



Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

C. R. Geoscience 335 (2003) 1051–1058



Géomatériaux

Le volcanisme Pliocène inférieur de Maguelone (région de Montpellier, Hérault)

Paul Ambert*

UMR 8555 du CNRS, université Paul-Sabatier, Centre d'anthropologie, 39, allées Jules-Guesde, 31080 Toulouse cedex, France

Reçu le 24 avril 2003 ; accepté le 22 septembre 2003

Présenté par Claude Jaupart

Résumé

Le volcanisme de l'îlot de Maguelone, reconnu au XIX^e siècle comme un « tuf volcanique sans basalte » [de Rouville, thèse, 1853], occulté depuis du fait de l'absence de basalte [BRGM Languedoc-Roussillon, Dossier forages, Sète, 4], est caractéristique d'un volcanisme surtseyen (c'est-à-dire péri-littoral [Jakobson, Bull. Soc. géol. Denmark 27 (1978) 95–105]), dont il possède les caractéristiques pétrographiques et minéralogiques. Son attribution au Pliocène inférieur ressort de l'interstratification de ses téphras dans des termes lagunaires, contrôlés paléontologiquement par des faunes de rongeurs. En outre, grâce à l'enregistrement continu de l'épaisse (110 m) série du Trou du Ragout (Vias) [BRGM Languedoc-Roussillon, Dossier forages, Sète, 4], il a été possible de mettre en évidence deux phases d'émission de cet appareil, respectivement calibré à 5 Ma et entre 4,2 et 3,8 Ma. **Pour citer cet article :** P. Ambert, C. R. Geoscience 335 (2003).

© 2003 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Abstract

Early Pliocene volcanism in Maguelone (Montpellier area, Hérault, France). The volcanism of the Maguelone Island indicates a surtseyan volcanism. It contains petrographical and mineralogical characteristics of coastal phreatic volcanism. Its discharges are interbedded in the marine or lagoon Pliocene context. Rodents fauna and high-stand in the curve of Vail indicate a period between 4.2 and 3.8 Myr. The geographical pattern of its markers suggests a new reading and dating of the Pliocene sequences, particularly known from the scarcity of chronological indications. **To cite this article:** P. Ambert, C. R. Geoscience 335 (2003).

© 2003 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Mots-clés : volcanisme surtseyen ; domaine margino-littoral ; Pliocène inférieur ; téphra ; Languedoc ; France

Keywords: surtseyan volcanism; littoral; Lower Pliocene; tephra; Languedoc; France

Abridged English version

The volcanism of the Island of Maguelone [2], south of the coastal lagoons near Montpellier [8,9],

was accepted in 1853 [21], but has been considered doubtful since 1970 [12]. It is represented on old geological maps [8,9] by dark purple used for basalt, although it has no basalt outcrop. It seems to us that the discovery in 1986 of volcanic micro-bombs within a cross-section of Pliocene limestone, and then of tephra on the island itself, supports the description

* Auteur correspondant.

Adresse e-mail : m.p.ambert@wanadoo.fr (P. Ambert).

made by de Rouville [21,22]. Our later research has confirmed it and the action, palaeogeographical context and extent of the distal discharges from this volcanism provide corroboration for its ascription to the Early Pliocene. However, volcanic output (glass and ash) is very easily altered – transformed into clay through the influence of salt spray from the sea and lagoons nearby. In Maguelone, as in the northern side of the ‘Étang de l’Arnel’ (Fig. 1), the volcanic deposits can only be seen after a strong easterly gale or if they are laid bare by a power shovel. It is most likely that these poor conditions of observation led the mid-20th-century Languedoc geologists to doubt of the conclusions of their forerunners [19,21]. Our work enabled us to identify a hyaloclastic tuff – and fine sandstones containing microscopic basalt particles – to a depth of 2 to 3 m, depending on the section, over the entire southern part of the island and in radial boreholes around it. The finest outcrop is the one known as the ‘Roman Fountain’ and associates yellow palagonitic tuff with beds of welded volcanic grains, thinly deposited and virtually without any dip. The small amount of rough matter consists of sedimentary (limestone and marl) or igneous (basalt and olivine) inclusions. Their mineral composition consists of a high proportion of conchoidally fractured fragments of diopside together with much augite, spinel and olivine. In the middle of the island, at –1 m NGF, the Sète 4-28 borehole [12] cut through a rough hardened brown sandstone containing small basalt bombs. These bombs are the only basalt products found on the island. The same applies to the northwestern bank of the ‘Étang de l’Arnel’, between Beaugard and the cabins of Mas-Neuf, where there are two outcrops with inter-stratifications of volcanic elements in the Pliocene sequence, particularly in the white limestone known as Frontignan. The sections show the same alternating facies as at Maguelone. Further afield are signs that can also be ascribed to the Maguelone volcanism. This is particularly the case in the Agde 6-3, ‘Trou du Ragout’ [12, 23], Sète 5-6, 158 and ‘Canal des Quilles’ [2] boreholes. Their deep Pliocene sequences reveal a mineralogical spectrum of green pyroxene – olivine [12]. Moreover, the ‘Canal des Quilles’ borehole contains the same iron-rich spheroids as the Maguelone tuff. All of the volcanic matter recorded (hyaloclastite, ‘De Rouville basalt-free tuff’ [22], peperite, tuff contain-

