption en cours a débuté le 2 janvier 1983 par l'émergence d'une fontaine de lave au niveau d'une fissure formant le cône du Pu'u'O'o, à 720 m d'altitude (fig. 2). Différents épisodes éruptifs se sont dès lors succédé, séparés parfois par des pauses. La lave circule le plus souvent

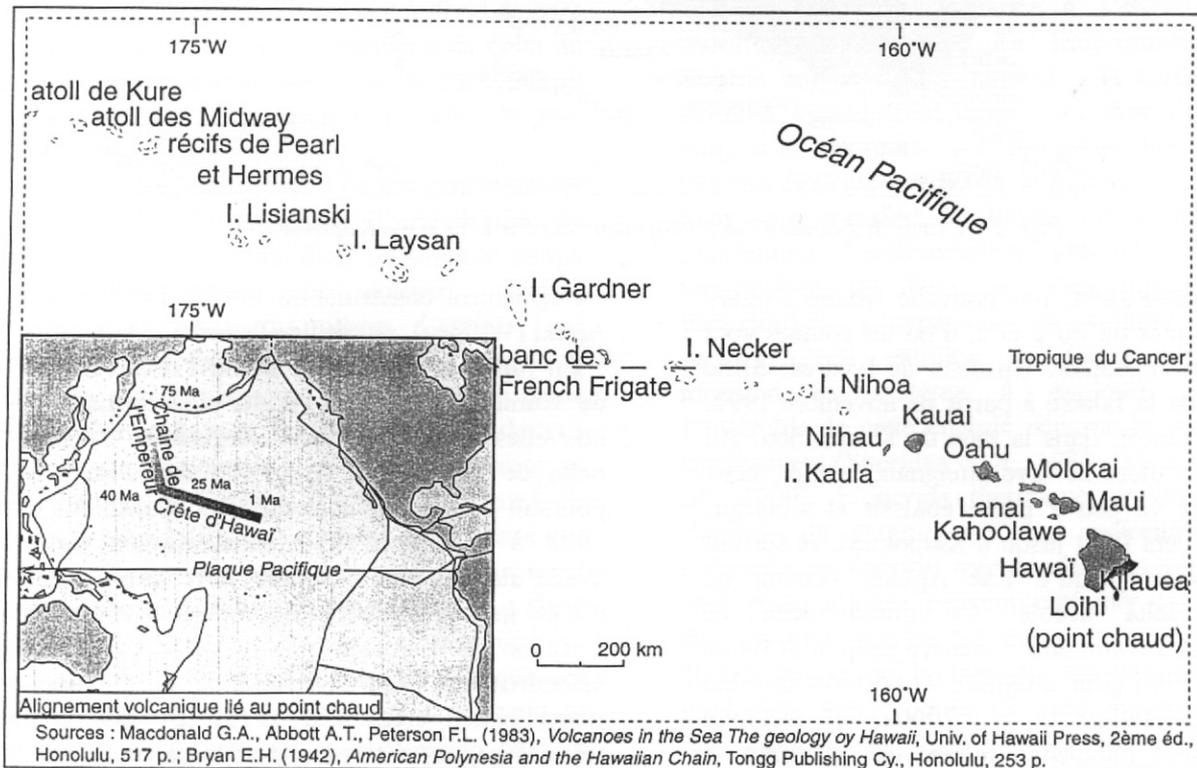


Fig. 1 : Carte de l'archipel d'Hawaï.

dans un système de tubes de lave, sous la coulée généralement *pahoehoe*, ce qui limite le refroidissement du magma. Durant les 47 premiers épisodes éruptifs, aucune coulée n'a atteint l'océan Pacifique.

En juillet 1986, s'est ouverte, à 3 km au Nord-Est du Pu'u'O'o, la nouvelle bouche éruptive de Kupaianaha, d'où les coulées partiront jusqu'en 1992 (fig. 2). Celles-ci atteignent l'océan et construisent un delta de lave à l'Est de Kupapa'u Point (nov. 1986), qui s'étendra progressivement jusqu'à Kamokuna en 1989.

