Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 13 (1933)

Heft: 2

Artikel: Les formations volcaniques de la Sardaigne

Autor: Burford, John A.

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-14080

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 16.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Les formations volcaniques de la Sardaigne

par *John A. Burford* à Genève

TABLE DES MATIÈRES

I. A propos de notes concernant la pétrographie de la Sardaigne. Rappel bibliographique 366
a) Roches volcaniques permiennes 366
b) Roches volcaniques oligocènes 367
c) Roches volcaniques post-tortoniennes 367
d) Bibliographie 367
II. a) La formation volcanique oligocène 368
b) La formation trachytique de la région du Temo 370
c) Période de détente épirogénique et d'inactivité volcanique . . 374
d) Le volcanisme post-tortonien dans le Logudoro et au Mte Ferru . 375
e) Volcanisme et épirogenèse 379
III. Analyses 380
IV. Minerais et minéraux 392
V. Bibliographie 393
a) Roches volcaniques tertiaires de la Sardaigne 393
b) Gisements cuprifères d'Alghero et de ses environs 396

I. A propos de notes concernant la pétrographie de la Sardaigne. Rappel bibliographique.

a) ROCHES VOLCANIQUES PERMIENNES

A la description d'un porphyre quartzifère de Galtelli, sur la côte orientale de la Sardaigne, A. Amstutz [1]) ajoute la remarque, qu'à sa connaissance, on n'a jamais découvert en Sardaigne des roches volcaniques anciennes autres que celles qui font l'objet de sa note. Contrairement à cette supposition, on peut rappeler que des roches volcaniques permiennes (porphyres quartzifères, cératophyres, porphyrites, etc.) y sont connues au moins depuis les explorations de La Marmora et figurent, en général, dans les cartes géologiques. Ces roches sont très développées dans la partie SE de l'île. En Barbaggia Seulo, p. ex., les restes de puissantes coulées reposent sur les schistes paléozoïques et sur l'autunien anthracitifère. La même région est recoupée par d'imposants filons kilométriques de porphyres quartzifères. A la mine Corongiu, on a signalé une porphyrite qui se trouve sous l'autunien. Quelques unes de ces roches ont été décrites par E. Artini [2]) [3]).

---

[1]) Amstutz, A., Sur l'existence d'éruptions paléovolcaniques en Sardaigne. (C. R. Séances Soc. Phys. Hist. Nat., Vol. 48, p. 18.) Genève 1931.

[2]) Artini, E., Sopra alcune roccie porfiriche della Barbaggia Seulo. (Bol. r. Com. geol. Ital., Vol. XLIX.) Roma 1923.

[3]) Novarese, V., Roccia eruttiva della miniera di Corongiu. (Res. Ass. Min. sarda XXVI, p. 18.) Iglesias 1921.

Des porphyres permiens sont aussi connus depuis longtemps dans la Nurra, à l'extrêmité NO de l'île. De plus, la porphyrite dioritique d'Alghero, quelquefois attribuée au Tertiaire, m'a semblé être plutôt permienne, car elle est recouverte par le Buntsandstein.

Des roches paléozoïques en filons, en pointements, plus rarement en coulées, sont repérées depuis longtemps dans le SO de l'île (Iglesiente et Sulcis). Il s'agit de diabases, de porphyrites, de mélaphyres. Dans les schistes paléozoïques de la Nurra, on a trouvé des filons interstratifiés de diabases [4]). Toutes les intrusions granitiques de l'île sont paléozoïques; plus exactement, un certain nombre d'entre elles sont post-siluriennes et probablement hercyniennes.

b) ROCHES VOLCANIQUES OLIGOCÈNES

Il y a quelques années, le Prof. L. Duparc donna la description et les analyses de quelques liparites des îles S. Pietro et S. Antioco et de la côte sarde voisine. Comme la note en question ne fait aucune mention de travaux antérieurs, on peut rappeler qu'il existe, au sujet des roches volcaniques de cette région, de nombreuses publications de S. Bertolio, Delesse, Eigel, A. Johnsen, C. Perrier, Rudler, F. Tacconi et M. Taricco. Un résumé de ces études a été donné récemment par V. Novarese. Les roches volcaniques oligocènes (andésites, trachyandésites, trachytes, dacites, rhyolites) de la Sardaigne moyenne et septentrionale ont fait l'objet d'un certain nombre de descriptions et d'analyses de J. Deprat, F. Millosevich, A. Serra et H. S. Washington.

c) ROCHES VOLCANIQUES POST-TORTONIENNES

Une période de calme volcanique a duré en Sardaigne de l'oligocène moyen jusqu'après la phase orogénique post-tortonienne. A ce moment commença un nouveau cycle volcanique d'émissions de vastes coulées de basaltes, de phonolites et de trachytes augitiques. Les basaltes avaient formé dans la province de Sassari et dans une partie de la province de Cagliari un immense plateau maintenant à moitié détruit par érosion, ainsi que quelques autres nappes de moindres dimensions. Pendant la période d'érosion qui réduisit les dimensions de la grande nappe, d'autres émissions basaltiques, dont les dernières sont peut-être quaternaires, ont, à quelques reprises, comblé les vallées et laissé quelques petits cratères maintenant encore assez bien conservés.

Les roches post-tortoniennes de la province de Sassari ont été étudiées par A. Dannenberg, J. Deprat, Doelter, D'Archiardi, A. Serra et H. S. Washington.

d) BIBLIOGRAPHIE

Les publications antérieures à 1922 sont énumérées dans la Bibliographie géologique, minéralogique et minière de la Sardaigne par M. Taricco et T. Sotgia [5]). Enfin, le bulletin de l'Office géologique italien donne, chaque année, une liste bibliographique pour la géologie et la minéralogie de l'Italie, Sardaigne et colonies.

La plupart des descriptions de roches volcaniques par les auteurs cités se réfèrent à des matériaux récoltés au cours d'excursions rapides. Quelques con-

---

[4]) Viola, C., La diabase anfibolitica della Nurra. (Bol. R. Com. Geol. d'Ital., p. 106.) Roma 1905.

[5]) Boll. Soc. geol. ital., Vol. XLI. Roma 1922.

fusions se sont produites dans l'attribution de roches à l'une au lieu de l'autre des deux série tertiaire. Ayant parcouru la région du fleuve Temo (environs de Cuglieri, Bosa, Tiesi et Alghero), je vais essayer, dans les pages suivantes, d'apporter quelques précisions à la somme déjà grande des connaissances sur les formations volcaniques tertiaires de la partie NO de l'île [6]. Ce travail doit être considéré simplement comme une ébauche préliminaire de systématisation stratigraphique des formations volcaniques tertiaires du NO de l'île. Lorsque cette systématisation sera achevée, elle fournira deux exemples de cycles volcaniques complets et apportera probablement un peu de lumière sur les relations entre ces cycles et l'épirogenèse.

II.

a) LA FORMATION VOLCANIQUE OLIGOCÈNE

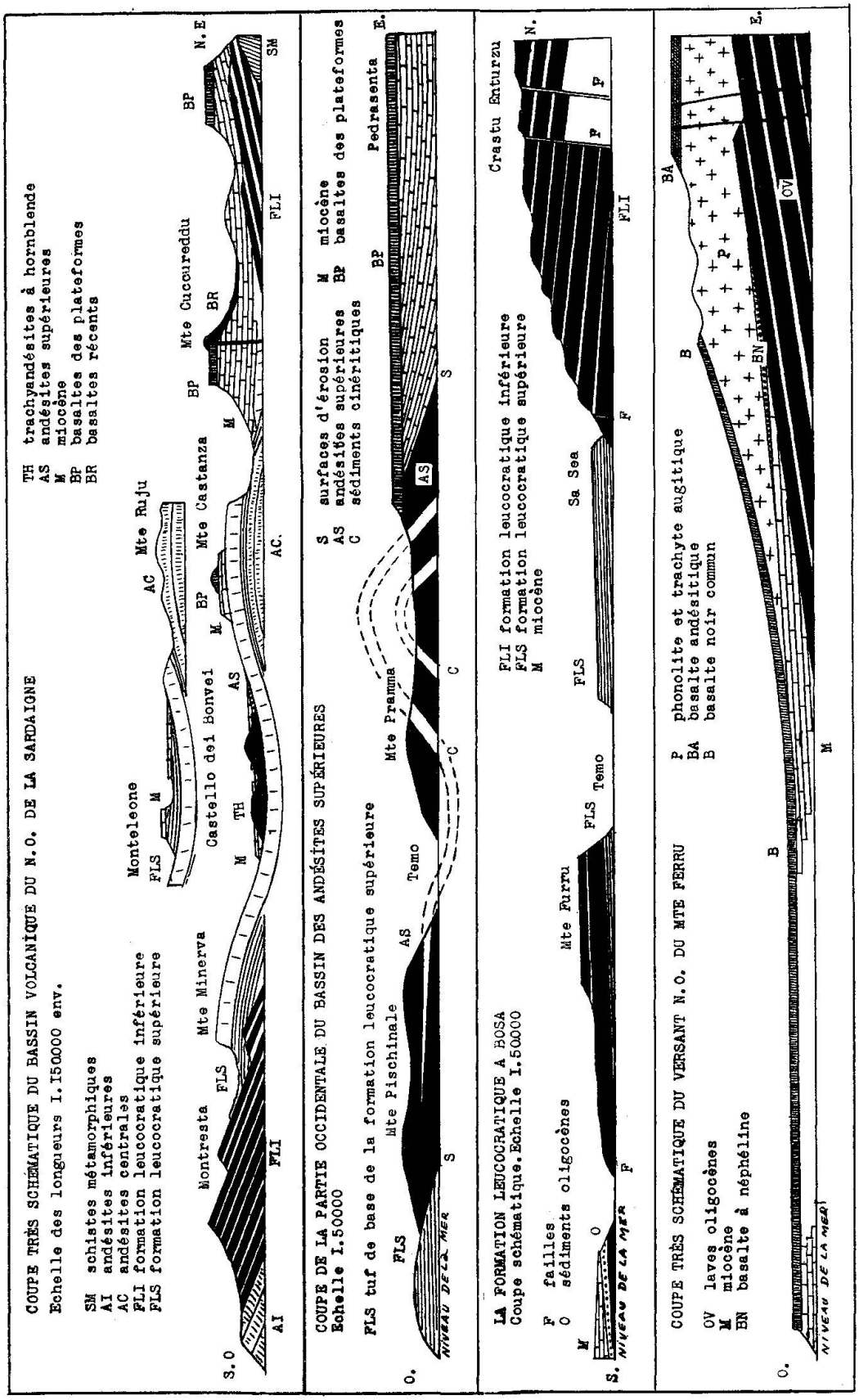
Depuis l'ouvrage de DE LA MARMORA, on entend communément en Sardaigne par „Trachytes", non plus des trachytes dans le sens pétrographique limité du terme, mais la formation des roches volcaniques oligocènes qui comprend des roches diverses: Liparites, rhyolites, comendites, dacites, trachyandésites, andésites.

La formation trachytique est largement développée, comme remplissage à allure synclinale, dans la dépression comprise entre les trois massifs paléozoïques surtout granitiques de l'île: Iglesiente-Sulcis, Nurra et massif oriental (corso-sarde). Un autre bassin volcanique, développé dans les îles S. Pietro, S. Antioco, ainsi que sur la côte sarde voisine et dans le Sulcis, est en partie caché sous la mer.