ing fragments of basalt and few sedimentary inclusions) clearly points to a phreatomagmatic volcanism with the Maguelone Island close to its centre of emission. The quenched cauliflower volcanic bombs are a convincing argument for the explosive action of volcanism in contact with a water table. Moreover, the palagonitisation and syn-volcanic alteration of volcanic glass [13] place this phreatic volcanism in a marine or lagoon context [13,16]. The abundance of hyaloclastites and cauliflower bombs, but also the scarcity of substratum inclusions, indicate that the volcanism of Maguelone is surtseyan [13,16]. Its age can be determined with confidence: all the outcrops with petrographical markers in the Maguelone volcanism belong, without exception, to the classic three-some of the Pliocene facies (marine, lagoon, continental) [9,14,20]. Most of them thus fit into limits of the Pliocene coastal margin (‘Canal des Quilles’, Beaugard, ‘Mas-Neuf’) and in particular the Frontignan limestone [6,9], which, based on its rodent fauna, can be dated at 4.2–3 Myr [14]. However, the contemporaneity of the limestone and the Maguelone volcanism, both of them constrained in their establishment by the Zanclean marine high stand in the curve of Vail, indicates that they predate the start of the regression set at 3.8 Myr [15]. This estimation is borne out by the K–Ar isotopic evaluation of the largest bombs found at Beaugard at around 3.5 Myr, a date which might seem slightly later due to the altered state of the samples. In the best-known Pliocene regional sea delta of La Mosson [20], extraction by washing and sifting the Celleneuve 2 rodents, estimated at 5 Myr, revealed fragments of non-rounded olivine. In the absence of any other explosive occurrence within a radius of 200 km, the freshness of these fragments suggests that they might be ascribed, at least provisionally, to the volcanism of Maguelone. The period of a million years between these two witness points can be compared with the recurrence of two separate layers of volcanic minerals identical to those of Maguelone (about –100 m and –40 m) in the Pliocene sequence of the ‘Trou du Ragout’ [12]. This observation leads us to suggest a two-stage activity in this volcanism. The theory is supported by the long marine high stand of the Early Pliocene (5, 3 and 3.8 Myr), the more so because the volcanism of Maguelone is controlled by the trace of the Nîmes fault, one of the most mobile accidents in this

part of the Languedoc. The volcanism of Maguelone can thus be ascribed to the Early Pliocene, and more specifically to the period between 4.2 and 3.8 Myr. It is the only volcanic occurrence of this age known in the Languedoc. Its petrographical and mineralogical characteristics indicate that its type is surtseyan. Though not very widespread (50 km), the dispersal of its ejectas in two boreholes where the study of its markers allows us to suggest a new reading and dating of the Pliocene sequences. Their continental limits, which are numerous between the Orb and the Rhone [3,14], are difficult to date because of their depth and monotony, the repetition of the facies and the scarcity of chronological indicators. The discovery of heavy Maguelone volcanic minerals within hectometric Pliocene series would help somewhat to remedy this situation.

1. Introduction – Historique

Bien que reconnu dès 1853 [21], et précisé en 1876 [22], le volcanisme de l'îlot de Maguelone [4], situé au sud des étangs côtiers proches de Montpellier [8, 9] (Fig. 1A), a été mis en doute depuis 1970 [12]. Une campagne de forages ciblés, n'ayant pas recoupé de basalte sur l'île [12], eut pour conséquence sa disparition de plusieurs ouvrages et cartes récents [7, 10,11]. La présente révision procède de la volonté de redresser une erreur présumée. En effet, bien que représenté sur les cartes plus anciennes [8,9] par la classique couleur violet foncé propre au basalte, le volcanisme de Maguelone est pourtant dépourvu de tout affleurement de basalte massif.

À cet égard, les descriptions comme la légende de la carte géologique de de Rouville [22] mentionnent des « tufs basaltiques sans basaltes ». Aussi, la découverte, dès 1986, sur la côte de Villeneuve-les-Maguelone, de micro-bombes volcaniques au sein de calcaires pliocènes, nous sembla valider la description de de Rouville [3,4]. Les recherches postérieures l'ont confirmé, tandis que le fonctionnement surtseyen, le contexte paléogéographique, l'extension des retombeées distales de ce volcanisme corroborent son attribution au Pliocène inférieur.