En 1990, un nouveau système de tubes de lave se met en place plus à l'Est, détruisant en partie sur son passage le village de Kalapana. Cette même année, deux deltas de lave majeurs se construisent sur la côte : le delta de Ki'i et surtout le delta qui comble la baie de Kaimu. Cette année-là, les gains de territoire aux dépens de l'océan Pacifique atteignent des records : 59 ha (Heliker et al., 1994). Par la suite, quelques petites banquettes de lave, vite érodées, se forment en 1991 en trois endroits (Kapaahu, Kupapa'u Pt et Waha'ula).

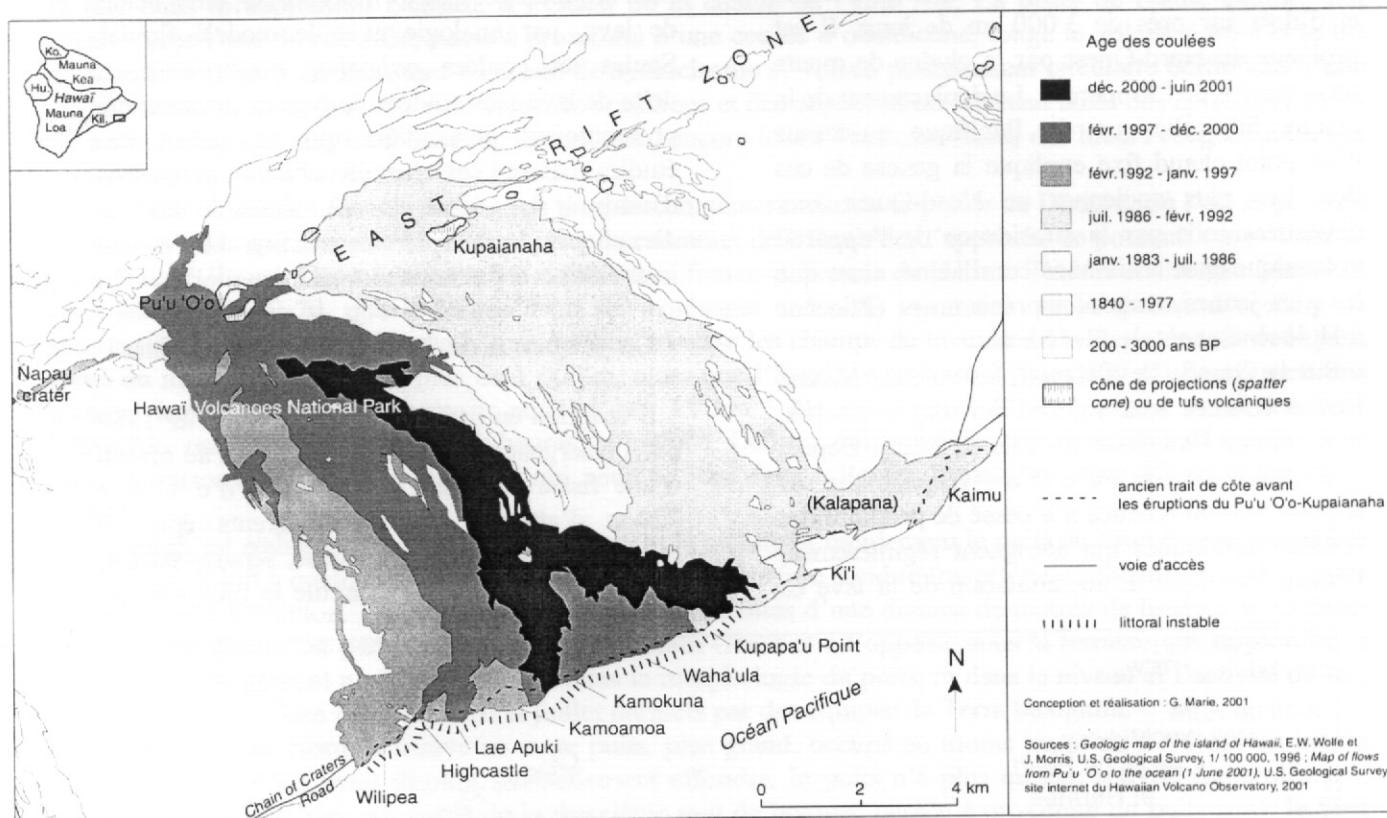


Fig. 2 : Carte des coulées des éruptions du Pu'u'O'o — Kupaianaha

En février 1992, une nouvelle fissure s'ouvre sur les flancs du Pu'u'O'o, d'où les coulées vont désormais s'écouler. Un delta de lave est édifié au pied de la falaise à partir de novembre 1992, plus à l'Ouest, dans la baie de Kamoamo. Au gré des coulées de lave atteignant la mer, cette banquette va peu à peu s'épaissir et s'élargir, d'abord vers l'Est jusqu'à Kamokuna, et surtout vers l'ouest jusqu'à Lae Apuki, formant un second delta accolé. Ce grand delta de Kamoamo continue à s'étendre jusqu'à la fin de l'année 1996 pour atteindre 93 hectares et 4 km de long (Heliker et al., 2000a). Il recouvre entièrement l'ancienne falaise qui marquait le trait de côte avant l'éruption du Pu'u'O'o — Kupaianaha. Une banquette de lave plus modeste

est également construite en 1995 à l'Est de Lae Apuki (Wilipea), au pied de l'ancienne falaise.

En juillet 1997, la lave atteint l'océan à l'Est de Kamokuna, puis à Waha'ula, formant de nouvelles banquettes qui élargissent le grand delta de Kamoamo. L'arrivée de la lave se poursuit de manière épisodique et sporadique de 1998 à septembre 1999 entre Kamoamo et Waha'ula. Aucune nouvelle terre substantielle n'a été gagnée sur la mer durant ces deux années, à cause de l'érosion marine et de fréquents effondrements qui affectent les terrains nouvellement créés. En 1998, le solde entre terrains gagnés et terrains perdus par érosion est même négatif pour la première fois depuis 1986 (Heliker et al., 2000b).

