

Les roches éruptives des environs de Dorgali et Orosei en Sardaigne

Autor(en): **Amstutz, André**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **5 (1925)**

Heft 2

PDF erstellt am: **24.04.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-7346>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Les roches éruptives des environs de Dorgali et Orosei en Sardaigne.

(avec une carte géologique et 9 figures dans le texte)

Par *André Amstutz.*

Table des matières.

	page
Introduction	261
Aperçu géologique et topographique	363
Description des unités géologiques et de leurs roches	272
I. Le socle ancien	272
A. Schistes cristallins	272
B. Granites	275
C. Roches filoniennes	278
D. Les porphyres quartzifères	285
II. Le Sédimentaire	291
A. Les calcaires mésozoïques	292
B. Le tertiaire	293
III. Les Basaltes	295
A. Monographie des types étudiés	298
B. Types filoniens et phénomènes de contact	308
C. Les nodules	314
D. Mode d'éruption	318
Sommaire	320

Introduction.

A la suite d'un premier voyage en Sardaigne que je fis en juin 1924 sur le conseil de M. le professeur DUPARC, et qui me permit d'avoir une idée générale de l'île, je résolus de localiser mes recherches ultérieures dans la région de Dorgali. Ce sont ces recherches que j'expose dans le présent travail; elles furent effectuées durant une seconde campagne, en novembre de la même année. Parmi les raisons qui m'engagèrent à les entreprendre, je note avant tout l'existence d'une bibliographie géologique très restreinte

et le manque, pour ainsi dire complet, de connaissances pétrographiques modernes sur les diverses roches éruptives qui trouvent leur développement dans ce pays, et qui méritaient pourtant une certaine étude.

La bibliographie relative à la géologie des environs de Dorgali est due pour la plus grande part à LAMARMORA, qui publia son remarquable ouvrage¹⁾ en 1857. On sait que, au point de vue documentaire, ce travail demeure, malgré les ans, le plus étendu que la Sardaigne possède, et constitue une base excellente pour les recherches actuelles. Les fréquentes citations que j'aurai lieu d'en faire diront suffisamment l'aide efficace qu'il m'a procurée, et l'admiration que m'inspire l'oeuvre si belle et durable du grand homme que fut LAMARMORA.

L'étude des formations sédimentaires qui s'étendent sur cette partie de l'île, n'a été reprise depuis LAMARMORA, que par deux géologues. Il y a une vingtaine d'années, DENINGER²⁾ publia le résultat de ses recherches sur les calcaires mésozoïques de Sardaigne; tandis que l'an dernier, les formations tertiaires des alentours d'Orosei ont fait l'objet d'une note de FOSSA.³⁾

Quant aux roches éruptives étudiées dans ce travail, elles semblent être demeurées dans un oubli à peu près complet durant ce grand nombre d'années. On ne trouve à leur sujet que quelques notes éparses dans le mémoire posthume de C. RIVA⁴⁾ ou dans certains ouvrages de LACROIX, LOVISATO et BERTOLIO, que nous examinerons plus loin.

Le point de vue de ce travail est évidemment plus pétrographique que géologique. Je l'ai entrepris essentiellement dans le but d'étudier des roches volcaniques basiques; dans la suite, j'ai rencontré certains phénomènes de métamorphisme des roches intrusives et des quartzporphyres effusifs, qui m'ont fourni un nouveau matériel d'étude.

En raison du temps restreint consacré aux recherches sur le terrain, j'ai dû me borner à une étude géologique sommaire. La

¹⁾ Lamarmora — Voyage en Sardaigne, troisième partie, tomes I et II et atlas. Turin et Paris, 1857.

²⁾ Deninger — Die Jura- und Kreidebildungen in Nord- und Ostsardinien. N. Jahrb. für Min. Geol. und Pal. II. BB, Stuttgart, 1905, et: Die mesozoischen Formationen auf Sardinien; ibid. XXIII. BB, 1907.

³⁾ Fossa — Il terziario dei dintorni di Orosei; Rend. R. Acc. dei Lincei, Rome, 1924.

⁴⁾ Carlo Riva — Le rocce granitoidi e filoniane della Sardegna; Atti R. Acc. Sc. fis. e mat. di Napoli, serie 2, vol. XII, Mem. 9, 1905.

carte géologique au 150,000^e qui figure en fin de ce travail, présente en conséquence et inévitablement, des imperfections et une schématisation en de nombreux points. J'espère cependant qu'elle apporte quelques précisions qui contribueront à l'établissement de la carte géologique générale de Sardaigne. Les cartes topographiques que j'ai utilisées pour son lever sont celles de l'état-major italien, au 80,000^e (feuilles de Dorgali, Orosei et Cantioniera di Orosei) dont il existe aussi une réduction au 100,000^e.

Le lieu d'origine des roches décrites dans les monographies qui suivent, et de même certains contours détaillés ont été exactement notés sur ces cartes, que je tiens à la disposition de qui entreprendra un travail plus étendu dans la région. Ces roches figurent sous le même numéro d'ordre dans ma collection, sur ces cartes et dans leur monographie.

Leur étude a été pratiquée suivant les méthodes en usage dans le laboratoire de pétrographie de l'Université de Genève. C'est dire que la technique de Fédorof, dont on connaît la supériorité, a été fréquemment employée et associée aux méthodes ordinaires, non seulement pour la détermination des feldspaths, mais aussi pour celle d'autres minéraux.

Les bienveillants conseils de Monsieur le professeur Duparc m'ont grandement facilité ce travail de laboratoire; je lui exprime ici mes remerciements et le prie de croire à mes sentiments de reconnaissance. Mes remerciements vont aussi à Monsieur le Dr. Gysin pour l'intérêt et la bienveillance qu'il m'a témoignés durant ce travail. Je garde enfin un souvenir reconnaissant à Monsieur Novarese, professeur à Rome, qui, avec une courtoisie parfaite, voulut bien me faire connaître certaines particularités de la géologie de Sardaigne.

Aperçu géologique et topographique.⁵⁾

La région étudiée dans ce travail s'étend sur la côte orientale de Sardaigne, près des villages de Dorgali, Orosei, Galtelli. Elle occupe une vaste dépression qui, de Nuoro et Oliena, s'ouvre vers la mer dans une direction médiane ENE, bordée au sud par les massifs calcaires de Dorgali et d'Oliena, limitée au nord par les monts Ortobene, d'Isalle, Remule et du Cap Comino, tous granitiques.

⁵⁾ La géologie exposée dans ce chapitre est essentiellement descriptive; l'interprétation des phénomènes géologiques sera donnée dans les chapitres suivants, bien que ceux-ci soient plus spécialement consacrés à la pétrographie.

Le complexe fondamental sur lequel reposent les autres formations géologiques qu'on y rencontre, est constitué par le grand massif granitique et cristallophyllien qui occupe d'ailleurs la plus grande partie de la Sardaigne orientale et forme la base du système sardo-corse.

Sur ce massif paléozoïque en voie de pénéplaination, se sont déposés les calcaires dont l'ensemble constitue le groupe hippuritique oriental de LAMARMORA. Cet auteur les considère comme appartenant au crétacé inférieur, mais l'étude faite depuis lors par DENINGER conclut en les rattachant pour la plus grande part au Malm. Leurs strates n'ont pas, à proprement parler, subi de plissement, mais elles présentent une structure ondulée, qui résulte évidemment des mouvements de dislocation du massif paléozoïque sous-jacent. Ce sont ces calcaires qui constituent les puissants massifs montagneux s'élevant au sud de Dorgali et d'Oliena, à des altitudes atteignant un millier de mètres. On les retrouve plus au nord dans les Monts de Lula et Siniscola, et, plus au nord encore, au Cap Figari et à l'île de Tavolara. Ils forment également la partie supérieure du Monte Tuttavista, dont le soubassement est schisteux ou porphyriques. Ce Mte Tuttavista (ou de Galtelli) est un important massif qui s'impose au milieu de la dépression précédemment considérée et, par ses proportions, prend l'aspect d'une véritable montagne. C'est à la base de son flanc septentrional qu'apparaissent les porphyres quartzifères qui, nous le verrons, sont d'anciennes roches d'épanchement.

Près d'Orosei et autour du Mte de Galtelli, sont concentrées certaines formations tertiaires, essentiellement détritiques, dont les éléments ont été empruntés aux calcaires, schistes et granites voisins. Elles débutent par des brèches et poudingues nummulitiques qui s'appuient sur les flancs du massif calcaire et supportent à leur tour des grès, que M. FOSSA, à la suite de LAMARMORA, attribue au pliocène.

A la fin du tertiaire, se manifestèrent dans cette partie de la Sardaigne, les phénomènes volcaniques qui, durant cette ère, avaient agité la moitié occidentale de l'île. Leur éruption donna naissance aux vastes nappes basaltiques qui s'étendent au pied des monts calcaires, en plateaux discontinus et morcelés par l'érosion.

Pour avoir une belle vue d'ensemble sur le pays considéré et se rendre compte du relief des formations géologiques qui le constituent, il suffit de monter de Nuoro au Mte Ortobene, qui s'élève peu à l'Est, à une altitude de 925 m.; nous y découvrirons

un panorama magnifique de ce qui précède. Mais, cette première esquisse posée, reprenons avec quelques détails l'étude morphologique et géologique de la contrée et, à cet effet, parcourons quelques-uns des itinéraires les plus démonstratifs (voir la carte).

La localité la plus importante de la région embrassée par ce travail est Nuoro (7000 habitants) qui repose en plein pays granitique, au sommet d'une des collines s'élevant au sud du grand plateau de Bitti; partons de cet endroit et prenons la route qui mène à Dorgali et Orosei. Après avoir contourné par le sud le Monte Ortobene, nous entrerons bientôt dans la grande dépression précitée en foulant sans cesse un sol granitique, intensément fracturé. Les premiers basaltes se rencontrent sur la droite de la route, sitôt dépassé le petit Mte Biriai, et forment un escarpement qui la surplombe de quelque 10 ou 20 m.; ils appartiennent à une grande nappe horizontale qui s'étend au sud jusqu'au pied des Monts d'Oliena, sur un substratum constamment granitique. Tandis que la route est surmontée jusqu'à la Traversa par l'escarpement basaltique en question, sur sa gauche s'élèvent les collines granitiques qui limitent au sud les Monts d'Isalle. De gros blocs aux formes arrondies et souvent étranges recouvrent ces collines mamelonnées et décèlent de loin leur nature granitique.

A la Traversa, la route bifurque soit sur Dorgali, soit sur Orosei; prenons celle de Dorgali. Elle cesse de reposer sur le granite pour traverser les champs de lave sensiblement horizontaux et de faible épaisseur, qui découvrent par endroits le granite sous-jacent. Ces terrains basaltiques sont de nature plus ou moins marécageuse; la végétation qui les recouvre partiellement est peu développée, bien que la terre rouge foncé et très ferrugineuse à laquelle la désagrégation des basaltes donne naissance, soit considérée comme fertile par les gens du pays. Il est vrai que leurs termes de comparaisons sont les terres granitiques et calcaires des alentours, sur lesquelles ne poussent que des broussailles ou des arbres rabougris.

A l'endroit où la route traverse le cours d'eau le plus important de la région, le Cedrino, on assiste au phénomène d'érosion qui a morcelé les basaltes en plateaux discontinus, bordés par les escarpements typiques résultant de la grande dureté de la roche. Le cours d'eau s'est taillé au travers de ces basaltes et dans le granite sous-jacent, un vallon profond et encaissé, en forme de U. Du pont sur le Cedrino, la route gravit le flanc nord

du vallon par une série de lacets, puis remonte jusqu'à Dorgali les champs de lave plus ou moins ondulés.

Dorgali (387 m) est un gros bourg de 6000 âmes, qui, par les costumes, les coutumes et la franche hospitalité de ses habitants, a conservé de nombreux caractères sardes; trois grandes routes y trouvent leur point de jonction, et mènent respectivement à Baunei, Orosei et Nuoro. Le village lui-même repose sur le basalte, au pied du Monte Ardia (882 m) qui le surmonte de sa puissante masse calcaire.

Le Mte Ardia (882 m) est l'un des sommets de la grande chaîne calcaire qui borde la côte orientale de Sardaigne, de Dorgali à Baunei, tel un grand arc incurvé vers la mer. Les flancs orientaux de cette chaîne, de même que les parties supérieures, sont entièrement recouverts par les calcaires mésozoïques dont nous parlerons plus loin; tandis que, à la base du versant occidental, apparaissent le granite et les schistes paléozoïques. Une profonde vallée NS. entaillée dans ces derniers au travers des anciennes strates calcaires, sépare la chaîne du Mte Ardia des monts analogues qui s'élèvent au sud d'Oliena; nous l'appellerons Vallée du Flumineddu, du nom de la rivière qui coule en sa partie septentrionale et termine son cours en se jetant dans le Cedrino. De formidables parois calcaires, atteignant par endroits une hauteur de plusieurs centaines de mètres, forment la partie supérieure des versants en montrant la structure ondulée de leurs strates.