2. Description des principaux affleurements

2.1. Conditions d'observation des tufs volcaniques de Maguelone

La très forte altération des produits volcaniques fins en milieu marin est un fait bien connu [13,15], illustré à Maguelone. Les verres qui en composent la majeure partie se désagrègent et se transforment en argile d'autant plus vite ici qu'ils sont soumis à l'action des embruns. Un empâtement des talus, comme le feutrage de la surface des champs, masquent rapidement les dépôts volcaniques. Altérés, ils forment le substrat de sols caractéristiques [5].

Ce sont sans doute ces mauvaises conditions d'observation qui ont conduit les géologues languedociens du milieu du XX^e siècle à mettre en doute les observations de de Rouville [21,22] et celles de Mercier [19], qui avait identifié un affleurement de téphras sur la cote ouest de l'île. C'est dans ce contexte de suspicion que nous avons entrepris des recherches sur l'îlot de Maguelone et sur la côte nord de l'étang de l'Arnel.

2.2. Les témoins volcaniques de l'îlot de Maguelone (Fig. 1B)

(1) Les tranchées réalisées, en mars 1987, en deux points du talus périphérique de l'île (Fig. 1B, **1** et **2**), ont été depuis gommées par la dynamique littorale. Elles ont mis en évidence, au point 2, sur une hauteur de 2,50 m, à partir de 0,5 m NGF, une alternance de lits de verres noyés dans une matrice de cendres – véritable tuf hyaloclastique (à diopside et olivine) – et des grès fins, à grains basaltiques centimétriques. Les éléments grossiers y étaient rares : sédimentaires (calcaires, marnes), ou ignés (basaltes, péridots).

(2) À proximité de la fontaine « romaine » (Fig. 1B, **F.R.**), des plaques gréseuses, parfois métriques, contiennent de nombreux fragments de péridots et les plus grosses bombes basaltiques trouvées à Maguelone. Elles ont été arrachées, par les tempêtes d'est, au banc de grès dur de faciès et composition identiques, immergé par environ –1 m NGF [24] dans l'étang. Il a été reconnu à la barre à mine sur toute la périphérie sud de l'île (Fig. 1B, **P**), mais également, à la même altitude, à la base du forage Sète 4-28 [12], alors qu'il n'a pas été décrit dans le forage Sète 4-53 [12].