De décembre 1999 à mars 2000, de nouvelles coulées gagnent la mer à Highcastle et Lae Apuki, formant deux banquettes. Une nouvelle branche se développe plus à l'Est et construit, entre février 2000 et août 2000, un delta de lave à Waha'ula et une série de petites banquettes de part et d'autre de celui-ci. Entre septembre et décembre 2000, une nouvelle entrée de lave arrive à l'Est de Kamokuna, créant une banquette. Enfin, en avril 2001, la lave atteint l'océan à l'Est de Kupapa'u Point et forme une banquette large d'environ 120 m en juin. Elle est toujours en activité aujourd'hui.

Deux missions de terrain effectuées aux printemps 2000 et 2001 sur l'île d'Hawaï ont permis d'observer, à partir de l'exemple de ces cinq banquettes, les différents stades d'évolution d'un delta de lave : formation d'un "pied de lave", réactions hydromagmatiques, production de pyroclastes, création d'une nappe de débris et progression du delta sur celui-ci.

La formation d'un « pied de lave »

Après avoir parcouru une dizaine de kilomètres sur les pentes du Kilauea, le matériel en fusion atteint le littoral. Lorsqu'il s'agit d'une côte basse au niveau d'une baie, les coulées recouvrent dans un premier temps la plage de sable noir qui nappe généralement le fond de baie avant d'arriver à la mer. L'extension du delta de lave est sans doute facilitée par la bathymétrie peu profonde et l'exposition aux houles de plus faible énergie.

Mais la côte Sud-Est de l'île est généralement constituée de falaises hautes d'une dizaine de mètres. La lave va donc dans un premier temps draper l'empilement de coulées, parfois anciennes de plusieurs milliers d'années, qui compose cette falaise, pour ensuite atteindre, selon les cas, la plage qui se trouve à ses pieds ou directement la mer. La lave s'y accumule tout d'abord sur seulement 1 ou 2 m d'épaisseur et une dizaine de largeur, formant un « pied de lave » (photo 1, fig. 3a). Durant cette phase qui peut durer plusieurs jours, le « pied de lave » est attaqué par le déferlement des vagues et a donc du mal à s'étendre tant que l'alimentation en magma n'est pas plus importante ou que les déferlements ne s'effectuent pas plus en avant de la côte, c'est-à-dire tant qu'il n'existe pas un soubassement de dépôts pyroclastiques.