Dorgali est relié à Baunei par une grande route s'appuyant sur le versant occidental de la chaîne calcaire qui sépare de la mer la Vallée du Flumineddu. Lorsque, quittant Dorgali, l'on suit cette route, on contourne un petit monticule basaltique qui s'élève à proximité du village et supporte à son sommet une chapelle dédiée à Madalena del Carmine. En continuant dans la direction du sud, on voit bientôt paraître le granite, qui constitue en cette région le terrain fondamental, sur lequel reposent les calcaires et les basaltes. A peine a-t-on foulé ce granite sur quelques centaines de mètres, que l'on remarque dans le talus de la route une série de dykes basaltiques offrant dans leur structure et leur aspect une irrégularité extrême, et se poursuivant le long de la route sur une distance de près de trois cents mètres. L'intérêt de ces dykes au point de vue de certains phénomènes de métamorphisme, a déjà fait l'objet d'une mention spéciale de LAMARMORA (t. I, p. 661) qui dit à leur sujet que nulle part il n'a rencontré de lieu plus propice

à l'étude de ces phénomènes; nous verrons plus loin en quoi consistent quelques uns de ces derniers.

En face du monticule basaltique qui a nom de S. Elena (514 m) quittons la grande route pour prendre le chemin conduisant au couvent de N. S. del Buon Camino. Nous arriverons dans une région granitique et mamelonnée, qui occupe le fond de la vallée du Flumineddu et qui est surplombée au nord par l'escarpement limitant la couverture des basaltes issus du Mte S. Elena. L'alimentation de cette rivière est essentiellement pluviale; son régime est donc torrentiel. Parmi les galets granitiques qui occupent son lit, j'ai observé des roches *dioritiques*, *syénitiques*, *porphyriques*, et des *schistes muscovitiques*, *chloriteux* et *talqueux*. A l'endroit où elle rencontre les basaltes, la rivière poursuit son cours dans un passage encaissé entre l'escarpement basaltique d'une part, et les parois calcaires du Monte Omene d'autre part. Puis, la surface de contact granite-calcaire s'abaissant toujours plus, elle s'engage dans la gorge étroite et profonde qu'elle s'est taillée dans les calcaires des Monte Coazza et Corallinu. Au sortir de cette Bocca, comme on l'appelle dans le pays, le Riu Flumineddu coule de nouveau sur un sol granitique durant quelques centaines de mètres, puis se jette dans le Cedrino. Au lieu de confluence, il existe entre les deux rivières une terrasse basaltique dont le soubassement est granitique; une petite église solitaire dédiée à N. S. dei Angeli, s'élève à son sommet (160 m). De cet endroit, remontons le Cedrino qui, en cette partie de son cours, s'est créé un passage encaissé entre les monts calcaires d'Oliena et l'escarpement haut d'une centaine de mètres, limitant les nappes basaltiques horizontales qui s'étendent au nord. Cet escarpement, dont la partie supérieure est basaltique et le soubassement granitique, fournit une coupe qui permet de suivre les ondulations du contact et d'observer de belles divisions columnaires du basalte, notamment au lieu mentionné par LAMARMORA sous le nom de Cologone (p. 650) où quelques sources jaillissent de fentes du calcaire, au contact du granite. Avant de s'introduire dans le passage encaissé que nous venons de considérer, le Cedrino traverse de l'ouest à l'est une vaste région granitique, mamelonnée et aride. Les basaltes devaient sans doute recouvrir une grande partie de cette région, avant que l'érosion n'eût entamé leurs nappes et n'eût façonné leurs escarpements caractéristiques, faciles à délimiter sur la carte.

Nous étant rendu compte de la configuration topographique et de la nature géologique des régions qui constituent la partie

sud-ouest de la carte jointe à ce travail, revenons à Dorgali afin d'en explorer les alentours et le versant oriental de la chaîne calcaire qui sépare ce village de la mer. A cet effet, quittons la grande route de Baunei à l'endroit où elle commence à reposer sur le granite, et prenons le chemin à chariots qui conduit à Cala Gonone, au travers du petit tunnel nommé Galleria, que l'on a percé dans les calcaires, sous le col qui sépare le Mte Ardia du Mte Tolui. Entre cette Galleria et le lieu de transition où l'on passe du granite au calcaire, on remarque un petit *dyke basaltique*, sensiblement vertical, qui traverse le sentier avec une direction sensiblement NNE—SSW, et qui est sans doute en relation avec les dykes recoupant le granite en contre bas, le long de la route de Baunei. Une belle perspective s'offre à la vue lorsqu'on débouche de la Galleria du côté de la mer, et permet de voir que les strates calcaires en cette partie de la chaîne montagneuse plongent assez régulièrement et fortement vers la mer, à l'ESE. Plus au nord, dans la direction du Mte Irveri, les strates paraissent plonger plus fortement encore sur le flanc de la montagne, en restant plus ou moins horizontales au sommet. En continuant le chemin que nous avons pris pour nous rendre à Cala Gonone nous verrons que les basaltes ont également fait leur apparition sur le versant oriental de la chaîne calcaire, et qu'ils se sont épanchés d'une terrasse adossée au Mte Irveri et nommée Codina Manna (414 m); cette dernière est encore à demi recouverte par la lave basaltique. Plus au sud de Cala Gonone, à Caletta di Fuili et à Cala di Luna, il existe également selon LAMARMORA (p. 665) deux épanchements basaltiques, que je n'ai pas visités, mais que je mentionne à titre documentaire et note schématiquement sur la carte ci-jointe.

De Cala Gonone, il est possible de gravir le flanc oriental de la chaîne calcaire par un sentier rocailleux qui aboutit à un col nommé Bocca d'Irghiriai situé entre les Monte Rosso et Irveri. A peine a-t-on franchit le col que l'on retombe sur le granite, constituant la base du versant occidental. Le granite constitue également toute une région située en dépression entre les Mte Rosso et Irveri et les nappes basaltiques qui se déploient à leur pied. Sans doute cette région était-elle autrefois recouverte elle-même par les basaltes. En sa partie centrale, nommée Littu, on rencontre une série de dykes leucocrates métallifères, qui ont fait l'objet d'un permis de recherche; ces dykes renferment des imprégnations de galène et de chalcosine altérée en malachite, qui

n'ont pas, d'après le rapide examen que j'en ai fait, de valeur industrielle.

LAMARMORA dit (p. 660) avec juste raison que la grande masse des laves de Dorgali est sortie des flancs du Monte Ardia et que leur émission a constitué le monticule basaltique adossé au flanc septentrional de la montagne calcaire. Ce monticule, sur les pentes duquel est construit le village de Dorgali, porte le nom de La Costa ou de Pirische (592 m). Les laves qui en sont issues, ont totalement enrobé un petit massif calcaire (M. Sospile, 577 m) qui s'élève à faible distance au nord, et dont les strates légèrement ondulées sont de même nature que celles des massifs calcaires voisins. Comme le note LAMARMORA l'effet produit par ce petit mont calcaire est très curieux; il semble surgir au milieu des basaltes tel un îlot de teinte claire. Il se termine à l'ouest par un éperon effilé, qui va à la rencontre d'un éperon analogue issu du Mte Coazza, et le rejoint peut-être sous les basaltes.

Au milieu des vastes nappes basaltiques qui s'étendent entre Dorgali et Orosei, s'élève une sommité en forme de cône surbaissé, qui, de même que le Mte Pirische, représente un des plus importants centres d'émission de la lave des basaltes. Plus exactement, ce cône est constitué par deux sommités accolées (M. Argiadores, 392 m., et Punta Conca de Janas, 384 m.) séparées par une légère échancrure et se raccordant par des pentes douces aux nappes environnantes.

Orosei est situé près de l'embouchure du Cedrino, dans la partie septentrionale d'une petite plaine quaternaire qui s'étend le long de la mer, au pied du Mte Tuttavista. C'est un village de 2000 habitants, dont la situation est malsaine et favorable à la malaria. Il est surmonté et séparé du Cedrino par une terrasse basaltique, dont le soubassement est constitué par les formations détritiques tertiaires que nous examinerons dans le chapitre troisième. Cette terrasse n'est d'ailleurs qu'un fragment isolé par l'érosion, des nappes sensiblement horizontales qui recouvrent un vaste espace au nord d'Orosei, en reposant sur un substratum granitique ou tertiaire. Le petit mamelon qui s'élève au milieu de celles-ci et que l'on nomme Mortale, a été longuement décrit par LAMARMORA (p. 653) auquel je renvoie le lecteur; selon cet auteur, ce mamelon représenterait une espèce de cratère en miniature et résulterait d'un phénomène explosif, ayant rompu la couverture basaltique préexistante, avant qu'un nouvel épanchement de

lave n'ait eu lieu à travers l'orifice ainsi produit; je me rallie pour ma part à cette hypothèse, qui me paraît fort plausible.

La route qui relie Orosei à Nuoro suit le pied septentrional du Mte Tuttavista en longeant sur une certaine distance le Cedrino dans le couloir qu'il s'est créé entre la nappe du Mortale et le massif calcaire, dont les flancs sont recouverts par des bancs de conglomérats nummulitiques constituant, selon l'expression de LAMARMORA, un fragment de ceinture à la base de la montagne. En débouchant de ce couloir, on arrive dans la grande plaine alluviale de Galtelli, au milieu de laquelle coule le Cedrino; mais à peine a-t-on dépassé le pont d'Onifai (en face duquel on peut se procurer de fort beaux échantillons de nummulites) que les formations nummulitiques font place aux *porphyres quartzifères* qui font l'objet de notre chapitre troisième. Ces porphyres constituent sur ce versant la base de la montagne et parviennent à une altitude de plusieurs centaines de mètres, formant ainsi une masse puissante qui supporte les calcaires mésozoïques et les formations nummulitiques; ils se poursuivent sur la gauche de la route jusqu'aux abords de Galtelli, endroit où ils passent aux schistes cristallins sur lesquels repose ce misérable village. Toute la contrée qui s'étend au sud de Galtelli est schisteuse, de même que celle qui est comprise entre la route et les basaltes jusqu'à la région Tomeasin; les pentes schisteuses établissent la transition entre les escarpements basaltiques ou calcaires, et la plaine de Galtelli, sous les alluvions de laquelle ils disparaissent également. Lorsque, de Galtelli, on prend le chemin de Scala e Muru, on se rend compte de la nature essentiellement micacée de ces schistes et de leur orientation générale, qui reste le plus souvent comprise entre WNW—ESE et NW—SE.

Me référant à la carte de LAMARMORA, j'ai suivi le cours du Cedrino le long du vallon encaissé qui débouche dans la plaine de Galtelli, afin d'étudier les schistes cristallins qui y sont notés, et de rechercher leurs contacts granitiques; ce fut en vain, car les schistes y sont inexistants et le substratum des basaltes est granitique tout le long du défilé. Du M. il Castello, couronné par un petit chapeau basaltique, on a une belle vue en enfilade sur ce dernier; on y distingue nettement une série de terrasses superposées et emboîtées. Sur la rive gauche du fleuve, à quelque distance en amont de la petite usine électromotrice installée en ces lieux, il faut signaler une curieuse formation alluviale, constituée

par des bancs assez fortement inclinés de galets basaltiques roulés et réunis par un ciment kaolinique jaunâtre et pulvérulent.

Lorsque, de la Cantoniera Paludi, on se dirige au nord, dans la direction du Monte Crastacane, on quitte bientôt les basaltes pour retomber sur le granite fracturé qui constitue leur substratum. De ce lieu de transition, qui est évidemment marqué par un escarpement, rejoignons le sentier conduisant à la ferme du syndic de Dorgali, dans le Val sos Alinos. Au pied sud-est du Mte Crastacane, le granite fait place à des schistes micacés et chloriteux, orientés NW—SE et injectés de nombreuses et minces veines quartzueuses, généralement parallèles à la schistosité, mais la recoupant aussi. Le contact du granite et des schistes n'est malheureusement pas visible aux abords du sentier, mais entre ces formations, apparaît cependant la roche microgranitique que nous décrirons dans le chapitre suivant. Puis, avant que reprenne le granite fortement fracturé qui occupe le Val sos Alinos, les schistes passent à un banc de calcaire cristallin, abondamment injecté de granulite rose (n° 209). De cet endroit, gravissons le flanc occidental du Monte Gremedaris, au sommet duquel réapparaissent les schistes cristallins, essentiellement micacés et chloriteux. En ce lieu, ces schistes sont orientés NW—SE ou plutôt WNW—ESE, avec des plongements variables. Ils se poursuivent à l'est et au nord jusque dans les régions Tammaricheddu et Monticheddu, en formant la base du petit Monte Gerghe, recouvert par un chapeau basaltique. Ils constituent également la partie sud-est du soubassement de la curieuse terrasse du Gollei Lupu, qui pour le restant est entièrement granitique (voir profil 2 de la carte ci-jointe). Cette dernière est intéressante non seulement par son aspect singulier, mais par l'idée qu'elle donne de l'ancienne extension des nappes volcaniques.

