

La caldeira du Monte Cinto : établissement du log détaillé des formations volcaniques permo-triasiques de la vallée de l'Asco (Haute Corse)*

Jean-Pierre MERCURY ⁽¹⁾

Bernard BONIN ⁽¹⁾

Jacques-Marie BARDINTZEFF ⁽¹⁾

Bernard PLATEVOET ⁽¹⁾

The Monte Cinto cauldron: a detailed section of the Permo-Triassic volcanic deposits within the Upper Asco valley (Corsica)

Géologie de la France, n° 2, 1994, pp. 3-19, 6 fig., 5 tabl.

Mots-clés : Rhyolite, Pyroclastique, Composition alcaline, Permien, Trias, Caldeira, Corse (Monte Cinto).

Key words: Rhyolite, Pyroclastic, Alkaline composition, Permian, Triassic, Caldera, Corsica (Monte Cinto).

Résumé

La vallée du Stranciacone, ou haute vallée de l'Asco, présente sur 10 km de longueur et près de 2 000 m d'épaisseur visibles une coupe complète de l'édifice intra-caldeira du complexe volcano-plutonique de Bonifatto-Monte Cinto. Trois séries différentes y ont été définies.

La série inférieure (830 m d'épaisseur) est constituée de deux groupes distincts:

– le premier groupe est formé de trois unités de 110 m d'épaisseur constituées de pyroclastites et d'épiclastites. Il présente un pendage subvertical et se situe au voisinage de la faille bordière.

– le deuxième groupe de 500 m d'épaisseur est composé de cinq unités massives séparées par des intercalations volcano-détritiques. Il est discordant sur les unités précédentes et présente un pendage centripète.

La série moyenne (740 m d'épaisseur), formée de très nombreuses unités

de faible épaisseur (25-35 m à la base et au sommet, 1-3 m au milieu), s'est mise en place par mécanisme de déferlantes ("surges"). Les unités de la base et du sommet montrent une affinité hyperalcaline par la présence d'amphibole bleue et de mica silicique, alors qu'au milieu, le mica blanc lithique (?) caractérise une tendance alumineuse.

La série supérieure (410 m d'épaisseur) se compose à la base d'une unité ignimbritique de 110 m et d'une succession de six unités pyroclastiques, chacune de 50 m d'épaisseur, qui culminent à la Muvrella (2 148 m).

À l'extérieur de la faille bordière de la caldeira, les flancs du Monte Padru sont formés par des unités pyroclastiques semblables à celles de la série inférieure intra-caldeira, mais d'épaisseur moindre et disséquées par des filons, sills et dômes rhyolitiques hyperalcalins.

Le complexe du Monte Cinto constitue un massif volcano-plutonique de la province magmatique alcaline permo-

triasique de Méditerranée Occidentale. Le volume total des produits volcaniques émis, estimé entre 1 500 et 2 500 km³, peut se comparer à celui du massif volcanique plio-quadernaire de Yellowstone (Wyoming, U.S.A.).

English abridged version

Western Corsica constitutes the northern part (150 km x 50 km) of the 400 km-long, 50 km-wide Corsican-Sardinian batholith (Ghezzo et al., 1989). It is made up of two contrasting Carboniferous magma suites (Orsini, 1980 ; Rossi and Cocherie, 1991). The earlier Lower to Middle Carboniferous suite (Marre et al., 1982 ; Cocherie et al., 1992), is of Mg-K calc-alkaline (MKCA) composition (Ferré, 1989), whereas the later, Middle to Upper Carboniferous suite (Cocherie, 1984), is dominantly calc-alkaline (CASS) (Bralia et al., 1980 ; Poli et al., 1989). The plutonic rocks intruded Lower Palaeozoic metamorphic units, now preserved as enclaves and rafts (Palagi et al., 1985 ; Ménot and Orsini, 1990).

* Manuscrit reçu le 8 décembre 1992, accepté définitivement le 28 janvier 1994.

(1) Laboratoire de Pétrographie-Volcanologie, CNRS-URA 1369, Bâtiment 504, Université de Paris-Sud, F-91405 Orsay Cedex.

The batholith was unroofed by erosion and then intruded and overlain by volcanic deposits. In northwestern Corsica, two separate episodes of late to post-Variscan volcanic activity have been defined (Vellutini, 1977 ; Cozzupoli et al., 1990). An Early Permian episode is represented by rocks of the andesite-dacite-rhyolite high-K calc-alkaline suite. The age of the second episode is as yet poorly constrained, palaeontological determinations have yielded Late Permian age. Volcanic formations preserved within Scandalo-Senino and Monte Cinto cauldrons belong to the basalt-trachyte-comenditic rhyolite alkaline silica-(over) saturated suite. Gabbro, monzonite and alkali-feldspar granite constitute the plutonic equivalents emplaced at 2 000 m depths (Vellutini, 1977 ; Bonin, 1980, 1988 ; Bonin et al., 1987 ; Johansen, 1988 ; Platevoet, 1990 ; Egeberg et al., 1993).

The Monte Cinto massif is a caldera-bearing alkaline complex, where more than 80 % of the total area is occupied by volcanic rocks. As the caldera is now largely eroded the term "cauldron" is preferred (Smith and Bailey, 1968). Tertiary tectonic movements created relief which has been highly dissected by Quaternary glaciers. The upper Asco valley is a 10 km-long NE-trending natural cross-section within the interior of the caldera along which relief reaches 1 400 m between Asco village and the summit of Muvrella and 2 000 m between Asco and Monte Cinto.

Three major units are very well exposed and the complete stratigraphic sequence can be observed through a thickness of as much as 2 000 m (figure 1). The aim of this paper is to detail the stratigraphic succession on a trail along the Stranciacone valley, from the border fault marked by the Santonaccia, Casanovaccia and Corbica valleys, which join the Stranciacone valley at 660 m elevation, up to the summit of Muvrella (2148 m) (Mercury et al., 1992).

The lower series

The lower series is exposed from the caldera border fault (660 m elevation) to beyond the Manica bridge (995 m ele-

vation). This marks the onset of the alkaline volcanic activity, and is composed of eight units forming two subseries which have been distinguished on the basis of the 40° angular unconformity which separates the two subseries and a difference in general colour, the lower subseries being greyish-green, and the upper one dark green to violet (figure 1).

The lower subseries. Along the D147 road from the Osso di Pino Spring to beyond the Roggia bridge (788 m elevation), three subvertical eruptive units (numbered 1 to 3) are exposed near the border fault. They are heavily intruded by late rhyolitic dykes 1 to 8 m-thick and a large border dome, as much as 1 km in diameter from Casanovaccia valley to Osso di Pino Spring. Intrusive rocks everywhere show lobate contacts, suggesting emplacement within somewhat ductile and not entirely consolidated host rocks.

Each unit is about 110 m-thick and composed of three sequences (figure 2): 1) A volcano-sedimentary sequence, 0.5-15 m-thick and averaging 10 m-thick, composed of epiclastites and/or pelites deposited in shallow lacustrine environments; 2) A sequence, 5-7 m-thick, of ash-fall tuffs and cinerites, essentially in units 2 and 3, in fine-grained beds 10 cm to 1 m-thick. 3) A thick pyroclastic sequence, averaging 95 m-thick, of massive tuff in dark, metre-thick, clast-bearing beds. The tuff is generally porphyritic, with phenocrysts of alkali feldspar, skeletal quartz and oxides, and contains lithic clasts and devitrified pumice in a groundmass of alkali feldspar, quartz and dark minerals converted to chlorite. Dykelets of black retinite (completely devitrified obsidian) 10-20 cm thick, form "rheodykes" pressed from the compacting pyroclastic deposits.

Zircon typology (Pupin, 1976, 1980) on sample UI (unit 1) is typical of alkaline felsic rocks (figure 5). Chemically, the rocks are persilicic, slightly peraluminous (0.16 to 1.33% CIPW-normative corundum) and show alkaline affinities, with relatively low Na₂O contents and high K₂O contents (Table 5). Their present composition is not magmatic, but the result of high-temperature alteration processes accompanying emplacement,

compaction and cooling of the eruptive formations.

The upper subseries. This can be observed along the D147 road from beyond the Roggia bridge (840 m elevation) to beyond the Manica bridge (995 m elevation). Continuous exposures are abundant, especially in the cliffs above the D147 road and on the slopes above the left bank of the Stranciacone.

This group comprises units 4 to 8, which have centripetal WSW dips of 20°-50°. Along the track on the left bank of the Stranciacone from the Roggia bridge to the Ventosi valley slope breccias dipping at 50° channel the subvertical unit 3, at the top of the first subseries, and are overlain by the massive pyroclastites of unit 4 dipping at 25°.

The 100 m-thick unit 4 and 50 m-thick unit 5 are made up of green to violet pyroclastics exposed from the Roggia bridge up to a stone-built spring at 930 m elevation. From bottom to top, the sequence consists of: 1) 5 to 10 m-thick aphyric rhyolite with levels rich in violet felsitic clasts, 2) porphyritic rhyolite bearing phenocrysts of red alkali feldspar and black quartz, 3) aphyric rhyolite less than 5 m thick. "Rheodykes" of black retinite 1 to 3 cm thick can be seen near the top of unit 4.

Along the Giunte track on the left bank of the Stranciacone, near a late rhyolite dome at 1 025 m elevation, a 20 m-thick pelitic fine-grained grey-green interval intercalated between units 4 and 5 contains flattened black nodules, which could represent remnants of organic matter (currently under study) and is overlain by a thin conglomerate layer below unit 5.

Unit 6, 80 m-thick, is made up of violet ignimbrite bearing 2 × 20 cm fiamme and devitrification nodules up to 5 cm in diameter (pyromeride facies) and, at the top, an autoclastic breccia with angular fragments of aphyric rhyolite.

On the slopes of Capu a l'Altore (between 1010 and 1030 m elevations), a 20 to 30 m-thick sandstone-shale sequence overlies unit 6 and passes laterally to a lahar containing huge (several cubic meters) blocks of aphyric violet ignim-

brite and pyromeride of unit 6 set within a very fine-grained green matrix. East of the Peralzi Valley, the lahar passes at the top to 6 m of coarse-grained quartzite.

Unit 7 of violet ignimbrite, is thicker (about 150 m) and also more diversified. At the Giunte bridge consisting (949 m elevation), the sequence is, from bottom to top: (1) pyroclastic breccia with clasts of porphyritic red rhyolite, aphyric black rhyolite and pink granite-porphyrity up to 25 cm across, 2) ignimbrite with white pumices fragments 1 to 2 cm-long and clasts of porphyritic and aphyric violet rhyolite less than 10 cm-long 3) ignimbrite with 2×10 cm fiamme.

Between the Giunte and Manica bridges is the 100 m-thick unit 8, composed of aphyric green ignimbrite. The main deposit contains numerous red fiamme; the top is fiamme-depleted and the fiamme are smaller.

The porphyritic rhyolites of units 4 to 8 contain quartz and alkali feldspar phenocrysts and pumice set in a fine-grained crystalline groundmass. Pyromerides and aphyric rhyolites are composed only of devitrified glass and pumice. Chemically the rocks are alkaline metaluminous, with less than 1% CIPW-normative corundum and no aegirine (Table 5).

The middle series

The widely developed middle series forms most of the highest summits, such as Monte Cinto (2707 m). It consists of a 740 m-thick sequence of subhorizontal layers of clastic and porphyritic rhyolite (figure 1), emplaced as surge flows of very variable thickness. The series begins with units 9 and 10 35 m-thick, composed of green to black porphyritic rhyolite, with phenocrysts of white to red alkali feldspar, black quartz, calcic-sodic amphibole \pm biotite. Rhyolitic clasts are rare and 1 to 3 cm in diameter. Large enclaves of MKCA monzonite are present in unit 10.

This is followed by about 300, 1-3 m-thick, layers of red porphyritic rhyolite without fiamme, containing brick-red alkali feldspar, black quartz and scarce white mica phenocrysts. Some

2 cm-thick dykelets of black retinite occur in the higher layers. The top of the series is composed of two, 25 m-thick, black to red ignimbrite units with columnar jointing. Phenocrysts are alkali feldspar, quartz and scarce sodic amphibole \pm silicic mica.

Amphibole compositions (Table 1, figure 3) range from katophorite to richterite in units 9 and 10 and from arfvedsonite to riebeckite in rocks at the top of the middle series. Incomplete Y-site occupancy suggests either actual vacancy (Czamanske and Dillet, 1988), or the presence of Li not detected by electron microprobe (Hawthorne et al., 1993). Compared to Bonifatto granites, which represent the plutonic counterparts (Johansen, 1988; Egeberg et al., 1993), amphibole is Mg-rich and Mn-poor, this could be related to higher fO_2 at the eruptive stage.

Mica composition is highly variable (Tables 2 to 4, figure 4). In unit 10, the mica is biotite partly converted to chlorite (Table 2). At the top of the middle series, the mica is silicic and belongs to the montdorite group (Robert and Maury, 1979; Czamanske and Dillet, 1988) with Si 5.9-6.6. In the middle zone, white mica (Tables 3 and 4) is highly silicic (Si 6.35-7.67) and relatively mafic (Fe + Mn + Mg. 1.1-2.7), which could suggest Li-bearing zinnwaldite-trilithionite solid solution series (Bailey, 1984; Tindle and Webb, 1990), as in the Nigerian younger granites (Kinnaird, 1979).

Zircon typology (figure 5) confirms the overall (per)alkaline affinity. Zircon xenocrysts of MKCA affinities have been observed in unit 10. Chemically, the rocks (Table 5) are metaluminous at the base and in the middle of the series, while the units at the top are clearly peralkaline comendites ($> 1\%$ CIPW-normative aegirine).

The upper series

The horizontal upper series, 410 m-thick, forms the Muvrella ridge which dominates the Stranciacone valley. The first unit is composed of 110 m of massive purple-red ignimbrite. Spectacular 5 m-diameter columnar jointing can be

easily observed in the cliff above the Haut-Asco ski station. The ignimbrite is made up of 60% of porphyritic rhyolite bearing phenocrysts of red alkali feldspar, black quartz and amphibole converted to chlorite, 12-15% of 1-5 cm porphyritic devitrified fiamme and 25-28% of lithic clasts 1-3 cm.

Above six are distinct cooling units each 50 m-thick, and composed of, from bottom to top: 1) 10 m of green cinerites and tuffs, with small 1-2 cm-long clasts, in centimetre-thick alternating beds, 2) 20 m of porphyritic violet ignimbrite, with quartz and alkali feldspar phenocrysts, fiamme and white pumice as large as $2 \text{ m} \times 20 \text{ cm}$, 3) 20 m of massive green breccia, depleted in fiamme, with alternating layers bearing brown-red clasts 10-20 cm-long and small 1-2 cm clasts.

At Punta Aculaghia (2034 m) and the summit at 2003 m between Bocca di Stagnu and Bocca Aculaghia, intrusive rhyolitic domes are associated with 30-50 m thick auto-clastic and rheomorphic breccias of pyromeride, porphyritic rhyolite and cinerite.

Chemically the rocks are metaluminous to peraluminous (Table 5), with an $Na \ll K$ distribution indicating extensive hydrothermal imprints.