Les réactions hydromagmatiques

En effet, le contact explosif entre la lave et l'eau de mer produit des débris de lave qui viennent napper le bord de la falaise, favorisant l'extension du « pied de lave ». Ceci s'explique par les réactions hydromagmatiques qui se produisent à l'interface magma/mer. Elles peuvent aller du simple refroidissement passif du magma, avec formation d'une croûte, aux explosions en gerbes cypressoïdes ou paroxysmales (Morrissey et *al.*, 2000). Ces phénomènes hydromagmatiques explosifs peuvent se décomposer en plusieurs étapes.

Dans un premier temps, la couche superficielle de la coulée se durcit et se vitrifie au contact de l'air et des déferlements, mais elle continue à se mouvoir et à se rapprocher de l'océan. Dans une seconde phase, le cœur en fusion de la coulée se trouve en contact avec le milieu aqueux par la rupture de la croûte protectrice, suite aux déferlements, à la pression du fluide ou au dégazage par expansion de volume. Si le transport du magma s'est effectué à l'intérieur d'un tube de lave, il peut se retrouver directement en contact avec l'eau de mer au débouché du tube. Après un premier mélange grossier entre les deux fluides (pré-mélange), une fine tranche d'eau est alors vaporisée sous l'effet de la chaleur dégagée par la coulée de lave. Ce film de vapeur a tendance à s'étendre par pulsations mécaniques. La fragmentation du magma qui en résulte augmente la surface du matériel incandescent en contact avec l'eau de mer, d'autant plus que de petits jets d'eau peuvent également pénétrer le magma. Tout ceci favorise le transfert de chaleur vers l'extérieur, provoquant l'augmentation graduelle de la température de l'eau de mer, jusqu'à sa vaporisation. L'expansion en volume de la vapeur d'eau entraîne de fortes pressions amenant le système à exploser lorsque l'ensemble de cette énergie dépasse la limite de confinement (Sheridan et *al.*, 1983 ; Morrissey et *al.*, 2000). L'énergie thermique provenant de l'arrivée du magma est ainsi majoritairement convertie en énergie mécanique. Ces réactions hydromagmatiques peuvent entraîner la genèse de produits pyroclastiques par une nouvelle fragmentation de la lave au moment de cette explosion. Les produits de cette fragmentation sont alors éjectés, ainsi que des débris lithiques n'appartenant pas au magma juvénile.

Des expérimentations ont été menées à partir de mélanges entre un combustible et un liquide refroidissant (*fuel-coolant interactions* ou *FCI*) ou entre de l'eau et de la thermitte ($\text{Fe} + \text{Al}_2\text{O}_3$), afin de mieux cerner les réactions physiques expliquant la fragmentation et l'explosion.

L'explosivité des phénomènes hydromagmatiques dépend en grande partie du *ratio* entre quantité d'eau et masse de magma. Lors d'éruptions humides (*wet eruption*), spécialement sur le littoral, les proportions de magma et d'eau peuvent subir des changements brusques, en fonction notamment de l'afflux de lave, responsables de conditions explosives différenciées (Morrissey et al., 2000 ; White et al., 2000).

Si peu d'eau est disponible, celle-ci est chauffée à haute température, mais l'expansion de la vapeur ne peut fragmenter qu'un petit volume de magma. En revanche, l'excès d'eau entraîne une perte d'énergie thermique par dissipation dans le milieu aqueux : il n'y a pas vaporisation complète.

D'autres paramètres sont déterminants pour expliquer la fragmentation explosive de la lave (Moore et al., 1965 ; Sheridan et al., 1983 ; Mattox et al., 1997 ; Morrissey et al., 2000 ; White et al., 2000) :

- la température et pression du magma : plus la température du magma est élevée, plus l'énergie thermique, transformable en énergie mécanique est grande ;
- la viscosité du magma : liée également au type de lave, elle retarde le mélange entre l'eau et le magma et n'est donc pas favorable à la fragmentation ;
- la pression au niveau de la zone de confinement : à l'intérieur d'un tube de lave, les pressions exercées lors d'une réaction provoquent de fortes explosions ;
- le mode de contact entre l'eau et le magma : il peut se faire par ondes de pression ou par jets d'eau pénétrants ; par ailleurs, un contact abrupt est favorable aux réactions explosives ;
- la géométrie de la zone de contact : une forte pente favorise une avancée rapide de la lave à des profondeurs importantes, limitant le caractère explosif de la coulée ;
- l'intensité de l'action marine : elle favorise les explosions paroxysmales ;
- les impuretés de l'eau : elles augmentent sa viscosité et limitent sa vaporisation.