Les régions que l'on parcourt en se rendant d'Orosei à Siniscola, sont fort monotones. La grande route qui unit ces deux localités, traverse dans leur plus grande extension les nappes basaltiques quasi-horizontales qui s'étendent au nord d'Orosei, puis, plus au nord encore, elle repose sur le granite intensément fracturé, qui forme tout le groupe montagneux du Cap Comino. Les seuls faits dignes de remarque durant ce trajet, sont de curieux *filonnets basaltiques* qui, dans le talus de la route, près du Riu Minda, recoupent les strates également basaltiques. Ces filonnets sont plus ou moins verticaux et atteignent tout au plus quelques décimètres d'épaisseur; nous examinerons plus loin le basalte qui les constitue. Ils résultent sans doute du fait que les nappes basaltiques à peine

consolidées, se sont rompues pour donner passage au magma sous-jacent, qui s'est infiltré dans ces fissures; à moins que ce ne soient de simples fissures de retrait injectées par une coulée postérieure.

Aux monts granitiques du Cap Comino, succèdent les schistes paléozoïques qui, selon LAMARMORA, occupent toute la région de Siniscola et forment le soubassement des monts calcaires de Lula, dont la blancheur éclatante les fait distinguer de fort loin. Près du contact granitique (borne kilométrique 54) qui est malheureusement masqué par des dépôts détritiques, ces formations cristallophylliennes sont orientées E—W et sont essentiellement constituées par des micaschistes chloriteux.

Description des unités géologiques et de leurs roches.

I. Le socle ancien.

Le grand massif paléozoïque sarde est encore peu connu dans son ensemble. A part les résultats qui se dégagent des recherches dirigées par M. Novarese dans l'Iglesiente, les opinions émises au sujet de ce massif ne sortent guère du domaine de l'hypothèse ou demeurent bien imprécises.

A. Schistes cristallins.

A propos des formations paléozoïques de Sardaigne, LAMARMORA note une prédominance des directions NW—SE et NE—SW, insistant sur la perpendicularité de ces directions (t. II, p. 5). La première caractériserait les formations siluriennes proprement dites, tandis que la seconde appartiendrait aux schistes cristallins, qui, selon l'auteur, dérivent des précédents par métamorphisme subséquent; cela implique évidemment l'antériorité du sens NW—SE. On note aussi chez cet auteur l'idée d'une corrélation entre la mise en place du granite et la transformation des terrains siluriens en schistes cristallins; selon ses observations, ces derniers sont toujours plus abondants dans les régions où la masse granitique est plus considérable (t. II, p. 13).

Qu'il nous suffise pour l'instant de considérer comme paléozoïques et probablement siluriens, les schistes qui s'étendent dans la région de Galtelli et sont en corrélation avec ceux de Lula, Siniscola, etc. Il est d'ailleurs peu probable que la découverte de restes organiques apporte ici des précisions, la haute cristallinité de ces schistes paraissant assez constante. Je pense, jusqu'à plus ample étude, que leur cristallinité résulte d'un

métamorphisme régional, et qu'elle est antérieure à la mise en place du granite, dont l'action sur ces schistes semble avoir été restreinte et limitée au contact immédiat de la roche éruptive.

Sans revenir sur l'extension et l'orientation générale de ces formations paléozoïques, suffisamment exposées dans le chapitre précédent et sur la carte ci-jointe, passons à l'étude de quelques types de ces roches cristallophylliennes, qui, comme on le verra, sont essentiellement constituées par des schistes quartziteux à mica blanc et chlorite, généralement sans feldspaths.

No. 206 — Au sud-est du Mte Crastacane, près du contact granitique — Schiste grisâtre et compact, paraissant séricitique à l'oeil nu.

SM.⁶⁾ on observe une série de zones parallèles, alternativement micacées et quartzieuses. Les grains qui forment ces dernières, sont engrenés les uns dans les autres et montrent des extinctions fortement onduleuses; parmi eux on rencontre de la magnétite et de petites lamelles froissées de muscovite et d'une chlorite vert-pâle, presque monoréfringente. Les autres zones sont essentiellement constituées par ces deux derniers éléments. La roche est en somme un *schiste quartziteux chlorito-micacé*.

No. 209 — Calcaire cristallin injecté de granulite. Le calcaire est blanc, d'un bel aspect saccharoïde; la roche intrusive est rose, tachetée de chlorite verte.

SM. les deux roches sont présentes dans la coupe mince. Dans la mosaïque des grains de calcite, sont intercalées quelques sections quartzieuses. Les éléments de la granulite sont: *le quartz, l'orthose, l'oligoclase, la muscovite, la chlorite* et *le zircon* en très petits prismes. La *chlorite*, qui résulte sans doute de l'épigénie de la biotite, est uniaxe, négative, et renferme de nombreuses et belles auréoles polychroïques entourant de minuscules inclusions d'*apatite*. Le contact des deux roches est tout-à-fait franc et, fait remarquable, aucun minéral de métamorphisme ne s'observe dans le calcaire ni dans la roche intrusive.

No. 224 — Flanc sud-est du Monte Gremedaris - Schiste feuilleté, paraissant riche en mica blanc.

SM. cette roche est semblable au no 209 et présente également une belle structure parallèle, avec des zones alternativement quartzieuses et micacées. Les dernières sont cependant plus développées et contiennent en plus grande abondance des lamelles froissées de *muscovite* et *chlorite*. Dans les masses *quartzieuses*,

⁶⁾ Cette abréviation signifie sous le microscope.

les grains sont sensiblement uniformes, mais il existe des lentilles et des rubans formés d'individus plus gros et diversement orientés, dont les extinctions sont fortement onduleuses. Les zones où la muscovite domine sont abondamment imprégnées d'une matière opaque, disposée en petits grains ou en taches.

No. 202 — Parmi les schistes NW—SE de la carrière pratiquée au bord de la route, près du Ponte Bartara. — Roche feuilletée, grisâtre, paraissant riche en chlorite.

SM. apparaît un schiste *quartzito-chloriteux*, faiblement chargé de *muscovite*, de *plagioclase acide* et de *magnétite*. Une belle structure parallèle associe ces éléments, disposés comme précédemment en zones. Quelques auréoles polychroïques se sont développées autour des inclusions de *zircon* contenues dans la *chlorite*.

No. 230 — *Amphibolite* intercalée dans les micaschistes chloriteux NW—SE de la Cava Baratarà. C'est une roche verte et finement grenue, montrant une schistosité assez vague.

SM. on observe une association diffuse de *hornblende verte*, d'*épidote*, de *leucoxène* et d'un *plagioclase acide*, non maclé. L'élément prédominant est l'*amphibole*, dont les caractères sont: extinction sur $g_1 = 16^\circ$; $2V = -80^\circ$; $ng - np = 0,022$; polychroïsme: $ng = \text{verdâtre}$, $nm = \text{jaune-verdâtre}$, $np = \text{jaune pâle}$.

C'est aux cristaux fibreux de cette amphibole que la roche doit son allure schisteuse. Les grains informes et jaunâtres d'*épidote* sont nombreux et révèlent les propriétés ordinaires du minéral. Le *leucoxène* est extrêmement abondant et forme des plages grisâtres, peu translucides, dont quelques unes montrent un angle axial faible et positif. Les *plagioclases*, très rarement maclés, sont voisins de l'albite; ils sont bien conservés et renferment souvent en inclusions de fines aiguilles d'amphibole. On observe enfin quelques lamelles verdâtres d'une *chlorite* presque monoréfringente.

No. 218 — Scala à Muru. — *Micaschiste* blanc, finement feuilleté, montrant une certaine altération ferrugineuse.

SM. le *quartz* et la *muscovite* forment les éléments essentiels et sont associés en structure parallèle. En certaines zones, c'est le quartz qui domine, en d'autres, c'est l'élément micacé, mais il est rare que celles-ci soient tout à fait dépourvues de grains quartzeux. Des produits ferrugineux sont abondamment répandus dans la roche, soit en grains presque opaques, répartis sans ordre dans la masse, soit en trainées limonitiques, disposées parallèlement à la schistosité. On observe enfin quelques paillettes de *biotite*

fortement polychroïques, et de petites sections de *tourmaline* jaunâtre.

No. 215 — Provenance voisine du précédent. — *Schiste muscovitique*, avec lentilles de *quartz* blanc.

SM. la roche présente au plus haut degré la disposition d'un micaschiste glandulaire. Les glandules alignées parallèlement à la schistosité, sont formées de gros individus quartzeux engrenés les uns dans les autres et dont l'extinction est onduleuse. Elles sont englobées dans une masse constituée par des rubans de muscovite en fines paillettes froissées, auxquelles sont mêlés des grains de *quartz*, de *magnétite* et des lamelles de *mica brun*, passant latéralement à des produits *limonitiques*. Quelques sections de *sphène* sont également disséminées dans ces zones muscovitiques.

B. Granites.

LAMARMORA considérait les *granites sardes* comme devant être tous rapportés au même âge géologique, post-silurien (t. I, p. 439). Précisant davantage, il tenait leur apparition pour la cause de l'interruption des dépôts carbonifères (t. II, p. 15). Quant aux autres hypothèses que l'origine des massifs granitiques sardes a suggérées aux divers auteurs qui s'en sont occupés, on les trouvera résumées et critiquées dans le dernier chapitre du mémoire de RIVA qui se rallie lui-même à l'opinion de LAMARMORA et pense que la mise en place des granites fut simultanée dans les diverses parties de la Sardaigne (p. 104). Sans oser pour ma part me faire une opinion aussi générale sur ce dernier point, je me borne à remarquer que celle des auteurs précités est tout à fait hypothétique et dépourvue d'arguments tangibles. Je note en outre que l'on rencontre en Sardaigne des phénomènes de métamorphisme très dissemblables, tels ceux que j'ai eu l'occasion d'observer au Cap Figari et dans la région de Galtelli. Au Cap Figari en effet, ces phénomènes rappellent trait pour trait ceux que DUPARC et MRAZEC ont décrits et interprétés dans leur remarquable ouvrage sur le Mont-Blanc,⁷⁾ tandis que dans la seconde région, la mise en place du granite ne paraît au contraire avoir exercé qu'une influence restreinte sur les schistes paléozoïques (faciès périphérique microgranitique) et avoir peu ajouté à leur cristallinité.

Les granites qui, comme le dit LAMARMORA^A (p. 430) affleurent sur une grande échelle dans la province de Nuoro, se distinguent par des fractures multiples et enchevêtrées, dont les orientations

⁷⁾ Duparc et Mrazec — Recherches géologiques et pétrographiques sur le Mont-Blanc. Mém. Soc. Phys. de Genève, 1898.

présentent en général peu de régularité. En quelques points cependant, on observe une prédominance plus ou moins marquée des directions qui correspondent dans une certaine mesure aux sens NS, NE—SW et NW—SE de LAMARMORA suivant lesquels se seraient produit les mouvements qui ont déformé le sol sarde. En particulier au sommet du Mte Ortobene, à l'endroit où s'érige la statue du Redentore, le granite affecte très nettement une stratification unique nord-sud. Près du pont sur lequel la route Dorgali-Nuoro traverse le Cedrino, on observe plusieurs directions de fractures, parmi lesquelles le sens NNE—SSW semble le mieux marqué. La même direction semble prédominer dans les fractures du granite qui est à la base du Mte Tolui. Près des contacts schisteux de la région Tomeasin et au sud du Mte Crastacane, sous les escarpements basaltiques, le granite est en quelque sorte haché par des fractures dont l'orientation est NW—SE ou WNW—ESE, c'est à dire sensiblement parallèle à la stratification générale des schistes en cette région et à leur ligne présumée de contact. Je m'explique ce fait intéressant en invoquant une certaine plasticité des masses schisteuses intercalées dans les masses granitiques, lors des mouvements tectoniques qui les ont disloquées.

Les caractères minéralogiques des granites sardes, et en particulier de certains types des alentours de Nuoro, ont été étudiés par RIVA dans le mémoire précité, auquel je renvoie le lecteur. Sans revenir sur les caractères de ces roches, je me bornerai à en décrire deux ou trois spécimens.

No. 197 — *Granite* grisâtre, sur lequel est construit le village d'Onifai.