Il est probable qu'il existe entre les massifs anciens des dislocations importantes cachées par les laves auxquelles elles auront servi de voies d'arrivée à la surface. Les roches en filons visibles sont relativement rares. On ne connaît aucun cratère.

Suivant les endroits, la formation trachytique repose ou s'appuie contre des formations diverses: granites, schistes paléozoïques, calcaires mésozoïques et, à Gonnesa, près d'Iglesias, sur les grès sans fossiles (Priabonien?) qui terminent la série sédimentaire éocène en recouvrant le Nummulitique moyen lignitifère à *Lophiodon sardus*. Les premiers sédiments déposés sur la formation trachytique sont des marnes siliceuses d'eaux douces contenant souvent des restes de bois fossiles. PARONA a déterminé comme *Rhizocaulon Brogniarti Sap.* un échantillon de ces bois provenant de Perfugas, ce qui lui fit attribuer au Rupélien les couches qui le contenaient. Les marnes à Meletta d'Ales, attribuées par BASSANI au Stampien, font aussi partie des sédiments superposés à la formation trachytique, si je comprend bien

[6]) Ces précisions seront complétées dans „Ricordi geologici dal NO della Sardegna", en préparation.


COUPE TRÈS SCHÉMATIQUE DU BASSIN VOLCANIQUE DU N.O. DE LA SARDAIGNE
Echelle des longueurs I.150000 env.
SM schistes métamorphiques
AI andésites inférieures
AC andésites centrales
FLI formation leucocratique inférieure
FLS formation leucocratique supérieure
TH trachyandésites à hornblende
AS andésites supérieures
M miocène
BP basaltes des plateformes
BR basaltes récents
S.O
N.E
Montresta
Mte Minerva
Monteleone
Castello del Bonvei
Mte Ruju
Mte Castanza
Mte Cucureddu
Mte Pramma
Mte Pischinale
Mte Furru
Crastu Enturzu
Sa Sea
Pedrasenta
Temo
NIVEAU DE LA MER
COUPE DE LA PARTIE OCCIDENTALE DU BASSIN DES ANDÉSITES SUPÉRIEURES
Echelle I.50000
FLS tuf de base de la formation leucocratique supérieure
S surfaces d'érosion
AS andésites supérieures
C sédiments cinéritiques
M miocène
BP basaltes des plateformes
LA FORMATION LEUCOCRATIQUE A BOSA
Coupe schématique. Echelle I.50000
F failles
O sédiments oligocènes
FLI formation leucocratique inférieure
FLS formation leucocratique supérieure
M miocène
COUPE TRÈS SCHÉMATIQUE DU VERSANT N.O. DU MTE FERRU
OV laves oligocènes
M miocène
BN basalte à néphéline
P phonolite et trachyte augitique
BA basalte andésitique
B basalte noir commun

leur situation d'après le texte de DE LA MARMORA. La formation trachytique est donc, dans un sens un peu large, de l'Oligocène inférieur. Pour attribuer à cette formation trachytique un âge priabonien, contemporain des grès de Taveyannaz à éléments volcaniques des Alpes suisses et françaises, il faudrait admettre que la série sédimentaire éocène de l'Iglesiente s'est terminée avant la fin du Priabonien. A mon avis, la formation trachytique, dans son ensemble, est un peu postérieure au volcanisme priabonien alpin du fait que ce dernier a précédé les orogènes du début de l'Oligocène, tandis que, comme nous le verrons, ces orogènes ont agi sur la région trachytique sarde au commencement, pendant et à la fin du cycle volcanique en question.

b) LA FORMATION TRACHYTIQUE DE LA RÉGION DU TEMO

J'ai subdivisé la formation trachytique du Temo de la manière suivante:

Phase orogénique pré-stampienne (accentuation du canal et formation de la ride axiale)	
Oligocène volcanique supérieur	6. Formation andésitique supérieure 5. Roches à hornblende (Trachyandésite et andésite) des environs de Mara
Oligocène volcanique moyen	4. Formation leucocrate supérieure 3. Andésites centrales ?
Phase orogénique	(formation du canal)
Oligocène volcanique inférieur	2. Formation leucocrate inférieure 1. Andésites inférieures
Phase orogénique probable	

L'Oligocène volcanique inférieur est une série relativement très régulière de coulées de laves alternant avec des tufs et quelquefois avec des conglomérats à éléments volcaniques. La partie inférieure de la subdivision, c'est à dire la série des andésites inférieures, affleure au Cap Maragiu, entre Alghero et Bosa, sans substratum visible. Ces roches andésitiques n'ont pas encore fait l'objet d'études pétrographiques. Les andésites qui forment quelques collines près de Seneghe au Mte Ferru, et celles signalées par DE LA MARMORA près de Silanus, font probablement partie de cette subdivision.

Au dessus des andésites inférieures, la formation leucocrate inférieure est formée de laves (trachyandésites, trachytes, trachydacites, rhyolites) de couleur généralement rouge. Cette formation occupe la région s'éntendant de Bosa à Porto Torres, par Alghero, Olmedo, Uri, Villanova, Ittiri, etc., où elle représente le flanc occidental, incliné vers l'intérieur de l'île, du bassin synclinal avec anticlinal axial dont le flanc opposé, incliné au sens inverse et formé de roches

de la même série, affleure de l'embouchure du Coghinas au Mte Ferru, par Oschiri, Ozieri, Macomer, etc. Le flanc oriental de ce canal synclinal s'adosse, entre le Coghinas et Silanus, contre le massif corso-sarde. Le flanc occidental s'appuie, entre Porto Torres et Alghero, contre les collines calcaires (comprenant une série sédimentaire concordante du Trias au Malm et un groupe sénonien discordant) de la bordure de la Nurra paléozoïque. La large cuvette synclinale ainsi délimitée est séparée du canal ou bassin volcanique oligocène du Campidano par une dislocation tectonique survenue pendant la période volcanique.

Dans le massif du Mte Mannu, entre Bosa et Alghero, la subdivision supérieure de l'Oligocène volcanique inférieur consiste en environ 15 coulées séparées par des tufs argileux. L'ensemble a environ 1000 mètres d'épaisseur; il est là, ainsi qu'ailleurs, relativement bien stratifié. Les coulées les plus élevées de ce groupe sont celles de Mte Navrino, à l'E. de Montresta.

Les coulées d'andésite de la subdivision inférieure sont moins étendues que les coulées des laves leucocrates superposées. On peut admettre qu'elles n'ont comblé que les parties les plus profondes du bassin primitif.

L'orogène entre l'Oligocène volcanique inférieur et le moyen comprima la fosse primitive comprise entre massifs anciens. La partie septentrionale de la fosse fut alors transformée en un large canal synclinal traversant la Sardaigne du golfe de Porto Torres au golfe d'Oristano et dans lequel se sont tassés et élaborés les produits de l'Oligocène volcanique moyen et supérieur.

L'Oligocène volcanique moyen est discordant sur le précédent. Cette discordance est plus ou moins apparente suivant les régions. A Bosa, la formation leucocrate supérieure s'adosse contre un ancien versant extérieur, effondré puis érodé, de la bordure occidentale du canal synclinal. Elle comprend là: A la base, les tufs clairs, plus ou moins conglomératiques, des collines Sa Sea et voisines (épaisseur minimum, 160 mètres); au dessus, la puissante coulée trachyandésitique du Mte Furru, de 100 mètres environ d'épaisseur, surmontée d'une ou deux autres coulées moins épaisses séparées par des roches tufacées. A la subdivision trachydacitique et rhyolitique moyenne appartient aussi une vaste coulée d'une lave rhyolitique qui est exposée le long de la côte, au S. de Bosa. On l'observe aussi au versant S. du Mte Castanza (Pozzomaggiore), ainsi qu'entre Cuglieri et Scano. Sa position relative dans la subdivision moyenne ne m'est pas encore très claire.

Dans la région de Monteleone, la subdivision leucocrate supérieure est constituée par deux épaisses formations conglomératiques tufacées, formées d'éléments volcaniques, et séparées, par une puissante nappe de laves. L'épaisseur de cet ensemble est d'environ 600 mètres. Le Mte Minerva en est formé. La nappe de laves en question, disposée en voûte anticlinale au Mte Traessu, entre Romana et Tiesi (ride anticlinale axiale) est constituée de quelques coulées de laves diverses non séparées par des tufs argileux. On y remarque, entre autres, la lave trachyandésitique rouge qui se présente aussi au Mte Minerva et au Mte Furru. Le tuf conglomératique supérieur de Monteleone manque sur la voûte anticlinale. L'orogène pré-stampien, de la fin de l'Oligocène volcanique, a beaucoup contribué à la formation de l'anticlinal axial du canal synclinal. Cette zone anticlinale s'étend des environs de Pozzomaggiore à la région élevée de l'Anglona, entre Sassari et le Coghinas.

C'est sous les roches de la subdivision leucocrate supérieure de l'anticlinal axial qu'apparaissent, dans le massif du Mte Ruju, entre Tiesi et Romana, au lieu des roches de la subdivision inférieure qui seraient attendues, ce que j'ai dénommé les *Andésites centrales*. Le substratum de ces andésites n'est pas visible. Les diverses coulées ne sont pas séparées par des tufs. Elles apparaissent là comme concordantes avec les roches de la subdivision trachydacitique moyenne dont, cependant, la formation tufacée inférieure est là très amincie. Sur ces bases, on est conduit à admettre que les andésites centrales ont précédé la formation trachydacitique moyenne et, comme on ne les voit nulle part, à ma connaissance, sur les bords du canal synclinal où la formation trachydacitique moyenne s'appuie directement sur l'inférieure, on croit, en plus, qu'elles se sont entassées seulement dans la partie axiale profonde du canal synclinal.

Ces roches ont été signalées plus au N., à Florinas, et au Val Barca, près de Sassari, par F. Millosevich. Dans la région d'Osilo, ces andésites sont très développées; elles y sont disposées en un large dôme anticlinal, suite tectonique de celui du Mte Ruju.

La position que j'ai admise provisoirement pour les andésites centrales n'est cependant pas satisfaisante à tous points de vue. On peut aussi bien supposer que l'anticlinal axial doit une partie de sa formation à un orogène qui serait postérieur à l'émission des andésites et antérieur à la venue des laves de la formation leucocrate inférieure. En ce cas, il y aurait identité entre les andésites inférieures et les andésites centrales. Pour démontrer cette dernière thèse, il faudrait trouver une localité où seraient observables des roches de

la subdivision leucocrate inférieure s'adossant avec discordance contre les andésites centrales. Suivant cette dernière hypothèse, la division de l'Oligocène volcanique du NO de la Sardaigne se ferait ainsi:

Phase orogénique pré-stampienne	
Oligocène volcanique supérieur	5. Formation andésitique supérieure 4. Trachyandésite et andésite à hornblende des environs de Mara
Oligocène volcanique moyen	3. Série leucocrate supérieure phase orogénique 2. Série leucocrate inférieure
Phase orogénique	(formation du canal et ébauche de la ride axiale)
Oligocène volcanique inférieur	1. Andésites inférieures comprenant les andésites centrales
Phase orogénique probable	

L'épaisseur des andésites centrales au Mte Ruju est, pour la partie visible, d'environ 300 mètres.