Les pyroclastes et leur transport

En raison du large spectre de réactions hydrovolcaniques qui peuvent se produire en milieu littoral, les débris pyroclastiques résultants sont eux-mêmes d'une grande variété de formes et de tailles. Ils sont pour la plupart très fins en raison de la pulvérisation du matériel lors de l'explosion (cendres volcaniques, parfois poussières), mais ils peuvent être plus grossiers (lapilli ou bombes volcaniques). Plus le *ratio* entre quantité d'eau et quantité de lave est optimal, plus les produits éruptifs seront fins selon Sheridan et Wohletz (1983). Les sédiments sont donc généralement peu classés. On parle de scories volcaniques car les éléments sont généralement aigus, mais il y a également production de filaments (*cheveux de Pele*), d'écaillés (*limu o Pele*), de gouttes, d'éléments sphériques, voire parfois d'éléments en forme de mousse ou d'assiette.

L'activité hydromagmatique, périodique, se caractérise par des gerbes cypressoïdes caractéristiques (photo 2). Les sédiments les plus grossiers prennent, en effet, une trajectoire le plus souvent balistique. Ces débris viennent napper le delta de lave à proximité de l'explosion, créant une couverture de plusieurs centimètres d'épaisseur.

Il existe également une colonne de vapeur d'eau et de gouttelettes d'eau en suspension, mêlées à des éléments lithiques, vitreux ou en fusion. Elle provient en grande partie de l'évaporation de l'eau de mer sur le front du delta qui laisse, sur la coulée, une croûte de sels et dégage de l'acide chlorhydrique (Moore et al., 1973). Ces débris pyroclastiques, plus fins, sont emportés plus ou moins loin, en fonction de la densité du nuage et de la force des vents (Sheridan et al., 1983). Cette colonne hétéroclite existe pratiquement en permanence sur un delta de lave actif, mais est souvent de faible ampleur, voire absente, lorsque le flux de lave est peu important. Le panache peut s'écrouler sur lui-même, donnant lieu à des déferlantes basales qui provoquent le dépôt de débris en fusion sur le delta de lave en formation (Sheridan et al., 1983).

La nappe de débris

Le dépôt s'effectue également vers le large et sur la marge littorale, nappant le talus

continental. Les pyroclastes constituent alors le soubassement instable sur lequel va s'étendre le delta de lave. Ils pourront être déplacés petit à petit par la dérive littorale et s'accumuler au fond des baies pour former des plages de sables noirs. Il faut noter que les deltas de lave récents conservent des débris pyroclastiques au pied de leur falaise et sur le delta pendant plusieurs dizaines d'années (observations faites au niveau des coulées du Mauna Ulu, datant de 1969-1974).

Lorsque des tubes de lave traversent cette nappe de débris pyroclastiques sous le delta de lave, ils produisent des laves en coussins (*pillow lavas*) qui structurent l'ensemble. Ces laves en

de mer (Moore, 1975). De plus, à partir d'une certaine profondeur, la pression exercée par la masse océanique, amplifiée ici par la pression de la nappe de débris, empêche les explosions gazeuses car les gaz internes ne peuvent se détendre et l'eau bouillir (Moore, 1975). Ces laves en coussins sont souvent associées à des hyaloclastites, fines brèches à éléments vitreux. Le soubassement, constitué essentiellement de débris pyroclastiques, comporte donc également des fragments arrondis de laves en coussins mêlés aux hyaloclastites, ainsi que les produits de l'érosion subaérienne, et les fragments détachés par l'abrasion et les coups de boutoir des vagues.