Late intrusives

Numerous felsic dykes are made up of vitreous rhyolite, some showing flowage structures, retinite and hydraulic breccias. They were emplaced in the central part of the cauldron and form two radial and concentric sets of subvertical dykes up to 5 m-thick. Subvertical dolerite dykes up to 3 m-thick were emplaced within and outside the cauldron and commonly show extensive alteration.

Intrusive domes were emplaced within the cauldron and are composed of porphyritic rhyolite with large alkali feldspar and quartz phenocrysts, such as in Tighiettu Valley. In Casanovaccia and Santonaccia Valleys located in the border zone, a huge rhyolitic dome has intruded the first unit of the lower series. Flowage structures are marked by flow folds and centimetre-thick layers. Modal

composition is 1% alkali feldspar, 3% quartz and 96% devitrified groundmass.

Extra-caldera formations

Below Monte Padru (2390 m), alkaline rocks are exposed dipping 10-30° towards the centre and unconformably overlying folded calc-alkaline deposits of the "Asco green series" (Vellutini, 1977). They are densely intruded by late rhyolite dykes, sills and domes.

A preliminary survey of the formations exposed along the Santonaccia Valley indicates a rhyolite intrusion about 90 m thick and 150 m of subaerial deposits. The intrusion is composed of porphyritic rhyolite passing laterally to autoclastic breccia. Though K-rich (6.5% K₂O) and Na-poor (2.4% Na₂O), suggesting strong alteration, the whole-rock chemistry has retained its primary peralkaline composition (Table 5).

The subaerial deposits are from bottom to top: 1) 30 m of green pyroclastic breccias containing violet clasts and blocks, 2) 10 m of bedded epiclastites consisting of alternating 40-50 cm-thick, fine and coarse-grained green layers with violet clasts, 3) 40 m of pyroclastites similar to 1, 4) 10 m of epiclastites, similar to 2, (5) 30 m of violet ignimbrite with 1-10 × 0.1-1 cm fiamme, rare clasts and porphyritic groundmass, and (6) massive violet porphyritic rhyolite crowded with red alkali feldspar phenocrysts, more than 30 m-thick.

Units 1 to 4 resemble the 110 m-thick units 1 to 3 of the lower series, but they are on average only 30-40 cm-thick. Again, 30 m-thick units 5 and 6 resemble the ca. 100 m-thick units of the second subseries of the lower series. It is therefore suggested that the volcanic formations observed correspond to falls deposited outside the caldera at the same time as the intra-caldera lower series. The extra-caldera pyroclastites are 30 to 60% thinner than the intra-caldera deposits.

Discussion

The reconnaissance of the complete sequence of volcanic formations within the upper Asco valley indicates:

1) The Monte Cinto cauldron comprises the eroded remnants of a caldera that was active during a post-Variscan anorogenic magmatic episode. As they cut the Evisa peralkaline complex, which has been dated at the Permian-Triassic boundary (Bonin et al., 1978), the eruptive rocks are less than 245 Ma old. This is substantiated by the K-A isochron age on amphibole of 243 ± 15 Ma, obtained on the associated Bonifatto grey-green granite (Maluski, 1977). Other K-A determinations, either by the conventional technique on minerals and whole rocks, or by the whole-rock isochron method have failed to provide reliable ages (Vellutini, 1977; Cozzupoli et al., 1986).

2) The Monte Cinto cauldron constitutes one of the numerous volcanic-plutonic massifs of the Permian-Triassic alkaline province of the Western Mediterranean (Bonin et al., 1987). Two structural levels of emplacement are exposed, about 2000 m of volcanic deposits and more than 1200 m of the granite cupola of Bonifatto (Egenberg et al., 1993). The subvolcanic granite cupola intrudes red ignimbrites of the middle series at 1460 m elevation within the Ficarella valley, near Spasimata (Vellutini, 1977; Bonin, 1988). The granitic rocks can be closely correlated with volcanic equivalents though the parallelism is not perfect.

3) The volume of volcanic deposits filling the caldera can be estimated. The original diameter of the caldera is 18-20 km and about 1980 m thickness of volcanic rocks have been observed. The thickness measured is a minimum value because of subsequent erosion. The volume calculated on this basis ranges between 500 and 625 km³ and, if it is assumed that two thirds to three quarters of the total products have been removed by erosion (Christiansen and Blanck, 1972), then the total volume of volcanic products actually emitted could be as much as 1500 to 2500 km³, which is a likely amount to be found filling an "ash-flow caldera" (Williams and Mc Birney, 1979; Wood, 1984). The Bonifatto granites occupy a volume of about 450 km³ which is of the same order of magnitude. Assuming that 10% magma is emitted at the surface while 90%

remains deep-seated (Crisp, 1984), 15,000 to 25,000 km³ of silicate materials have been added to the continental crust.

4) The Tertiary volcanoes of the French Massif Central are smaller than the Monte Cinto cauldron, which resembles more closely the Pliocene-Quaternary caldera system of Yellowstone (Wyoming, USA, Christiansen and Blanck, 1972), where, during three stages of caldera collapse within a 2.2 My period, 60 volcanic eruptions occurred and emitted 6000 km³ of rhyolite and only 100 km³ of basalt. If it is recalled that each eruption can occur within some days, and even some hours, the total activity occurred in a remarkably short time, despite the huge volume of products emitted. On Earth, such calderas are active during period of only a few million years (Wood, 1984).

Introduction

La Corse occidentale, dite hercynienne, forme la partie septentrionale (150 km x 50 km) du batholite corso-sarde, dont les dimensions totales sont d'environ 400 km de longueur et 50 km de largeur (Ghezzeo et al., 1989). La majeure partie du batholite est constituée par deux associations magmatiques carbonifères (Orsini, 1980; Rossi et Cocherie, 1991). La première suite (Carbonifère inférieur à moyen: Marre et al., 1982; Cocherie et al., 1992) est calco-alkaline magnésio-potassique (CAMP) (Ferré, 1989), la deuxième suite (Carbonifère moyen à supérieur: Cocherie, 1984) est calco-alkaline *sensu stricto* (CASS) (Bralia et al., 1982; Poli et al., 1989). Les suites plutoniques sont intrusives dans des unités métamorphiques attribuées au Paléozoïque inférieur qui se retrouvent en enclaves et panneaux (Palagi et al., 1985; Ménot et Orsini, 1990).

Après érosion, le batholite est recoupé et/ou recouvert par les formations volcaniques calco-alkalines potassiques au Permien inférieur (Vellutini, 1977) et les complexes alcalins volcano-plutoniques du Permien Supérieur au Trias (Bonin, 1980; Bonin et al., 1987).

Dans la région nord-ouest de la Corse, deux épisodes distincts de volcanisme tardi- à post-varisque ont été définis (Vellutini, 1977 ; Cozzupoli *et al.*, 1990). Le premier épisode permien inférieur est caractérisé par la suite calco-alcaline potassique andésite-dacite-rhyolite. Le deuxième épisode est mal daté mais les déterminations paléontologiques lui assignent un âge permien supérieur. Constitué par les cauldrons de Scandola-Senino et du Monte Cinto, il est caractérisé par la suite alcaline (sur)saturée en silice basalte-trachyte-rhyolite comenditique. Gabbro, monzonite, syénite et granite alcalin constituent les équivalents plutoniques mis en place vers 2 000 m de profondeur (Vellutini, 1977 ; Bonin, 1980, 1988 ; Johansen, 1988 ; Platevoet, 1990 ; Egeberg *et al.*, 1993).

Le massif du Monte Cinto est un complexe alcalin à caldeira où les formations volcaniques affleurent sur 80 % de la surface totale. La caldeira est à présent largement érodée, d'où le nom de "cauldron" qui lui est attribué à la suite de Smith et Bailey (1968). Le relief originel avec sa dépression centrale a disparu et laissé place au cours des mouvements tertiaires à un relief inversé disséqué par de profondes vallées de creusement glaciaire. Le long de la vallée du Stranciacone (haute vallée de l'Asco), P. Vellutini (1977) a distingué trois unités stratigraphiques majeures avec, de bas en haut :

- les pyroclastites inférieures de Giunte, formant les dépôts éruptifs les plus anciens,
- les ignimbrites, formations médianes,
- les pyroclastites supérieures de la Muvrella, constituant les dépôts les plus récents.

Les stades post-caldeira sont représentés par la coupole granitique hyperalcaline de Bonifatto et par des essaims filoniens acides et basiques.

La haute vallée de l'Asco constitue une section naturelle longue de 10 km, orientée nord-est sud-ouest, à l'intérieur de l'édifice volcanique intra-caldeira. Le long de cette coupe radiale, la dénivellation atteint 1400 m entre le village

d'Asco et la Muvrella et 2000 m entre Asco et le Monte Cinto. La séquence des formations volcaniques affleure particulièrement bien et peut y être observée de façon continue sur près de 2000 m d'épaisseur (fig. 1).

L'objet de cette note est de présenter le log complet établi le long de la vallée du Stranciacone, depuis la faille bordière de la caldeira marquée par les vallons de Santonaccia, Casanovaccia et Corbica (confluences avec le Stranciacone à 660 m d'altitude) jusqu'au sommet de la Muvrella (2148 m) (Mercury *et al.*, 1992). Le levé a été établi par les méthodes classiques de terrain sur des affleurements continus, c'est-à-dire en évitant les zones d'éboulis et les couloirs tectonisés. Les observations de terrain sont détaillées dans les paragraphes suivants.

Si elle se marque dans le système isotopique K-A (voir plus loin), la tectonique tertiaire n'a pas considérablement bouleversé les structures antérieures. Au niveau des discontinuités mécaniques entre formations indurées et peu cohérentes, elle se marque par des décrochements à froid de faible amplitude le long de fractures, jamais par une déformation ductile, et il est facile de raccorder les niveaux décalés. Dans certaines unités très cohérentes de la série inférieure (en particulier, le dôme bordier près de la Fontaine d'Osso di Pino et les falaises formées par les unités 4 et 5, de spectaculaires fentes de tension subhorizontales, placées en échelon, se sont formées sans déplacement notable sous une contrainte maximale horizontale. Dans la paragenèse constante à quartz + chlorite + hématite, l'albite "cleavelandite" est rare, indice de phénomènes de basse température. Il est donc possible de s'affranchir des effets alpins sur les affleurements.

La série inférieure

Le long de la route D147 menant du village d'Asco à la Station de Ski du Haut-Asco, la série inférieure s'observe à partir de la faille bordière de la caldeira (traversant le Stranciacone au point coté 660 m) jusqu'après le pont de Manica (point coté 995 m). Elle marque

le début de l'activité volcanique alcaline et se compose de huit unités. Deux groupes ont été distingués sur deux critères : 1) la discordance angulaire de 40° qui les sépare, 2) la couleur générale : gris verdâtre pour le premier groupe, verte à violette pour le deuxième groupe (fig. 1).

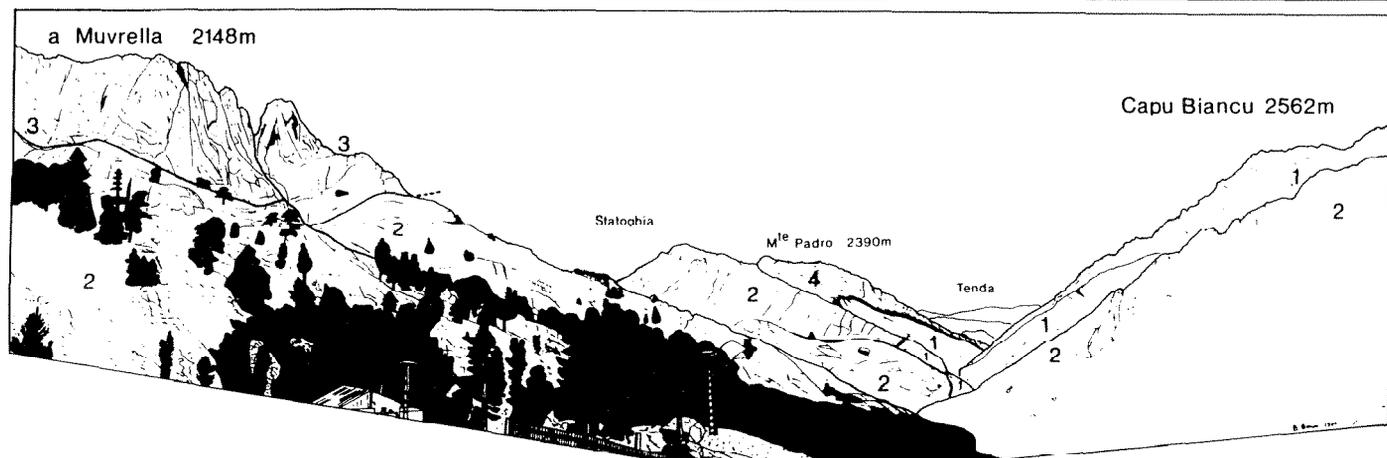
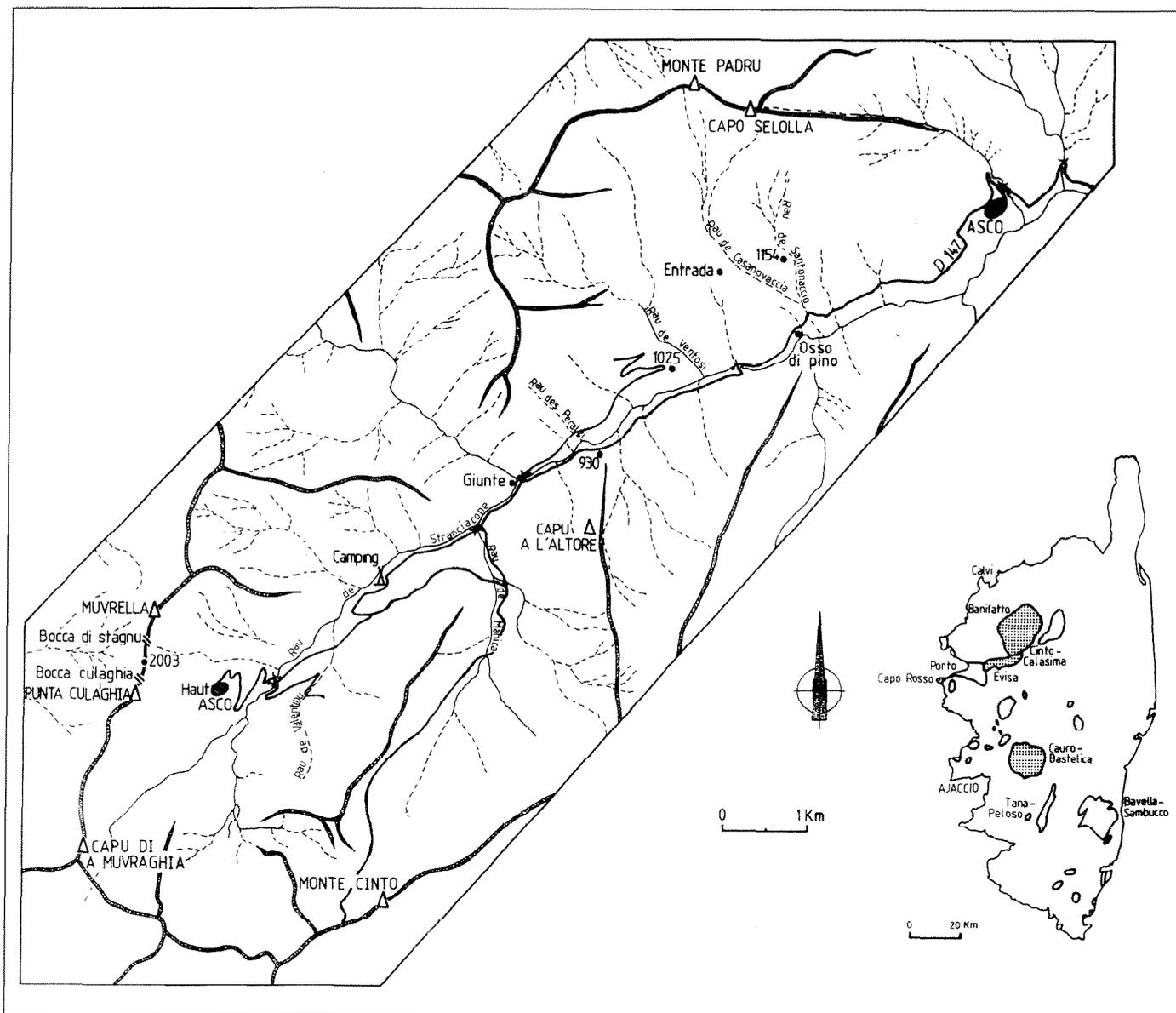
Le premier groupe

Affleurant le long de la route D147 depuis les environs de la Fontaine d'Osso di Pino jusqu'après le Pont de Roggia (point coté 788 m), trois unités éruptives (numérotées 1 à 3) se situent près de la faille bordière et présentent un pendage subvertical parallèle à celle-ci. Elles sont abondamment recoupées et disséquées par des intrusions rhyolitiques postérieures : filons d'épaisseur métrique (1 à 8 m) et dôme bordier important (jusqu'à 1 km de développement entre le vallon de Casanovaccia et la Fontaine d'Osso di Pino). Les intrusions présentent constamment des contacts lobés avec les formations volcaniques, ce qui suggère une mise en place dans un milieu encore plastique, non entièrement consolidé.