Entre Bosa et Montresta, un faisceau de failles d'effondrement, dont deux principales, recoupe la bordure relevée du canal synclinal. La plupart de ces failles ont été envahies par diverses roches de l'Oligocène moyen et supérieur. Font partie de ce groupe les porphyrites quartzifères de Sos Attentos au Cap Marargiu, ainsi que de nombreuses porphyrites, altérées en surface, du Mte Crispu, de la route Bosa-Montresta et de Sos Attentos. Les roches diabasiques en filons de Cala Suboi, près du Cap Marargiu, sont probablement plus anciennes. Aucune de ces roches n'a encore été étudiée.

Les roches de l'Oligocène volcanique supérieur sont localisées dans la partie S. du canal synclinal, c'est à dire dans la région comprise entre Mara, Sindia et Bosa. Une longue période d'érosion a séparé l'Oligocène volcanique moyen du supérieur. En effet, on observe que les andésites supérieures sont contenues dans un vaste bassin creusé surtout dans les roches de la division moyenne.

Les andésites et trachyandésites à hornblende du Castello dei Bonvei et collines voisines, près de Mara, sont des restes de coulées, et non des laccolites post-helvétiens comme l'a cru J. DEPRAT. Il s'agit, il est vrai, de collines pré-stampiennes entre lesquelles la mer du Miocène moyen a déposé ses sédiments. Près de ces collines de roches à hornblende, on trouve d'autres affleurents, plus ou moins séparés par les sédiments miocènes, de l'andésite augitique commune.

Dans la vallée inférieure du Temo, l'Oligocène volcanique supérieur est formé de trois puissantes coulées d'andésite séparées par des sédiments cinéritiques blancs. Ces roches cinéritiques n'appa-

raissent pas dans la région andésitique comprise entre Pozzomaggiore et Sindia. Il n'est pas possible de connaître l'extension du bassin comblé par les andésites supérieures, une partie de ce bassin étant recouverte par quelques sédiments miocènes et par le vaste plateau basaltique de Campeda et Pedrasenta.

Une ride anticlinale, orientée SO-NE, affecte les andésites supérieures entre le Mte Nieddu et le Nuraghe Sirone dans la vallée du Temo. Je l'attribue à la phase orogénique pré-stampienne. Cet orogène est intervenu après la fin du cycle volcanique oligocène; il a simplement accentué la tectonique résultante des quelques orogènes inter-volcaniques précédents.

c) PÉRIODE DE DÉTENTE ÉPIROGÉNIQUE ET D'INACTIVITÉ VOLCANIQUE

L'érosion subaérienne ne cessa d'être très active pendant la période volcanique oligocène. On s'en rend compte en remarquant que le tiers environ des roches sont des produits volcaniques remaniés sous forme de sédiments tufacés ou de conglomérats. Des grands travaux d'érosion de cette période il reste, par exemple, le vaste bassin signalé plus haut, creusé dans la formation trachydacitique moyenne, et dans lequel se sont empilés des sédiments détritiques avec les andésites supérieures.

Après la phase orogénique pré-stampienne, le régime d'érosion continua encore très longtemps à en juger par ses résultats. De larges vallées se développèrent dans la formation trachytique, entre autres, celle de Ploaghe-Campomela au S. de Sassari, plus tard comblée de sédiments lacustres oligocènes et de sables aquitaniens ou burdigaliens; et celle de Pozzomaggiore qui, comme la précédente est située en travers de l'anticlinal axial. Le relief du sol oligocène, fossilisé par les sédiments miocènes, réapparaît maintenant à nouveau par places, décapé par l'érosion post-tortonienne.

Le volcanisme oligocène et le régime concomitant d'érosion correspondent très vraisemblablement à un maximum d'élévation épirogénique.

Ensuite, un régime lacustre s'établit et des sédiments siliceux se déposèrent dans les cuvettes d'érosion. Au dessus de ceux-ci s'accumulèrent des sables qui sont particulièrement développés dans le bassin de Campomela, tandis qu'ils sont réduits à une mince couche sur les plateaux trachytiques voisins. On peut admettre que ces derniers événements correspondent au mouvement de descente épirogénique qui amena, avec la transgression marine burdigalienne, la

sédimentation de calcaires et molasses du Burdigalien, de l'Helvétien et du Tortonien. Pendant cette période de détente épirogénique, toute activité volcanique cessa.

La situation des sédiments marins miocènes montre que l'invasion marine s'est étendue sur les formations volcaniques sans transgresser sur les formations anciennes du massif corso-sarde et de la Nurra. Il en est évident que ces formations volcaniques sont un remplissage des parties profondes, géosynclinales, du relief pré-oligocène et non des restes de volcans coniques.

A la fin du Tortonien, nouvelle compression orogénique de la zone volcanique. La tectonique acquiert alors son état actuel. Le pays s'exonde à nouveau, l'érosion redevient très active tandis qu'une nouvelle phase volcanique se déclanche, post-tortonienne, celle-là.

d) LE VOLCANISME POST-TORTONIEN DANS LE LOGUDORO ET AU MTE FERRU

L'intervalle de temps entre la phase orogénique post-tortonien et l'émission de lave consécutive semble avoir été assez court, car il faut pousser l'analyse jusqu'aux détails pour reconnaître des travaux d'érosion datant de cette époque. A ce moment le territoire occupé par le Mte Ferru, entre Macomer et Seneghe, était une montagne „trachytique". Sur le versant NO de la montagne, entre Scano et Seneghe, les sédiments miocènes s'adossent aux roches volcaniques oligocènes de la montagne.

Le Mte Ferru, déjà étudié par DOELTER, DANNENBERG, J. DEPRAT et H. S. WASHINGTON, est souvent considéré comme un ancien volcan. C'est bien un centre d'éruptions de phonolites, trachytes et basaltes, cependant la grosse masse interne de la montagne est formée de laves oligocènes qui sont relevées tectoniquement. Il n'y a pas de cratère. Les laves post-tortoniennes, très probablement pontiennes, sont sorties de cheminées et de fissures. DANNENBERG s'est représenté la montagne comme une énorme intrusion trachyphonolitique. Cette conception n'est pas conforme à la réalité. La roche trachytique et phonolitique est une épaisse coulée. Ainsi, dans le vallon qui descend du Mte Pertusu vers la mer, l'Oligocène volcanique se voit encore à environ 750 m. d'altitude. Comme le sommet du Mte Ferru est à 1050 m. (Mte Urticu), il reste un maximum de 300 mètres pour l'épaisseur des roches post-tortoniennes. Le substratum volcanique oligocène de la montagne est visible en de nombreux points entre Scano et Seneghe, en général dans les ravins bien creusés du versant NO de la montagne. Entre Scano et Cuglieri se

montrent des tufs et des laves qui semblent correspondre à celles de la formation leucocrate supérieure. Plus au S. affleurent les alternances de tufs et laves de la subdivision inférieure. Enfin, les andésites augitiques de la région „Sa Miniera", près de Seneghe, paraissent représenter les andésites inférieures.

La première venue des laves post-tortoniennes est le basalte à analcime décrit par H. S. WASHINGTON, pris auparavant pour un basalte à leucite. Depuis DANNENBERG, cette roche passe pour un produit d'éruption posthume. Tel n'est pas le cas. A Scano, elle repose sur des sables probablement tortoniens. Sous le Mte Urticu et à l'E. du Mte Freari, elle repose directement sur les laves oligocènes. Aux environs de Sta Catterina di Pittinuri, elle est réguliérement étendue sur le Miocène horizontal. Partout elle est recouverte par la phonolite. Cette roche est souvent peu visible à cause de son épaisseur relativement minime comparée à la grande épaisseur des laves suivantes.

La deuxième phase volcanique post-tortonienne au Mte Ferru produisit un fort épanchement de phonolite passant au trachyte augitique. Cette roche affleure par une fenêtre d'érosion d'environ 15 sur 10 kilomètres creusée dans la nappe basaltique plus récente. L'érosion, en une série de vallons, a non seulement traversé la coulée phonolitique mais aussi profondément entamé les laves oligocènes du substratum. Cependant la petite colline phonolitique isolée de Sta Vittoria semble ne pas avoir été recouverte de basaltes. L'épaisseur moyenne de la coulée trachytique et phonolitique peut être estimée à 200 mètres. Elle repose, soit sur les laves oligocènes, soit sur les sédiments miocènes, soit sur le basalte à analcime suivant les endroits.

On peut observer dans les laves oligocènes à l'O. de Pta Piccone deux cheminées de sortie des roches phonolitiques, l'une à section circulaire, l'autre à section elliptique. Dans le vallon de Cuglieri, la phonolite se présente sous la forme classique de coupoles coniques. Il s'agit là d'un genre de sculture naturelle par désagrégation de la roche et non d'une forme originelle de solidification des laves, car il est d'autre part évident que le creusement du vallon et les formes de désagrégation en question sont postérieures à l'émission des basaltes, c'est à dire au volcanisme principal du Mte Furru.

Des recherches à faire sur le pourtour du grand plateau basaltique révèleront peut-être encore l'existence de trachytes et phonolites en d'autres localités du Logudoro ou du Campidano. Pour le moment elles ne sont connues que dans le massif du Mte Ferru.

DANNENBERG a signalé près du Mte Entu un affleurement peu étendu de trachydolérite, roche qu'il a considérée comme dernier produit de l'éruption phonolitique.

Les troisième et quatrième phases éruptives post-tortoniennes ont affecté un vaste territoire compris entre Sassari et le Campidano sur lequel ont été déversés au moins 100 kilomètres cubes de basaltes. La troisième phase est celle du basalte andésitique feldspathique de couleur grise (basalte doléritique de DANNENBERG). Ainsi que cet auteur l'a signalé, les tables élevées du Mte Ferru sont faites de cette roche qui est aussi visible sur la pente au dessus de Scano. Ailleurs, dans le Logudoro, le basalte feldspathique prend une part plus ou moins grande à la constitution de la plateforme. Il a été trouvé par A. SERRA et F. MILLOSEVICH à l'état de résidus à la surface du sol miocène à Ferru Ezzu près de Sassari.

La quatrième phase est celle des basaltes noirs communs. Ce qui reste de la grande plateforme formée par ces basaltes et le basalte andésitique sous-jacent a encore environ 700—800 kilomètres carrés. L'extension primitive était probablement double. Ferru Ezzu est un témoin de cette extension primitive.

Les cheminées d'arrivée de ces basaltes étaient réparties en différents points du territoire de la grande plateforme. Le rocher basaltique circulaire, également signalé par J. DEPRAT, qui se trouve dans le Miocène au N. de Giave, est, je pense, une de ces cheminées mise à nu par érosion. Quelques filons de basaltes, orientés à peu près N-S, sont très apparents dans les phonolites du Mte Ferru.

On peut distinguer quelques unes des dernières coulées qui ont participé à la formation de la plateforme et dont les bouches d'émission sont conservées, p. ex., la coulée du S. Antonio au S. de Sindia. Parmi les appareils éruptifs situés sur la plateforme, on peut citer le Mte Santo sur le Mte Pelao.

Je n'ai pas observé de traces d'érosion entre le basalte à analcime et la phonolite, ni entre cette dernière et le basalte andésitique. Par contre, il semble qu'une période d'érosion sépare le basalte andésitique du basalte commun. Ainsi, sur le versant du Mte Ferru entre Scano et Sta Catterina, le basalte andésitique manque et le basalte noir repose directement sur la phonolite et même, par places, sur les laves oligocènes.