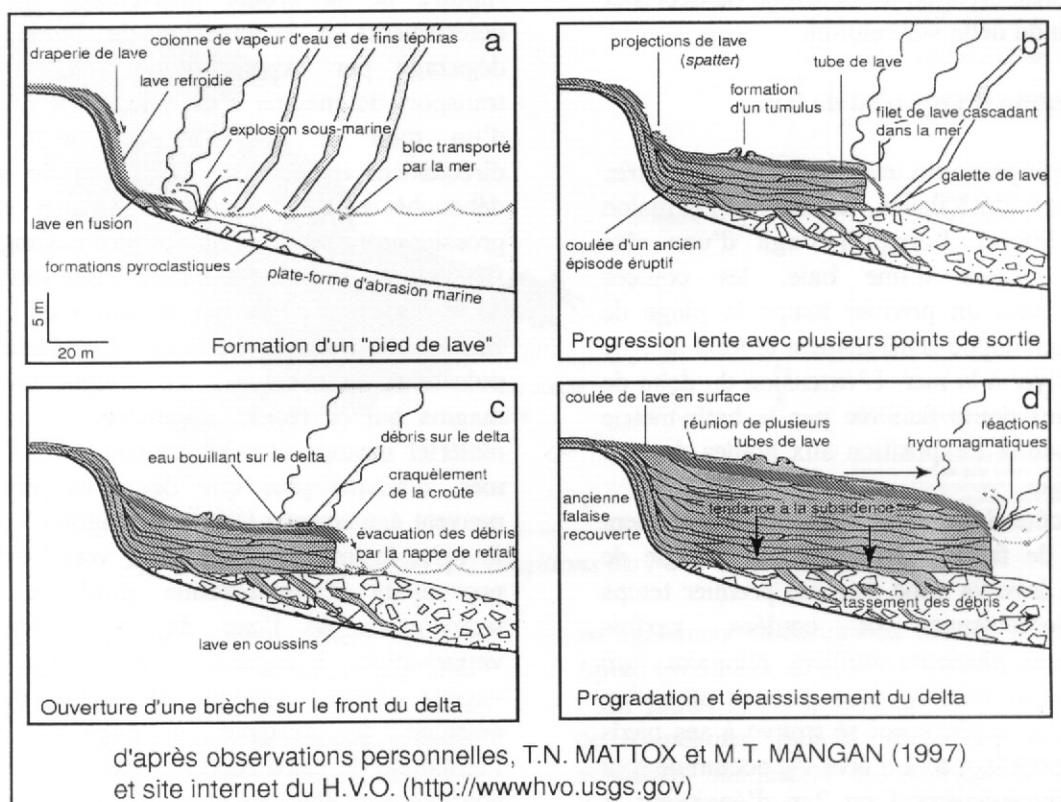


Fig. 3 : La formation des deltas de lave.

coussins possèdent une forme cylindrique typique. Leur genèse s'explique par un fort dégazage lors de leur transport, ce qui limite la fragmentation lors du refroidissement par l'eau

Des coulées sous-marines ont aussi été observées par des plongeurs sur les pentes du talus de débris à Kealakomo en 1971 (Moore et al., 1973). La partie superficielle de la coulée se



Photo 1 : Formation d'un pied de lave à l'est de Kupapa'u Point (cl. G. Marie, avril 2001)



*Photo 2 : Jets cypressoïdes de téphras en marge du delta de Kupapa'u Point
(cliché. G. Marie, juin 2001)*



Photo 3 : Front du delta de Kupapa'u Point avec filet de lave cascasant dans la mer et encoche basale (cliché G. Marie, avril 2001)



Photo 4 : Ouverture d'une brèche sur le front du delta de lave de Kupapa'u Point (cliché G. Marie, avril 2001).

solidifie et la lave continue à couler à l'intérieur de cette chape protectrice, sans dégagement notable de vapeur. Lorsqu'une ouverture à la surface de la langue se produit ou qu'un nouveau flux de lave éventre la croûte déjà refroidie, des protubérances se créent en quelques secondes, avec une morphologie proche de celle des laves en coussins.

La progression du delta de lave

Au fur et à mesure que les débris pyroclastiques s'accumulent sur la pente sous-marine et à la condition que le flux de lave se poursuive, le delta continue à s'étendre, sous la forme de boursouffures, puis de coulées qui s'épanchent sur le soubassement. L'ensemble construit petit à petit un delta (fig. 3), le plus souvent en forme de banquette en contrebas de l'ancienne falaise. Celle-ci est recouverte de draperies de lave qui mènent au delta, parfois d'éclaboussures de lave (*spatter*) lorsque les bavures sur la falaise sont interrompues et que la lave tombe par paquets sur la banquette, comme à Kapapa'u Point en mai 2001.