A cause de l'abondance des intrusions, la stratigraphie complète des unités est difficile à observer en continu. D'une épaisseur moyenne de 110 m, chaque unité présente la séquence-type suivante avec, de bas en haut (fig. 2) :

1. niveaux volcano-sédimentaires, constitués d'épiclastites et/ou pélites, mis en place en milieu lacustre lors d'une phase de repos. De couleur vert sombre ou gris, avec une patine brune, ils présentent un débit en plaquettes. Leur épaisseur varie de 0,5 à 15 m, avec une moyenne de 10 m.

2. tufs et cinérites, mis en place par mécanisme de retombées de cendres. Essentiellement présents dans les unités 2 et 3, ils sont parfois lités en bancs de 10 cm à 1 m d'épaisseur. De granulométrie fine, ils présentent de rares clastes vitreux. La composition modale comporte essentiellement la mésostase très fine (> 80 %) et des ponces, avec parfois des phénocristaux de quartz ou de feldspath alcalin (≤ 2%). L'épaisseur totale des niveaux est comprise entre 5 et 7 m.



Panorama depuis Haut Asco.

Fig. 1. – La vallée du Stranciacone (haute vallée de l'Asco), à l'intérieur du "cauldron" du Monte Cinto.
 A. Schéma topographique, vue générale (1. série inférieure, 2. série moyenne, 3. série supérieure, 4. série extra-caldeira) et lieux cités dans le texte.
 B. Séquence stratigraphique des séries volcaniques.

Fig. 1. – The Stranciacone valley (upper Asco valley), within the Monte Cinto cauldron.
 A. Topographical sketch map, general view : 1. lower series, 2. middle series, 3. upper series, 4. extra-caldera series showing localities cited in the text.
 B. Stratigraphic succession of the volcanic series.

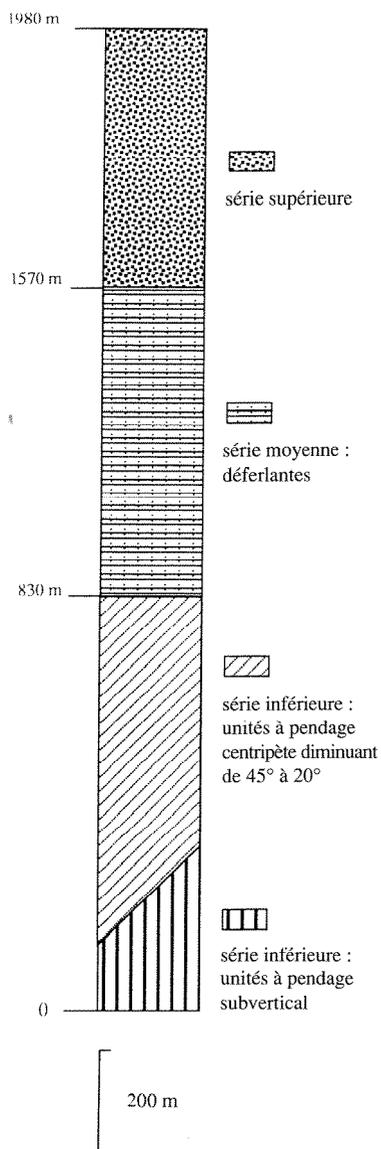


Fig. 1B.

3. pyroclastites massives, plus ou moins porphyriques, en lits d'épaisseur métrique, de couleur généralement sombre avec des clastes vitreux de même couleur. L'épaisseur cumulée des bancs pyroclastiques massifs est en moyenne de 95 m. À l'intérieur des bancs, des filonnets sécants (10 à 20 cm d'épaisseur en moyenne) de rétinite noire (variété d'obsidienne, ici dévitrifiée) constituent des "rhéodykes" de liquide résiduel exprimé de la masse pyroclastique au cours de la compaction. Les faciès porphyriques ont des phénocristaux de feldspath alcalin maclé Carlsbad et parfois zoné, de quartz avec des lacunes de cristallisation et d'oxydes. Les ponces dévitrifiées se

répartissent de façon hétérogène, leur importance en volume variant de 19 à 47 %. L'abondance des clastes est variable, la mésostase occupe un volume compris entre 45 % dans les unités 1 et 2 et 57 % dans l'unité 3 et comporte feldspath alcalin et quartz, les minéraux colorés étant transformés en chlorite.

L'analyse typologique du zircon selon la méthode de Pupin (1976, 1980) a été effectuée sur un échantillon de l'unité 1 (U1). Les zircons montrent la répartition caractéristique des roches acides alcalines (fig. 5). Chimiquement, les unités 1 à 3, hypersiliceuses et légèrement hyperalumineuses (0,16 à 1,33 % de corindon normatif), présentent une affinité alcaline avec des teneurs variables et souvent basses en Na_2O et des teneurs toujours élevées en K_2O (tabl. 5). L'ensemble des caractères laisse supposer que les compositions actuelles ne représentent pas celles du magma mais ont été acquises après lessivage hydrothermal de haute température lié à la mise en place, à la compaction et au refroidissement des formations éruptives.

Le deuxième groupe

Le deuxième groupe peut s'observer le long de la D 147 après l'épingle à cheveux en amont du pont de Roggia (altitude 840 m) jusqu'après le pont de Manica (point coté 995 m). Bien que les unités soient fréquemment recoupées par des filons et dômes de rhyolite porphyrique, les affleurements continus sont plus nombreux, en particulier le long des falaises bordant la route D147 et sur les pentes dominant la rive gauche du Stranciacone.

Ce groupe se compose des cinq unités 4 à 8, présentant un pendage centripète vers l'ouest-sud-ouest variant progressivement de 45 à 20°. Le long de la piste de la rive gauche du Stranciacone allant du Pont de Roggia au vallon de Ventosi, l'unité 4 est clairement discordante sur l'unité 3, la dernière du groupe précédent. Des brèches de pente avec un pendage moyen de 50° ravinent l'unité 3 subverticale et sont recouvertes par les pyroclastites massives de l'unité 4 de pendage 25°.

Constituées de pyroclastites vertes à

violettes, les unités 4 (100 m d'épaisseur environ) et 5 (50 m d'épaisseur environ) s'observent sur la route D147 après l'épingle à cheveux en amont du Pont de Roggia jusqu'à une fontaine maçonnée (altitude 930 m). On observe de bas en haut :

1. à la base, une zone de 5 à 10 m d'épaisseur de rhyolite aphyrique avec des niveaux riches en clastes violacés de felsite,

2. au cœur, une zone de rhyolite porphyrique à phénocristaux de feldspath alcalin rouge et de quartz noir,

3. au sommet, une zone peu épaisse (< 5 m) de rhyolite aphyrique. Des "rhéodykes" (1 à 3 cm d'épaisseur) de rétinite noire se développent près du sommet de l'unité 4.

Le long de la piste d'exploitation forestière de Giunte sur la rive gauche du Stranciacone, au niveau d'une épingle à cheveux dominant le vallon de Ventosi, entre les unités 4 et 5 une formation pélitique fine gris-vert de 20 m d'épaisseur contient des nodules noirs aplatis pouvant représenter des restes organiques (actuellement en cours d'étude) et passe vers le haut à un banc conglomératique peu épais sous l'unité 5. Elle est localement rebroussée et recristallisée sur 2 m par un dôme rhyolitique porphyrique tardif, situé au point coté 1025 m. Cette formation disparaît au niveau de la vallée du Stranciacone.

L'unité 6 (environ 80 m d'épaisseur) est constituée par une ignimbrite violette à grandes fiammes (20 cm x 2 cm) et sphérolites de dévitrification (jusqu'à 5 cm de diamètre) (faciès pyroméride), passant à son toit à une brèche auto-clastique à éléments anguleux de rhyolite aphyrique.

Sur les basses pentes du Capu a l'Altore (altitude entre 1010 et 1030 m), une formation grésopélitique épaisse de 20 à 30 m repose sur l'unité 6 et passe latéralement à un lahar composé de blocs de plusieurs mètres cubes d'ignimbrite violette aphyrique et de pyroméride de l'unité 6 emballés dans une matrice sédimentaire verte très fine. Le lahar est visible sur la route D147 ainsi que sur la piste d'exploitation forestière de Giunte à l'est du vallon de Peralzi où il passe

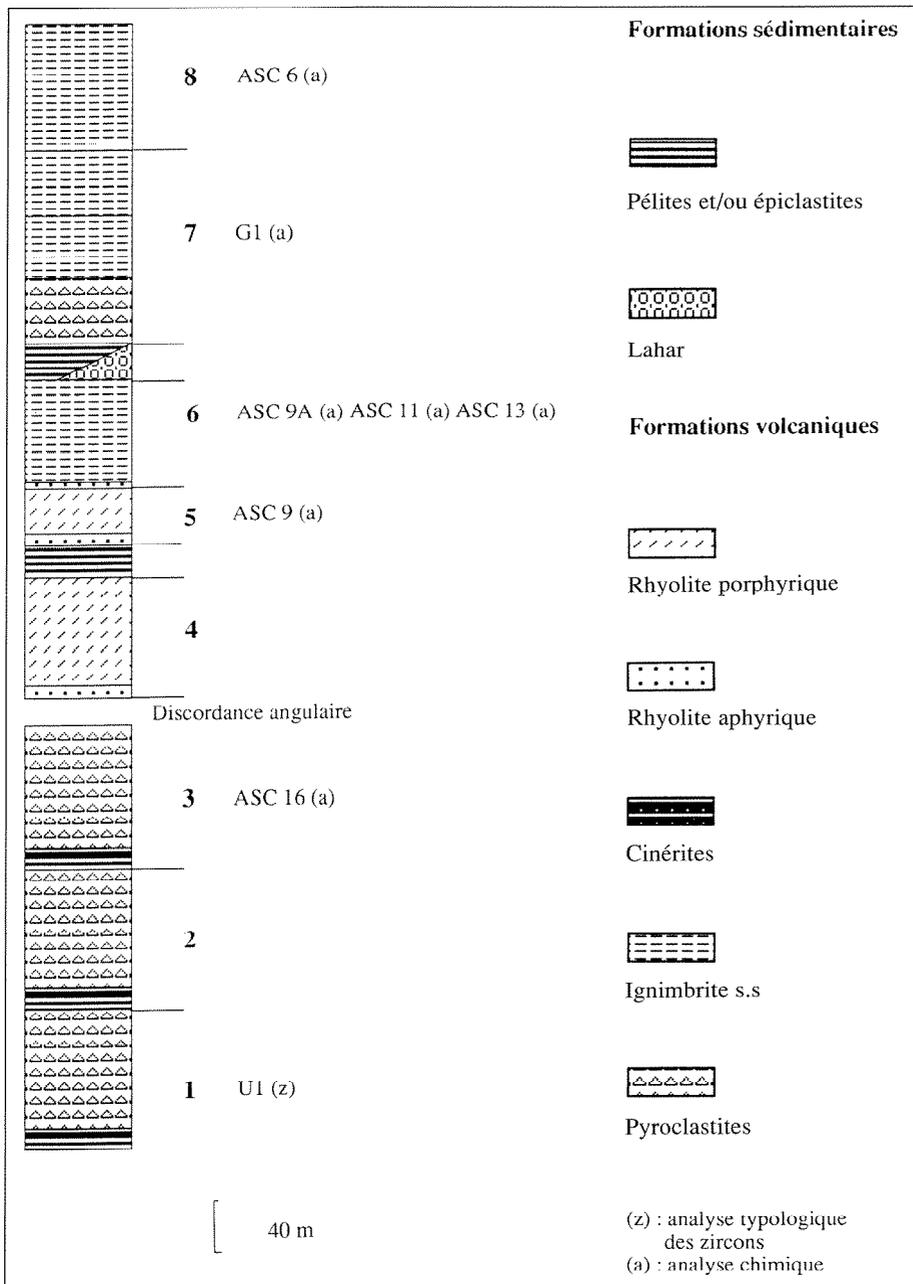


Fig. 2. – Succession des unités de la série inférieure de la caldeira du Monte Cinto. Les échantillons analysés (tableaux) sont situés à l'intérieur de la séquence.

Fig. 2. – Stratigraphic section of the lower series of the Monte Cinto cauldron. The locations of analysed samples (see Tables) within the sequence are shown.

vers le haut à des bancs de quartzite grossière de 6 m d'épaisseur. Les ignimbrites de l'unité 7 reposent sur ces formations.

Plus épaisse que la précédente (presque 150 m), l'unité 7 est également plus diversifiée. Constituée aussi d'ignimbrite violette, sa stratigraphie s'observe bien sur la rive gauche du Stranciacone au pont de Giunte (point coté 949 m) :

1. à la base, pyroclastite avec accumulation de gros clastes (jusqu'à 25 cm), eux-mêmes plus ou moins bréchiés de rhyolite porphyrique rouge, rhyolite aphyrique noire et granophyre rose,

2. au cœur, ignimbrite à ponces blanches flottées non aplaties (1-2 cm de diamètre) et à clastes moyens (moins de 10 cm de diamètre) de rhyolite porphyrique et aphyrique

3. au sommet, ignimbrite à longues fiammes (10 cm × 2 cm).