La grande coulée basaltique Giave-Pozzomaggiore-Padria se trouve, dans la dépression de Pozzomaggiore, à un niveau plus bas que celui de la plateforme basaltique principale. Elle supporte trois appareils éruptifs. On pourrait attribuer ce groupe à une cinquième

phase éruptive ou la considérer comme une manifestation tardive de la quatrième phase. La question est de savoir si la plateforme basaltique principale a existé autrefois au dessus de la coulée de Pozzomaggiore, à la hauteur du Mte Castanza et du plateau de Campeda et si elle a été détruite là par érosion avant l'émission de la coulée en question. On a signalé à Giave la présence de deux nappes de basalte, l'une superposée à l'autre. L'étude de cette localité pourra peut-être apporter une réponse à la question.

Un groupe à part de basaltes, près de Ploaghe, est constitué par la coulée du Coloru, de Ploaghe en direction de la région Campomela, avec les cônes éruptifs Mte S. Matteo et Mte Massa. Cette coulée, comme celle de Pozzomaggiore, s'est épanchée sur le thalweg d'une ancienne vallée à un niveau supérieur à celui des deux thalwegs actuels développés de chaque côté de la coulée. Suivant J. DEPRAT, elle est superposée au lit d'alluvions de la plaine Chilivani-Ploaghe, dont l'âge est supposé pléistocène.

Les dernières manifestations volcaniques se sont produites dans le Logudoro quand l'érosion post-tortonienne avait réduit le pays à son relief actuel. Elles ont donné naissance à un groupe de petits cratères et cônes de lapillis correspondant chacun à une coulée basaltique de quelques kilomètres de longueur (Mte Cuccureddu, Mte Annaru, Mte Austiddu, Mte Ruju, Mte Lisiri, Mte Pubulema). On peut peut-être classer dans ce dernier groupe la lave rouge de Sos Molinos que DANNENBERG a signalée et envisagée comme dernier produit volcanique du Mte Ferru, ainsi que les deux petites bouches éruptives, qui ont émis chacune une coulée de lave devenue rouge par altération, situées près de Narbiola et de Seneghe, sur le versant S. du Mte Ferru et mentionnées par DE LA MARMORA.

Il est indispensable de dire quelques mots du régime d'érosion qui, depuis la troisième jusqu'à la dernière phase éruptive post-tortonienne, a creusé, entre autres, le réseau hydrographique actuel du Temo et affluents. Dans la région ainsi définie et les parties voisines, les basaltes se sont épanchés surtout sur la surface du Miocène. Depuis le Logudoro, où elle se trouve à environ 700 mètres d'altitude, une partie de la plateforme basaltique est inclinée régulièrement vers la mer qui l'a taillée en falaise verticale entre le Cap Nieddu et Sta Catterina di Pittinuri. Cette déclivité paraît être celle du lit miocène de la nappe basaltique et dépendre de l'orogenèse post-tortonienne. L'érosion côtière a démoli une bande de basalte d'environ trois kilomètres de largeur. Dans le Logudoro, les tables isolées Mte Santo (750 m.), Mte Pelao (730 m.), plateforme

de Cheremule, le sommet du Mte Castanza, etc., sont des restes de la plateforme basaltique primitive séparés par érosion. Les thalwegs se trouvent maintenant dans les sédiments miocènes à environ 200 m. plus bas que la plateforme basaltique. Dans le Logudoro, cette érosion n'a mis à nu aucun filon basaltique. La théorie de J. DEPRAT suivant laquelle les basaltes seraient arrivés à la surface à travers un système de grandes failles ne paraît pas justifiée. Par contre les basaltes en filons sont fréquents aux environs d'Oristano et au Mte Ferru.

e) VOLCANISME ET ÉPIROGENÈSE

On remarque que les deux cycles volcaniques, le post-tortonien et l'oligocène, ont coïncidé chacun avec la première partie de périodes très géocratiques. On peut attribuer, sans grand risque d'écart, au Pontien la période géocratique post-tortonienne; au Sarmatien et au début commencement du Pontien, le gros du volcanisme post-tortonien. Le volcanisme permien en Sardaigne s'est également manifesté pendant une période géocratique. A noter cependant qu'il existe en Sardaigne occidentale des traces de régimes géocratiques du Crétacé moyen et de l'Eocène inférieur sans que l'on connaisse jusqu'à maintenant de roches volcaniques de ces périodes.

La Sardaigne se trouve dans le champ orogénique de l'avant-pays alpin; la série de sédiments oligocènes et miocènes déposée dans cette région examinée entre les deux cycles volcaniques correspond assez bien à celle qui, dans l'avant-pays alpin, s'est sédimentée entre les deux phases orogéniques principales de plissement des Alpes. Cependant le volcanisme ne coincide pas, dans le temps, avec les plissements. En Sardaigne, périodes orogéniques sont assez distinctes des émissions de laves. Les laves ne sont donc pas des produits de compression orogénique. Par contre, les cycles volcaniques sardes apparaissent liés à la partie géocratique des oscillations épirogéniques. La différenciation magmatique, au cours de chaque cycle, se présente, en gros, comme un processus plutôt réversible qu'évolutif. Comme les laves leucocrates et alcalines occupent, entre les laves mélanocrates, le milieu des séries volcaniques, on peut se demander si ces laves leucocrates sont des produits correspondant aux maxima des hausses épirogéniques.

L'épirogenèse est le problème principal dont dépendent de nombreux problèmes régionaux de la géologie de la Méditerranée occidentale, p. ex.: la question des isthmes pléistocènes et de la

Tyrrhénis, les cordons littoraux étagés, l'accumulation de phosphates, la formation des gisements de bauxite, etc.

III. Analyses

Les tableaux suivants présentent, classées par formations, des analyses de roches volcaniques tertiaires sardes de J. DEPRAT, H. S. WASHINGTON, F. MILLOSEVICH, A. JOHNSEN, PERRIER, L. DUPARC et TACCONI. Les dénominations des roches sont celles sous lesquelles elles ont été décrites. Avec chaque analyse figurent les nombres de NIGGLI qui mettent bien en évidence les caractères sur lesquels repose le classement de ces roches par formations.

Roches oligocènes de la Sardaigne septentrionale

A 1. *Rhyolite,* Sa Puntiggia près Pozzomaggiore (J. DEPRAT).
A 2. *Rhyolite,* (Toscanose), Macomer (H. S. WASHINGTON).
A 3. *Felsotrachydacite,* Fonte sa Teula près Ittiri (F. MILLOSEVICH).
A 4. *Felsodacite,* Mte Maiori près Putifigari (F. MILLOSEVICH).
A 5. *Rhyolite,* Mte Donna (J. DEPRAT).
A 6. *Trachydacite,* Mte Casellone près Ittiri (F. MILLOSEVICH).
A 7. *Felsotrachydacite,* S. Giorgio près Olmedo (F. MILLOSEVICH).
A 8. *Trachydacite,* Riu Mannu (F. MILLOSEVICH).
A 9. *Trachyandésite,* quartzifère, entre Ittiri et Villanova (J. DEPRAT).
A 10. *Trachyandésite* à hornblende, Castello Bonvei près Mara (J. DEPRAT).
A 11. *Vitrotrachyandésite,* Fonte Corbu, Caniga, près Sassari (F. MILLOSEVICH).
A 12. *Vitrotrachyandésite,* Nghe Sa Pattada près Sassari (F. MILLOSEVICH).
A 13. *Trachyandésite,* Riu Mannu (F. MILLOSEVICH).
A 14. *Trachyandésite* à biotite, bronzite et hypersthène, Chirralza, Anglona (J. DEPRAT).
A 15. *Trachyandésite* à biotite, San Giorgio, Anglona (J. DEPRAT).
A 16. *Vitroandésite* (Yellowstonose), Mte Furru près Bosa (H. S. WASHINGTON).
A 17. *Trachyte* (Ilmenose), Mte Muradu près Macomer (H. S. WASHINGTON).
A 18. *Trachyte,* Mte Muradu près Macomer (J. DEPRAT).
A 19. *Trachyandésite* à bronzite, augite et biotite, Riu Monteleone entre Ittiri et Villanova (J. DEPRAT).
A 20. *Trachyandésite* à biotite, hypersthène et hornblende, Catena di Cossoine (J. DEPRAT).
A 21. *Trachyandésite,* Caniga près Sassari (F. MILLOSEVICH).
A 22. *Dacirhyolite* à hypersthène, biotite et augite, Base de Pta s'Ittiresu (J. DEPRAT).
A 23 *Dacirhyolite* à hypersthène et augite, Mte Pizzolu près Macomer (J. DEPRAT).
A 24. *Andésite* (Bandose), Mte Pischinale près Bosa (H. S. WASHINGTON).
A 25. *Andésite augitique* à hypersthène et olivine, Riu Giantura, Anglona (J. DEPRAT).
A 26. *Andésite* à augite, hypersthène et olivine, Riu Ranchidda, Anglona (J. DEPRAT).
A 27. *Andésite* à augite, riche en hypersthène, Mte Figulada (J. DEPRAT).

	A 1	A 2	A 3	A 4	A 5	A 6	A 7	A 8	A 9	A 10	A 11	A 12	A 13	A 14	A 15	A 16
SiO_2	73.60	72.05	69.36	70.49	71.03	67.78	69.59	68.03	67.02	67.02	63.44	62.28	64.66	62.42	62.71	60.14
TiO_2		0 40	0.54	0.72		0.43	0.49	0.43	0.37		0.75	0.31	0.40	tr.		0.62
Al_2O_3	12.60	13 07	13.93	14.24	15.03	16.51	13.78	14.18	13.70	16.14	17.03	20.30	16.51	18.00	19.40	16.65
Fe_2O_3	5.10	2.93	1.49	4 15	0.50	1 86	3.68	3.14	3.01	1.47	1.97	2.34	1.42	2.00	3.16	2.94
FeO	0.30	0.39	0.40	0.79	1.32	0.52	0.37	0.89	1.00	1.02	1.61	0.88	1.60	1.20	0.16	2.39
MgO	0.19	0.66	0.27	0.62	1.24	0.76	0.49	0.64	0.80	1.26	0.87	0.35	1.42	1.93	1.23	1.16
CaO	0.60	1.30	3.05	2.38	1.53	2.55	3.07	3.12	3.30	2.52	2.78	1.95	4 55	3.01	1.10	5.21
Na_2O	2.70	3.49	3.18	3.63	3.31	3.37	4.39	4.71	4 65	3.72	3.53	4 29	5.07	3.04	4.46	3.41
K_2O	5.50	4.55	4.29	1.31	5.99	3.82	3.96	3.90	3.62	7 32	5.32	4.95	3.37	6.38	8.07	2.51
H_2O+ ou P. a. f.	0.38	0.59	0.79	1.79	0.71	2.40	1.02	1.81	1.70	0.21	3.31	1.71	2.20	2.99	0.40	3.98
H_2O-		0.24														0.54
ZrO_2		0.05														
P_2O_5		0.22				0.22										0.07
SO_3		0.18														
MnO		0 04	tr.					0.31			0.21	0.21				0.06
BaO		0.06														
	100 97	100.22	100 30	100.12	100.66	100.22	100.84	101.16	99.17	100.68	100.81	99.63	101.20	100.97	100.69	99.68
si	394	381	361	354	339	320	316	296	296	273	261	253	246	239	237	229
al	40	40.5	43	42	42	46	37	36 5	35.5	39	41.5	49	37	40.5	43	37
fm	23.5	18.5	10	23.5	16.5	14	17	18.5	19	16	18.5	13	17.5	20 5	16.5	23
c	3.5	7.5	17	13	8	13	15	14.5	15.5	11	12.5	8.5	18.5	12.5	14.5	21
alk	33	33.5	30	21.5	33.5	27	31	30.5	30	34	27.5	29.5	27	26.5	36	19
k	0.57	0.47	0.47	0.19	0.55	0.42	0.37	0.35	0.34	0.56	0.50	0.43	0.30	0.58	0.54	0.33
mg	0.07	0.29	0.23	0.20	0.57	0.38	0.19	0.23	0.25	0.47	0.29	0 17	0.47	0.53	0 42	0.29
c/fm	0.15	0.39	1.7	0.54	0.46	0.92	0.87	0.82	0.83	0.68	0.69	0.68	1.06	0.60	0.27	0.94