L'extension du cône de débris sur la topographie sous-marine et de part et d'autre du delta favorise sa progression latérale et en aval. Il semblerait également qu'elle permette l'éloignement des déferlements de vagues du front du delta, limitant ainsi son érosion. Il est possible que le delta ne puisse pas s'étendre sans que les débris pyroclastiques nappent sur quelques mètres l'avant-côte, car les assauts de la mer détruiraient sinon sa partie distale. Les sédiments nappent aussi parfois la falaise du front deltaïque, haute de 0,5 à 4 mètres environ. La lave progresse au sein du delta dans des tubes de lave, d'un diamètre métrique (Mattox et al., 1997), ou plus rarement en surface, avec parfois un réseau anastomosé sur le delta. La pression hydrostatique provoquée par le passage du magma dans les tubes de lave entraîne la formation de tumuli d'un ou de deux mètres de commandement sur la surface du delta. La lave cascade ensuite en plusieurs points dans la mer sous la forme de filets, parfois continus, qui provoquent l'ébullition de l'eau de mer et parfois une légère colonne de vapeur (fig. 3b). La lave se transforme en galettes lors de son refroidissement et tombe sur la plage (photo 3). La mer reprendra alors ces nouveaux débris grâce à la nappe de retrait des vagues.

La lave peut également napper le front du delta lors de l'ouverture d'une brèche (photo 4). À chaque déferlement, l'eau de mer projetée refroidit le delta, dépose des sédiments et s'évapore après ébullition, formant une croûte noire là où la lave était incandescente (fig. 3c). L'écoulement de la lave sous-jacente craquelle cette croûte en morceaux atteignant parfois 50 cm. Ces blocs, souvent aux angles aigus, seront ensuite évacués. Il est possible qu'ils puissent servir de support à la coulée qui s'y adossera pour gagner du terrain. Nous avons ainsi observé à plusieurs reprises en mai 2001 la formation d'un petit cône en avant du delta de Kupapa'u Point servant de point d'appui à sa progradation.

De plus, le delta n'arrive pas à progresser si l'écoulement de lave n'est pas assez intense, car la nouvelle boursouffure est aussitôt détruite par le déferlement des vagues et les fragments entraînés par la nappe de retrait. Il faut aussi que la durée entre deux déferlements soit suffisante pour que la lave construise sur le sable une avancée qui soit assez résistante. Si l'impact des vagues est violent, il peut briser une partie du front du delta, notamment au niveau des zones de faiblesse, mettant à nu une plus grande quantité de matériel en fusion. Mais les réactions hydromagmatiques restent à ce stade généralement limitées. Les téphras, qui parfois flottent quelques minutes à la surface de la mer, viendront ensuite alimenter la nappe de débris.

Au bout de plusieurs jours, les filets subaériens se réunissent pour former une seule coulée, comme à Kealakomo (mars/avril 1971, Moore et al., 1973), ou encore les tubes de lave se rassemblent en un seul, plus large, comme à Kamoamo (1992/1993, Mattox, 1993 ; Mattox et al., 1997) ou à l'Est de Kupapa'u Point (fin mai/juin 2001). Le delta prograde alors au débouché de ces tubes, construisant des pointements (fig. 3d). Parallèlement à ces lieux d'effusion importante, il existe toujours des zones moins actives sur le front du delta où s'opère un simple refroidissement ou quelque timide sortie de lave. Le volume de lave arrivant à la mer étant plus élevé, les réactions hydromagmatiques seront plus intenses, pouvant même provoquer l'effondrement partiel ou total du delta de lave.

Les épisodes éruptifs successifs provoquent l'épaississement du delta de lave. Il a dans le même temps une tendance à la subsidence de plusieurs centimètres par mois, en raison de son poids, selon J. Kauahikaua et al. (1993). Une étude en cours sur les banquettes de Wilipea, Highcastle et Lae Apuki montre qu'elle peut par endroits dépasser 1 cm par an lorsque le delta n'est plus actif (plus d'alimentation en lave).