SM. ce granite paraît fortement dynamométamorphisé; les plages *quartzeuses* présentent des extinctions fortement onduleuses et sont réduites par endroits en agrégats de très petits grains. Les *feldspaths* ont entièrement transformés en amas *kaoliniques*, chargés de *damourite* en petites paillettes. La *biotite* est remplacée par du *clinocllore*, dont les propriétés sont: 2V très petit et positif, $ng - np = 0,007$; polychroïsme: ng = jaune pâle, np = verdâtre. L'*apatite*, le *zircon*, la *magnétite* et l'*épidote* existent soit en inclusions dans le *clinocllore*, soit à l'état libre dans la masse kaolinique. Des auréoles polychroïques s'observent autour des inclusions de zircon et d'apatite.

No. 184 — au sud du Mte Crastacane, sous l'escarpement basaltique. — *Granite* à feldspath rose montrant des paillettes de muscovite et chlorite; les fissures sont imprégnées de calcite.

SM. la structure est granitique, avec tendance granulitique, et témoigne d'un certain dynamométamorphisme. Les grains *quartzeux* sont en effet plus ou moins idiomorphes et présentent des extinctions onduleuses. Les *feldspaths* se partagent entre l'*orthose* maclée selon Karlsbad, et un plagioclase du type *oligoclase*, maclé polysynthétiquement; la kaolinisation du plagioclase est moindre que celle de l'*orthose*. En proportions à peu près égales, on observe des lamelles de *muscovite* et de *chlorite*, souvent unies par des accroissements parallèles; cette dernière est uniaxe négative, polarise dans les teintes lilas et offre le polychroïsme vert d'herbe-incolore. De belles auréoles polychroïques se sont développées autour des inclusions d'apatite qu'elle renferme.

Au pied sud du Mte Crastacane, dans un espace dénudé du terrain, on rencontre entre le granite et les schistes une roche qui correspond sans doute au faciès périphérique du massif granitique. Cette roche est classée sous le no. 186; c'est un *microgranite* montrant à l'oeil nu des phénocristaux de quartz, feldspaths et biotite, réunis par une pâte grisâtre.

SM. les éléments de première consolidation sont de grands cristaux plus ou moins corrodés de *quartz*, d'*orthose* et d'*oligoclase*, et des lamelles partiellement chloritisées de *biotite* uniaxe, dans lesquelles se sont développées quelques auréoles polychroïques. Ces éléments sont englobés dans une pâte microgranitique, formée de mica brun chloritisé, d'*orthose* kaolinisée et de quartz allotriomorphe. Notons enfin que les déformations subies par la roche lui ont donné une structure quelque peu cataclastique, accentuée par les extinctions fortement onduleuses du quartz de première consolidation.

Dans le granite des alentours de Nuoro, et en particulier près du cimetière de ce village, on observe de nombreuses petites *enclaves mélanocrates*, dont l'aspect est en général celui d'un agrégat très fin de feldspaths et d'éléments micacés ou amphiboliques, prédominants. J'ai étudié l'une d'elle en coupe mince (no. 133).

SM. on observe une association finement cristalline de *biotite*, *plagioclase* et *hornblende*, à laquelle sont adjointes quelques lamelles de *muscovite*, des grains guillochés de *sphène* et de petits prismes d'*apatite*. Le plagioclase se rattache au type andésine; les caractères de l'amphibole sont les suivants: extinction sur $g_1 = 15^\circ$; 2V faible et négatif; $ng - np = 0,025$; polychroïsme: $ng = \text{vert}$

foncé, nm = vert foncé jaunâtre, np = jaune pâle, hémitropies multiples sur $h_1 = 100$.

Cette amphibole a cristallisé après les feldspaths et la biotite; elle forme de petits cristaux à contours plus ou moins déchiquetés, ou au contraire de grandes plages poecilitiques, qui contiennent en inclusions des lamelles de biotite et des microlites plagioclasiques du même type que précédemment.

Ces sections jettent une certaine clarté sur la genèse des enclaves en question et montrent qu'il ne faut pas les considérer comme de simples ségrégations basiques, la hornblende représentant sans aucun doute le dernier terme de consolidation. Il me semble au contraire peu douteux que ces enclaves résultent de la résorption incomplète, avec métamorphisme subséquent, de fragments étrangers au magma granitique, probablement détachés de la couverture schisteuse lors de la mise en place de ce dernier.

C. Roches filoniennes.

Je groupe ici une série de roches qui recoupent en filons le granite et les schistes paléozoïques. Ce sont soit des aplites et des microgranulites, soit des diabases et des porphyrites.

Parmi les nombreuses roches filoniennes leucocrates qui traversent en tous sens le granite du Mte Ortobene, j'ai recueilli un beau specimen d'*aplite* jaunâtre, riche en mica noir (no. 141).

SM. c'est une aplice typique, formée par une association panidiomorphe grenue de *biotite*, *quartz* et *feldspaths* (Biotitaplit). La biotite est rigoureusement uniaxe. Quelques lamelles sont développées porphyriquement; d'autres sont épigénisées en chlorite; les rares inclusions qui s'y logent, sont de la *magnétite* et de l'*apatite*. Le *microcline* et un *plagioclase* constituent la majeure partie des feldspaths, l'*orthose* étant rare. Les angles d'extinctions sur quelques sections sensiblement perpendiculaires à pg_1 rattachent le plagioclase au type *oligoclase*. Le *quartz* forme des grains idiomorphes dont les extinctions sont roulantes. Non seulement l'*apatite* existe en inclusions dans la biotite, mais elle forme aussi de jolis prismes terminés cristallographiquement et disséminés dans la masse des grains uniformes. L'altération a produit un peu de *kaolin* dans les feldspaths et, par-ci par-là, quelques grains d'*épidote* incolore.

Près du pont sur lequel la route Nuoro-Dorgali franchit le Cedrino on observe quelques filons d'*aplite* rose, à grain fin

(no. 149). Leur orientation est sensiblement NW—SE, tandis que le granite encaissant présente plusieurs directions de fractures, parmi lesquelles le sens NNE—SSW semble prédominant.

SM. apparaît une aplite à microcline, en excellent état de conservation. Une structure panidiomorphe grenue associe la *microcline* à des *plagioclases*, du *quartz* et des lamelles déchiquetées de *muscovite* plutôt rares; aucun élément coloré n'est visible sur la préparation. Le *microcline* est extrêmement abondant; l'une des sections montre une structure quasi-porphyrique avec des filonnets perthitiques d'albite. Les *plagioclases* appartiennent à l'*albite* (angles d'extinctions sur les sections normales à pg_1 : —13°, —12°, —14°, —11°); ils présentent de belles macles polysynthétiques sur g_1 avec des lamelles transversales parallèles à p. Le *quartz* n'est pas déformé; ses extinctions sont normales; il forme généralement des grains idiomorphes ou quelques plages allotriomorphes.

Dans le granite qui est à la base occidentale du Mte Tolui, en face du Mte S. Elena, j'ai recueilli une *aplite* filonienne, blanche, paraissant très muscovitique (no. 146).

SM. le feldspath dominant de cette aplite est l'*orthose*, rarement maclée selon Karlsbad. Tandis que l'*orthose* est quelque peu kaolinisée, les *plagioclases* ne le sont pas; ils se rattachent à l'*albite*, leurs angles d'extinctions sur les sections normales à pg_1 variant de —15° à —10°. Le *quartz* est idiomorphe avec extinctions roulantes. Les grandes lamelles de *muscovite* révèlent les propriétés ordinaires du minéral. Moins abondantes que le mica blanc et souvent unies en accroissements parallèles, se trouvent de petites sections de *biotite* et *chlorite*, toutes deux uniaxes et négatives, avec quelques auréoles polychroïques.

Le no. 157 est une *microgranulite*, en filon E—W dans le granite du Val Cedrino, entre l'usine électrique et le débouché du vallon; c'est une roche rougeâtre riche en quartz de première consolidation et en grosses lamelles chloriteuses.

SM. les phénocristaux de *quartz* sont bipyramidés et contiennent en inclusion de minuscules lamelles de *biotite* plus ou moins altérée en *chlorite*. Les *feldspaths*, saturés de séricite et kaolin, ne sont plus déterminables. La *chlorite* constitue de grandes sections lamellaires; de l'*épidote* et des grains ferrugineux sont inclus dans ces sections qui montrent également de nombreuses et belles auréoles polychroïques. La pâte est microgranitique,

formée essentiellement de petits grains de *feldspaths* entièrement kaolinisés et moulés par le *quartz*.

Dans les schistes NW—SE de la Cava Bartara, on observe un dyke de *microgranulite* qui apparaît en tronçons faillés et rejetés, sensiblement horizontaux. La roche (no. 161) est très dure; dans une pâte grise, sont inclus des phénocristaux de quartz, de feldspath blanc, et quelques cubes de pyrite.

SM. la première consolidation est constituée par le *quartz*, l'*orthose* et l'*albite*. Les gros cristaux bipyramidés de *quartz* sont plus ou moins corrodés et sont en général entourés d'une auréole de quartz spongieux, qui ne passe nulle part à la micropegmatite. Aucune corrosion magmatique n'atteint les phénocristaux de plagioclase et d'orthose, qui montrent au contraire de beaux contours cristallographiques. L'*orthose*, légèrement kaolinisée, est maclée selon Karlsbad; le *plagioclase* est moins abondant et aussi moins kaolinisé, il montre de belles macles polysynthétiques sur p et g_1 . De petits cristaux idiomorphes et maclés de plagioclase sont inclus dans l'orthose, et réciproquement; ces inclusions sont orientées cristallographiquement par rapport au feldspath enveloppant, en ce sens que le clivage $p = 001$ de l'un concorde sensiblement avec le même clivage de l'autre. La pâte possède une structure microgranulitique; elle est formée d'une association de quartz et d'orthose, dans laquelle on observe de petites lamelles de *mica blanc* et de *biotite* chloritisée.

Les schistes de la Cava Bartara sont également recoupés par un *dyke diabasique*, tordu et fracturé parallèlement aux épontes, orienté NNE—SSW et plongeant à peu près verticalement. La roche (no. 162) en elle-même est verte, grenue, mais elle est recouverte d'une croûte d'altération brunâtre, pouvant atteindre un cm.

SM. en certains endroits, il existe encore des associations ophitiques de *feldspaths*, et d'*augite*; mais dans le reste de la coupe, les microlites feldspathiques sont réunis par une sorte de ciment verdâtre qui est évidemment un produit de décomposition du minéral ferromagnésien. La *magnétite* est abondante, soit en grains mêlés aux autres éléments, soit en inclusions octaédriques dans l'*augite*. La teinte violacée de cette dernière montre qu'elle est titanifère; les sections n'ont pas de contours cristallographiques bien nets, mais possèdent un allongement et des clivages prismatiques; l'extinction sur g_1 se fait à 43° ; $2V$ est très faible et positif; le polychroïsme est: $ng =$ jaune-violacé, $nm =$ violacé-jaunâtre, $np =$ violacé-grisâtre, $ng - np = 0,026$.

Les microlites feldspathiques sont allongés suivant pg_1 ou simplement aplatis sur g_1 ; leur basicité et leurs types de macles sont donnés par les déterminations suivantes⁸⁾:

éléments cristallographiques	ng	nm	np	Type de macle	% en anorthite
Pôle du plan de macle $P_{1-2} = 010$	39°	57°	64°	} albite	70 % An
Pôle de l'axe de macle $A_{1-2} = 010$	38°	59°	64°		
Pôle du plan de macle $P_{1-2-3} = A_{2-3} = 010$	39°	66°	62°	} albite complexe A—K.	75 % An
Pôle de l'axe de macle $A_{1-2} = \frac{\perp [001]}{010}$	73°	25°	72°		
Pôle du clivage dans 3, $C_3 = 001$	52°	65°	50°		
Pôle de l'axe de macle $A_{1-2} = [001]$	57°	79°	35°	} Karlsbad	70 % An
Pôle du plan de macle $P_{1-2} = 010$	41°	58°	68°		
Pôle du clivage dans 1, $C_1 = 001$	46°	63°	57°		

Quelques sections de plagioclase sont curieusement imprégnées de *calcite*. Ce minéral constitue de fines lamelles intercalées entre deux individus maclés du plagioclase, et se trouve vis-à-vis de ceux-ci dans la situation qu'occuperait une lamelle hémitrope intermédiaire. Cette réalisation parfaitement régulière d'une imprégnation par la calcite est évidemment due à une action cataclastique préalable, qui a fracturé les microlites suivant leur plan g_1 . Le ciment verdâtre, imbibé lui-même de calcite, qui englobe les microlites feldspathiques ou imprègne les espaces ophitiques, ne peut se résoudre qu'au fort grossissement; il est constitué par des amas fibro-lamellaires de chlorite et d'amphibole verte, qui résultent sans doute de l'altération du pyroxène.

Les *diabases* du Nuorese ont déjà été étudiées par RIVA (op. cit., p. 58). Je note cependant les caractères essentiels de deux spécimens que j'ai recueillis dans le voisinage immédiat de Nuoro, et qui correspondent tout à fait aux types que décrit cet auteur. Ces roches sont d'ailleurs étroitement liées au No. 162, que nous venons d'examiner.