Entre le pont de Giunte et celui de Manica, l'unité 8, épaisse d'environ 100 m, est formée d'une ignimbrite verte aphyrique. Le faciès central contient de très nombreuses fiammes rouges de taille moyenne (5 cm × 0,5 cm) mais, au toit, il passe à un faciès moins riche en fiammes, elles-mêmes plus petites (2 cm × 0,1 cm).

Les rhyolites porphyriques des unités 4 à 8 comportent des phénocristaux de quartz et de feldspath alcalin et des ponces inclus dans une mésostase très fine plus ou moins cristallisée. Les niveaux de pyromérides et de rhyolite aphyrique sont composés uniquement de verre dévitrifié et de ponce. La composition chimique est alcaline métalumineuse, avec moins de 1% de corindon normatif et jamais d'ægryrine normative (tabl. 5).

La série moyenne

La plus étendue en surface, cette série syn-caldeira forme la majorité des hauts sommets au sud de la vallée du Stranciacone, en particulier le Monte Cinto (2 707 m). Elle est constituée par la succession sur 740 m d'épaisseur de bancs subhorizontaux de rhyolite clastique et porphyrique (fig. 1), mise en place par mécanisme de déferlantes ("surges"). À l'intérieur de ce groupe, les variations d'épaisseur des bancs sont brutales. De bas en haut, la série moyenne est constituée par la séquence:

1. unités 9 et 10 de rhyolite porphyrique verte à noire, épaisses chacune de 35 m. Elles affleurent entre 1005 et 1075 m d'altitude sur les pentes dominant la route D147 entre le pont de Manica et le camping municipal de Monte Cintu, ainsi que le long des pistes d'exploitation forestière de Manica et de Valentinu. Présentant peu de clastes de rhyolite noire (1 à 3 cm de diamètre), elles contiennent des phénocristaux de feldspath alcalin blanc à rouge (1 à 3 mm), de quartz noir (0,5 à 1 mm) et, dans l'unité 10, d'amphibole calcosodique (1 à 2 mm) et de biotite chloritisée. Juste après la vallon de Valentinu le long de la piste, l'unité 10 renferme, à côté des clastes de rhyolite noire, de

grosses enclaves (20 × 30 cm) de monzonite de la suite plutonique carbonifère CAMP.

2. environ 300 unités minces (entre 1 et 3 m d'épaisseur) de rhyolite porphyrique rouge forment l'essentiel de la haute vallée autour de la station de ski du Haut-Asco aux altitudes comprises entre 1060 m et 1680 m. Les bancs de rhyolite, sans fiamme visible, contiennent des phénocristaux de feldspath alcalin brique (1 x 2 mm), de quartz noir (1 mm), plus rarement de mica blanc. De rares filonnets (2 cm d'épaisseur) de rétinite ont été observés au sommet de la séquence vers 1680 m d'altitude sur la crête située au nord de la station de ski du Haut-Asco.

3. deux unités épaisses de 25 m d'ignimbrite noire à rouge prismée (colonnade de 0,5 à 1 m de diamètre), observables entre 1680 et 1730 m d'altitude le long des falaises de la crête de la Muvrella au-dessus de la station de ski du Haut-Asco. La rhyolite riche en phé-

nocristaux de feldspath alcalin et de quartz contient également, mais plus rarement, amphibole sodique et mica.

L'affinité hyperalcaline (comenditique) des rhyolites de la base et du sommet est marquée par la présence d'amphibole bleue, sous forme de grains dispersés dans la mésostase et de cristaux déstabilisés en chlorite + oxydes de fer. Les cristaux ont été analysés à la microsonde électronique et leur formule structurale calculée d'après les bases (Neumann, 1976 ; Bonin, 1988 ; Egeberg *et al.*, 1993 ; Hawthorne *et al.*, 1993) :

(Si + Al + Ti + Fe + Mn + Mg) = 13 cations, pour l'amphibole calco-sodique,

(Si + Al) = 8 cations, pour l'amphibole sodique.

Deux populations se distinguent nettement (tabl. 1, fig. 3). Dans les unités basales (échantillon Asc 4), l'amphibole est calco-sodique (katophorite à richterite) et le site Y est rempli par 5 cations.

Dans les unités du sommet (échantillon St 8), l'amphibole est sodique (arfvedsonite) avec un remplissage incomplet du site Y, caractéristique des roches hyperalcalines. La lacune apparente du site Y peut être due soit à une lacune réelle (Czamanske et Dillet, 1988), soit à la présence de Li non dosable à la microsonde (Hawthorne *et al.*, 1993). Dans les deux cas, elle implique un état d'oxydation du fer plus important que dans le pôle pur arfvedsonite.

D'autre part, les amphiboles des roches volcaniques du Monte Cinto sont plus riches en Mg et plus pauvres en Mn que celles des termes plutoniques équivalents de la coupole de Bonifatto qui appartient au même complexe. Il n'y a pas de compositions intermédiaires entre amphiboles calco-sodiques et sodiques, ce qui les distingue encore des granites de Bonifatto. En effet, ceux-ci ont des amphiboles montrant une variation continue (Johansen, 1988 ; Egeberg *et al.*, 1993), avec une lignée (granite gris-vert) conduisant de barroisite-winchite à

| échantillon | Base de la série moyenne | | | | | | | | | Sommet de la série moyenne | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------------------------|---------------|--------------|---------------|---------------|---------------|--------------|--------------|---------------|----------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| | ASC 4 | ASC 4 | ASC 4 | ASC 4 | ASC 4 | ASC 4 | ASC 4 | ASC 4 | ASC 4 | ST 8 | ST 8 | ST 8 | ST 8 | ST 8 | ST 8 | ST 8 | ST 8 | ST 8 | ST 8 |
| SiO ₂ | 49,76 | 49,20 | 49,27 | 49,61 | 51,95 | 50,37 | 49,01 | 49,46 | 49,25 | 49,46 | 48,80 | 49,40 | 48,44 | 50,19 | 49,21 | 49,63 | 49,47 | 49,84 | 49,77 |
| TiO ₂ | 0,63 | 0,78 | 0,55 | 0,71 | 0,19 | 0,53 | 0,53 | 0,47 | 0,46 | 1,43 | 1,55 | 1,43 | 0,27 | 1,57 | 1,36 | 1,19 | 1,26 | 0,62 | 0,81 |
| Al ₂ O ₃ | 2,34 | 3,26 | 2,70 | 3,02 | 1,58 | 2,83 | 2,95 | 2,19 | 2,91 | 0,77 | 0,93 | 0,86 | 1,04 | 0,75 | 0,82 | 0,86 | 0,82 | 0,65 | 0,72 |
| FeO _t | 24,11 | 24,66 | 24,49 | 23,77 | 22,57 | 23,95 | 24,22 | 26,91 | 30,83 | 31,95 | 32,64 | 31,76 | 33,63 | 32,58 | 32,61 | 34,18 | 33,69 | 33,10 | 32,53 |
| MnO | 1,63 | 0,71 | 0,70 | 0,74 | 0,79 | 0,78 | 0,59 | 0,75 | 0,46 | 0,76 | 0,89 | 0,90 | 0,88 | 0,95 | 0,90 | 0,87 | 0,63 | 0,97 | 0,86 |
| MgO | 8,88 | 8,74 | 8,34 | 8,63 | 9,85 | 9,32 | 8,43 | 6,73 | 4,95 | 0,05 | 0,06 | 0,05 | 0,07 | 0,05 | 0,05 | 0,22 | 0,20 | 0,02 | 0,18 |
| CaO | 8,08 | 8,09 | 7,31 | 8,69 | 8,49 | 8,79 | 8,74 | 8,41 | 6,64 | 0,81 | 0,97 | 0,61 | 0,95 | 0,61 | 0,76 | 0,79 | 0,64 | 0,63 | 0,00 |
| Na ₂ O | 3,92 | 4,04 | 3,96 | 3,85 | 3,90 | 3,83 | 3,40 | 3,61 | 4,45 | 8,46 | 8,37 | 8,08 | 8,23 | 7,27 | 8,08 | 7,61 | 7,06 | 8,76 | 6,97 |
| K ₂ O | 0,87 | 0,95 | 1,11 | 1,06 | 0,82 | 1,07 | 1,08 | 1,13 | 0,86 | 1,35 | 1,17 | 1,36 | 0,96 | 1,28 | 1,37 | 1,09 | 1,34 | 1,27 | 1,15 |
| Total | 100,22 | 100,43 | 98,43 | 100,08 | 100,14 | 101,47 | 98,95 | 99,66 | 100,81 | 95,04 | 95,38 | 94,45 | 94,47 | 95,25 | 95,16 | 96,44 | 95,11 | 95,86 | 92,99 |
| SITE Z | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 7,37 | 7,28 | 7,42 | 7,41 | 7,66 | 7,38 | 7,39 | 7,51 | 7,40 | 7,86 | 7,82 | 7,84 | 7,99 | 7,86 | 7,85 | 7,95 | 8,00 | 7,88 | 7,87 |
| AllV | 0,41 | 0,57 | 0,48 | 0,53 | 0,27 | 0,49 | 0,52 | 0,39 | 0,51 | 0,14 | 0,18 | 0,16 | 0,01 | 0,14 | 0,15 | 0,05 | 0,00 | 0,12 | 0,13 |
| Fe 3+ | 0,22 | 0,15 | 0,11 | 0,06 | 0,07 | 0,13 | 0,08 | 0,09 | 0,09 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Site Y | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Al VI | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,19 | 0,00 | 0,00 | 0,11 | 0,16 | 0,00 | 0,00 |
| Ti | 0,07 | 0,09 | 0,06 | 0,08 | 0,02 | 0,06 | 0,06 | 0,05 | 0,05 | 0,17 | 0,19 | 0,17 | 0,03 | 0,18 | 0,16 | 0,14 | 0,15 | 0,07 | 0,10 |
| Fe 3+ | 0,64 | 0,65 | 0,73 | 0,34 | 0,35 | 0,45 | 0,46 | 0,36 | 0,90 | 1,59 | 1,23 | 1,81 | 0,59 | 1,92 | 1,50 | 0,80 | 0,83 | 1,65 | 2,46 |
| Fe 2+ | 2,13 | 2,25 | 2,24 | 2,57 | 2,37 | 2,36 | 2,51 | 2,97 | 2,88 | 2,66 | 3,15 | 2,40 | 4,05 | 2,35 | 2,85 | 3,78 | 3,73 | 2,73 | 1,84 |
| Mg | 1,96 | 1,93 | 1,87 | 1,92 | 2,16 | 2,04 | 1,89 | 1,52 | 1,11 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,05 | 0,05 | 0,00 | 0,04 |
| Mn | 0,20 | 0,09 | 0,09 | 0,09 | 0,10 | 0,10 | 0,08 | 0,10 | 0,06 | 0,10 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,13 | 0,12 | 0,12 | 0,09 | 0,13 | 0,12 |
| Total en Y | 5,00 | 5,00 | 5,00 | 5,00 | 5,00 | 5,00 | 5,00 | 5,00 | 5,00 | 4,53 | 4,70 | 4,52 | 5,00 | 4,59 | 4,65 | 5,00 | 5,00 | 4,59 | 4,55 |
| Site X | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Ca | 1,28 | 1,28 | 1,18 | 1,39 | 1,34 | 1,38 | 1,41 | 1,37 | 1,07 | 0,14 | 0,17 | 0,10 | 0,17 | 0,10 | 0,13 | 0,14 | 0,11 | 0,11 | 0,00 |
| Na | 0,72 | 0,72 | 0,82 | 0,61 | 0,66 | 0,62 | 0,59 | 0,63 | 0,93 | 1,86 | 1,83 | 1,90 | 1,83 | 1,90 | 1,87 | 1,86 | 1,89 | 1,89 | 2,00 |
| Site A | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Na | 0,41 | 0,44 | 0,33 | 0,50 | 0,46 | 0,47 | 0,41 | 0,43 | 0,36 | 0,74 | 0,77 | 0,59 | 0,80 | 0,31 | 0,63 | 0,50 | 0,32 | 0,79 | 0,14 |
| K | 0,16 | 0,18 | 0,21 | 0,20 | 0,15 | 0,20 | 0,21 | 0,22 | 0,16 | 0,27 | 0,24 | 0,28 | 0,20 | 0,26 | 0,28 | 0,22 | 0,28 | 0,26 | 0,23 |
| Total en A | 0,57 | 0,62 | 0,55 | 0,71 | 0,61 | 0,67 | 0,61 | 0,65 | 0,53 | 1,02 | 1,01 | 0,87 | 1,00 | 0,57 | 0,91 | 0,72 | 0,60 | 1,05 | 0,37 |

Tabl. 1. – Amphiboles des rhyolites de la série moyenne de la caldeira du Monte Cinto.

Asc 4 : base de la série moyenne, katophorite à richterite ; ST 8 : sommet de la série moyenne, arfvedsonite-riebeckite.

Tabl. 1. – Amphiboles from rhyolites of the middle series of the Monte Cinto cauldron.

Asc 4- base of the middle series, katophorite to richterite ; ST 8 top of the middle series, arfvedsonite-riebeckite.

(Al ≈ 2,8 à 2,9, [Fe + Mn + Mg] ≈ 1,1 à 1,4) et le site tétraédrique environ 6,8 Si. Ce groupe est proche des compositions de muscovite céladonitique.

2. un groupe mineur est représenté par des analyses de l'échantillon prélevé à 1325 m (échantillon CL 8, tabl. 4), le site octaédrique contient 4,5 à 4,8 cations (Al ≈ 2,1 à 2,5, [Fe + Mn + Mg] ≈ 2,2 à 2,7) et le site tétraédrique 6,3 à 6,6 Si.

3. un dernier groupe (échantillons CL 7 et CL 9, tabl. 3 et 4) est constitué par des micas apparemment dioctaédriques (Y ≈ 4,0 à 4,2 cations) et très riches en Si (> 7 cations).

Les groupes 2 et 3 semblent définir une lignée continue qui pourrait être la suite lithique protolithionite-zinnwaldite-trilithionite (Bailey, 1984), analogue à celle de la suite alcaline hyperalumineuse du Nigeria (Kinnaird, 1979). Ceci demande à être confirmé par analyses de Li sur minéraux séparés (voir Tindle et Webb, 1990).

L'étude typologique des zircons a également été effectuée (fig. 5). Les échantillons analysés ont été prélevés dans l'unité 10 à amphibole calcosodique (Asc 4) et dans une unité sans amphibole bleue du milieu de la série (Sgn 8). L'échantillon Asc 4 est caractérisé par une répartition bimodale des cristaux de zircon, une population indiquant une affinité alcaline et une deuxième constituée par des cristaux caractéristiques de roches calco-alcalines. Cette répartition implique la présence de xéno-cristaux provenant de roches de la suite CAMP présentes à ce niveau en enclaves décimétriques (voir plus haut). L'échantillon Sgn 8 montre la distribution caractéristique des roches acides alcalines.

Les unités 9 et 10 de la base et les unités moyennes ont des compositions chimiques métalumineuses (< 1% de corindon normatif, pas d'ægryrine normative). Les unités supérieures à arfvedsonite et mica silicique sont hyperalcalines (> 1% d'ægryrine normative) (tabl. 5).