	A 17	A 18	A 19	A 20	A 21	A 22	A 23	A 24	A 25	A 26	A 27	A 28	A 29	A 30	A 31
SiO_2	59.92	59.35	61.31	58.48	58.40	58.52	57.56	56.60	57.10	56.05	56.00	56 01	53.33	51.37	52.86
TiO_2	0.87	0.82	0.30	tr.	0.41	0.30		0.99	tr.	0.12		tr.	0.47	1.12	tr.
Al_2O_3	14.30	14.83	17.00	18.80	17.94	17.61	18.02	16.80	21.50	18.01	19.60	19.45	21.21	23.71	19.20
Fe_2O_3	7.50	7.19	3.81	2.30	5.01	4.53	4.05	2.52	3.00	4.00	2.00	2.50	1.67	1.01	3.00
FeO	0.42	0 80	1.30	1.92	1.42	1.45	1.90	5.12	1.10	4.50	3.60	3.30	3.25	3.01	3.71
MgO	0.72	0.80	1.82	3.01	0.95	1.44	2.10	3.80	2.30	3.00	3.60	4.21	2.60	4.06	4.84
CaO	1.90	1.83	2.88	2.89	6.23	5.38	3.22	7.29	7.60	6.30	7.70	7 50	10.04	9.76	10.80
Na_2O	5.32	5.37	3.96	4.00	3.64	4.58	4.67	2.43	6.40	4.80	5.80	6.01	3.22	2.53	4.52
K_2O	5.77	5.71	6.90	5.51	4.68	5.30	5.42	1.98	1.10	1.25	1.62	1.31	2 25	1.81	1.10
H_2O + ou P. a. f.	2.49	2.59	1.41	2.70	1.89	1.70	3.01	1.80	0.60	0.91	0.60	0.52	0.90	0.70	0.40
H_2O –	0.34							0.58							
ZrO_2	0.11														
P_2O_5	0.58	0.50						0.12		0.25	0.08	tr.			tr.
SO_3	0.06														
MnO	0.06				0.13			0.13					1.29	1.65	
BaO	0.05														
	100.30	99.39	100.70	99.61	100.16	100.81	99.95	100.16	100.70	99.19	100.60	100.81	100.23	100.82	100.43
si	228	223	213	199	194	191	183	170	166	164	154	152	145	133	130
al	32	33	35	37.5	35	34	35.5	30	37	31	32	31	34	36.5	28
fm	27	27	23	27	21	22	26	36	19	33	27	29	24.5	27.5	31
c	7.5	7	11	10.5	22	18.5	11.5	23	24	20	23	22	29	27	28.5
alk	33.5	33	31	25	22	25.5	27	11	20	16	18	18	12.5	9	12.5
k	0.42	0.42	0.48	0.47	0.46	0.40	0.42	0.35	0.10	0.14	0.15	0.10	0.31	0.32	0.14
mg	0.15	0.16	0.41	0.57	0.22	0.32	0.40	0.48	0.52	0.40	0.54	0.58	0 50	0.57	0.57
c/fm	0.28	0.26	0.47	0.40	1.00	0.86	0.44	0.65	1.23	0.60	0.83	0.74	1.2	0.58	0.92

A 28. *Andésite* à pyroxènes orthorhombiques et hornblende, Mte Giannanalias (J. DEPRAT).
A 29 *Andésite* à hypersthène et augite, Val Barca près Sassari (F. MILLOSEVICH).
A 30. *Andésite augitique,* Pala Mantedda près Florinas (F. MILLOSEVICH).
A 31. *Basalte andésit-labradoritique* à augite et hypersthène, Sud de Tergu, Anglona (J. DEPRAT).

Observations. Les roches A 1 à A 23 proviennent des deux subdivisions leucocrates sauf A 10 qui est la roche de base de l'Oligocène volcanique supérieur. Les roches à tendances alcalines proviennent de la partie orientale de la cuvette synclinale.

A 24 et A 27 sont des andésites de la subdivision supérieure; A 29 et A 30 proviennent de la formation dite centrale.

A 25, 26, 28, 31 sont des roches d'une région encore peu explorée où je ne connais jusqu'à maintenant que les andésites centrales, sans exclure que d'autres formations pourraient y être représentées.

Ces formations volcaniques oligocènes offrent de belles possibilités d'études. On pourrait prélever en différentes régions des échantillons de séries de coulées successives dont les analyses avec la classification stratigraphique fourniraient des données précises sur la variation graduelle de composition des magmas.

Roches oligocènes de la Sardaigne méridionale

A 32. *Comendite,* Mercureddu, S. Antioco (A. JOHNSEN).
A 33. *Comendite,* Mercureddu, S. Antioco (A. JOHNSEN).
A 34. *Comendite,* Comende, S. Pietro (M. DITTRICH).
A 35. *Comendite,* Guardia dei Mori, S. Pietro (A. JOHNSEN).
A 36. *Comendite,* Canale del Baccio, S. Pietro (A. JOHNSEN).
A 37. *Comendite,* Le Fontane, S. Pietro (A. JOHNSEN).
A 38. *Liparite,* Carloforte (L. DUPARC).
A 39. *Liparite,* Rocca della Guardia, S. Antioco (A. JOHNSEN).
A 40. *Liparite,* Mte Ulmus (L. DUPARC).
A 41. *Comendite,* Cala Lunga, S. Antioco (A. JOHNSEN).
A 42. *Liparite,* Sisineddu, S. Antioco (A. JOHNSEN).
A 43. *Liparite,* Calasetta, S. Antioco (A. JOHNSEN).
A 44. *Liparite,* Grotta Canargius, S. Antioco (A. JOHNSEN).
A 45. *Liparite,* Mte di Crescia (A. JOHNSEN).
A 46. *Liparite,* Calasetta (A. JOHNSEN).
A 47. *Trachyte,* Porto Scuso (PERRIER).
A 48. *Liparite,* Gisement d'ocre près Carloforte (L. DUPARC).
A 49. *Trachyte,* Portoscuso (PERRIER).
A 50. *Trachyte,* Portoscuso (PERRIER).
A 51. *Liparite,* entre Carloforte et Calasetta (L. DUPARC).
A 52. *Liparite,* Mte Narcao (TACCONI).
A 53. *Andésite* à augite et hypersthène, Mte Narcao (TACCONI).
A 54. *Andésite,* Sa Murta, S. Antioco (A. JOHNSEN).
A 55. *Basalte* à hypersthène, Capo Sperone, S. Antioco (A. JOHNSEN).

	A 32	A 33	A 34	A 35	A 36	A 37	A 38	A 39	A 40	A 41	A 42	A 43	A 44	A 45
SiO_2	75.25	74.73	74.76	74.09	73.23	73.65	73.21	71.81	72.87	73.35	71.21	71.23	70.03	70.10
TiO_2	0.50		tr.			0·29	0.10	0.23			0.20	0.42	0.34	0.10
Al_2O_3	10.39	10.39	11.60	10.88	12.25	9.52	14.32	14.44	13.31	13.08	14.95	14.51	13.56	15.77
Fe_2O_3	1.57	4.47	3.50	3.35	3.25	5.12	3.28	2.77	3.70	3.06	1.81	1.56	3.20	1.16
FeO	2.43	0.70	0.19	0.42	0.28	0.96						1.27	0.89	
MgO	0.08	0.21	0.18	0.30	0.13	0.04		néant		0.08	0.15	0.04	néant	0.39
CaO	0.25	0.18	0.07	0.16	0.25	0.31	0.76	0.60	0.46	0.08	0.63	néant	1.43	2.25
Na_2O	4.39	4.12	4.35	4.56	4 44	4.84	3.35	3.37	3.90	4.68	3.97	4.50	3.69	4.21
K_2O	4.35	4.38	4.92	4.45	4.32	4.30	5.05	6.08	6.14	4.99	5.83	5.86	4.16	4.08
H_2O+ ou P. a. f.	0 61	1.13	0.64	1.52	1.74	1.23	0.44	1.00	0.41	1.00	1.13	0.43	3.04	1.79
	99.82	100.31	100.21	99.73	99.89	100.26	100.51	100.30	100.79	100.32	99.88	99.82	100.34	99.85

si	448	433	433	428	421	408	404	389	389	388	378	374	370	350
al	36.5	36	39.5	37	41.5	31	46.5	46	41.5	40.5	47	45	42	47
fm	19.5	24	17.5	19.5	16	26	13.5	11.5	15	18	8.5	12	16.5	7
c	2	1	0.5	1	1.5	2	4.5	3.5	2.5	0.5	3.5	0	8	12
alk	42	39	42.5	42.5	41	41	35.5	39	41	41	41	43	33.5	34
k	0.40	0.41	0.42	0.40	0.39	0.37	0.49	0.54	0.50	0.41	0.49	0.46	0.43	0 40
mg	0.04	0.07	0.10	0.14	0.06	0.01	--	—	—	0.03	0.18	0.02		0.41
c/fm	0.09	0.04	0.02	0.05	0.11	0.06	0.34	0.31	0.17	0.02	0.42	—	0.48	—

	A 46	A 47	A 48	A 49	A 50	A 51	A 52	A 53	A 54	A 55	A 56	A 57	A 58	A 59
SiO_2	69.53	69.17	69.40	68.87	68.42	69.36	70.44	58.27	55.16	53.35	74.61	73.09	70.50	65.94
TiO_2	0.16	0.49		0.36	0.58	tr.	tr.	tr.	0.74	0.93	0.08	0.38	0.47	1.21
Al_2O_3	15.45	16.00	15.45	14.28	16.01	15.84	15.54	17.80	18.32	18.94	12.68	12.80	14.28	16.11
Fe_2O_3	5.08	2.24	3.61	3.92	2.67	4.29	3.26	5.29	2.42	3.71	0.09	1.28	0.75	2.56
FeO		0.64		0.63	0.64		0.69	3.87	4.15	5.35	1.36	0.68	1.22	0.82
MgO	0.04	0.05	0.80	0.21	0.15	0.76	0.76	1.57	2.75	4.15	0.21	0.37	0.49	0.60
CaO	0.73	0.64	1.85	0.71	1.02	1.26	1.63	6.01	7.04	8.50	0.69	0.69	1.00	1.06
Na_2O	3.70	4.52	2.50	4.91	4.78	3.25	1.12	2.01	3.23	2.56	3.68	3.77	3.62	5.27
K_2O	4.24	5.64	6.58	5.46	5.27	5.77	4.59	1.02	1.10	1.19	4.77	5.36	5.28	6.49
H_2O+ ou P. a. f.	0.86	0.06	0.30	0.39	0.20	0.42	1.40	2.98	3.58	1.13	1.37	0.60	2.86	0.25
H_2O-		0.57		0.51	0.47						0.04	0.72	0.10	0.36
ZrO_2		0.07		0.07	0.05							0.02		
P_2O_5									1.33			0.07	0.11	
MnO		0.07		0.04	0.03								0.04	0.06
BaO		0.10		0.06	0.07							néant		
	99.79	100.26	99.49	100.42	100.36	100.95	99.43	99.66	99.82	99.81	99.58	100.83	100.72	100.73
si	347	338	332	325	321	316	370	207	174	154	455	406	376	282
al	45	46	44	40	44.5	42.5	48	37	34	32	45.5	45	45	40.5
fm	19.5	11.5	14.5	17.5	14	20	22	31	30	32	9.5	11	12	15
c	4	3.5	9.5	3.5	4	6	9	23	24	26.5	4.5	4.5	6	5
alk	31.5	39	32	39	37.5	31.5	21	9	12	9.5	40.5	39.5	37	39.5
k	0.43	0.45	0.64	0.42	0.42	0.54	0.73	0.26	0.19	0.24	0 46	0.49	0.50	0.45
mg	0.01	0.02	0.39	0.08	0.08	0.26	0.28	0.27	0.44	0.56	0.20	0.26	0.32	0.26
c/fm	0.20	0.29	0.64	0.21	0.28	0.30	0.42	0.74	0.80	0.82	0.52	0.38	0.47	0.34