No. 138 — Roche vert-foncé finement grenue, d'une dureté extrême.

⁸⁾ Vu l'incertitude qui existe encore au sujet des courbes relatives aux méthodes de Fedorof, j'indique par ces tableaux à double entrée les angles liant les éléments optiques aux éléments cristallographiques relevés; pour l'interprétation des résultats, j'ai combiné l'emploi des courbes de Nikitin et celles de MM. Duparc et Reinhard.

SM. on observe de belles associations ophitiques d'une augite violacée analogue à celle du no. 162, et de *labrador*:

	ng	nm	np		
$P_{1-2} = 010$	31°	67°	68°	} Karlsbad	60—65 % An
$A_{1-2} = [001]$	63°	76°	33°		
$P_{1-2} = 010$	27°	68°	74°	} complexe A-K.	55 % An; $2V_1 = +78^\circ$
$A_{1-2} = \frac{\perp [001]}{010}$	79°	39°	54°		
$C_1 = 001$	60°	40°	65°		

D'autres plages montrent une ouralitisée avancée du *pyroxène*; celui-ci est en certains endroits entièrement enveloppé par l'*amphibole*, qui forme soit des agrégats de très fines aiguilles, soit des cristaux allongés prismatiquement dont les propriétés sont: extinction sur $g_1 = 15^\circ$, $ng - np = 0,020$, $2V =$ grand et négatif, polychroïsme: $ng =$ verdâtre, $nm =$ jaune-verdâtre, $np =$ jaune très pâle.

No. 139 — Macroscopiquement analogue au précédent.

SM. l'ouralitisée est ici complète. Toute trace de pyroxène et de structure ophitique a disparu; la masse est formée de plages d'*amphibole verte* qui réunissent des grains ferrugineux et des *plagioclases* d'habitus microlitique, fortement *kaolinisés*.

Des *diabases* paraissant à l'oeil nu tout à fait analogues aux précédentes, s'observent en filons dans le granite des alentours d'Onifai, notamment le long de la route qui relie ce village à celui d'Irgoli; ces filons sont en général dirigés N—S.

Le no. 198 est une roche d'aspect diabasique et de couleur jaune-verdâtre, que j'ai prélevée près de la Cantoniera Berchidda, dans le matériel utilisé pour l'empierrement de la route; elle se trouve sans doute en filon dans le granite des alentours.

L'examen microscopique permet de croire que cette roche se rattachait originellement aux précédentes, mais l'altération est poussée si loin que sa nature en est entièrement changée. Il n'existe plus trace d'augite; les microlites labradoriques sont saturés de *kaolin* et rendus de ce fait difficilement déterminables; ils sont cimentés par une masse verdâtre, qui, au fort grossissement, se résout en d'innombrables lamelles de *chlorite*. Dans cette masse chloriteuse, on observe quelques grains informes d'épidote et des amas squelettiformes de magnétite secondaire, dont quelques uns constituent des grilles qui semblent correspondre aux anciens clivages d'un minéral ferro-magnésien.

La roche 171 provient d'un *dyke* qui, dans la région Partale, recoupe le granite avec une direction N—S; elle est très intéres-

sante et se distingue soit par la diversité de ses minéraux, soit par leurs formes d'altération curieuses. A l'oeil nu, on distingue de longs prismes noirs d'amphibole et des phénocristaux de feldspath, distribués dans une masse gris-verdâtre.

SM. un premier stade de consolidation est représenté par des grains octaédriques de *magnétite* et par des phénocristaux de *hornblende brune*, de *pyroxène rhombique*, d'*augite* et de *plagioclase*. La *hornblende* est un élément prédominant, qui forme de beaux cristaux clivés et limités par des faces de la zone prismatique, mais non terminés. Les macles sur $h_1 = 100$ sont nombreuses; entre deux individus maclés, on trouve souvent un troisième individu élémentaire qui est généralement réduit à une fine lamelle. Cette *hornblende* est définie par les propriétés suivantes: extinction sur $g_1 = 17^\circ$; $2V = -80^\circ$; $ng - np = 0,025$; $ng =$ brun-foncé, $nm =$ brun, $np =$ brun-pâle.

Du *Papatite* en grains arrondis est incluse dans cette amphibole, et plus spécialement dans les grandes sections. Les inclusions de *magnétite* sont plus rares.

En proportions et dimensions à peu près égales à celles de la *hornblende*, on observe des prismes d'un *pyroxène rhombique*, caractérisé par: ng parallèle aux clivages (110); relief sensiblement égal à celui de l'amphibole; $2V = -70^\circ$; $ng - np = 0,015$; polychroïsme: $ng =$ verdâtre, $nm =$ jaune-verdâtre, $np =$ jaune-pâle.

Ces caractères, sans correspondre exactement à ceux de l'hypersthène, permettent dans une certaine mesure de lui assimiler ce pyroxène.

L'*augite* est rare et présente les propriétés ordinaires du minéral (extinction sur $g^1 = 40^\circ$).

Les phénocristaux de *plagioclase*, dont quelques-uns sont largement développés, souffrent d'une kaolinisation avancée; deux sections cependant ont pu être déterminées:

	ng	nm	np		% An
$P_{1-2-3-4} = A_{2-3} = 001$	44°	63°	59°	Albite	85 %
$A_{1-3} = [001]$	53°	87°	37°	Karlsbad	id.
$A_{3-4} = \frac{\perp [001]}{010}$	69°	26°	71°	complexe A-K.	id.
$P_{1-2-3} = 010$	47°	59°	58°	Albite	85 %
$A_{1-2} = [001]$	54°	87°	37°	Karlsbad	id.
$A_{2-3} = \frac{\perp [001]}{010}$	64°	32°	74°	complexe A-K.	id.
$C_1 = 001$	42°	71°	55°		id. $2V_2 = -82^\circ$

Les éléments feldspathiques et ferro-magnésiens, se retrouvent dans la pâte à l'état de très petits individus, et la constituent en majeure partie. Celle-ci est fortement imprégnée de quartz secondaire, mais sa structure originelle apparaît dans certaines plages moins altérées; elle devait être holocristalline, microgrenue.

L'altération des minéraux ferro-magnésiens a donné naissance à de la chlorite, caractérisée par: 2V très faible et négatif, np normal au clivage basal, polychroïsme: ng = nm = vert-glauque, np = incolore.

Cette chlorite forme avec la pyroxène rhombique de belles associations parallèles, l'un constituant des plages dans l'autre. La réfringence, le polychroïsme et l'orientation des clivages du minéral primordial et du minéral secondaire étant peu différents l'un de l'autre, on les distingue à peine sans le nicol analyseur.

De l'épidote en grains informes est abondamment répandue dans la coupe; elle est caractérisée comme suit: extinction sur g_1 rapportée à ng = 53°, 2V moyen et négatif, ng — np = 0,040, polychroïsme: ng = jaunâtre, nm = très légèrement jaunâtre, np = incolore.

Quelques sections sont maclées sur $h^1 \equiv 100$.

En somme, cette roche peut se diagnostiquer: *Microdiorite filonienne à hornblende et pyroxènes*, fortement altérée.

Dans la région Chindanu, j'ai rencontré un dyke NE—SW, qui, comme le granite encaissant, présente de multiples traces de fractures; la roche qui le constitue est aphanitique, homogène et compacte, de couleur vert-foncé (no. 190).

SM. apparaît une roche altérée qui devait être une *porphyrite à hornblende*. Des prismes d'amphibole brune et des phénocristaux de feldspath indéterminable sont disposés dans une masse kaolinique, qui contient en outre de nombreux microlites plagioclasiques filiformes, des pigments ferrugineux et des grains d'épidote. La hornblende est le seul élément inaltéré; elle forme de longs prismes très effilés et présente quelques macles sur $h^1 \equiv 100$; ses caractères sont: extinction sur $g_1 = 18^\circ$; 2V très grand et négatif; ng — np = 0,025; polychroïsme: ng = nm = brun, np = incolore.

Pour terminer l'énumération des roches que j'ai eu l'occasion d'observer en filons dans le granite, il me reste à faire mention des *filons de quartz blanc*, orientés WNW—ESE, que l'on rencontre près du cimetière d'Onifai. Je note également la présence d'un filon quartzeux extrêmement puissant, qui recoupe sur une

très longue distance le granite des monts d'Isalle, avec une direction E—W.

D. Les porphyres quartzifères.

LAMARMORA avait déjà remarqué les porphyres que l'on rencontre à la base septentrionale du Mte de Galtelli, et dont j'ai indiqué dans le chapitre premier la situation géologique apparente. Sans s'expliquer clairement leur origine, il les mentionne dans sa description géologique de Sardaigne (page 450, tome I) et les signale à l'attention des pétrographes.⁹⁾

L'auteur considère ces porphyres comme des roches intrusives post-crétacées. Mais, avant de commenter plus longuement cette opinion et d'en exprimer une autre, passons à l'examen microscopique de quelques types de ces porphyres:

No. 115. — Sous le Castello Pontes.

A l'oeil nu, on distingue des phénocristaux de *quartz*, *feldspaths* et *mica noir*, inclus en très grand nombre dans une masse brunâtre.

SM. apparaît un *quartzporphyre à structure vitrophyrique* (Fig. 1). Les éléments de première consolidation sont essentiellement constituées par les minéraux précités (auxquels est adjoint un peu de zircon) et sont englobés dans une pâte à structure manifestement fluidale et originellement vitreuse.

Les phénocristaux de *quartz*, qui peuvent atteindre 4 à 5 mm., sont fortement corrodés et ne présentent plus trace de contours cristallographiques; leurs extinctions sont onduleuses. L'état de kaolinisation des feldspaths rend leur détermination difficile. On reconnaît cependant qu'ils appartiennent à un *plagioclase acide* et, en quantité moindre, à l'*orthose*. Les plagioclases révèlent un angle axial voisin de 90°, plutôt négatif que positif, et une ré-

⁹⁾ Outre cela et selon M. Fossa (op. cit. index bibliographique) il existe quelques lignes de Lovisato indiquant certaines relations entre la dolomie et les porphyres du M. Tuttavista (rapporti tra la dolomia e lei porfidi) lignes contenues dans une ou deux publications intitulées: Brani sparsi di geologia sarda (Rend. R. Accad. Lincei VII, page 169, Rome 1891) et: Cenni geologici sulla Sardegna (p. 16, Cagliari 1886). On ne trouve rien de semblable dans la première de ces publications. La seconde, éditée à Cagliari, étant hors de ma portée, j'ai écrit au directeur de la bibliothèque universitaire de Cagliari pour le prier de me renseigner; mais sa réponse, fort aimable d'ailleurs, a été qu'il n'avait pu se mettre lui-même au courant. Etant dans l'impossibilité de connaître ces lignes, je m'en excuse auprès du lecteur, en pensant, d'après la forme de la citation, qu'elles ne doivent pas influencer sur les conclusions de ce chapitre.

fringence légèrement plus faible que le quartz; une seule section a pu être déterminée au microscope théodolite:

	ng	nm	np		
$P_{1-2} = II$	78°	13°	86°	} péricline	30 % An
$A_{1-2} = II \cdot 100$	12°	78°	89°		id.
clivages C_1 et $C_2 = 010$	13°	75°	88°		id.
angle $C_1 C_2 = 5^{\circ}$		$2 V_1 = 90^{\circ}$			

Remarquons que les clivages C_1 et C_2 des deux individus font entre eux un angle de 5° ; le plan de macle leur est sensiblement



Fig. 1.

Quartzporphyre vitrophyrique n° 115 -- Sous le Castello Pontes
(en lum. nat. gross. 10 diam.)

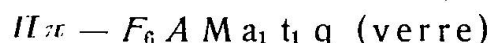
bissecteur et fait par conséquent un angle de 2° à 3° avec chacun d'eux. Cela correspond bien à l'angle que l'on suppose exister entre 001 et le plan de macle de la péricline pour une basicité de 35 % An., et, associé à l'angle $2V$ relevé, enlève toute hésitation dans l'interprétation des résultats, qui sans quoi auraient aussi bien pu signifier 0 % d'anorthite.

La *biotite* contient en abondance des inclusions de magnétite et d'apatite; mais, fait digne de remarque, on n'y observe pas la moindre auréole polychroïque, alors que celles-ci sont extrêmement fréquentes dans les roches à biotite et chlorite du socle ancien.

On observe dans la coupe un phénocrystal d'*amphibole* de grande dimension. Il est complètement altéré en un agrégat très fin de matière indéfinissable, mais il présente encore avec une netteté parfaite les clivages prismatiques et des contours 110, 100 et 010, qui ne sont atteints d'aucune corrosion. — Quelques rares et petits prismes de *zircon* sont associés à ces éléments intratelluriques.

La pâte, de couleur brune en lumière naturelle, a subi localement des phénomènes de dévitrification accusés. Par plages et plus spécialement autour des phénocristaux, on observe d'innombrables petits sphérolites à croix noire et à fibres négatives.