Fig. 4. – Diagramme Y/Si des micas des rhyolites de la série moyenne du Monte Cinto.

Fig. 4. – Octahedral site occupancy vs. Si for micas from middle series rhyolites of the Monte Cinto caldera.

| Oxydes | CL7 |
|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO2 | 50,87 | 51,44 | 48,00 | 51,83 | 50,35 | 52,11 | 52,13 | 50,40 | 52,68 | 51,35 | 49,72 | 49,80 | 56,98 | 51,63 |
| TiO2 | 0,05 | 0,06 | 0,05 | 0,09 | 0,16 | 0,13 | 0,07 | 0,17 | 0,12 | 0,13 | 0,16 | 0,21 | 0,27 | 0,06 |
| Al2O3 | 25,37 | 22,20 | 21,07 | 22,21 | 25,47 | 18,24 | 18,46 | 20,21 | 18,48 | 19,84 | 19,17 | 19,12 | 17,25 | 23,23 |
| FeO | 5,46 | 6,31 | 8,48 | 5,06 | 5,07 | 8,63 | 7,80 | 8,56 | 7,68 | 6,50 | 10,52 | 11,18 | 8,49 | 3,72 |
| Cr2O3 | 0,00 | 0,00 | 0,07 | 0,11 | 0,00 | 0,00 | 0,12 | 0,01 | 0,03 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,04 |
| MnO | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 0,15 | 0,11 | 0,17 | 0,05 | 0,00 | 0,07 | 0,07 | 0,16 | 0,00 | 0,00 | 0,10 |
| MgO | 3,55 | 2,59 | 4,85 | 4,68 | 2,82 | 3,28 | 3,41 | 2,33 | 3,88 | 3,52 | 1,05 | 3,08 | 3,18 | 4,53 |
| CaO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Na2O | 0,10 | 0,87 | 0,38 | 0,03 | 0,05 | 0,00 | 0,08 | 0,06 | 0,04 | 0,03 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,06 |
| K2O | 9,82 | 10,01 | 11,33 | 10,88 | 9,07 | 11,93 | 11,81 | 11,82 | 11,75 | 11,09 | 11,55 | 11,66 | 10,45 | 12,56 |
| F | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Total | 95,30 | 93,48 | 94,23 | 95,04 | 93,08 | 94,49 | 93,93 | 93,56 | 94,73 | 92,55 | 92,33 | 95,09 | 96,62 | 95,93 |
| Si | 6,86 | 7,10 | 6,78 | 7,06 | 6,91 | 7,32 | 7,33 | 7,15 | 7,33 | 7,25 | 7,22 | 7,06 | 7,67 | 6,99 |
| AllV | 1,14 | 0,90 | 1,22 | 0,94 | 1,09 | 0,68 | 0,67 | 0,85 | 0,67 | 0,75 | 0,78 | 0,94 | 0,33 | 1,01 |
| Fe3+ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Σ(Tet) | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 |
| AlVI | 2,90 | 2,71 | 2,29 | 2,63 | 3,02 | 2,35 | 2,39 | 2,53 | 2,36 | 2,55 | 2,51 | 2,26 | 2,41 | 2,69 |
| Fe2+ | 0,62 | 0,73 | 1,00 | 0,58 | 0,58 | 1,01 | 0,92 | 1,02 | 0,89 | 0,77 | 1,28 | 1,33 | 0,96 | 0,42 |
| Mg | 0,71 | 0,53 | 1,02 | 0,95 | 0,58 | 0,69 | 0,71 | 0,49 | 0,80 | 0,74 | 0,23 | 0,65 | 0,64 | 0,91 |
| Mn | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,01 |
| Ti | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,01 |
| Σ(Y) | 4,24 | 3,98 | 4,32 | 4,18 | 4,21 | 4,08 | 4,03 | 4,06 | 4,08 | 4,08 | 4,05 | 4,25 | 4,03 | 4,05 |
| Ca | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Na | 0,03 | 0,23 | 0,10 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,02 |
| K | 1,69 | 1,76 | 2,04 | 1,89 | 1,59 | 2,14 | 2,12 | 2,14 | 2,09 | 2,00 | 2,14 | 2,11 | 1,80 | 2,17 |
| Σ(A) | 1,72 | 1,99 | 2,15 | 1,90 | 1,60 | 2,14 | 2,14 | 2,16 | 2,10 | 2,01 | 2,14 | 2,12 | 1,80 | 2,18 |
| Fe/Fe+Mg | 0,46 | 0,58 | 0,50 | 0,38 | 0,50 | 0,60 | 0,56 | 0,67 | 0,53 | 0,51 | 0,85 | 0,67 | 0,60 | 0,32 |
| Y | 4,24 | 3,98 | 4,32 | 4,18 | 4,21 | 4,08 | 4,03 | 4,06 | 4,08 | 4,08 | 4,05 | 4,25 | 4,03 | 4,05 |
| Na/Na+K | 0,02 | 0,12 | 0,05 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 |

Tabl. 3. – Micas des rhyolites de la série moyenne du Monte Cinto (suite).

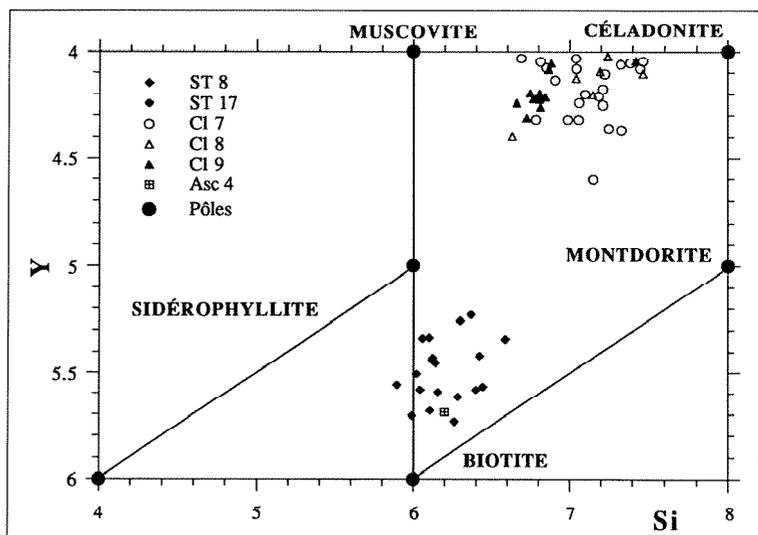
CL7 : échantillon prélevé à 1350 m d'altitude, milieu de la série moyenne.

Tabl. 3. – Micas from rhyolites of the middle series of the Monte Cinto caudron (continued).

CL7- sample at 1350 m elevation, in the middle part of the middle series.

| Oxydes | CL7 | CL7 |
|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-----|
| SiO2 | 51,41 | 51,17 | 48,41 | 49,04 | 51,85 | 52,45 | 47,55 | 48,49 | 55,06 | 47,46 | 51,98 | |
| TiO2 | 0,28 | 0,12 | 0,23 | 0,27 | 0,00 | 0,16 | 0,29 | 0,32 | 0,09 | 0,37 | 0,01 | |
| Al2O3 | 19,06 | 19,01 | 18,03 | 18,07 | 17,75 | 17,12 | 20,78 | 21,34 | 21,99 | 22,65 | 15,55 | |
| FeO | 10,38 | 9,74 | 9,38 | 9,92 | 8,04 | 8,64 | 8,89 | 10,46 | 5,85 | 9,21 | 8,97 | |
| Cr2O3 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,14 | 0,00 | 0,04 | 0,11 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,03 | |
| MnO | 0,07 | 0,24 | 0,13 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,11 | 0,11 | 0,00 | 0,05 | |
| MgO | 1,76 | 3,28 | 4,63 | 4,68 | 3,83 | 3,35 | 4,13 | 4,70 | 2,46 | 3,75 | 4,33 | |
| CaO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | |
| Na2O | 0,91 | 0,03 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,10 | 0,08 | 0,04 | 2,25 | 0,35 | 0,20 | |
| K2O | 10,61 | 11,38 | 11,44 | 11,48 | 10,89 | 11,15 | 10,28 | 8,61 | 9,21 | 10,31 | 11,49 | |
| F | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | |
| Total | 94,48 | 94,97 | 92,26 | 93,63 | 92,38 | 93,03 | 92,11 | 94,09 | 97,02 | 94,15 | 92,61 | |
| Si | 7,21 | 7,19 | 7,04 | 7,04 | 7,38 | 7,45 | 6,85 | 6,81 | 7,21 | 6,69 | 7,46 | |
| AllV | 0,79 | 0,81 | 0,96 | 0,96 | 0,62 | 0,55 | 1,15 | 1,19 | 0,79 | 1,31 | 0,54 | |
| Fe3+ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | |
| Σ(Tet) | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | |
| AlVI | 2,36 | 2,33 | 2,14 | 2,10 | 2,36 | 2,31 | 2,38 | 2,34 | 2,60 | 2,45 | 2,10 | |
| Fe2+ | 1,22 | 1,14 | 1,14 | 1,19 | 0,96 | 1,03 | 1,07 | 1,23 | 0,64 | 1,09 | 1,08 | |
| Mg | 0,37 | 0,69 | 1,00 | 1,00 | 0,81 | 0,71 | 0,89 | 0,98 | 0,48 | 0,79 | 0,93 | |
| Mn | 0,01 | 0,03 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | |
| Ti | 0,03 | 0,01 | 0,03 | 0,03 | 0,00 | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,01 | 0,04 | 0,00 | |
| Σ(Y) | 3,99 | 4,20 | 4,32 | 4,32 | 4,14 | 4,06 | 4,37 | 4,60 | 3,75 | 4,36 | 4,11 | |
| Ca | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | |
| Na | 0,25 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,03 | 0,02 | 0,01 | 0,57 | 0,10 | 0,06 | |
| K | 1,90 | 2,04 | 2,12 | 2,10 | 1,98 | 2,02 | 1,89 | 1,54 | 1,54 | 1,85 | 2,10 | |
| Σ(A) | 2,15 | 2,05 | 2,12 | 2,11 | 1,98 | 2,05 | 1,91 | 1,56 | 2,11 | 1,95 | 2,16 | |
| Fe/Fe+Mg | 0,77 | 0,62 | 0,53 | 0,54 | 0,54 | 0,59 | 0,55 | 0,56 | 0,57 | 0,58 | 0,54 | |
| Y | 3,99 | 4,20 | 4,32 | 4,32 | 4,14 | 4,06 | 4,37 | 4,60 | 3,75 | 4,36 | 4,11 | |
| Na/Na+K | 0,12 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,27 | 0,05 | 0,03 | |

Micas blancs de la série moyenne: CL7 Altitude 1350 m



| OXYDES | CL9 | CL9 |
|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-----|
| SiO2 | 48,69 | 47,57 | 48,15 | 48,07 | 49,62 | 48,49 | 54,09 | 48,66 | 48,26 | 49,58 | 48,57 | 47,40 | |
| TiO2 | 0,51 | 0,29 | 0,09 | 0,33 | 0,34 | 0,31 | 0,26 | 0,38 | 0,40 | 0,52 | 0,43 | 0,32 | |
| Al2O3 | 23,82 | 26,10 | 24,88 | 24,22 | 23,58 | 24,91 | 20,62 | 24,46 | 23,60 | 24,90 | 24,59 | 24,02 | |
| FeO | 7,81 | 7,93 | 7,65 | 8,18 | 8,06 | 7,96 | 7,88 | 8,25 | 8,83 | 6,59 | 7,76 | 9,54 | |
| MnO | 0,00 | 0,03 | 0,02 | 0,01 | 0,13 | 0,04 | 0,08 | 0,04 | 0,00 | 0,09 | 0,07 | 0,16 | |
| MgO | 2,19 | 1,52 | 1,89 | 2,15 | 1,64 | 1,93 | 1,73 | 1,81 | 2,09 | 1,63 | 1,76 | 1,85 | |
| CaO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | |
| Na2O | 0,00 | 0,08 | 0,01 | 0,03 | 0,81 | 0,02 | 0,09 | 0,02 | 0,11 | 0,30 | 0,03 | 0,05 | |
| K2O | 10,11 | 9,92 | 10,10 | 9,91 | 8,65 | 9,89 | 9,08 | 9,49 | 9,88 | 9,81 | 10,07 | 9,96 | |
| F | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,28 | 0,27 | 0,10 | 0,06 | 0,13 | 0,00 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | |
| Cl | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | |
| Total | 93,16 | 93,46 | 92,81 | 93,18 | 93,10 | 93,65 | 93,89 | 93,24 | 93,17 | 93,46 | 93,30 | 93,32 | |
| Si | 6,84 | 6,66 | 6,78 | 6,75 | 6,88 | 6,76 | 7,42 | 6,81 | 6,81 | 6,86 | 6,81 | 6,72 | |
| AlIV | 1,16 | 1,34 | 1,22 | 1,25 | 1,12 | 1,24 | 0,58 | 1,19 | 1,19 | 1,14 | 1,19 | 1,28 | |
| Fe3+ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | |
| Σ(Tet) | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | |
| AlVI | 2,79 | 2,97 | 2,91 | 2,75 | 2,73 | 2,86 | 2,75 | 2,84 | 2,74 | 2,93 | 2,87 | 2,74 | |
| Fe2+ | 0,92 | 0,93 | 0,90 | 0,96 | 0,93 | 0,93 | 0,90 | 0,97 | 1,04 | 0,76 | 0,91 | 1,13 | |
| Mg | 0,46 | 0,32 | 0,40 | 0,45 | 0,34 | 0,40 | 0,35 | 0,38 | 0,44 | 0,34 | 0,37 | 0,39 | |
| Mn | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | |
| Ti | 0,05 | 0,03 | 0,01 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,05 | 0,03 | |
| Σ(MI-M2) | 4,22 | 4,25 | 4,22 | 4,20 | 4,06 | 4,23 | 4,05 | 4,23 | 4,26 | 4,09 | 4,20 | 4,31 | |
| Ca | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | |
| Na | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,22 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,08 | 0,01 | 0,01 | |
| K | 1,81 | 1,77 | 1,82 | 1,77 | 1,53 | 1,76 | 1,59 | 1,69 | 1,78 | 1,73 | 1,80 | 1,80 | |
| Σ(A) | 1,81 | 1,79 | 1,82 | 1,78 | 1,75 | 1,77 | 1,61 | 1,70 | 1,81 | 1,81 | 1,81 | 1,82 | |
| Fe/Fe+Mg | 0,67 | 0,75 | 0,69 | 0,68 | 0,73 | 0,70 | 0,72 | 0,72 | 0,70 | 0,69 | 0,71 | 0,74 | |
| Y | 1,43 | 1,28 | 1,31 | 1,45 | 1,32 | 1,37 | 1,29 | 1,39 | 1,52 | 1,16 | 1,33 | 1,58 | |
| Na/Na+K | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,12 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,04 | 0,00 | 0,01 | |