A 56. *Liparite* (Liparose), Conca Cannas, Mte Arci (H. S. WASHINGTON).
A 57. *Liparite* (Liparose), Capanna près Marubbiu, Mte Arci (H. S. WASHINGTON).
A 58. *Perlite* (Liparose), Pta Brenta, Uras, Mte Arci (H. S. WASHINGTON).
A 59 *Trachyte,* Conca Cannas, Mte Arci (H. S. WASHINGTON).

Observations. L'opinion la plus récente sur l'ordre de succession des roches volcaniques des îles S. Antioco, S. Pietro et de la côte voisine est celle de TARICCO pour qui les andésites sont les roches les plus anciennes, et les comendites un groupe intercalé entre deux séries de liparites.

On ne connaît pas encore de comendites dans la Sardaigne septentrionale. Peut-être en trouvera-t-on parmi certaines roches non encore analysées du Logudoro.

Les analyses anciennes ou incomplètes de DELESSE et BERTOLIO ne sont pas reproduites dans les tableaux.

A 53 est une andésite qui, d'après TACCONI, repose sur les grès de l'Iglesiente (priabonien?) et qui correspond, à mon avis, à la coulée des environs de Villamassargia. Ce serait la première venue des roches volcaniques oligocènes du Sulcis et de la partie voisine du Campidano. L'analyse A 52, du même auteur, est celle d'une liparite située au dessus de l'andésite précédente dont elle est séparée par une formation tufacée.

A 56, 57, 58, 59 sont quelques roches du Mte Arci. Dans le Campidano septentrional, les laves oligocènes sont très développées. Les andésites inférieures y forment quelques groupes montagneux.

Roches post-tortoniennes du NW de la Sardaigne

a) Basaltes à analcime

B 1. (Scanose) de Scano (H. S. WASHINGTON).
B 2. (Scanose) de Scano (J. DEPRAT).
B 3. (Ghizite), Mte Columbargiu (H. S. WASHINGTON).
B 4. (Pilandose), Bonorva (H. S. WASHINGTON).

b) Trachytes et phonolites du Mte Ferru

B 5. *Phonolite* (Phlegrose), Mte Tinzosu (H. S. WASHINGTON).
B 6. *Phonolite,* Mte Oe (J. DEPRAT).
B 7. *Phonolite* (Beemerose), Castel Ferru (H. S. WASHINGTON).
B 8. *Phonolite,* sous Mte Commida (J. DEPRAT).
B 9. *Phonolite,* sous Mte Pazza (J. DEPRAT).
B 10. *Trachyte* (Pulaskose), Sennariolo (H. S. WASHINGTON).
B 11. *Trachyte,* Mte Martu (J. DEPRAT).
B 12. *Trachyte* (Pulaskose), Molino près Cuglieri (H. S. WASHINGTON).
B 13. *Trachyte,* Mte Urticu (J. DEPRAT).
B 14. *Trachyphonolite* à rare noséane, augite, biotite, hornblende, olivine, Rocca sa Turra (J. DEPRAT).

B 15. *Trachyphonolite* à noséane, Sos Ojos (J. DEPRAT).
B 16. *Trachyte* à biotite et olivine, Rocca sa Tiria (J. DEPRAT).

c) Basaltes

B 17. *Andésite* à hypersthène (Dacose), Rione Pranu, Pira, Mte Arci (H. S. WASHINGTON).
B 18. *Andésite* (Tonalose), Canale Perdiera, Mte Arci (H. S. WASHINGTON).
B 19. *Andésite* (Andose), Mte Arci (H. S. WASHINGTON).
B 20. *Basalte* (Akerose), Mte S. Matteo (H. S. WASHINGTON).
B 21. *Basalte,* Mte S. Matteo (J. DEPRAT).
B 22. *Basalte,* Mte Austiddu (J. DEPRAT).
B 23. *Basalte* (Camptonose), Mte Austiddu (H. S. WASHINGTON).
B 24. *Basalte anorthosique* à olivine, augite et biotite, Mte Ferru (J. DEPRAT).
B 25. *Basalte* (Camptonose), Cuglieri (H. S. WASHINGTON).
B 26. *Basalte,* Cuglieri (J. DEPRAT).
B 27. *Basalte* (Camptonose), dyke, Mte Tuvonari (H. S. WASHINGTON).
B 28. *Basalte andésitique,* filon, Mte Entu (J. DEPRAT).
B 29. *Dolérite andésitique,* Sos Ojos (J. DEPRAT).
B 30. *Basalte* (Akerose), Mte Lisiri près Ittireddu (H. S. WASHINGTON).
B 31. *Basalte,* Mte Oes, Pozzomaggiore (J. DEPRAT).
B 32. *Basalte* (Lamarose), Mte Oes, Pozzomaggiore (H. S. WASHINGTON).
B 33. *Basalte,* Tres Nuraghes (J. DEPRAT).
B 34. *Basalte* (Camptonose), Tres Nuraghes (H. S. WASHINGTON).
B 35. *Basalte* (Monchiquose), Mte Cuccureddu (H. S. WASHINGTON).
B 36. *Basalte,* Mte Cuccureddu (J. DEPRAT).
B 37. *Basalte* à diopside et bronzite, Bonaria, Anglona (J. DEPRAT).
B 38. *Basalte* à bronzite rare et riche en augite, Entre Nulvi et Laerru (J. DEPRAT).
B 39. *Basalte,* Seda Oro, Logudoro (J. DEPRAT).
B 40. *Basalte,* Mte Commida, Mte Ferru (J. DEPRAT).

	B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7	B8	B9	B10	B11	B12	B13	B14	B15	B16
SiO_2	44.85	44.80	44.37	46.54	60.43	60.00	59.47	57.07	54.84	61.07	60.07	58.43	59.01	58.44	57.35	56.87
TiO_2	5.07	5.00	5.21	3.98	0.36	0.40	0.66	0.12	tr.	0.69	0.42	1.11	0.35	0.66	0.63	0.75
Al_2O_3	12.55	12.70	11.36	12.68	18.35	18.43	19.25	21.49	23.62	19.47	18.25	18.58	19.00	17.49	18.52	16.55
Fe_2O_3	3.33	3.50	7.23	3.41	1.64	1.80	1.92	3.00	2.76	2.50	2.70	3.00	3.49	3.59	3.47	3.70
FeO	5.30	5.25	3.49	5.29	0.91	0.99	0.94	0.85	0.72	0.71	1.12	1.22	0.89	1.47	1.70	2.24
MgO	10.27	10.20	9.28	10.09	0.17	0.31	0.52	0.30	0.35	0.46	0.35	0.13	0.27	3.10	1.30	5.98
CaO	8.32	8.38	8.50	8.00	1.41	1.38	1.66	0.40	1.00	1.45	3.09	3.50	4.00	4.34	3.80	3.83
Na_2O	4.77	4.80	3.67	5.11	6.13	6.32	6.86	8.93	9.61	4.84	4.90	4.78	4.00	4.58	5.59	4.29
K_2O	0.72	0.70	0.74	1.64	8.68	8.80	6.89	6.26	6.44	7.07	7.00	5.82	8.01	5.66	6.44	5.12
H_2O+ ou P. a. f.	2.01	2.71	3.28	2.35	0.62	1.00	1.28	1.06	0.93	0.96	1.35	0.94	0.69	1.12	1.20	0.99
H_2O-	0.95		1.95	0.25	0.34					0.42		1.63				
ZrO_2	1.17	1.20	0.99	0.91	0.21							0.24				
P_2O_5					tr.	tr.		tr.	tr.	0.04	0.25	0.19	0.26	tr.	0.23	tr.
SO_3					0.22							0.11		0.08		
MnO	0.07				0.16				tr.	tr.		0.09				
BaO					0.08							0.14				
SrO					0.02							0.06				
NiO	0.23															
	99.60	99.24	100.07	100.25	99.75	99.43	99.65	99.48	100.27	99.68	99.72	99.97	99.07	100.53	100.23	100.32
si	103	104	106	105	230	224	219	197	174	241	226	220	209	185	179	154
ti	9	9	9	7												
al	17	17	16	17	41	40.5	41.5	43.5	44	45.5	40	41	39.5	32.5	35.5	28
fm	51	50.5	53	50	9.5	10	11	11.5	10	12.5	13	13	13 5	27	19.5	39
c	20	20.5	22	19.5	5.5	5.5	6.5	1.5	3.5	6	12	14	15	15	13.5	12
alk	12	12	9	13.5	44	44	41	43.5	42.5	36	35	32	32	25,5	31 5	21
k	0 08	0.08	0.12	0.17	0.48	0.48	0.40	0 31	0.30	0.48	0.48	0.44	0.56	0.46	0.43	0.44
mg	0.69	0.71	0.63	0.69	0.15	0.19	0.26	0.13	0.18	0.21	0.16	0.05	0.11	0.54	0.32	0.67
c/fm	0.40	0.41	0.41	0.39	0.61	0.57	0.57	0.13	0.42	0.50	0.96	1.1	1.1	0.55	0.68	0.30