La formule qui, selon Michel-Lévy, définit cette roche est donc:



L'analyse du no. 115, de même que celles qui suivent, a été pratiquée par M. KOVALEFF, dans le laboratoire de chimie analytique de l'université de Genève:

Analyse brute		Rapports moléculaires	
		Osann	Loewinson-Lessing
Si O ₂	70,22	75,35	11689 RO ₂
Ti O ₂	0,35	0,28	
Zr O ₂	traces	—	
Al ₂ O ₃	17,31	10,93	1920 R ₂ O ₃
Fe ₂ O ₃	1,25	2,07	
Fe O	1,20		
Mn O	traces	—	1044 RO
Mg O	2,12	3,41	
Ca O	1,98	2,27	
Na ₂ O	4,35	4,51	880 R ₂ O
K ₂ O	1,72	1,18	
P. F.	0,85	—	
	101,35	100,00	—

Interprétation suivant Osann:

S = 75,63	
A = 11,38	a = 9,34
C = 4,54	c = 3,73
F = 8,45	f = 6,93
100,00	20,00
Coefficient d'acidité = 0,88.	

Interprétation suivant Loewinson-Lessing:

Formule magmatique = $6,088 \text{ RO}_2 : 1 \text{ R}_2\text{O}_3 : 1,002 \text{ R}'\text{O}$

Rapport $\text{R}_2\text{O} : \text{RO} = 0,843$.

Remarque: En supposant que le sodium et le calcium soient entièrement combinés à l'état de plagioclase (hypothèse qui implique évidemment leur absence de la pâte vitreuse), le rapport $\text{Na}_2\text{O} : \text{CaO}$ correspond à la composition de l'oligoclase moyen. Ceci n'est pas bien différent de la basicité de 30 % An. résultant des déterminations optiques; l'écart n'est en tous cas pas tel qu'on ne puisse considérer celles-ci comme concordantes avec la basicité moyenne livrée par le calcul précédent, tout hypothétique qu'il soit.

No. 116. — Au bord de la route, près du nummulitique.

Roche en tout point semblable au No. 115; elle est délitée en plaquettes épaisses de 1 cm.

SM. on reconnaît un *quartzporphyre* du même genre que le précédent. Les phénocristaux de *quartz*, *feldspaths*, et *mica* offrent les mêmes caractères et habitus; le *zircon* est aussi présent; la fluidalité de la pâte et les phénomènes de dévitrification sont également nets et accusés.

No. 114. — Provenance voisine de 116.

Cet échantillon ne diffère des précédents qu'en ce que la pâte est noirâtre.

SM. ce type est quelque peu bréchoïde. On y rencontre, fait très important, des fragments hétérogènes d'une roche très altérée et porphyrique également, qui paraissent être les débris d'une *microgranulite* ou d'un *porphyre globulaire*, et qui furent sans doute arrachés au massif granitique sous-jacent.

Au demeurant, la roche est formée des mêmes éléments intratelluriques que précédemment (zircon y compris). La pâte vitreuse, de couleur grise en lumière naturelle, présente une belle structure fluidale.

No. 113. — Près de Galtelli, au bord de la route.

Roche porphyrique de teinte rose, riche en phénocristaux de quartz et feldspaths; le mica paraît absent.

SM. Ce porphyre est également bréchoïde. Parmi les phénocristaux de quartz corrodé, de plagioclases et d'orthose déformée, on trouve çà et là de petits débris de quartzite et de schiste muscovitique à structure parallèle. Ces fragments étrangers proviennent évidemment des formations cristallophylliennes voisines.

Dans la pâte, qui présente une orientation nettement parallèle des lignes de fluidalité, on retrouve à l'état de très petits individus les éléments de première consolidation.

Une kaolinisation assez avancée atteint les plagioclases qui offrent en général des formes cristallographiques et ne sont pas brisés. L'une des sections cependant s'est prêtée à une détermination au microscope théodolite:

éléments crist.	ng	nm	np	macle	% An
$P_{1-2} = C_1 = 001 = H$	73°	19°	83°	péricline	30-35 % mal centré
$A_{1-2} = [010]$	21°	76°	76°		
$P_{1-3} = C = 010$	19°	72°	86°	albite	35-40 % id. $2V_2 = 90^\circ$
$A_{1-3} = \perp 010$	18°	72°	87°		

On pourrait hésiter dans l'interprétation entre O et 35 % d'anorthite, si $2V = 90^\circ$ et la coïncidence de P_{1-2} et C_1 ne permettaient de trancher la question en éliminant le premier cas.

Les types qui viennent d'être décrits ont tous été recueillis le long de la route qui conduit du Ponte d'Onifai à Galtelli; ce sont des types normaux ou bréchoïdes. Ceux qui suivent sont tout à fait *tufoïdes*; ils proviennent de points plus élevés du massif, presque tous situés au-dessus du Castello Pontes.

No. 111. — Roche blanchâtre, bariolée de vert, d'aspect pseudoporphorique. L'examen macroscopique montre de petits fragments de schiste chloriteux, qui accentuent le cachet tufoïde de la roche.

SM. les débris d'origine cristallophyllienne, contenus en grand nombre dans la coupe, ont relativement peu souffert et rappellent les schistes quartzito-micacés que nous avons précédemment étudiés. Ils sont associés à quelques rares phénocristaux de quartz et plagioclases indéterminables et disposés avec ceux-ci dans une masse qui, au fort grossissement, se montre formée de kaolin et de quartz secondaire, mal individualisé.

Les restes de micaschistes, et en particulier le spécimen reproduit par la Fig. 2, sont essentiellement constitués par de très fines lamelles froissées de muscovite et d'une chlorite. On observe aussi de nombreux débris de quartzite ou zones quartziteuses de micaschiste, entre les grains desquels s'intercalent souvent des fibrilles de muscovite et chlorite; des extinctions fortement onduleuses caractérisent les individus quartzeux.

No. 112. — Ressemble au précédent par la texture et la couleur.

SM. On trouve également des débris de micaschistes unis à des phénocristaux de quartz et d'orthose déformée, et dispersés

pêle-mêle dans une pâte plus ou moins isotrope, à structure fluidale.

Tandis que le quartz est fortement déchiqueté, les phénocristaux d'orthose déformés sont fréquemment limités par des faces pinacoïdales et rarement tronçonnés. L'état de conservation de quelques sections clivées ou maclées selon Karlsbad, m'a permis de les étudier au microscope théodolite. La perpendicularité des clivages p et g^1 se vérifie avec une précision remarquable; np tombe à 5° de leur intersection, sur la trace de $g^1 = 010$; ng et nm sont difficiles à relever, le cristal étant très voisin de l'*uniaxie*; pour la même raison, on ne peut apprécier $2V$ qui est extrêmement faible et négatif.



Fig. 2.

Fragment de micaschiste plissoté contenu dans la coupe 111
(lum. nat. gross. 30).

No. 101. — Les fragments de schiste micacés ou chloriteux sont plus nombreux encore et de plus grandes dimensions que dans les types 111 et 112; plusieurs dépassent 1 cm.

SM. Ce tuf ne présente pas de phénomènes bien différents des précédents et ne mérite pas une description spéciale.

Les échantillons 104 et 105 sont également des tufs, dans lesquels on reconnaît des débris schisteux et des morceaux assez gros de quartz fragmentaire.

Nature géologique de ces roches. — Des analyses pétrographiques qui précèdent, il ressort que les quartzporphyres qui sont à la base de la montagne de Galtelli sont des roches d'*épanchement*.

Sans nous étendre longuement sur cette conclusion et sur son importance, précisons, autant que faire se peut, quelle est la situation géologique de ces roches volcaniques et quelle est la période à laquelle il faut les rattacher.

Leur éruption fut évidemment postérieure au plissement et au métamorphisme des schistes qui s'étendent dans la région de Galtelli; en outre, il est à peu près certain qu'elle fut postérieure à la mise en place du granite et, par suite, au premier stade de l'érosion qui a si profondément décapé sa couverture schisteuse. La position de ces porphyres sous les strates calcaires du Mte Galtelli montre que, loin de leur être postérieurs comme le pensait LAMARMORA, ils faisaient, au contraire, partie du substratum sur lequel se sont déposés ces calcaires mésozoïques.

Cela met donc en évidence l'existence en Sardaigne de *roches volcaniques antérieures au crétacé* (ou au jurassique selon DENINGER) existence encore inconnue jusqu'à ce jour.

Les multiples traces de fractures qui en tous sens recoupent ces porphyres, témoignent du fait qu'ils ont participé en grande partie aux mouvements de déformation et de dislocation qui ont affecté le massif paléozoïque sarde. Quant au culot de l'ancien volcan, par lequel est apparu le magma éruptif, disons de suite qu'il ne sera probablement jamais connu, masqué qu'il doit être par les formations géologiques avoisinantes. Il est permis de croire que ces quartzporphyres datent de la fin du paléozoïque et qu'ils sont peut-être contemporains des roches acides qui durant le carbonifère et le permien s'épanchèrent en Corse.¹⁰⁾ Il est fort possible aussi qu'ils soient en relation avec certaines roches intrusives décrites par LAMARMORA sous le nom de porphyres rouges quartzifères (t. I, p. 442; t. II, p. 14 et atlas: pl. II a, fig. 2) qui, en plusieurs points de l'île, traversent les granites sous forme de filons ou de culots, mais ne s'insinuent pas au travers des terrains jurassiques. L'apparition de ces porphyres rouges est d'ailleurs rapportée par cet auteur à l'époque des grès rouges permien.

II. Le sédimentaire.

Mon intention n'a pas été, je le répète, d'étudier les formations sédimentaires qui s'étendent dans la région embrassée par ce travail; l'importance de ces formations au point de vue de leur extension et de leurs relations avec les roches éruptives m'oblige

¹⁰⁾ Deprat — Roches éruptives carbonifères et permienues du N. O. de la Corse. Bull. carte géologique de France. 1907.

cependant à résumer l'état actuel des connaissances qui les concernent, et les interprétations qu'en donnent LAMARMORA, DENINGER, FOSSA.

A. Les calcaires mésozoïques.

Selon LAMARMORA (t. I, p. 173) ces formations, spécialement caractérisées par des Nérinées et des Hippurites, ne se rencontrent que près des côtes occidentales et orientales; ce qui fait dire à l'auteur que les limites actuelles de l'île (et plus spécialement son allongement NS), étaient déjà ébauchées lorsque la mer crétacée déposait ces calcaires. Aucune réserve n'est faite, disant que ces derniers peuvent avoir existé en d'autres endroits de l'île et avoir disparu. Les seuls phénomènes tectoniques qui ont exercé leur action sur ces terrains, sont les mouvements de dislocation et d'exhaussement du massif paléozoïque sous-jacent, qui ont donné aux strates leur allure ondulée; parmi ces dérangements du sol, LAMARMORA distingue un grand mouvement NS, lié à l'apparition des trachytes dans l'île, et un mouvement NE—SO qui aurait eu lieu avant le crétacé supérieur, qui manque en Sardaigne (t. II, p. 27).

Dans l'étude qu'il fit de ces terrains, DENINGER fut amené, au point de vue chronologique, à des conclusions sensiblement différentes de celles de LAMARMORA et de son collaborateur MENEHINI, qui, on le sait, les considéreraient comme appartenant en majeure partie au crétacé inférieur. Selon cet auteur, leur disposition stratigraphique peut se résumer comme suit:

- | | | |
|---|---|------------|
| 6. calcaires à rognons de silex, | } | Néocomien, |
| 5. calcaires marneux à <i>Exogyra</i> Couloni, | | |
| 4. calcaires blancs tithoniques à Nérinées, | | |
| 3. calcaires en plaquettes du Malm, | | |
| 2. dolomie grise, non fossilifère, | | |
| 1. grès jaunes ou rougeâtres, sans âge déterminé. | | |

Les grès, qui sont évidemment transgressifs sur le massif paléozoïque, n'existent qu'en certains endroits peu nombreux, en particulier le long de la route Lula-Siniscola, où ils forment des bancs dont l'épaisseur ne dépasse pas quelques mètres; les fossiles que DENINGER y a découverts sont inutilisables pour une détermination chronologique. Les assises inférieures des massifs calcaires sont en général constituées par une dolomie grise, non fossilifère, dont les strates peuvent atteindre 300 mètres de puissance; mais en certains lieux, près de Baunei par exemple, les calcaires re-

posent directement sur le socle ancien, sans l'intermédiaire de la dolomie ou des grès. L'ensemble des fossiles recueillis par DENINGER dans ces calcaires (op. cit. 1905, p. 443 et 1907, p. 461) les lui fait rattacher au Tithonique. Quant au Néocomien, l'auteur ne l'a observé que dans un endroit déjà signalé par LAMARMORA, dans la chaîne du Mte Omène, à l'ouest de Dorgali, où, sur les calcaires tithoniques, on rencontre des bancs de calcaires marneux gris à *Exogyra Couloni* et de calcaires à rognons de silex, non fossilifères.