La vitesse d'extension du delta dépend du volume de magma arrivant à l'océan et de sa vitesse de destruction. Pour les deux plus larges deltas de l'éruption de Pu'u'O'o - Kupaianaha, Kalapana (1990) et Kamoamo (1992), tous deux dans une baie peu profonde, les taux ont atteint respectivement environ 38 500 et 18 500 m² par jour durant les premiers jours (Mattox et al., 1997). Les vitesses de construction diminuent ensuite lorsque le delta atteint de plus grandes profondeurs. Généralement, la lave a tendance à uniformiser le trait de côte, en comblant les indentations du tracé au fur et à mesure de la construction du delta. Il peut s'étendre sur plus d'un kilomètre de longueur et sur plusieurs centaines de mètres de large (Moore et al., 1973 ; Mattox et al., 1997), en fonction de l'extension de la plate-forme d'abrasion. Les deltas de lave, que nous avons observés en 2000 à Waha'ula et à l'Est de Kupapa'u Point en 2001, atteignaient eux une centaine de mètres de largeur au maximum.

Ce mode de genèse établi grâce à des observations effectuées lors de l'éruption du Pu'u'O'o - Kupaianaha a également été mis en évidence sur plusieurs deltas de lave préhistoriques de la côte Sud du Kilauea (Moore et al., 1973). Mais parallèlement à cette extension du delta de lave, des processus liés à l'explosivité des réactions hydromagmatiques et à l'attaque des agents marins peuvent détruire en partie ou totalement cette forme de progradation.

Il s'agit en fait d'un combat perpétuel entre deux mécanismes antagoniques, créant une forme dynamique, et donc dangereuse pour les visiteurs qui s'en approchent de trop près.

Bibliographie :

- HELIKER C., MANGAN M., MATTOX T., KAUAHIKAUA J. (1994) - Chronological summary. pp. 3-5 In : NAKATA J.S. et al. (coord) - *Hawaiian Volcano Observatory summary 91, part 1: seismic data, January to December 1991*. U.S. Geological Survey Open-File Report 94-432, 72 p.
- HELIKER C., THORNER C., SHERROD D. (2000a) - Chronological summary. pp. 3-5 In : NAKATA J.S. et al. (coord) - *Hawaiian Volcano Observatory summary 96; part I, seismic data, January to December 1996*. U.S. Geological Survey Open-File Report 00-354, 84 p.
- HELIKER C., THORNER C., SHERROD D. (2000b) - Chronological summary. pp. 3-5 In : NAKATA J.S. et al. (coord) - *Hawaiian Volcano Observatory summary 98; part I, seismic data, January to December 1998*. U.S. Geological Survey Open-File Report 00-406, 59 p.
- KAUAHIKAUA J., DENLINGER R., FOSTER J., KESZTHELYI L. (1993) - Lava delta instability : is it mass-wasting or is it triggered by lava flowing through tubes ? *Transactions Eos, American Geophysical Union supp.*, vol. 74 (43), résumé, p. 616
- MATTOX T., MANGAN M.T. (1997) - Littoral hydrovolcanic explosions : a case study of lava-seawater interaction at Kilauea Volcano. *J. of Volcanol. and Geoth. Res.*, vol. 75 (1-2), pp. 1-17
- MOORE J.G. (1975) - Mechanism of Formation of Pillow Lava. *American Scientist*, vol. 63 (3), pp. 269-277
- MOORE J.G., AULT W.U. (1965) - Historic Littoral Cones in Hawaii. *Pacific Science*, vol. 19, pp. 3-11
- MOORE J.G., PHILLIPS R.L., GRIGG R.W., PETERSON D.W., SWANSON D.A. (1973) - Flow of lava into the sea, 1969-1971, Kilauea Volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bull.*, vol. 84, pp. 537-546
- MORRISSEY M., ZIMANOWSKI B., WOHLTZ K., BUETTNER R. (2000) - Phreatomagmatic Fragmentation pp. 431-445 In : SIGURDSON H. (coord) - *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, 1417 p.
- SHERIDAN M.F., WOHLTZ K.H. (1983) - Hydrovolcanism : basic considerations and review. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 17, pp. 1-29
- WHITE J.D.L., HOUGHTON B. (2000) - Surtseyan and related phreatomagmatic eruptions. pp. 495-511 In : SIGURDSON H. (coord) - *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, 1417 p.