	B 17	B 18	B 19	B 20	B 21	B 22	B 23	B 24	B 25	B 26	B 27	B 28
SiO_2	61.08	56.34	52.79	52.67	52.60	53.57	53.48	54.10	52.40	52.45	52.20	52.22
TiO_2	1.76	2.22	2.64	4.04	3.90	2.91	2.52	0.81	3.12	1.60	2.00	1.49
Al_2O_3	13.66	13.95	16.45	15.35	15.39	13.40	13.59	13.70	15.26	15.20	13.20	16.30
Fe_2O_3	0.70	1.94	2.74	3.82	3.50	2.00	1.78	4.10	0.74	0.90	1.29	0.64
FeO	5.61	6.73	6.44	5.42	5.72	8.10	8.30	3.45	8.33	8.30	7.91	6.70
MgO	4.69	6.41	5.56	4.40	4.51	6.00	5.88	8.60	7.45	7.50	8.71	9.01
CaO	4.84	6.20	6.51	5.91	5.77	7.00	7.20	6.70	7.33	7.43	7.95	7.08
Na_2O	3.84	3.10	3.64	4.50	4.59	4.33	4.38	3.40	3.54	3.51	3.20	4.00
K_2O	2.23	0.76	1.21	2.68	2.66	1.01	1.02	3.88	0.99	0.93	1.01	0.90
H_2O + ou P. a. f.	0.74	1.04	1.02	0.37	0.42	1.02	0.81	0.96	0.29	0.32	1.68	0.78
H_2O −	0.49	0.63	0.21	0.14					0.06		0.29	
ZrO_2							0.59					
P_2O_5	0.17	0.44	0.39	0.75	0.71			tr.	0.49	0.38	0.24	0.40
MnO			0.06						0.08			
NiO			0.18	néant					0.06			
	99.81	99.79	99.84	100.05	99.77	99.34	99.55	99.70	100.14	99.04	99.68	99.52
si	200	161	143	153	148	143	141	136	132	132	128	127
ti	4.5	5	5.5	8.5	8.5	6	5	1.5	6	3	3.5	3
al	26.5	23.5	26.5	26	25	21	21	20	23	22.5	19	23
fm	39.5	47.5	42.5	38	40	46	45.5	47	47	47.5	51	47.5
c	17	19	19	18.5	18	20	20.5	18	19.5	20	21	18.5
alk	17	10	12	17.5	17	13	13	15	10.5	10	9	11
k	0.27	0.14	0.18	0.29	0.27	0.13	0.13	0.43	0.18	0.15	0.17	0.13
mg	0.57	0.58	0.52	0.50	0.48	0.50	0.52	0.69	0.60	0.60	0.63	0.69
c/fm	0.42	0.40	0.44	0.47	0.44	0.43	0.45	0.38	0.41	0.42	0.41	0.39

	B29	B30	B31	B32	B33	B34	B35	B36	B37	B38	B39	B40
SiO_2	51.89	50.15	49.01	49.05	49.50	49.00	49.78	49.70	50.80	50.04	49.01	45.49
TiO_2	1.60	3.37	3.70	3.75	2.51	3.25	3.11	3.01	tr.	0.15	tr.	tr.
Al_2O_3	15.76	15.21	12.84	12.88	15.50	15.63	13.37	13.30	15.84	14.58	13.70	15.08
Fe_2O_3	0.94	1.54	2.01	2.04	4.09	4.03	2.16	2.25	5.14	3.80	2.61	6.41
FeO	6.25	7.32	6.83	6.87	4.95	5.00	7.51	7.62	6.28	7.00	10.20	5.78
MgO	10 59	2.54	8.23	8.20	7.60	7.86	7.61	7.99	8.88	10.25	10.00	11.62
CaO	6.99	7.18	6.99	6.96	8.29	8.16	7.95	7.83	9.14	9.25	11.00	10.80
Na_2O	4.69	4.31	3.32	3.42	3.72	3.93	4.92	4.70	3.35	3.05	2.43	2.94
K_2O	0.85	2.59	3.84	3.81	2.71	2.60	2.37	2.41	0.71	0.69	0.40	0.39
H_2O+ ou P. a. f.	0.30	0.39	1.89	1.93	0.30	0.13	0.34	0.50	0.80	0.65	0.50	0.79
H_2O-		0.12		0.32		0.18	0.08					
ZrO_2												
P_2O_5		0.67	0.63	0.65	0.49	0.63	0.72	0.75	tr.	tr.	tr.	tr.
MnO												
NiO												
	99.86	100.35	99.29	99.88	99.66	100.40	99.71	100.06	100.94	99.46	99.85	99.30
si	124	122	122	120	118	116	119	117	114	109	105	89
ti	3	6.5	7	7	4.5	5.5	5.5	5.5				
al	22	21.5	18.5	19	21.5	21.5	19	18	20.5	19	17	17.5
fm	52	45	49	48.3	44.5	45	46	47.5	49.5	52	52.5	53.5
c	14	19.5	18.5	18.5	21	20.5	20.5	20	22	21.5	25	23
alk	12	14	14	14	13	13	14.5	14.5	8	7.5	5.5	6
k	0.11	0.29	0.43	0.42	0.33	0.31	0.25	0.25	0.11	0.15	0.10	0.08
mg	0.73	0.61	0.63	0.63	0.61	0.63	0.59	0.60	0.59	0.64	0.61	0.65
c/fm	0.27	0.41	0.38	0.38	0.47	0.46	0.44	0.42	0.43	0.41	0.48	0.43

Observations. On remarque que les produits des petits volcans isolés de la dernière phase volcanique (Mte Cuccureddu, Mte Austiddu, Mte S. Matteo, Mte Lisiri) ont chacun une composition assez individuelle. Les analyses du basalte du Mte Oes (Pozzomaggiore) représentent la composition de la roche d'un volcan érigé sur la coulée basaltique Giave-Pozzomaggiore-Padria, non celle de cette coulée qui est riche en nodules d'olivine.

A la suite de J. DEPRAT je place les roches B 37 et 38 dans le groupe des basaltes post-tortoniens, cependant avec beaucoup de réserves, car elles proviennent d'une région peu explorée, mais où les andésites centrales sont développées. Ces roches pourraient être de l'Oligocène et en représenter les types les plus ferromagnésiens.

Au sujet des roches B 39 et B 40: J. DEPRAT en signale trois provenances, soit

I. Sedda Oro, près de Giave,
II. Le piton Mte Commida sur le Mte Ferru,
III. Montresta, où la roche contient un gisement de zéolites.

C'est également avec réserves que je place ces roches parmi les basaltes post-tortoniens. Tout ce que l'on peut dire de la roche de Montresta, quant à son âge, c'est qu'elle est plus jeune que l'Oligocène volcanique inférieur sur lequel elle repose et qu'elle pourrait représenter les restes d'une ancienne coulée détruite, antérieure aux basaltes de la grande plateforme.

J'ai également placé dans le tableau des basaltes post-tortoniens, les andésites B 17, B 18, B 19 du Mte Arci avec les mêmes réserves que pour les précédents quant à leur âge. H. S. WASHINGTON a recueilli ses échantillons sur le Mte Arci à un endroit où manquent les sédiments miocènes qui, ailleurs dans la même montagne, séparent les laves oligocènes des post-tortoniennes. Il nous dit que les andésites étudiées recouvrent les liparites.

On trouve dans les Rendiconti de l'Accademia dei Lincei diverses analyses de basaltes et d'andésites du N. de la Sardaigne par A. SERRA. Ces analyses ne sont pas reproduites dans les tableaux, car elles apparaissent défectueuses. Entres autres, les teneurs en alumine y semblent trop élevées aux dépens de celles en magnésie. Dans son grand recueil d'analyses de roches, H. S. WASHINGTON en reproduit plusieurs et les place dans la classe des analyses défectueuses.

Les publications de DANNENBERG et DOELTER contiennent quelques analyses anciennes de roches du Mte Ferru non reproduites dans mes tableaux.

IV. Minerais et Minéraux

On trouve en quelques endroits, dans les laves oligocènes, des zéolites, des géodes avec améthystes décolorées par exposition à l'air (Cap Marargiu), de petits filons avec pyrite et chalcopyrite, blende et galène, ou ces quatre sulfures mélangés, un peu d'oligiste (Seneghe). Aux environs de Tiesi et au Castello dei Bonvei, existe intercalée, entre la formation trachytique et les sédiments burdigaliens, une mince couche de grès chargés, par places, de petites concrétions sphériques de malachite et d'azurite. Mais les minerais les plus abondants de la formation trachytique sont les oxydes de manganèse qui ont été exploités en plusieurs endroits. Ils remplissent généralement les menues fissures dans les tufs et les laves. Près de Padria et de Suni, dans la vallée du Temo, deux gisements d'oxydes de manganèse, associés à des argiles et à des jaspes, reposent sur les andésites supérieures et sont recouverts par les sédiments miocènes.

Le gisement cuprifère le plus intéressant de la région est celui de Sa Londra, près Alghero. Il est situé immédiatement sous la formation volcanique oligocène dans le substratum qui comprend là: une porphyrite quartzifère micacée que je considère comme permienne, des grès rouges reposant sur la porphyrite (Buntsandstein), le Trias sous forme de calcaires plus ou moins dolomitiques et un petit affleurement de gypses (Keuper). Cet ensemble est affecté par une ondulation et un faisceau de cassures qui n'intéressent pas l'Oligocène volcanique superposé et sont l'effet d'une dislocation pré-oligocène. Le gisement cuprifère principal se trouve, avec beaucoup d'argile, dans une fracture qui met en contact anormal la porphyrite et le calcaire triasique. Le minerai, en amas lenticulaires, consiste en quartz, pyrite, covelline. On y a signalé la présence d'énargite et, dans la zone oxydée et de concentration secondaire superficielle, de cuprite, azurite, malachite, alunite cuprifère, chalcosine, etc. On exploitait, lors de ma visite, des amas de plusieurs mètres d'épaisseur formés de covelline en grands cristaux lamellaires violets. Les nombreuses autres fissures du terrain sont plus ou moins infiltrées par les mêmes minerais. De plus, la porphyrite est pyriteuse sur une assez grande étendue, entre Sa Londra et Vessus. La zone minéralisée disparaît sous les hautes falaises de tufs et de laves laissées par l'érosion pré-quaternaire littorale dans l'ensemble de la subdivision trachydacitique et rhyolitique inférieure de l'Oligocène volcanique. Les andésites inférieures manquent à Alghero. Il me paraît probable que le gisement a été formé, longtemps après les

cassures qui le contiennent, par thermalisme pendant la phase volcanique oligocène. Les tufs argileux remaniés de transition entre l'Oligocène volcanique, d'une part, et la porphyrite et les calcaires, d'autre part, auront joué le rôle de toit imperméable et ainsi favorisé la localisation des minerais en faisant obstacle à leur diffusion. Je n'ai rien observé qui permette de supposer l'existence du gisement avant l'Oligocène volcanique; ainsi pas de zone d'oxydation sous la couverture volcanique. En Sardaigne, on considère généralement la porphyrite comme tertiaire et intrusive et les minerais comme des dérivés magmatiques. Telles sont les conceptions exprimées par l'Ing. Ciampi dans ses descriptions du gisement.

A Pta Argentiera, non loin de la mine de cuivre, on a épuisé un amas de calamine qui se trouvait dans la partie inférieure des calcaires dolomitiques triasiques. Dans ces parages, le Buntsandstein contient un peu de galène et de blende. Il s'agit simplement d'exemples de la minéralisation plombo-zincifère typique du Trias, sans relations, sauf le voisinage, avec la venue cuprifère.