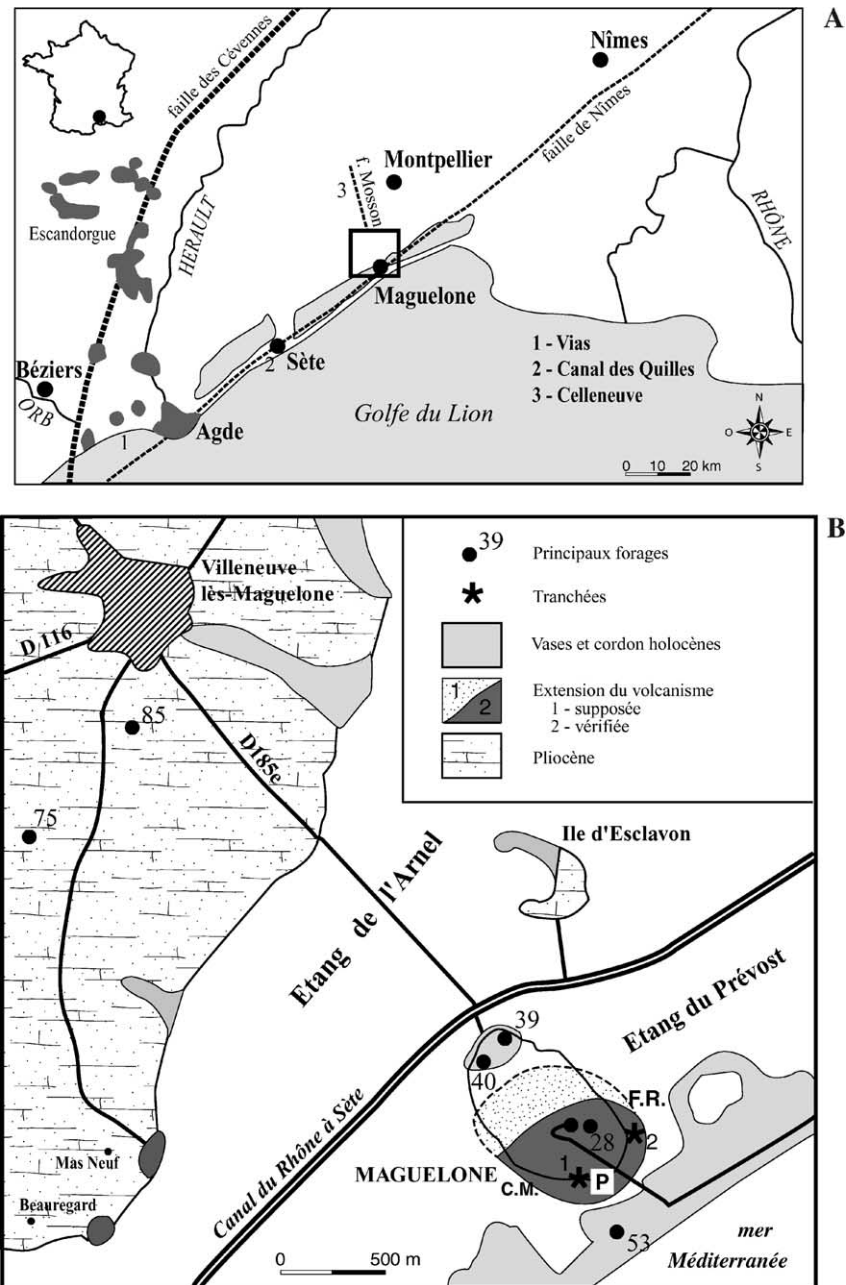


Fig. 1. **A.** Schéma de situation du littoral languedocien entre l'Orb et le Rhône. 1, Le Trou du Ragout; 2, Canal des Quilles; 3, Celleneuve 2. **B.** Principaux affleurements du volcanisme de Maguelone sur les rives de l'étang de L'Arnel. 1 et 2, coupes à la pelle mécanique dans les tufs volcaniques de la rive sud de l'île; C.M., coupe de péperites signalée par Mercier [19]; F.R., lieu-dit « fontaine romaine »; P, platier développé sur des grès à bombes volcaniques.

Fig. 1. **A.** Map of the Languedoc coastline between the Orb and the Rhône. 1, 'Trou du Ragout'; 2, 'Canal des Quilles'; 3, Celleneuve 2. **B.** Main outcrops of Maguelone volcanism on the shores of the 'Étang de L'Arnel'. 1 and 2, cross sections of volcanic tuff cut by power shovel on the south shore of the island; C.M., Cross section of peperites reported by Mercier [19]; F.R., 'Roman Fountain'; P, Rock foreshore built on sandstone with volcanic bombs.

(3) Toujours au niveau de la fontaine « romaine », un pompage de la nappe a permis d'identifier, sur trois mètres de haut (entre -1 et +2 m NGF), des niveaux de tufs jaunes palagonitiques, alternant avec de fins lits de granules volcaniques soudés, à pendage pratiquement nul. Leur composition minéralogique associée à une forte proportion de diopside à fragments éclatés à cassure conchoïdale, de nombreuses augites, des spinelles et de l'olivine. Une recherche de foraminifères est restée improductive. Cet affleurement, facilement exondé, est, sur l'île, le seul témoin volcanique visible de façon durable.

(4) Le forage Sète 4-28 [12], implanté au centre de l'îlot vers 10,8 m d'altitude (Fig. 1B, 2), recoupe donc à sa base, entre -10 et -11,80 m, les grès durs à bombes basaltiques précédemment décrits. Ils forment, entre +0,6 et -1,2 m NGF, l'affleurement le plus septentrional connu de ce faciès. Dans le forage Sète 4-28, ce niveau est surmonté par des grès fins et les argiles jaunes, classiques des faciès continentaux pliocènes [8,9].

De ces diverses observations découlent deux conclusions : (1) à ce jour, il n'existe aucune intrusion basaltique, si réduite soit-elle, sur l'îlot de Maguelone ; (2) le matériel observé confirme l'existence d'un volcanisme explosif.

Les mêmes faciès ont été repérés sur la rive nord de l'étang de l'Arnel.

2.3. Les témoins volcaniques de la rive nord-ouest de l'étang de l'Arnel (Fig. 1B)

Entre Beauregard et les cabanes du Mas-Neuf, deux affleurements à éléments volcaniques ont été repérés sur la côte de l'étang.

(1) Dans la petite carrière de la pointe des Cabanes du Mas-Neuf, aujourd'hui comblée, nous avons pu observer une alternance de fins lits de marnes brunes et des calcaires blancs, en bancs décimétriques, terminaison orientale de ceux de Frontignan [9]. Ces calcaires sont toujours visibles dans les petites coupes de bord d'étang et dans les vignes, sous forme de plaquettes arrachées par les labours. Leurs inter-lits sont parsemés de verres volcaniques et de micro-bombes basaltiques non roulées, preuve de la contemporanéité des dépôts carbonatés lacustres et de la projection des téphras.