| | CL 8 |
|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO2 | 44,99 | 45,87 | 47,46 | 49,96 | 47,27 | 43,70 | 46,83 | 49,49 | 48,01 | 49,57 | 49,37 | 48,26 | 44,05 |
| TiO2 | 0,51 | 0,23 | 0,30 | 0,28 | 0,44 | 1,02 | 0,53 | 0,00 | 0,46 | 0,74 | 0,29 | 0,32 | 0,38 |
| Al2O3 | 22,45 | 23,70 | 23,86 | 24,27 | 24,12 | 21,29 | 22,83 | 22,26 | 22,80 | 26,85 | 23,62 | 21,93 | 23,72 |
| FeO | 11,91 | 11,72 | 11,73 | 6,43 | 9,27 | 13,44 | 9,62 | 8,66 | 8,81 | 7,1 | 6,91 | 9,77 | 11,47 |
| Cr2O3 | 0,00 | 0,00 | 0,07 | 0,11 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| MnO | 0,05 | 0,15 | 0,04 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,08 | 0 | 0,05 |
| MgO | 3,36 | 3,58 | 3,58 | 3,31 | 2,77 | 4,53 | 3,29 | 3,26 | 3,54 | 2,94 | 3,78 | 3,91 | 4,32 |
| CaO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0 | 0 | 0,06 |
| Na2O | 0,22 | 0,10 | 0,01 | 0,03 | 0,04 | 0,00 | 0,12 | 0,04 | 0,05 | 0,1 | 0,14 | 0 | 0,04 |
| K2O | 9,51 | 9,56 | 9,52 | 9,79 | 9,93 | 9,45 | 9,71 | 9,39 | 9,36 | 8,92 | 8,92 | 9,51 | 8,91 |
| F | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,25 | 0,25 | 0,12 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,15 | 0,04 | 0,12 |
| Total | 93,00 | 94,91 | 96,57 | 94,49 | 94,13 | 93,57 | 92,96 | 93,10 | 93,03 | 96,34 | 93,26 | 93,74 | 93,17 |
| Si | 6,51 | 6,49 | 6,57 | 6,86 | 6,65 | 6,38 | 6,68 | 6,96 | 6,78 | 6,65 | 6,86 | 6,81 | 6,35 |
| AlIV | 1,49 | 1,51 | 1,43 | 1,14 | 1,35 | 1,62 | 1,32 | 1,04 | 1,22 | 1,35 | 1,14 | 1,19 | 1,65 |
| Fe3+ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Σ(Tet) | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 |
| AlVI | 2,35 | 2,44 | 2,46 | 2,79 | 2,66 | 2,05 | 2,52 | 2,65 | 2,58 | 2,89 | 2,72 | 2,46 | 2,38 |
| Fe2+ | 1,44 | 1,39 | 1,36 | 0,74 | 1,09 | 1,64 | 1,15 | 1,02 | 1,04 | 0,80 | 0,80 | 1,15 | 1,38 |
| Mg | 0,73 | 0,75 | 0,74 | 0,68 | 0,58 | 0,99 | 0,70 | 0,68 | 0,75 | 0,59 | 0,78 | 0,82 | 0,93 |
| Mn | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 |
| Ti | 0,06 | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,05 | 0,11 | 0,06 | 0,00 | 0,05 | 0,07 | 0,03 | 0,03 | 0,04 |
| Σ(MI-M2) | 4,58 | 4,62 | 4,60 | 4,24 | 4,38 | 4,78 | 4,43 | 4,35 | 4,41 | 4,36 | 4,35 | 4,47 | 4,74 |
| Ca | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 |
| Na | 0,06 | 0,03 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,04 | 0,00 | 0,01 |
| K | 1,76 | 1,73 | 1,68 | 1,72 | 1,78 | 1,76 | 1,77 | 1,68 | 1,69 | 1,53 | 1,58 | 1,71 | 1,64 |
| Σ(A) | 1,82 | 1,75 | 1,68 | 1,73 | 1,80 | 1,76 | 1,80 | 1,69 | 1,70 | 1,56 | 1,62 | 1,71 | 1,66 |
| Fe/Fe+Mg | 0,67 | 0,65 | 0,65 | 0,52 | 0,65 | 0,62 | 0,62 | 0,60 | 0,58 | 0,58 | 0,51 | 0,58 | 0,60 |
| Y | 4,58 | 4,62 | 4,60 | 4,24 | 4,38 | 4,78 | 4,43 | 4,35 | 4,41 | 4,36 | 4,35 | 4,47 | 4,74 |

Micas blancs de la série moyenne. CL8 altitude: 1325 m; CL 9 altitude: 1320 m

La série supérieure

La série supérieure, de 410 m d'épaisseur (fig. 1), est surtout développée dans le chaînon de la Muvrella qui domine la haute vallée du Stranciacone; Sa structure s'observe facilement le long des ravins orientés est-ouest, situés au-dessus de la station de ski du Haut-Asco et menant à la crête comprise entre le Capu di a Muvraghia (2001 m) et la Muvrella (2148 m).

La première unité est une ignimbrite rouge violacé massive, épaisse de 110 m. Sa prismation avec des colonnes de 5 m de diamètre est bien visible dans la falaise au-dessus de la station de ski du Haut-Asco. Elle est composée à 60 % en volume d'une rhyolite porphyrique à phénocristaux de feldspath alcalin rouge, quartz noir et amphibole pseudomorphosée en chlorite. Les fiammes (12 à 15 %) sont aplaties (5 cm x 1 cm en moyenne, jusqu'à 12 cm x 3 cm) et contiennent parfois de grands cristaux de feldspath alcalin (jusqu'à 0,3 cm de long) et de quartz. Les enclaves lithiques (25 à 28 %) sont petites (1 à 3 cm).

Tabl. 4. - Micas des rhyolites du milieu de la série moyenne du Monte Cinto (suite). CL8 : échantillon prélevé à 1325 m d'altitude ; CL9 : à 1320 m d'altitude.

Tabl. 4. - Micas from rhyolites of the middle series of the Monte Cinto cauldron (continued). CL8- sample at 1325 m elevation; CL9- at 1320 m elevation.

Tabl. 5. - Compositions chimiques des rhyolites de la caldeira du Monte Cinto.

Tabl. 5. - Chemical compositions of rhyolites of the Monte Cinto cauldron. Lower series, middle series, upper series, (extra-cauldron) Monte Padru series, domes and felsic dykes. CIPW-normative compositions calculated with Fe²⁺/total Fe = 0.20.

| OXYDES | Série inférieure | | | | | | | Série moyenne | | | | Série supérieure | | | Série du Monte Padru | | Dômes et filons acides | | | | | | |
|--|------------------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|---------------|-------|-------|--------|------------------|-------|-------|----------------------|-------|------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--|
| | ASC 6 | ASC 9A | ASC 9 | ASC 11 | ASC 13 | ASC 16 | G1 | ASC 19 | ST 8 | ASC 4 | SGN 8 | AGH 1 | GRM 6 | MUV 1 | NP 1 | CAS 6 | CAS 5 | PR 2 | R27 | R28 | R29 | R31 | |
| SiO2 | 77,54 | 74,80 | 76,92 | 77,27 | 76,50 | 76,55 | 76,78 | 76,29 | 77,06 | 75,84 | 75,96 | 77,31 | 77,24 | 77,06 | 77,4 | 82 | 77,5 | 77,75 | 78,55 | 73,56 | 77,65 | 78,39 | |
| TiO2 | 0,11 | 0,12 | 0,08 | 0,07 | 0,05 | 0,08 | 0,12 | 0,08 | 0,08 | 0,14 | 0,16 | 0,1 | 0,1 | 0,14 | 0,11 | 0,08 | 0,08 | 0,07 | 0,1 | 0,14 | 0,11 | 0,08 | |
| Al2O3 | 10,94 | 12,38 | 10,96 | 11,32 | 11,78 | 11,53 | 11,33 | 11,98 | 11,08 | 11,60 | 11,98 | 10,66 | 11,14 | 10,66 | 10,71 | 8,8 | 10,46 | 10,91 | 11,46 | 13,38 | 11,35 | 10,41 | |
| Fe2O3 total | 2,52 | 2,61 | 2,25 | 1,58 | 1,31 | 1,72 | 1,72 | 1,58 | 2,41 | 2,37 | 2,22 | 2,02 | 2,2 | 3,7 | 2,2 | 1,1 | 2,12 | 1,26 | 0,91 | 2,24 | 1,38 | 1,76 | |
| MnO | 0,20 | 0,32 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,07 | 0 | 0,03 | 0 | 0 | 0,04 | 0 | 0 | 0,02 | 0 | 0 | |
| MgO | 0,00 | 0,00 | 0,20 | 0,91 | 0,19 | 0,34 | 0,08 | 0,08 | 0,04 | 0,03 | 0,34 | 0 | 0,38 | 0,12 | 0,07 | 0,04 | 0 | 0,4 | 0,55 | 0,7 | 0,34 | 0,1 | |
| CaO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,38 | 0,10 | 0 | 0,00 | 0,00 | 0,27 | 0,15 | 3,08 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2,4 | 0,38 | 0 | 0,03 | 0 | 2,29 | |
| Na2O | 3,65 | 4,12 | 2,83 | 3,58 | 2,62 | 3,47 | 2,2 | 3,27 | 4,30 | 3,65 | 3,87 | 4,44 | 2,42 | 3 | 2,47 | 1,45 | 6,53 | 3,08 | 4,29 | 3,9 | 3,08 | 6,05 | |
| K2O | 4,16 | 4,66 | 5,33 | 4,08 | 5,63 | 4,83 | 6,98 | 5,54 | 3,95 | 5,12 | 4,69 | 0 | 5,12 | 3,58 | 5,75 | 5,79 | 0 | 4,58 | 2,41 | 4,5 | 4,9 | 0 | |
| P2O5 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,08 | 0 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,83 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,02 | 0 | 0 | |
| Total | 99,12 | 99,01 | 98,57 | 98,81 | 98,53 | 98,70 | 99,21 | 98,82 | 98,95 | 99,05 | 100,20 | 97,78 | 98,60 | 98,29 | 98,71 | 99,26 | 99,13 | 98,43 | 98,27 | 98,49 | 98,81 | 99,08 | |
| Composition normative avec Fe ²⁺ /Fe total = 0.20 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Apatite | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

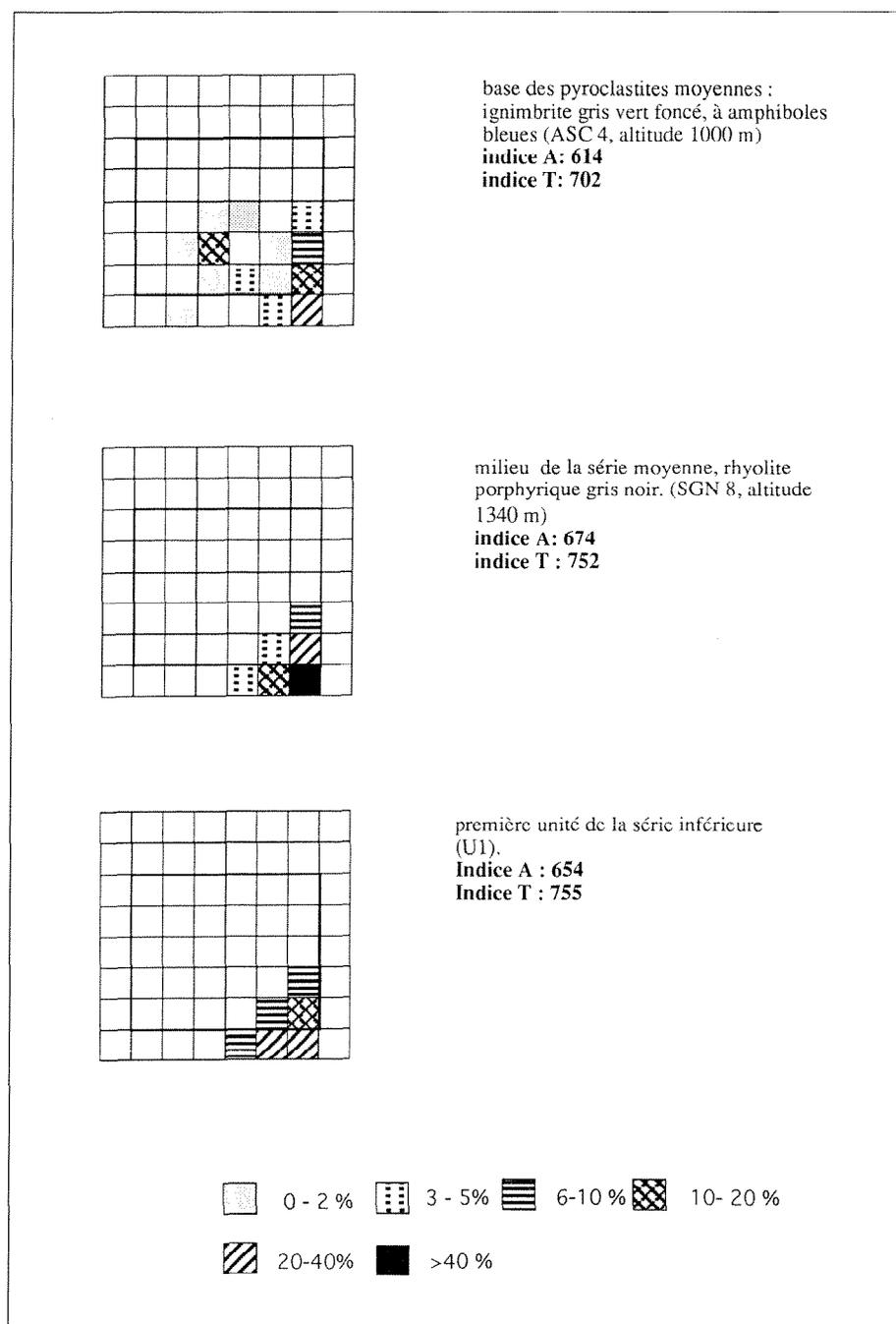


Fig. 5. – Typologie des zircons (Pupin, 1976, 1980) des rhyolites de la caldeira du Monte Cinto.

Fig. 5. – Zircon typology (Pupin, 1976, 1980) for rhyolites of the Monte Cinto cauldron. Asc4- base of the middle series, blue amphibole-bearing dark grey-green ignimbrite (elevation 1000 m); Sgn8- middle of the middle series, grey-black porphyritic rhyolite (elevation 1340 m); U1- basal unit of the lower series.

Au-dessus, le relief plus doux montre un litage rythmique subhorizontal bien marqué et une prismation verticale plus fine (colonnes de 1 m de diamètre) recoupant le litage, ce qui suggère une mise en place rapide des dépôts, chaque cycle correspondant à un épisode éruptif et une unité de refroidissement. D'après la prismation et la rythmicité des dépôts, six unités ont été définies et correspondent vraisemblablement à autant d'érup-

tions explosives. Épaisses de 50 m environ, elles sont formées par la séquence suivante, de bas en haut :

– cinérite et tuf verts à petits clastes (1 à 2 cm), formant des alternances centimétriques à décimétriques. Cette formation de 10 m d'épaisseur est responsable du litage visible dans la falaise.