Près de Dorgali, les strates de la chaîne montagneuse qui sépare ce village de la mer plongent assez fortement à l'ESE et sont constituées par les horizons 2, 3 et 4 du tableau précédent, c'est à dire par la dolomie à la base, et par les calcaires du Malm et du Tithonique au sommet et sur le flanc oriental. Ces derniers sont fréquemment oolitiques, comme on l'observe à la Galleria; selon LAMARMORA (p. 199) ils passent aux assises inférieures à des calcaires gris et compacts, dont certaines variétés sont fétides sous le marteau. Le versant oriental du Mte Tolui (Mte Bonacoa) est recouvert de débris calcaires qui ont fourni une série intéressante de fossiles à LAMARMORA (p. 199) et DENINGER (1905 et 1907). Les fossiles que j'ai recueilli en ces lieux ont malheureusement été égaré par M. Fossa.

Le calcaire de base qui, près de la Galleria, encaisse le filon basaltique dont il sera question plus loin, est dolomitique, légèrement brunâtre. L'examen microscopique montre qu'il est entièrement cristallin; dans une fine mosaïque de *dolomie*, sont répandus des grains anguleux de *quartz* et, en moindre abondance, des paillettes de *muscovite* et *biotite*, qui sont sans doute détritiques et doivent leur origine au granite sous-jacent.

Les mêmes calcaires et la même disposition se retrouvent selon LAMARMORA au Mte Tuttavista (t. I, p. 204), dont les strates plongent en majeure partie vers la mer, au sud-est. La présence de la dolomie à la base des assises calcaires est attribuée par cet auteur à la venue postérieure des porphyres qui sont à la base septentrionale de la montagne; il est évidemment superflu de commenter cette idée.

B. *Le tertiaire.*

Les formations détritiques marines qui ont leur développement dans les alentours d'Orosei et sont partiellement recouvertes par les basaltes, s'étagent d'une façon discontinue du nummulitique au pliocène.

Selon LAMARMORA (t. I, p. 223) la succession des terrains que l'on rencontre en se dirigeant du Mte Tuttavista vers Orosei est la suivante:

1) brèches calcaires à ciment nummulitique, formant des bancs redressés s'appuyant sur les flancs nord-est de la montagne crétacée. Les nummulites manquent entièrement dans les éléments de ces brèches, qui renferment au contraire des Nérinées et autres fossiles analogues à ceux que présentent les calcaires prétendus crétacés. La stratification de ces derniers semble concorder avec celle des bancs redressés; mais il existe une lacune stratigraphique correspondant au crétacé supérieur, qui, toujours selon l'auteur, n'existe pas en Sardaigne.

2) un banc de grès à nummulites renfermant des cailloux de pegmatite rouge; ce banc se voit lorsqu'on se rend de l'église du Rimedio à celle de N. S. d'Agosto.

3) un poudingue intermédiaire dans lequel les galets calcaires sont plus nombreux que les galets granitiques.

4) poudingues formés de gros galets de granite et pegmatite, réunis par un ciment calcaire nummulitique. Ces bancs conglomeratiques existent à la base de la terrasse basaltique surmontant Orosei. Leur structure ondulée apparaît fort bien sur le talus de la route qui, près de Madalena del Rimedio, fait face à la Punta Fraigada.

Pour LAMARMORA, cette structure ondulée résulte d'un mouvement postérieur au dépôt des conglomerats, tandis que pour FOSSA, qui a étudié à nouveau les formations tertiaires d'Orosei dans la note que nous avons citée au début du présent travail, cette structure ne serait due qu'à une adaptation des dépôts détritiques sur la surface préexistante du sol granitique (op. cit., p. 180). Cet auteur est également en désaccord avec LAMARMORA au sujet de la discordance stratigraphique observée par ce dernier, entre ces mêmes conglomerats granitiques et les sédiments néogènes qu'ils supportent et qui sont à leur tour recouverts par les basaltes; il pense que non seulement il n'existe pas de discordance angulaire, mais que ces formations sont au contraire contemporaines et qu'elles passent graduellement de l'une à l'autre.

L'étude paléontologique qu'il fit des sédiments néogènes d'Orosei, amena par contre M. FOSSA aux mêmes conclusions que celles de LAMARMORA, et les lui fit considérer également comme pliocéniques. Rappelons que, parmi ces sédiments, LAMARMORA avait distingué les horizons suivants:

1) grès à ciment calcaire, contenant des fragments roulés de quartz et granite, et des huîtres de l'espèce *O. lamellosa* Broch.

2) calcaire coquillier, pétri de moules et d'empreintes de coquilles.

3) un sablon jaunâtre, en tous points analogue à certains dépôts subappenins des environs de Rome.

Sur le versant oriental du Monte de Galtelli, et plus spécialement dans un des vallons qui sillonnent ce versant (Badde Birralu) FOSSA a observé des brèches et conglomérats calcaires qui présentent une allure stratifiée et dont quelques points parviennent à plus de 600 mètres au-dessus de la mer. L'auteur les attribue également au pliocène et pense qu'ils furent portés à cette altitude par le fait de dislocations (liées probablement aux éruptions basaltiques) et en particulier par le jeu d'une faille orientée ENE—WSW, parallèlement à la crête actuelle de la montagne calcaire; il base ce qui précède sur la présence de conglomérats analogues au pied du versant septentrional de la montagne, et cite en faveur de cette hypothèse les rapports observés par LAMARMORA entre les calcaires mésozoïques et les conglomérats éocéniques à nummulites qu'ils supportent, rapports consistant, je l'ai déjà dit, en une stratification apparemment concordante et en une lacune stratigraphique correspondant au crétacé supérieur.

Notons enfin, parmi les conclusions qui se dégagent du travail de FOSSA, que la transgression dont résultent ces conglomérats de base éocéniques est vraisemblablement antérieure au Lutétien; en effet, les foraminifères que l'auteur a recueillis dans divers niveaux du nummulitique d'Orosei appartiennent au Lutétien, à l'Auvervien et peut-être au Cuisien. Quant au fait que le miocène est absent du tertiaire d'Orosei, tandis qu'il est au contraire présent dans les autres formations tertiaires de Sardaigne, l'auteur en déduit que, durant cette période, un mouvement de bascule a dû élever et abaisser alternativement la région d'Orosei et le reste de la Sardaigne.

III. Les Basaltes.¹¹⁾

De prime abord, la plupart des basaltes de Dorgali se distinguent par une teinte relativement claire, en général grise, et un

¹¹⁾ *Bibliographie*: Dans une note intitulée *Contribuzione allo studio dei terreni vulcanici di Sardegna*, 1896, p. 17, Bertolio rappelle certaines observations de la Marmora et décrit sommairement un échantillon de basalte qui lui a été remis par Lovisato: „Questo basalto è molto peridotifera; al microscopio mostra un primo tempo formato esclusivamente da grandi e piccoli cristalli di olivino

aspect qui n'est pas celui des types ordinaires; ils donnent en effet l'impression de roches mésocrates, riches en feldspaths, bien plus que celle de basaltes véritables.

L'examen microscopique montre cependant qu'ils sont essentiellement constitués par la *magnétite*, l'*olivine*, l'*augite* et un plagioclase du type *labrador*; accidentellement, on y rencontre une variété de *biotite* microlitique. Les proportions de feldspaths sont toujours très grandes et font de la grande majorité de ces roches des types que nous classerons parmi les *basaltes feldspathiques*; l'*olivine* est aussi extrêmement abondante, l'*augite* lui étant en général subordonnée. Les structures qui associent ces divers éléments, sont évidemment très différentes les unes des autres et vont des termes holocristallins jusqu'à ceux qui possèdent un fort résidu vitreux; les plus fréquentes cependant sont les structures intersertales dont le résidu vitreux est très faible, mais l'on rencontre souvent aussi des structures microlitiques fluidales, pilotaxitiques, ophitiques, doléritiques et d'autres que nous verrons plus loin. La consolidation intratellurique est, en général, exclusivement représentée par l'*olivine*; je n'ai rencontré que très rarement l'*augite* ou le plagioclase dans cette phase.

Les propriétés optiques qui caractérisent ces éléments constitutifs, ne s'écartent pas de leurs propriétés normales; ce qui me dispensera de les répéter dans la description des coupes.

L'*olivine* présente constamment un angle axial sensiblement droit et une biréfringence égale à 0,035. A l'état normal elle est parfaitement hyaline, incolore, et totalement dépourvue de polychroïsme; il est rare cependant qu'elle n'ait subi pas certaines altérations évidemment dues à la circulation et à l'action oxydante des eaux atmosphériques et, que nous distinguerons en les classant dans les deux stades suivants:

1.) simple rubéfaction, avec ou sans introduction de polychroïsme, ne modifiant pas sensiblement les propriétés essentielles du minéral, telles que la biréfringence et l'angle axial.

2.) substitution partielle ou complète à l'*olivine*, de minéraux dont les formes cristallographiques sont les mêmes, mais dont les propriétés optiques sont tout à fait différentes. C'est en quelque sorte une pseudomorphose dont les produits sont souvent difficiles,

a contorni poco conservati ed aureolati da materia giallastra, la quale ha invaso completamente le piccoli sezioni. Il magma è costituito da innumerevoli microliti assai esili di oligoclase e di labrador, da piccole plaghette informi di augite e probabilmente da microliti di olivino completamente alterati; la sostanze vetrosa è trasparente e la magnetite non è molto abbondante“.

sinon impossibles à déterminer. Nous verrons dans l'étude des coupes 62 et 73 quels sont les caractères de ces minéraux, qui ne se rapportent ni à la bowlingite, ni à un certain minéral rouge de Michel-Levy, et constituent deux espèces nouvelles.

L'augite est de couleur grisâtre et ne montre pas de polychroïsme appréciable; sa réfringence est plus élevée que celle de l'olivine; les constantes qui la caractérisent et résultent de mesures faites dans plusieurs coupes, sont: extinction sur $g_1 = 40^\circ$, $ng - np = 0,027$, $ng - nm = 0,022$, $nm - np = 0,005$.

2V calculé en fonction des biréfringences = $+51^\circ$.

2V observé au microscope theodolite = $+49^\circ$.

Les plagioclases se rattachent d'une façon assez constante au *labrador* et constituent toujours l'élément prédominant de la seconde consolidation; leur basicité est relativement faible, si l'on considère les grandes proportions d'olivine auxquelles ils sont associés.

La présence de la *biotite* microlitique est exceptionnelle.

Au point de vue chimique, une certaine uniformité de composition semble assez constante dans ces basaltes. Les proportions toujours grandes du péridot et des plagioclases, la basicité relativement faible de ces derniers, rendent bien compte des deux analyses qui en ont été faites (no. 63 et 54) et qui diffèrent relativement peu l'une de l'autre.

	No. 63	No. 54
Si O ₂	52,36	51,12
Ti O ₂	0,86	0,92
Al ₂ O ₃	14,75	15,51
Fe ₂ O ₃	5,28	4,43
Fe O	7,75	7,64
Mn O	traces	traces
Mg O	6,92	7,16
Ca O	7,77	7,70
Na ₂ O	3,88	3,82
K ₂ O	0,85	0,79
P. F.	0,43	0,38
Sa. =	100,85	99,47

Les paramètres qui suivent, peuvent être considérés comme caractéristiques de ces basaltes; ils ont été calculés sur la moyenne de ces analyses:

1) selon Osann:

S = 56,58	
A = 9,18	a = 4,23
C = 10,04	c = 4,62
F = 24,20	f = 11,15
100,00	20,00
coefficient d'acidité = 0,57	

2) selon LOEWINSON-LESSING:

Formule magmatique = 4,890. $\text{RO}_2 = 1$. $\text{R}_2\text{O}_3 = 2,752$. $\text{R}'\text{O}$.

Rapport $\text{R}_2\text{O}:\text{RO} = 0,168$.

A. Monographie des types étudiés.

Parmi les nombreux échantillons de basaltes que j'ai recueillis en des lieux aussi variés que possible, j'ai fait un choix de ceux qui m'ont paru les plus répandus, et aussi de ceux qui se différencient le plus des types ordinaires, soit par une structure spéciale, soit par d'autres caractères particuliers. Commençons leur étude par le plus intéressant d'entre eux:

No. 63 — point culminant du Mte Pirische. — Roche finement grenue, de couleur gris-clair, donnant l'impression d'une roche holocristalline mésocrate.

SM. apparaît une roche remarquablement bien conservée et d'un type très curieux. — Quelques phénocristaux d'*olivine* représentent à eux seuls la consolidation intratellurique; ils ont été rendus tout à fait informes par la résorption magmatique, et sont traversés par des clivages h^1 et g^1 relativement bien marqués, et par des fissures irrégulières, imprégnées de produits ferrugineux.