(2) Le cap, situé à l'est de Beauregard (Fig. 2), ravivé en micro-falaise par les coups de mer, montre (sur 1,50 m de haut) une alternance de lits de tufs et de pépérites à micro-bombes basaltiques. À leur sommet, les cultures remanient un niveau de calcaire blanc, duquel l'érosion dégage de nombreuses bombes volcaniques à inclusion de péridots. Leur surface, mamelonnée en chou-fleur, est caractéristique des explosions phréatiques. Un forage à la tarière, implanté à 4,5 m NGF [17], y a recoupé (sur 13,5 m) une séquence attribuable au Pliocène continental régional (cf. infra). Les

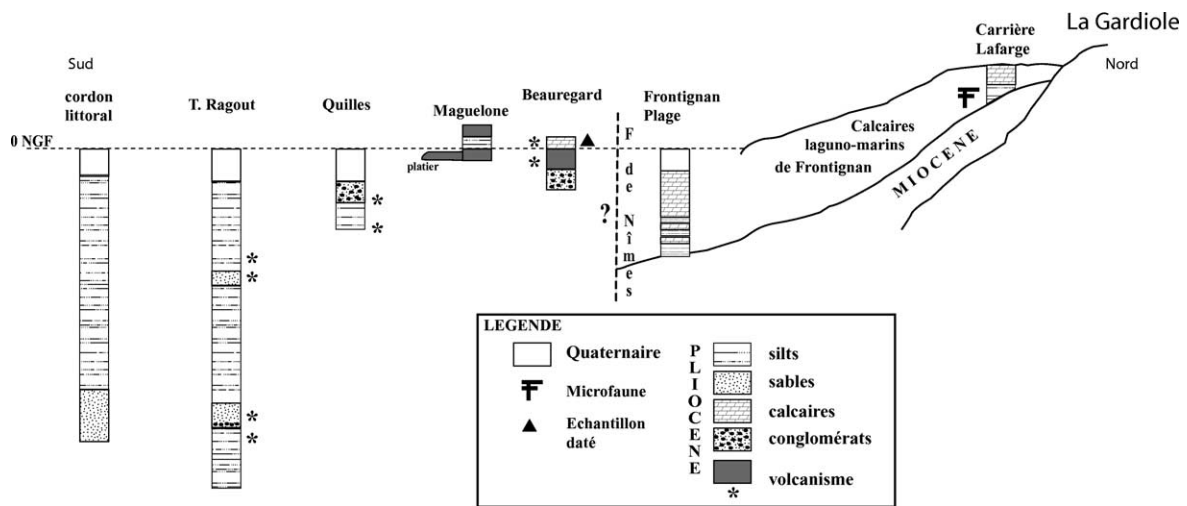


Fig. 2. Coupe synthétique du cordon littoral de Maguelone au massif de la Gardiole, intégrant les forages du canal des Quilles et du Trou du Ragout (Vias).

Fig. 2. Synthetic profile between Maguelone littoral and the Gardiole hill, with the Quilles channel and the Trou du Ragout boreholes.

premiers mètres ont fourni de rares bombes, puis des niveaux silto-sableux bruns, correspondant aux tufs visibles en bord d'étang. Les niveaux de calcaires et d'argiles pliocènes du sommet de la séquence se chargent progressivement, entre 9 et 13,5 m, des lits graveleux d'un cône d'alluvions composite visible, en amont, vers Beauregard.

(3) Des retombées plus lointaines peuvent être également attribuées au volcanisme de Maguelone (Fig. 1A, Fig. 2). Parmi les nombreux forages recoupant l'épaisse séquence pliocène du littoral languedocien, deux d'entre eux (Agde 6-33, Trou du Ragout [12,23], Sète 5-6, 158, le canal des Quilles [2]) ont fourni des minéraux lourds identiques à ceux du volcanisme de Maguelone.

Le forage du Trou du Ragout à Vias (Fig. 1A) [23] est situé à 45 km à l'ouest de Maguelone. Son étude pétrographique, couvrant 120 m, a révélé, vers –100 m, à l'état de traces, l'association pyroxènes verts–péridots [12]. Elle se répète de façon beaucoup plus significative (pyroxènes 1%, péridots 5% du total des minéraux lourds) dans sa partie supérieure (vers –40 m). L'absence de hornblende brune, tout comme l'âge Pliocène attesté de la séquence forcée [12] excluent tout rattachement de voisinage au maar quaternaire de Vias [3].