– ignimbrite violette porphyrique de 20 m d'épaisseur à phénocristaux de

feldspath alcalin et quartz, fiammes pouvant devenir gigantesques (jusqu'à 2 m x 20 cm) et ponces blanches,

– brèche verte massive de 20 m d'épaisseur, pauvre en fiammes, à gros clastes brun-rouge (10 à 20 cm), avec quelques passées d'épaisseur centimétrique à petits clastes (1 à 2 cm).

La "nappe de ponces" définie par P. Vellutini (1977) affleure à la Punta Aculaghia (2034 m) et au sommet (point coté 2003 m) situé entre la Bocca di Stagnu et la Bocca Aculaghia. Intrusive dans les unités de la Muvrella, elle est constituée en fait par les produits d'explosion *in situ* de dômes rhyolitiques. Porphyriques au cœur, aphyriques en bordure avec des figures de fluidalité et de dévitrification en sphérolites (faciès pyroméride), les dômes passent rapidement à des formations pyroclastiques présentant un débit lamellaire horizontal très marqué. Sur environ 30 à 50 m d'épaisseur, elles forment des alternances de niveaux centimétriques à décimétriques de pyroméride, rhyolite porphyrique et cinérite. Des brèches rhéomorphiques se développent par boudinage de lits cinéritiques (5 cm x 2 cm) dans des lits de rhyolite porphyrique.

La composition chimique des rhyolites (tabl. 5) varie de métalumineuse à hyperalumineuse. La répartition des alcalins (Na < K) témoigne, comme dans la série inférieure, de phénomènes hydrothermaux post-magmatiques importants.

Les formations tardives

Les nombreux filons acides observés dans les séries sont constitués de rhyolite fluidale ou vitreuse, de rétinite et de brèches hydrauliques. Disposés dans la partie interne de la caldeira, ils montrent des directions concentriques et radiales et sont généralement peu puissants (de l'ordre de 5 m au maximum) avec un pendage subvertical. Les filons basiques se situent à la fois à l'intérieur et au dehors de la caldeira. De nature doléritique et souvent altérés, ils sont épais de 2 à 3 m au maximum avec des pendages subverticaux.

De nombreux dômes existent à l'intérieur de la caldeira et sont formés

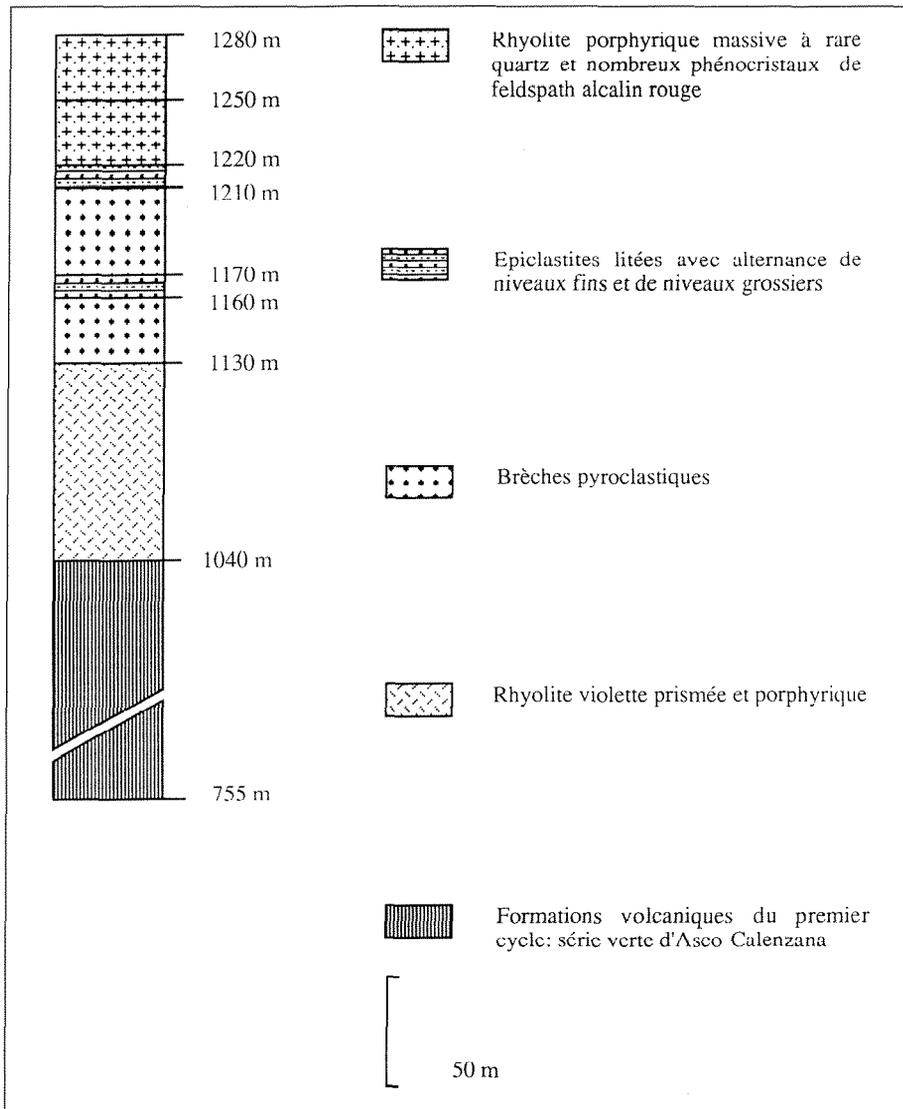


Fig. 6. Séquence stratigraphique des séries volcaniques à l'extérieur de la caldeira du Monte Cinto, vallon de Santonaccia (haute vallée de l'Asco).

Fig. 6. – Stratigraphic succession of the volcanic series outside the Monte Cinto cauldron, as seen in the Santonaccia valley (upper Asco valley).

de rhyolite porphyrique avec des phénocristaux centimétriques de feldspath alcalin et de quartz, comme dans la vallée du Tighiettu. En bordure de la caldeira au niveau des vallons de Casanovaccia et Santonaccia, un vaste dôme de rhyolite fluidale se place sur la faille bordière et recoupe la première unité de la série inférieure. La fluidalité se marque par des lits d'épaisseur centimétrique et des plis d'écoulement. L'analyse modale indique, à côté de rares phénocristaux de feldspath alcalin (1 % dans l'analyse modale) et de quartz (3 %), une mésostase formée de verre dévitrifié (96 %). Les compositions chimiques (tabl. 5) sont faiblement hyperalumineuses par suite de la mobilité des

alcalins, comme en témoignent les proportions variables de Na et K.

Les unités extra-caldeira

Sous le Monte Padru (2390 m), des formations volcaniques alcalines présentent un faible pendage vers le centre de la caldeira (10 à 30°) et reposent en discordance sur les formations volcaniques calco-alcalines redressées de la série verte d'Asco définie par P. Vellutini (1977). Elles sont extrêmement complexes parce qu'elles sont entrelardées de nombreuses intrusions de filons, sills et dômes rhyolitiques.

De nombreux dômes se sont mis en place le long de la faille bordière, comme celui de la Fontaine d'Osso di Pino déjà décrit qui est visible le long du vallon de Casanovaccia depuis son confluent avec le Stranciacone (660 m) jusqu'aux Bergeries de l'Entrada (1385 m). Un autre, parallèle, se suit le long du vallon de Santonaccia jusqu'au point coté 1154 m.

Au nord du vallon de Santonaccia, à l'extérieur de la faille bordière de la caldeira, les formations volcaniques alcalines affleurent au-dessus de 1040 m d'altitude. La coupe, très préliminaire, s'arrête à l'altitude de 1280 m et comprend 90 m d'intrusion rhyolitique (37,5 % de la coupe) et 150 m de dépôts aériens (62,5 %).

Elle débute par une intrusion en feuillet de rhyolite violette prismée (colonnade de 0,5 m de diamètre), de pendage 25° vers le nord-ouest et d'épaisseur 90 m environ. Porphyrique avec des phénocristaux de feldspath alcalin au cœur, la rhyolite passe en bordure à un faciès fluidal, avec des filets d'épaisseur millimétrique, puis à une brèche auto-clastique à éléments de rhyolite fluidale et/ou porphyrique, dont les fissures très denses sont remplies de quartz. La composition chimique se caractérise par sa richesse en K_2O (6,5 %) relativement à Na_2O (2,4 %), témoignant encore une fois de phénomènes hydrothermaux tardifs liés à la mise en place. Cependant, l'ægryrine normative (> 1 %) est assez abondante pour en faire une roche hyperalcaline (tabl. 5).

Au-dessus de 1130 m d'altitude, les formations aériennes extra-caldeira montrent, de bas en haut, la succession suivante :

1A. brèches pyroclastiques à ciment vert, clastes violets de taille centimétrique et blocs décimétriques à métriques de rhyolite porphyrique et/ou fluidale. L'épaisseur est d'environ 30 m.

1B. épicastites litées en bancs de 40 à 50 cm, avec alternance de niveaux fins à clastes violets centimétriques dans une matrice verte aphyrique et de niveaux grossiers avec les mêmes clastes, mais avec une matrice porphyrique à quartz et

feldspath alcalin. L'ensemble est épais de 10 m environ.

2A. pyroclastites analogues aux brèches 1A, mais avec une épaisseur de 40 m.

2B. épiciastites identiques aux épiciastites 1B, sur également 10 m d'épaisseur.

3. ignimbrite violette à fiammes allongées (1-10 cm x 0,1-1 cm), avec quelques clastes anguleux de rhyolite fluidale porphyrique et une matrice porphyrique à phénocristaux de quartz noir et feldspath alcalin rouge. L'ensemble fait environ 30 m d'épaisseur.

4. rhyolite porphyrique violette massive à rare quartz et nombreux phénocristaux de feldspath alcalin rouge. Formant une falaise à *taffoni*, elle a été observée sur plus de 30 m d'épaisseur.

Ces unités ressemblent aux formations intra-caldeira, mais avec des épaisseurs bien plus faibles. Ainsi, les unités 1A + 1B et 2A + 2B sont-elles comparables aux unités 1 à 3 de la série inférieure, mais leur épaisseur moyenne est de 30 à 40 m pour 110 m dans les unités 1 à 3. Les unités 3 et 4 peuvent également se rapporter au deuxième groupe de la série inférieure, mais là également, leur épaisseur moyenne de 30 m est inférieure aux 100 m des unités 4 à 8.

Il est donc permis de proposer que les formations volcaniques observées correspondent aux retombées à l'extérieur de la caldeira des éruptions ayant produit les dépôts de la série inférieure. Elles se poursuivent plus haut jusque sur le flanc est du Cap Sellola (2273 m), lui-même situé à l'est du Monte Padro. Dans cette interprétation, les pyroclastites extra-caldeira pourraient montrer une réduction d'épaisseur de 30 à 60 % par rapport aux pyroclastites intra-caldeira.

Discussion

L'établissement du log des formations volcaniques de la haute vallée de l'Asco constitue l'étape préliminaire d'une étude plus complète de l'activité volcanique et de la pétrologie d'un grand volcan felsique à caldeira de la série alcaline permo-triasique de Corse. Il est

déjà possible d'en tirer les remarques suivantes :

1. Le massif du Monte Cinto montre les reliques érodées, puis exhumées par inversion du relief, d'une caldeira qui fut active au cours d'un épisode magmatique anorogénique post-hercynien. Comme il recoupe dans sa partie méridionale le complexe hyperalcalin d'Evisa daté de la limite Permien-Trias (Bonin, 1988), les éruptions se sont déroulées au plus tôt il y a 245 Ma.

Les datations K-A sur le massif granitique de Bonifatto mettent en évidence l'influence des événements alpins. L'amphibole du granite gris-vert a donné un âge isochrone de 243 ± 15 Ma compatible avec les données géologiques (Maluski, 1977), mais les âges conventionnels sont compris entre 209 et 270 Ma (Leutwein et Sonet, Baubron, données inédites reportées par Vellutini, 1977). Sur roche totale, l'âge conventionnel est de 60 Ma (*ibid.*) et l'âge isochrone de 61 ± 3 Ma (Cozzupoli *et al.*, 1986).

Aucune datation radiométrique directe des épisodes volcaniques n'est disponible à cause des événements alpins. Dans la vallée du Stranciacone, les perturbations isotopiques du système K-A sur roche totale s'aggravent de l'ouest vers l'est. Une ignimbrite de la série moyenne prélevée à la Bocca Stranciacone a donné un âge conventionnel de 62 Ma (Vellutini, 1977), une unité de la série moyenne prélevée à 1620-1640 m d'altitude au-dessus de la station de ski du Haut-Asco a donné un âge isochrone de 55 ± 2 Ma et l'ignimbrite de l'unité 7 prélevée au Pont de Giunte un âge isochrone de 34 ± 3 Ma (Cozzupoli *et al.*, 1986).

L'âge réel des éruptions ne pourra sans doute être approché que par la méthode U-Pb sur zircon, à condition de sélectionner avec soin des échantillons sans xénocristaux en écartant ceux qui en contiennent comme l'unité 10.

2. Le complexe du Monte Cinto, l'un des nombreux massifs volcano-plutoniques reconnus dans la province alcaline permo-triasique de Méditerranée Occidentale (Bonin *et al.*, 1987), présente l'intérêt de montrer superposés les deux étages structuraux, volcanique (rhyolites sur 2000 m d'épaisseur, caul-

dron du Monte Cinto), et subvolcanique (granites sur 1200 m de dénivellation, coupole de Bonifatto, Egeberg *et al.*, 1993). La coupole est intrusive vers 1460 m d'altitude dans les ignimbrites rouges de la haute vallée de la Ficarella au-dessus de Spasimata, c'est-à-dire dans les unités de la série moyenne (Vellutini, 1977 ; Bonin, 1988 ; Egeberg *et al.*, 1993).

Il est tentant d'essayer de relier les variations chimiques et minéralogiques des formations volcaniques avec celles des différentes intrusions plutoniques: les unités métalumineuses 9 et 10 avec le granite gris-vert à amphibole et les unités hyperalcalines (comendites) du sommet de la série moyenne avec le granite rouge à chlorite, par exemple. Cependant, les unités moyennes à mica blanc \pm lithique n'ont pas d'équivalent plutonique connu actuellement à l'affleurement, encore que le granite des Calanche, dans le complexe voisin de Porto, soit assez proche. De même, le granite blanc à arfvedsonite-ægyrine ne semble pas avoir d'équivalent volcanique d'affinité pantelléritique. Il n'y a donc pas parallélisme parfait entre suites volcaniques et plutoniques, ce qui peut s'expliquer par des soutirages à des niveaux différents de la chambre magmatique en voie de différenciation (Bonin, 1982 ; Egeberg *et al.*, 1993).

3. La caldeira est comblée par une importante série volcanique dont il est possible maintenant d'estimer le volume. Le diamètre originel de la caldeira est compris entre 18 et 20 km (Vellutini, 1977). Le log observé des formations volcaniques a été établi sur 1980 m d'épaisseur et cette valeur est minimale, l'érosion ne permettant pas de retrouver ce qui pouvait exister au-dessus des formations culminant à la Muvrella.