V. Bibliographie

a) Roches volcaniques tertiaires de la Sardaigne

1. Amstutz, A., Les roches éruptives des environs de Dorgali et Orosei en Sardaigne. Bul. suisse de Min. et Pétrog., Vol. V. 1925.
2. Bertolio, S., Studio micrografico di alcune roccie dell'isola di S. Pietro. Bol. r. Com. geol. XXV, 407. 1894.
3. — Sulle comenditi, nuovo gruppo di rioliti con aegirina. Nota preliminare. Rend. r. Acc. Lincei, Vol. IV. 1895.
4. — Sur le massif volcanique de Siliqua, Sardaigne méridionale. Bul. Soc. géol. Fr., T. XXIII. 1895.
5. — Sulla composizione delle comenditi. Rend. r. Acc. Linc., Vol. V, 150. 1896.
6. — Sur les formations volcaniques de Sardaigne. Bul. Soc. géol. Fr., T. XXIV, 496. 1896.
7. — Contribuzione allo studio dei terreni vulcanici de Sardegna. Bol. r. Com. geol., Vol. XXVII, 181. 1896.
8. — Appunti geologico-minerari sull'isola di S. Pietro, Sardegna. Bol. r. Com. geol., Vol. XXVII, 400. 1899.
9. — Sulla microstruttura delle comenditi. Rend. r. Ist. Lomb., Vol. XXXII, 1000. 1899.
10. Dannenberg, A., Die Deckenbasalte Sardiniens. Centralbl. f. Min., Geol., Petr. 331. 1902.
11. — Der Mte Ferru in Sardinien. Sitzungsb. k. preuss. Ak. Wiss. 852. 1903.
12. — Der Vulkanberg Mte Ferru in Sardinien. N. Jahrb. f. Min., Geol., Petr. 1. 1905.
13. Delesse, A., Rétinite de la Grotta dei Colombi près de S. Antioco. Bul. Soc. géol. Fr., Vol. XI. 1854.

14. D'Archiardi, G., Le andesiti augitico-oliveniche de Torralba in Sardegna. Bol. Soc. geol. Ital., Vol. XV, 514. 1897.
15. Deprat, J., Sur les rapports entre les terrains tertiaires et les roches volcaniques dans l'Anglona. C. R. Ac. Sc., T. CXLIV, 107. 1907.
16. — Les formations néo-volcaniques antérieures au miocène dans le NO de la Sardaigne. C. R. Ac. Sc., T. CXLIV, 820. 1907.
17. — Les volcans du Logudoro et du Campo d'Ozieri. C. R. Ac. Sc., T. CXLIV, 1182. 1907.
18. — Les éruptions post-helvétiennes antérieures aux volcans récents dans le NO de la Sardaigne. C. R. Ac. Sc., T. CXLIV, 1390. 1907.
19. — Paramètres magmatiques des séries volcaniques de l'Anglona et du Logudoro. C. R. Ac. Sc., T. CXLVI, 591. 1908.
20. — Paramètres magmatiques des séries du volcan Mte Ferru, Sardaigne. C. R. Ac. Sc., T. CXLVI, 702. 1908.
21. — Sur un cas de dédoublement du thalweg d'une vallée par l'intervention d'une coulée volcanique. C. R. Ac. Sc., T. CXLV, 1312. 1908.
22. — L'évolution des magmas éruptifs tertiaires et récents dans le NO de la Sardaigne. Bul. Soc. géol. Fr., T. XIV, 57. 1914.
23. Doelter, Der Vulkanberg Mte Ferru auf Sardinien. Denkschr. k. Ak. Wiss., 38. Bd. 1878.
24. — Die Produkte des Vulkans Mte Ferru. Denkschr. k. Ak. Wiss., 39. Bd. 1879.
25. Duparc, L., Andésine du Mte Arcuentu. Bul. Soc. Fr. Min., Vol XVII, 360. 1894.
26. — Sur quelques roches trachytoïdes du SO de la Sardaigne. C. R. Soc. Phys. Hist. Nat., Vol. 42, 135. 1925.
27. Eigel, F., Über einige trachytische Gesteine von der Insel S. Pietro. Tschermak's Min.-Petrog. Mitt. VIII, 62. 1887.
28. Fontana, F., Sulle formazioni trachitiche di Samugheo-Fordongianus. Ist. geol. R. Univ. 1930.
29. Fouqué, F., Contribution à l'étude des feldspaths des roches volcaniques. Andésine d'Arcuentu. Bul. Soc. fr. Min., Vol. XVII. 1894.
30. Johnsen, A., Zur Petrographie der Insel S. Pietro und S. Antioco, Sardinien. N. Jahrb. f. Min., Geol., Petr. 738. 1912.
31. — Die Gesteine der Insel S. Pietro und S. Antioco, Sardinien. Abh. k. Ak. Wiss. 1912.
32. De la Marmora, A., Voyages en Sardaigne. 1857.
33. Millosevich, F., Sulle rocce vulcaniche della Sardegna settentrionale. Atti Soc. Lig. Sc. Nat., Vol. XVIII, 83. 1907.
34. — Studi sulle rocce vulcaniche de Sardegna. I. Le rocce di Sassari e Porto Torres. Mem. R. Acc. Linc., Vol. VI, 403. 1908. II. Le rocce di Uri, Olmedo, Putifigari e delle regioni adiacenti. Mem. R. Acc. Linc., Vol. VIII, 599. 1910.
35. — Andesina di Mte Palmas. Rend. R. Acc. Linc., Vol. XVIII. 1909.
36. Niggli, P., Die Taveyannazsandsteine und die Gesteine der jungmediterranen Kettengebirge. Bul. suisse de Min., Vol. 2, 169. 1922.
37. Novarese, V., e Lotti, A., Sul basalto della miniera di Gutturu Pala in Sardegna. Ass. Min. sarda, Supp. al Resoc., No. 6. 1898.

38. Novarese, V., Basalto ad iperstene di Montevecchio. Rend. Ass. Min. sarda XXIX. 1924.
39. — Il distretto eruttivo litoraneo occidentale dell'Iglesiente, Porto Scuso, S. Pietre e S. Antioco. Bol. Reg. Uff. geol., Vol. IV. 1930.
40. Perrier, C., Sopra alcune roccie trachitiche di Porto Scuso, Sardegna. Bol. r. Uff. geol., Vol. L. 1925.
41. v. Rath, Über den Andesin vom Berge Arcuentu, Sardinien. Zeitschr. f. Krist., Vol. XII. 1887.
42. Riva, C., Über die Berechnungsexponenten des Anorthoclas von Porto Scuso, Sardinien. Zeitschr. f. Krist., Bd. 35, 274, 1902.
43. Rudler, Notes on microscopic sections of rocks from S. Pietro. Nth of Eng. Inst. of Min. and Mech. Engineers, Vol. XXXIV. 1884—85.
44. Sabatini, V., Sulle roccie vulcaniche di alcune localita sarde. Bol. Soc. Geol. ital., Vol. XV, 489. 1897.
45. Serra, A., Studio litologico-chimico delle roccie del Colcru. Rend. r. Acc. Linc. XVI, 253. 1907.
46. — Su alcuni basalti della Sardegna settentrionale. Rend. r. Acc. Linc. 129. 1908.
47. — Ricerche su roccie eruttive basiche della Sardegna settentrionale. Rend. r. Acc. Linc. XVII, 597 und 728. 1908.
49. — Studio dei basalti delle piattaforme dei dintorni di Tiesi. Rend. R. Acc. Linc. XVIII, 399. 1909.
50. — Su alcune roccie basaltiche dei dintorni di Giave, Cossoine, Pozzomaggiore, Bonorva. Rend. R. Acc. Linc. XVIII. 1909.
51. — Rocce vulcaniche della Sardegna centro-occidentale. Andesite di Bosa. Rend. R. Acc. Linc. XXIII. 1914.
52. — Roccie vulcaniche della Sardegna centro-occidentale. Trachidaciti di Macomer. Rend. R. Acc. Linc. XXIII, 139. 1914.
53. — Rocce vulcaniche della Sardegna centro-occidentale. Rend. R. Acc. Linc. XXIII, 176. 1914.
54. — Roccie vulcaniche della Sardegna centro-occidentale. Trachidaciti di Bosa. Rend. R. Acc. Linc. XXIII, 418. 1914.
55. — Ricerche petrografiche e mineralogiche nei dintorni di Osilo, Sardegna. Rend. R. Acc. Linc. XXIV, 138. 1915.
56. — Osservazioni lito-mineralogiche nella provincia di Sassari. Bol. Soc. geol. ital., Vol. XLVIII, 143. 1930.
57. — Il ferro nativo a Bolotana e a Silanus in Sardegna. Bol. Soc. geol. ital., Vol. LI, 350. 1932.
58. Tacconi, E., Prime osservazioni sul gruppo vulcanico di Mte Narcao nel Sulcis, Sardegna. Rend. R. Acc. Linc., Vol. XXII, 803. 1913.
59. Taricco, M., Grandi sferoidi nelle Lipariti dell'isola di S. Pietro in Sardegna. Bol. R. Uff. Geol., Vol. LVI. 1931.
60. Washington, H. S., The titaniferous basalts of the western mediterranean. Proc. geol. Soc. Abs., Nr. 833. 1906.
61. — Some lavas of Mte Arci, Sardinia. Amer. Journ. Sc. XXXVI. 1913.
62. — The volcanic cycles in Sardinia. Congrès géol. intern. C. R. XIIe session Canada 1913, 229. 1914.
63. — I basalti analcitici della Sardegna. Bol. Soc. geol. ital., Vol. XXXIII, 147. 1914.

64. WASHINGTON, H. S., The rocks of Mte Ferru. Amer. Journ. Sc., Vol. XXXIV, 513. 1915.
65. — Chemical analyses of igneous rocks. (U. S. Geol. Survey, Prof. Paper, Nr. 99. 1917.
66. WASHINGTON, H. S. and MERWIN, H. E., Nephelite crystals from Mte Ferru, Sardinia. Journ. Washington Acad. Sc., Vol. V. 1915.

b) Gisements cuprifères d'Alghero et de ses environs

67. ADAM, J. W. H., Covellin von Alghero. 1923.
68. CIAMPI, A., Note geologico-minerarie sui giacimenti cupriferi della regione d'Alghero. Bol. Ass. Min. Sarda XXVII. 1922.
69. — I giacimenti ramiferi di Calabona presso Alghero. Bol. Soc. geol. ital., Vol. XLI, 352. 1922.
70. — I giacimenti cupriferi della regione di Alghero. La Miniera it. 1923.
71. DE ANGELIS D'OSSAT, Filono metalliferi nelle roccie trachitiche della Sardegna occidentale. Rass. miner., Vol. XXI. 1904.
72. JAMME, E., Sulle argille della miniera di Calabona. Rend. Ass. Miner. Sarda XXVII. 1922.
73. MANASSE, E., Azzurite di Calabona. Mem. Soc. tosc. Sc. Nat., Vol. XXIX. 1913.
74. — Enargite di Calabona. Mem. Soc. tosc. Sc. Nat., Vol. XXXII, 113. 1918.
75. — Alunite sodico-potassica e cuprifera di Calabona, Sardegna. Atti Soc. tosc. Sc. Nat., Vol. XXXIII. 1922.
76. MATTIROLO, E., Osservazioni sui minerali cupriferi provenienti da roccie sedimentarie del Sassarese. Rass. Miner., Vol. XXVII. 1907.
77. MILLOSEVICH, F., Appunti di mineralogia sarda. Il giacimento di azzurite del Castello dei Bouvei presso Mara. Rend. R. Acc. Linc., Vol. XI, 732. 1906.
78. — Rame nativo e cuprite di Calabona, Sardegna. Periodico di miner. II, 43. 1931.
79. SARTORI, F., und TESTA, L., Tenori d'oro nei minerali di Sardegna. Res. Ass. Miner. Sarda, Vol. XXVI. 1921.
80. TARAMELLI, T., Alcune osservazioni geo-idrologiche sui dintorni d'Alghero. Rend. R. Ist. lomb., Vol. XXXIX, 423. 1906.

Reçu le 29 août 1933.