Le forage du canal des Quilles, à l'ouest de Sète [2], est plus proche de Maguelone (approximativement 20 km). La séquence montre des vases lagunaires surmontées de formations continentales marneuses pliocènes. Les minéraux lourds du volcanisme dominant dans la base des termes lagunaires, entre 27 et 23 m NGF. L'augite y atteint jusqu'à 12% des minéraux lourds. Elle y est étroitement associée à des sphérolites pyriteux « isolés ou en grappe » [2] qui sont agrégés en grand nombre dans la base de la série où les taux d'augite sont les plus élevés et où l'olivine est présente.

3. Type et contexte chrono-stratigraphique du volcanisme de Maguelone

3.1. Type de volcanisme

C'est sur l'île et à un degré moindre au cap de Beauregard que l'on trouve, malgré les mauvaises conditions d'observation, des dépôts volcaniques en position primaire.

La totalité des éléments volcaniques répertoriés (hyaloclastites, « tufs sans basalte » de Rouville [22] « pépérites, tufs intégrant des fragments de basaltes et peu d'enclaves sédimentaires » désignent clairement un volcanisme phréato-magmatique, dont l'île de Maguelone devait être proche du centre émissif. Les bombes volcaniques trempées, dites en chou-fleur, sont un argument probant du fonctionnement explosif de ce volcanisme au contact d'une nappe d'eau. Ce mécanisme est confirmé par la palagonitisation (gel hydraté riche en fer), altération syn-volcanique des verres volcaniques [13]. La palagonite permet de situer, en outre, ce volcanisme phréatique dans un contexte marin ou lagunaire [13,19]. Elle se développe en effet, de façon syn-volcanique, quelques mètres au-dessus du niveau de la mer [16]. Les stress explosifs, contrôlés par le contact permanent de l'eau de mer et des flux volcaniques, ont lieu sous une faible tranche d'eau. Ce type de volcanisme, qualifié de surtseyen [13,16], est caractérisé comme à Maguelone par l'abondance des hyaloclastites, des bombes en chou-fleur, mais aussi par la rareté des enclaves de substratum. Enfin, les tufs de Maguelone ont livré de nombreux sphérolites de 0,5 à 0,05 mm, étudiés par Mergoïl [25]. Certains sont formés de minéraux blancs, parfois aciculaires, pouvant être de l'apatite, d'autres, de couleur jaune-vert pâle, sont des clinopyroxènes de type augite. De fins débris clastiques blancs, abondants, ont révélé par diffraction des RX de la chabazite, minéral d'altération des verres volcanique palagonitisés [25]. L'association, à Maguelone et au canal des Quilles, des deux mêmes indicateurs minéralogiques dominants (sphérolites et augite) rend ainsi hautement probable l'attribution des indices volcaniques de Sète à des dépôts distaux du volcan surtseyen de Maguelone.

3.2. Contexte chrono-stratigraphique et tectonique du volcanisme de Maguelone

3.2.1. Le contexte sédimentaire des éjectas volcaniques

Tous les affleurements contenant les marqueurs pétrographiques du volcanisme de Maguelone, appartiennent, sans exclusion, à la trilogie classique des faciès pliocènes (marin, lagunaire, continental) [9,14,18, 20]. La plupart relèvent des termes margino-littoraux de cette séquence. C'est en particulier le cas des éjec-

tas du forage du canal des Quilles (sédiments carbonatés de la lagune à *Potamides basteroti*), de ceux de Beauregard et du Mas-Neuf. Ils sont inter-stratifiés dans les calcaires dits de Frontignan, dont l'âge Pliocène est établi par une microfaune de rongeurs [6,9].

À Beauregard [17], ces calcaires semblent s'insérer, en outre, dans les apports grossiers (calcaires et siliceux) d'un cône débouchant dans la mer pliocène, dont le plus célèbre [14], celui de la Mosson (Fig. 1A, 3), est connu pour ses faunes de mammifères et de rongeurs [20]. L'extraction par lavage-tamassage de l'une d'entre elles, celle de Celleneuve 2 [1] a livré des fragments d'olivine non roulés (observation Aguilar-Ambert). Leur fraîcheur, en l'absence de tout autre appareil explosif pliocène dans un rayon de 200 km, suggère leur attribution, au moins à titre provisoire, au volcanisme de Maguelone.

Enfin, sur l'île, les relations chrono-stratigraphiques sont réduites aux argiles jaunes et aux grès superposés au volcanisme du forage Sète 4-28. Ces terrains, identiques aux faciès pliocènes du sommet des nombreux forages implantés sur le cordon littoral et à la périphérie nord des étangs [12], correspondent aux termes distaux des apports continentaux dans la mer pliocène, faciès latéraux du calcaire de Frontignan.