Le volume calculé des projections intra-caldeira est compris entre 500 et 625 km³. On admet que 2/3 à 3/4 des produits émis au cours de l'activité volcanique disparaissent par érosion des parties périphériques du volcan (Christiansen et Blanck, 1972). Dans le cas du Monte Cinto, la présence résiduelle de formations extra-caldeira est avérée sur les flancs sud-est du Monte Padro. Le volume total des projections volcaniques peut s'estimer entre 1500 et 2500 km³.

valeur vraisemblable pour ce type de caldeira ("ash-flow caldera", Williams et McBirney, 1979 ; Wood, 1984).

Le volume occupé par les granites de la coupole de Bonifatto, au minimum 375 km³ est du même ordre de grandeur, la position exacte du plancher de la coupole n'étant pas connue par manque de données géophysiques précises. Dans les domaines continentaux, environ 90 % des magmas cristallisent en profondeur et seulement 10 % arrivent en surface (Crisp, 1984). Lors de l'édification de la caldeira du Monte Cinto, 15 000 à 25 000 km³ de matériaux silicatés ont donc pu être apportés à la croûte continentale.

4. Plutôt qu'aux volcans tertiaires d'Auvergne de dimensions plus modestes, le massif du Monte Cinto est comparable au massif volcanique composite de Yellowstone (Wyoming, U.S.A.) (Christiansen et Blanck, 1972). Comme dans le cas de la caldeira du Monte Cinto (Bonin *et al.*, 1987), le complexe de Yellowstone, d'âge plio-quadernaire, s'est mis en place en contexte d'extension post-collision (Pierce et Morgan, 1992). En 2,2 Ma, au moins soixante éruptions et trois épisodes distincts de subsidence, condui-

sant chacun à la mise en place d'une caldeira, ont produit environ 6000 km³ de rhyolite et seulement 100 km³ de basalte.

Il faut noter l'extrême rapidité au regard des temps géologiques de l'activité de ce type de caldeira malgré le volume énorme des projections. Chaque éruption peut se produire en quelques jours, voire quelques heures. Sur Terre, ces caldeiras ne fonctionnent au plus que durant quelques millions d'années (Williams et McBirney, 1979 ; Wood, 1984).

Résumé et conclusions

La vallée du Stranciacone, ou haute vallée de l'Asco, a permis l'établissement d'un log détaillé de 1980 m des formations volcaniques de la caldeira du Monte Cinto. Les trois séries définies par P. Velutini (1977) ont été précisées. Les roches éruptives, surtout des rhyolites, se sont mises en place par éruptions explosives et dépôts pyroclastiques.

La séquence éruptive est dominée par des rhyolites alcalines, très différenciées (SiO₂ > 70 %) et variant de métalumineuses à moyennement hyperalcalines (comendites). Le zircon et les minéraux colorés, katophorite-richterite, arfvedso-

nite, mica silicique, mica blanc ± lithique (?), témoignent de la nature alcaline du magma. Les roches ayant préservé leur minéralogie et leur composition magmatique originelle ont une couleur noire à vert foncé.

Les épisodes hydrothermaux et oxydants tardifs sont liés à la libération de vapeur d'eau à partir du magma et des formations pyroclastiques en voie de compaction, ainsi qu'à la circulation d'eaux géothermales convectives (geysers). La répartition originelle des alcalins est bouleversée, conduisant à des roches rouges pauvres en sodium et hyper-potassiques.

Intrusifs dans les formations volcaniques, les granites subvolcaniques de la coupole de Bonifatto présentent des caractères analogues.

Remerciements

L'étude géologique de la haute vallée de l'Asco est financée par une convention de la Collectivité territoriale de Corse avec le Laboratoire de Pétrographie-Volcanologie d'Orsay. Nous remercions également monsieur François Franceschetti, maire d'Asco, pour son hospitalité et pour avoir autorisé l'utilisation des pistes d'exploitation forestière de la Forêt Communale d'Asco.

Références bibliographiques

- BAILEY SW. (1984). – Classification and structure of the micas. In: S.W. Bailey ed., *Micas, Reviews in Mineralogy*, **13**, pp. 1-12.
- BONIN B. (1980). – Les complexes alcalins acides anorogéniques continentaux : l'exemple de la Corse. Thèse Doct. État ès-Sci., Université Pierre-et-Marie Curie, Paris, 756 p.
- BONIN B. (1982). – Les granites des complexes annulaires. *Manuels & Méthodes* **4**, Éditions BRGM, Orléans, 147 p.
- BONIN B. (1988). – Peralkaline granites in Corsica: some petrological and geochemical constraints. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, **43**, pp. 281-306.
- BONIN B., PLATEVOET B., VIALETTE Y. (1987). – The geodynamic significance of alkaline magmatism in the Western Mediterranean province compared with West Africa. In: P. Bowden & J.A. Kinnaird eds., "*African Geology Reviews*", *Geol. J.*, Thematic Issue, **22**, pp. 361-387.
- BRALIA A., GHEZZO C., GUASPARRI G., SABATINI G. (1981). – Aspetti genetici del batolite sardo-corso. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, **38**, pp. 701-764.
- CHRISTIANSEN R.L., BLANCK Jr H.R. (1972). – Volcanic stratigraphy of the Quaternary rhyolite plateau in Yellowstone National Park.. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, **729-B**, 18 p.
- COCHERIE A. (1984). – Interaction manteau-croûte: son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). Thèse Doct. État ès-Sci., Université de Rennes I, Rennes, Documents du BRGM n° **90**, 245 p.
- COCHERIE A., GUERROT C., ROSSI P. (1992). – Single-zircon dating by step-wise Pb evaporation: Comparison with other geochronological techniques applied to the Hercynian granites of Corsica, France. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, **101**, pp. 131-141.
- COZZUPOLI D., GERBASI G., NEGRETTI G., NICOLETTI M., PETRUCIANI C. (1986). – Notizie preliminari di indagini geochronologiche K-Ar su vulcaniti e granitoidi di presunta età permiana della Corsica settentrionale. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, **41**, pp. 335-346.
- COZZUPOLI D., MONEGO M., NEGRETTI G. (1990). – Primo approccio alla chemiostratigrafia delle vulcaniti tardopaleozoiche del settore del M. Cinto (Corsica). *Miner. Petrogr. Acta*, **33**, pp. 219-233.

- CRISP J.A. (1984). – Rates of magma emplacement and volcanic output. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, **20**, pp. 177-211.
- CZAMANSKE G.K., DILLET B. (1988). – Alkali amphibole, tetrasilicic mica, and sodic pyroxene in peralkaline siliceous rocks. *Wones Volume, Amer. J. Sci.*, **228A**, pp. 349-380.
- EGERBERG A.T., BONIN B., SØRENSEN H. (1993). – The Bonifatto peralkaline granites (NW Corsica): a possible case of evolution through volatile transfer. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **164**, pp. 739-758.
- FERRÉ E. (1989). – Le plutonisme magnésio-potassique carbonifère de Corse occidentale (France): pétrographie, minéralogie et géochimie. Thèse Doct., Université Paul-Sabatier, Toulouse, 270 p.
- GHEZZO C.A., RICCI C.A., ORSINI J.B. (1989). – Le magmatisme paléozoïque (500-250 Ma) dans le segment varisque corso-sarde. Livret Guide d'Excursion, Soc. Géol. Fr. & Soc. Geol. Ital., 90 p.
- HAWTHORNE F.C., UNGARETTI L., OBERTI R., BOTTAZZI P., CZAMANSKE G.K. (1993). – Li: An important component in igneous alkali amphiboles. *Amer. Mineral.*, **78**, pp. 733-745.
- JOHANSEN A.T. (1988). – Le granite de Bonifatto. Cand. Scient. Thesis, Københavns Universiteit, Copenhagen, 92 p.
- KINNAIRD J.A. (1979). – Mineralization associated with the Nigerian Mesozoic ring complexes. *Studia Geologica*, **14**, pp. 189-220.
- MALUSKI H. (1977). – Application de la méthode ^{40}Ar - ^{39}Ar aux minéraux des roches cristallines perturbées par des événements thermiques et tectoniques en Corse. Thèse Doct. État ès-Sci., Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 119 p.
- MARRE J., BOURGES F., ROSSI P. (1981). – Architecture et chronologie des intrusions de granitoïdes varisques en Corse sud-occidentale. *Rend. soc. Ital. Mineral. Petrol.*, **38**, pp. 119-132.
- MASON R.A. (1992). – Models of order and iron-fluorine avoidance in biotite. *Canad. Mineral.*, **30**, pp. 343-354.
- MÉNOT R.P., ORSINI J.B. (1990). – Évolution du socle anté-stéphanien de Corse: événements tectoniques et métamorphiques. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **70**, pp. 35-53.
- MERCURY J.P., BONIN B., BARDINTZEFF J.M., PLATEVOET B., GIRAUD J.D. (1992). – Paléovolcanisme explosif et cyclique du Monte Cinto dans la vallée d'Asco (Haute Corse). 14^e R.S.T., Toulouse, 170.
- NEUMANN E.R. (1976). – Compositional relations among pyroxenes, amphiboles and other mafic phases in the Oslo region plutonic rocks. *Lithos*, **9**, pp. 85-109.
- ORSINI J.B. (1980). – Le batholite corso-sarde: un exemple de batholite hercynien (structure, composition, organisation d'ensemble). Sa place dans l'Europe moyenne. Thèse Doct. État ès-Sci., Université Aix-Marseille III, Marseille, 543 p.
- PALAGI P., LAPORTE D., LARDEAUX J.M., MÉNOT R.P., ORSINI J.B. (1985). – Identification d'un complexe leptyno-amphibolique au sein des "gneiss de Belgodère". *C R Acad. Sci. Fr.*, **303**, pp. 1047-1051.
- PIERCE K.L., MORGAN L.A. (1992). – The track of the Yellowstone hot spot: volcanism, faulting, and uplift. In: P.K. Link, M.A. Kuntz & L.B. Platt eds., Regional geology of eastern Idaho and western Wyoming, *Geol. Soc. Amer. Memoir*, **179**, pp. 1-53.
- PLATEVOET B. (1990). – Le plutonisme basique et intermédiaire dans le magmatisme anorogénique de Corse. Thèse Doct. État ès-Sci., Université de Paris-Sud, Orsay, 526 p.
- POLI G., GHEZZO C., CONTICELLI S. (1989). – Geochemistry of granitic rocks from the Hercynian Sardinia-Corsica batholith: Implication for magma genesis. *Lithos*, **23**, pp. 247-266.
- PUPIN J.P. (1976). – Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Bases de la méthode typologique. Applications. Thèse Doct. État ès-Sci., Université de Nice, Nice, 394 p.
- PUPIN J.P. (1980). – Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**, pp. 207-220.
- ROBERT J.L., MAURY R.C. (1979). – Natural occurrence of a (Fe, Mg, Mn) tetrasilicic potassium mica. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **68**, pp. 117-123.
- ROBERT J.L., BÉNY J.M., DELLA VENTURA G., HARDY M. (1993). – Fluorine in micas: crystal-chemical control of the OH-F distribution between trioctahedral and dioctahedral micas. *Eur. J. Mineral.*, **5**, pp. 7-18.
- ROSSI P., COCHERIE A. (1991). – Genesis of a Variscan batholith: Field, petrological and mineralogical evidence from the Corsica-Sardinia batholith. *Tectonophysics*, **195**, pp. 319-346.
- SMITH R.L., BAILEY R.A. (1968). – Resurgent cauldrons. *Geol. Soc. Amer. Memoir*, **116**, pp. 613-662.
- TINDLE A.G., WEBB P.C. (1990). – Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data: applications to micas from granitic rocks. *Eur. J. Mineral.*, **2**, pp. 595-610.
- VELLUTINI P. (1977). – Le magmatisme permien de la Corse du nord-ouest: son extension en Méditerranée occidentale. Thèse Doct. État ès-Sci., Université Aix-Marseille III, Marseille, 317 p.
- WILLIAMS H., MCBIRNEY A.R. (1979). – Volcanology. Freeman, Cooper, San Francisco, 397 p.
- WOOD C.A. (1984). – Calderas: A planetary perspective. In: P.W. Lipman, S. Self & G. Heiken eds., *Calderas, J. Geophys. Res.*, **89**, pp. 8391-8406.

L'ÉVOLUTION GÉOMORPHOLOGIQUE DU LANGUEDOC CENTRAL DEPUIS LE NÉOGÈNE (GRANDS CAUSSES MÉRIDIONAUX - PIÉMONT LANGUEDOCIEN)

par

Paul Ambert

Document BRGM n° 231

L'étude des volcans et des travertins de la vallée du Tarn comparée à celle des formations volcaniques plio-pléistocènes de l'Escandorgue et celle des dépôts néogènes du piémont du Languedoc central fournit une information, nouvelle, précise, sur l'évolution des Causses méridionaux et du Languedoc central depuis le Néogène. Sur le plateau du Larzac, les reliefs dolomitiques débarrassés de leurs altérites sont ennoyés par des ejectas volcaniques d'âge varié. Cet état de fait s'accorde avec la reconnaissance de vallées régionales pré-quaternaires dont le creusement dépasse largement celui qui revient en propre aux morphogenèses postérieures (vallées de Bernasso, Escandorgue, vallée du Tarn). Aussi, c'est au Néogène que nous situerons la phase de karstification responsable de l'élaboration des paysages caussenards. Le début de l'incision des gorges des Causses ressort sans doute du Miocène moyen et peut être corrélé avec les premiers apports de décharges détritiques cévenoles dans le Burdigalien marin du fossé de l'Hérault.

L'évolution Quaternaire est déduite de l'étude des terrasses alluviales des principales vallées du piémont (Hérault, Orb, Aude), de leurs relations avec le volcanisme (Hérault), de leurs interférences avec les lignes de rivage. Une place à part est accordée aux morphogenèses éoliennes périglaciaires des deux dernières phases froides à qui l'on doit les plus importantes modifications morphogénétiques du piémont depuis le Messinien. Enfin, les principaux résultats concernant l'évolution holocène sont présentés.

The comparative study of the volcanoes and travertines of the Tarn Valley, the Plio-Pleistocene volcanics of the Escandorgue and the Neogene deposits of the Languedoc piedmont provide new and precise information on the evolution of the southern and the central Languedoc Causses. On the Larzac plateau, the dolomitic hills, scoured of their weathering products, have been covered by volcanic ejecta of varying ages. This relationship is perfectly in accord with the recognition of regional pre-Quaternary valleys that have been much more deeply eroded than those formed during later morphogeneses (the valleys of Bernasso, Escandorgue and the Tarn). The phase of karstification responsible for the formation of the Causses landscape can thus be attributed to the Neogene. The beginning of incision of the gorges in the Causses undoubtedly began in the Middle Miocene, and can be correlated with the first deposits of Cévennes detritus in the marine Burdigalian of the Hérault trough. The Quaternary evolution is deduced from the study of the alluvial terraces of the main valleys of the piedmonts (the Hérault, Orb, and Aude), their relations with the Hérault volcanism and their interference with strand lines. The periglacial aeolian morphogeneses of the last two glacial phases have caused the most important geomorphological modifications since the Messinian. The main results relating to the Holocene are also presented.

Prix de vente : 450 F + 35 F de frais de port et d'emballage

En vente chez votre libraire habituel

ou à défaut aux :

Éditions BRGM - BP 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

Tél. : 38 64 30 28

accompagné de votre titre de paiement