3.2.2. Le contexte eustatique et chronologique du fonctionnement du volcanisme

Tous ces indicateurs sédimentaires et chronologiques, comme le type du volcanisme, interviennent au cours du long *high-stand* marin du début du Pliocène (T.B. 3.4/3.5) de la charte de Vail [15]. Le volcan de Maguelone aurait ainsi fonctionné au Zancléen, soit entre 5,3 et 3,8 Ma [14]. Une évaluation isotopique K/Ar des bombes de Beauregard a été réalisée par H. Maluski en 1990. L'estimation de 3,5 Ma, qui ne coïncide qu'imparfaitement avec la courbe de Vail, est à incriminer à la qualité médiocre de l'échantillon (Maluski, *in verbis*) [3].

Les faunes de rongeurs associées aux séquences sédimento-volcaniques s'inscrivent dans la même fourchette chronologique (5,3 et 3,8 Ma). Celle de Celleneuve 2, synchrone de minéraux volcaniques en position primaire, est attribuée au Pliocène inférieur ($\approx 5,0$ Ma) [1]. La microfaune mammalogique de la carrière Lafarge, seul indicateur bio-chronologique des calcaires lagunaires de Frontignan [6], mal précisée jusqu'ici, était attribuée à l'intervalle 4,2–3,0 Ma

[14]. Néanmoins, la contemporanéité avérée des calcaires et du volcanisme de Maguelone, contraints l'un et l'autre dans leur mise en place par le *high-stand* marin zancléen de la courbe de Vail, autorise à les considérer comme antérieurs à la régression fixée à 3,8 Ma [15]. La tranche de temps d'un million d'années entre ces deux repères pourrait surprendre, si le forage du Trou du Ragout (le seul du Languedoc dont la séquence pliocène a fait l'objet d'une étude minéralogique systématique [12]) ne montrait, à deux niveaux distincts, le spectre des minéraux volcaniques de Maguelone. Ils y apparaissent en effet, sans solution de continuité, vers -100 et -40 m, suggérant ainsi un fonctionnement biphasé du volcanisme. Leur pourcentage est plus faible dans le niveau inférieur, corrélé à titre d'hypothèse avec les olivines du Pliocène inférieur de Celleneuve 2 [1,20]. En revanche, la récurrence mieux marquée à -40 m, située dans la partie haute d'une longue séquence lagunaire, est pour sa part en bonne corrélation avec la position des retombées volcaniques de Beauregard et du Mas-Meuf, au sommet de l'épaisse série margino-littorale des calcaires de Frontignan. La contemporanéité de ces derniers avec ces retombées volcaniques primaires permet d'attribuer à cette seconde phase l'estimation chronologique 4,2–3,8 Ma, déduite de la contrainte conjointe de l'âge de la faune de Frontignan et de la fin du *high-stand* marin de la courbe de Vail.

4. Conclusions

Le volcanisme de Maguelone est attribué au Pliocène inférieur, plus précisément à l'intervalle 4,2–3,8 Ma. C'est le seul appareil volcanique de cet âge connu en Languedoc. Les caractéristiques pétrographiques et minéralogiques de ses éjectas révèlent un volcanisme surtseyen (volcanisme explosif sous une faible tranche d'eau marine) contemporain du haut-niveau marin eustatique du Pliocène inférieur [3].

Les faunes de rongeurs découvertes dans les faciès margino-littoraux pliocènes associés aux marqueurs volcaniques étayent cette imputation. Les unes comme les autres permettent même de suggérer un fonctionnement biphasé de ce volcanisme. L'épisode le plus récent, le seul qui ait laissé (avec en particulier l'île de Maguelone) une marque qui perdure au sein des paysages, se situerait entre 4,2 et 3,0 Ma, d'après la

calibration du gisement de rongeurs de Frontignan [1]. Néanmoins, contraints par l'âge de l'effondrement du *high-stand* pliocène de la courbe de Vail [15], les âges de la phase volcanique et de la faune sont vraisemblablement antérieurs à 3,8 Ma. Les éjectas, de même composition pétrographique, de la base du forage du Trou du Ragout relèvent d'un Pliocène inférieur indéterminé, que la corrélation avec les indices volcaniques identifiés à Celleneuve 2 [1] suggère de situer dans la première partie du Pliocène inférieur (5,0 Ma).

Ainsi, la reconnaissance et la caractérisation des retombées du volcanisme de Maguelone (sur près de cinquante kilomètres) sont appelées à fournir, au travers de la recherche de leurs marqueurs, une nouvelle clef de lecture et de datation des séquences pliocènes.

Remerciements

Nous remercions P. Le Strat (BRGM) pour les données de forages, J. Mergoïl (université de Clermont-Ferrand) pour ses conseils éclairés, J.-P. Chérel (Géographie, université Montpellier-3) pour la mise au net des dessins, et nos collègues J.-P. Aguilar, M. Mattauer, J. Michaux, J.-P. Suc et surtout G. Clauzon, pour les améliorations apportées au manuscrit initial.

Références

- [1] J.-P. Aguilar, G. Clauzon, J. Michaux, La limite mio-pliocène dans le Sud de la France d'après les faunes de rongeurs ; état de la question et remarques sur les datations à l'aide des rongeurs, *Boll. Soc. Paleontol. It.* 28 (2–3) (1989) 137–145.
- [2] J.-C. Aloisi, A. Monaco, Données nouvelles sur le Plio-Pléistocène du Languedoc, *Géol. Méditerr.* 4 (4) (1977) 289–306.
- [3] P. Ambert, L'évolution géomorphologique du Languedoc central depuis le Néogène (Grands Causses méridionaux, piémont languedocien), *Doc. BRGM, Orléans*, n° 231, 210 p. + 3 cartes au 1/25 000, en couleurs H. T.
- [4] P. Ambert, Les composantes géologiques de l'île de Maguelone, in : J.-C. Richard, et al. (Eds.), *Archéologie en Languedoc*, n° 23, 1999, pp. 186–191.
- [5] H. Arnal, Carte pédologique 1:100 000 de Montpellier, *Inra*, 1986, 124 p.
- [6] J. Barrière, H. Cappetta, J. Michaux, Nouvelles données stratigraphiques et paléontologiques sur les « calcaires de Frontignan », *C. R. somm. Soc. géol. France* 6 (1970) 200–202.
- [7] J.-C. Bousquet, G. Vignard, *Découverte géologique du Languedoc méditerranéen*, Éditions du BRGM, 1980, 96 p.
- [8] BRGM, Carte géologique de Montpellier à 1:80 000, BRGM Éditions, 1967.
- [9] BRGM, Carte géologique de Sète à 1:50 000, BRGM Éditions, 1967.
- [10] BRGM, Carte géologique de la France et de sa marge continentale au 1:500 000^e, BRGM, Orléans, 1980.
- [11] BRGM, Carte géologique de la France à 1:1 000 000^e, BRGM, Orléans, 1996.
- [12] BRGM Languedoc-Roussillon, Dossier forages, Sète, 4.
- [13] G. Camus, P. Boivin, A. De Goër de Herve, A. Gourgaud, G. Kieffer, J. Mergoïl, Le Capelinhos (Faial, Açores) vingt ans après son éruption : le modèle éruptif « surtseyen » et les anneaux de tufs hyaloclastiques, *Bull. Volcanol., Naples* 44 (1) (1981) 31–42.
- [14] G. Clauzon, et al., Pliocene geodynamic and climatic evolutions in the French mediterranean region, *Paleontologia i evolucion, Sabadell, Mem. Spec. n° 2*, in : IXth Int. RCMNS Congress, Barcelone, Espagne, 1990, pp. 133–186.
- [15] B.U. Haq, J. Hardenbol, P.R. Vail, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic, *Science* 35 (1987) 1156–1167.
- [16] S.P. Jakobson, Environmental factors controlling the palagonitization of the Surtsey tephra, Iceland, *Bull. Soc. géol. Denmark* 27 (1978) 95–105.
- [17] P. Le Strat, P. Ambert, Forages BRGM implantés dans le cadre de la révision de la Carte géologique Montpellier–Sète, 1998.
- [18] M. Mattauer, Carte géologique de Montpellier à 1:50 000^e, BRGM Éditions, 1967.
- [19] J.-C. Mercier, thèse de 3^e cycle, université de Nantes, 1972, 223 p.
- [20] J. Michaux, J.-P. Suc, Le Pliocène de Montpellier : analyses palynologiques nouvelles et corrélations stratigraphiques, *Bull. BRGM, Paris* 2 (4) (1981) 207–214.
- [21] P. Rouville (de), Description géologique des environs de Montpellier, thèse, Éditions Boëhm, Montpellier, 1853, 219 p.
- [22] P. Rouville (de), Description géologique du département de l'Hérault, Montpellier, Boëhm ed., 1876, 220 p. + carte.
- [23] J.-P. Suc, Contribution à la connaissance du Pliocène et du Pléistocène inférieur des régions méditerranéennes d'Europe occidentale par l'analyse palynologique des dépôts du Languedoc-Roussillon (Sud de la France) et de la Catalogne (Nord-Est de l'Espagne), thèse d'État, Montpellier, 1980, 198 p., 5 pl.
- [24] Information communiquée par J. Salles, Directeur du C.T. Les Compagnons de Maguelone, propriétaire de l'île, que nous remercions pour son aide et son accueil.
- [25] Informations J. Mergoïl, en particulier in litt. 10/05/89.