La masse dans laquelle ces phénocristaux sont disposés est largement cristallisée et ne présente pas trace de matière vitreuse; elle est formée d'une association de *magnétite*, d'*olivine*, d'*augite* et de *plagioclase*, l'élément blanc et l'ensemble des éléments colorés étant en quantité à peu près égale. (Fig. 3.)

Les grains de *magnétite* sont déchiquetés et semblent appartenir en totalité au début de la seconde consolidation; quelques-uns sont inclus dans l'*olivine* et l'*augite*.

L'*olivine* de seconde génération est extrêmement abondante; ses grains sont en général arrondis et ne présentent que rarement des profils cristallographiques. A la périphérie des grains ou le long des fissures qui les traversent, on observe une légère altération ferrugineuse qui ne modifie en rien les propriétés essentielles du minéral, mais introduit un polychroïsme peu accentué:

ng = brun-jaunâtre, nm = brunâtre, np = brunâtre.

L'*augite*, de couleur grisâtre, est notablement moins abondante que le péridot; elle forme des prismes raccourcis, et fréquemment maclés sur $h^1 = 100$; les constantes qui la définissent sont celles que j'ai indiquées ci-dessus.

Les microlites *plagioclasiques* sont assez gros et plus ou moins moulés les uns sur les autres avec des contours dentelés. Leur structure zônée complique singulièrement leur étude au microscope théodolite, mais les résultats suivants offrent une précision relativement satisfaisante:

	ng	nm	np		
$P_{1-2} = 010$	34°	60°	82°	} Karlsbad	50 % An
$A_{1-2} = [001]$	61°	67°	45°		
$P_{1-2} = 010$	32°	69°	72°	} Karlsbad	60 %
$A_{1-2} = [001]$	61°	76°	38°		
$P_{1-2} = 001$	53°	42°	73°	} Ala	50 %
$A_{1-2} = [100]$	87°	69°	20°		45—50 %
$C_1 = 010$	35°	58°	78°		50—55 %



Fig. 3.

Roche n° 63, nommée Dorgalite (en lumière naturelle; gross. 15 diam.)

De longues et fines aiguilles de substance indéfinissable sont incluses dans les plages feldspathiques.

L'association des éléments de la seconde consolidation constitue une structure que l'on peut qualifier de doléritique ou plutôt de microlitique grenue, l'*augite* formant des prismes trapus entre les microlites et leur étant antérieurs.

En résumé, les caractères spécifiques de ces basaltes peuvent se formuler ainsi: absence de phénocristaux de plagioclase dans une roche très riche en cet élément; présence d'olivine intratellurique à l'exclusion d'autres minéraux; grande abondance d'olivine dans la seconde consolidation; basicité relativement faible des plagioclases en présence d'une aussi grande quantité d'olivine.

Cela fait de cette roche un type un peu spécial qui nous paraît se distinguer des basaltes et dolérites ordinaires. Je propose donc pour elle le nom de *Dorgalite*, que je définis comme suit:

„Roche basaltique, holocristalline, oligophyrique. La phase intratellurique est exclusivement représentée par des phénocristaux rares et informes d'olivine. La seconde consolidation est essentiellement constituée par une association à structure microlitique grenue, de magnétite, d'olivine extrêmement abondante, d'augite de labrador; les éléments colorés forment des grains idiomorphes, dispersés dans une masse équivalente de gros microlites labradoriques; le tout est largement cristallisé et ne présente pas trace de matière vitreuse.“ (Voir analyse chimique p. 297.)

No. 54. — Scala Muru. — Roche grise, très finement vacuolaire, appartenant aux laves qui ont coulé du M. Argiadores et représentant un type des plus répandus.

SM. on observe un basalte intersertal, aphyrique, d'une fraîcheur parfaite. De la *magnétite* peu abondante, de gros grains d'*olivine* nullement altérés, et des prismes allongés d'*augite* grisâtre sont répandus parmi les microlites de *feldspaths*, qui sont bien formés, mais de plus petite taille que les éléments colorés. L'olivine et l'augite possèdent les propriétés ordinaires de ces minéraux. Les plagioclases, légèrement zônés, sont caractérisés par les déterminations suivantes:

	ng	nm	np		
$P_{1-2-3} = A_{1-2} = 010$	34°	61°	78°	Albite	50 % An
$A_{2-3} = \frac{\perp [001]}{001}$	73°	46°	49°	complexe A—K	id.
$C^1 = 001$	60°	39°	70°		id.
$A_{1-2} = P_{1-2} = 010$	33°	59°	73°	Albite	55 %; $2V_2 = +8^\circ$
$P_{1-2} = 010$	32°	61°	79°	complexe Albite-Ala B	50 %
$A_{1-2} = \frac{\perp [100]}{010}$	58°	37°	72°		
$P_{1-2} = 010$	36°	58°	74°	complexe A—K.	55 %; $2V_1 = +76^\circ$
$A_{1-2} = \frac{\perp [001]}{010}$	75°	40°	52°		
$P_{1-2} = 010$	37°	58°	72°	complexe A—K.	55—60 %
$A_{1-2} = \frac{\perp [001]}{010}$	74°	40°	55°		
$P_{1-2} = 001$	52°	49°	65°	compl. Ala-Manebach	55 %
$A_{1-2} = \frac{\perp [100]}{001}$	38°	58°	73°		
$C_1 = 010$	34°	62°	74°		id. $2V_1 = +78^\circ$

En quelques endroits, le pyroxène et le feldspath forment des plages ophitiques, mais le plus souvent les divers éléments sont cimentés par une matière vitreuse, saturée de petits grains opaques. La structure est en somme intersertale, avec une certaine tendance à l'orientation parallèle des microlites.

No. 55. — Cantoniera Mateotto. — Roche grise, finement vacuolaire. (Analyse chimique voir p. 297.)

SM. ce basalte ne diffère du précédent que par une texture plus fine et moins vitreuse, et par une certaine rubéfaction de l'olivine.

No. 62. — Traversa. — Roche grise, très finement vacuolaire.

SM. ce type est microphyrique si l'on envisage certains grains d'olivine comme de petits phénocristaux; mais je le considère plutôt comme aphyrique, avec développement particulier de l'*olivine*. La pâte dans laquelle sont disséminés les grains d'*olivine*, est formée de *magnétite* assez abondante, d'*augite*, de *labrador* et d'une quantité minime de matière vitreuse; la structure en est microlitique, finement cristalline.

L'*olivine* est ici transformée en un minéral rouge-brunâtre foncé, qui se substitue partiellement ou totalement aux cristaux préexistants, sans modifier leurs formes cristallographiques. Cette épigénie, se fait de l'extérieur vers l'intérieur des cristaux et constitue soit un simple liséré périphérique, soit une transformation irrégulière dans laquelle subsistent des parties inaltérées, soit une transformation complète. L'étude au microscope théodolite de sections dont l'altération n'est que partielle, m'a permis de relever les coïncidences suivantes entre les axes principaux du minéral et ceux de l'olivine:

ng du minéral rouge est parallèle à nm olivine

nm „ „ „ „ „ „ ng „

np „ „ „ „ „ „ np „ (voir Fig. 4).

Ce minéral est donc orthorhombique, si l'on admet que ses formes cristallographiques propres sont celles de l'olivine, qu'il conserve apparemment. Tandis qu'aucun clivage ne s'observe dans l'olivine inaltérée, on distingue nettement dans les parties transformées, un clivage rectiligne et bien marqué, parallèle ; $h^1 = 100$ (c. à d. normal à nm de l'olivine, selon la disposition cristallographique française). Ce sont évidemment les sections normales à nm et np du minéral qui présentent ce clivage.

L'angle $2V$ est voisin de 90° . La réfringence et la biréfringence sont difficiles à évaluer, en raison de la couleur foncée

et de la faible transparence du minéral; elles semblent pourtant être toutes deux légèrement inférieures à celles de l'olivine. Le polychroïsme est peu accentué et présente l'ordre d'intensité suivant: $ng < nm < np$.

Ces caractères sont évidemment incomplets et manquent d'exactitude en raison de la nature même du minéral. — Ils suffisent cependant pour établir l'existence d'un minéral qui, par ses propriétés optiques, se distingue des minéraux connus se formant dans des conditions analogues, de la goethite, de la bowlingite et d'un minéral rouge étudié par Michel-Lévy. Afin de le distinguer de ces derniers, je propose de nommer *Traversite* le minéral que je viens de décrire.

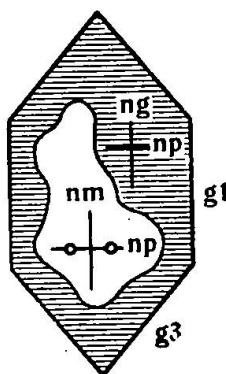


Fig. 4.

Montrant l'orientation optique de la traversite, à la périphérie, par rapport à celle de l'olivine, au centre.

Pour terminer la description de la coupe no. 62, il ne nous reste plus qu'à noter la présence de deux enclaves quartzeuses, autour desquelles se sont plaquées des gerbes de fins bâtonnets d'augite.

No. 61. — Cantoniera Paludi. — Roche gris-clair, apparemment compacte; on remarque un gros phénocrystal altéré de périclase.

SM. C'est un basalte oligophyrique dont la pâte présente une grande analogie avec celle du no. 62, à cette différence près que sa structure est nettement fluidale. Un produit brun, très peu transparent, se substitue entièrement aux grains d'olivine du second temps, et forme un mince liséré autour du seul phénocrystal contenu dans la coupe.

No. 56. — N. S. dei Angeli. — Roche gris-foncé, vacuolaire.

SM. apparaissent quelques rares phénocristaux corrodés d'olivine et aussi un phénocrystal non maclé de plagioclase qui se rattache sans doute au *labrador* (2V nettement positif, réfringence

supérieure au baume). Une seconde génération d'*olivine* est constituée soit par des grains arrondis, soit par de petits cristaux bien formés, qui sont disposés dans une pâte vitreuse, opaque, abondamment chargée de minuscules grains *pyroxéniques* et de micro-lites filiformes de labrador (extinction maximum dans la zone perpendiculaire à $g_1 = 25^\circ$). La structure est franchement pilotaxitique (Fig. 5). L'altération a bordé les phénocristaux et les grains d'*olivine* d'un liséré brun, non polychroïque.



Fig. 5.

Basalte pilotaxitique n° 56 — N. S. dei Angeli (en lum. nat. 20 diam.)

No. 51. — Val Cedrino, peu en amont du barrage, à la base de l'escarpement. — Basalte compact, de couleur noire, légèrement verdâtre, qui semble à première vue tout à fait mélanocrate; l'examen microscopique montre cependant que la couleur foncée n'est due qu'à une chloritisation avancée.

SM. on peut qualifier la roche d'aphyrique, bien que certains cristaux d'*olivine* et d'*augite* acquièrent un développement plus grand que les autres; ceux-ci sont dispersés dans une masse micro-litique, entièrement et finement cristalline.

L'altération de l'*olivine* est ici bien différente des altérations ferrugineuses précédentes. Elle donne naissance à des agrégats fibro-lamellaires d'une ténuité extrême, dont la biréfringence est assez élevée et la couleur jaune-verdâtre; ces agrégats semblent

constitués par de la delessite; en une certaine plage, ils forment de minuscules sphérolites centroradiés à croix noire. L'augite demeure inaltérée.

On observe dans la coupe une enclave enlevée par le basalte au granite sur lequel il a coulé, et qui est formé par une association panidiomorphe grenue de *quartz* et *plagioclase* non maclé. Des bâtonnets très allongés d'*augite* sont venus se grouper autour du nodule et se sont disposés de telle façon que leur allongement soit parallèle au pourtour contre lequel ils se sont plaqués.

No. 50. — Val Cedrino, près de la petite usine électromotrice. — Basalte d'aspect peu banal; sa couleur propre est presque blanche, et il est rendu d'autant plus blanc, que ses vacuoles sont imprégnées de cristaux vitreux de nature zéolitique.

SM. les phénocristaux d'olivine sont rares et corrodés mais les petits grains du même minéral sont nombreux; ils sont dispersés dans une pâte formée de microlites plagioclasiques très fins et indéterminables et de minuscules prismes d'augite; un certain résidu vitreux cimente les éléments de cette pâte, dont la structure est microlitique fluidale.

Contre les parois des cavités amygdaloïdes, on trouve des houppes et des rosettes de délessite incolore. Les autres cavités sont occupées par des cristaux limpides et clivés, moulés les uns les autres, d'un minéral qui semble être de l'analcime et qui est caractérisé par une réfringence et une biréfringence extrêmement faibles, et par un angle des axes très petit et négatif. L'examen à la loupe de certains cristaux extraits de l'échantillon, révèle d'ailleurs une apparence cubique.

No. 52. — Tupédie. — Roche grise, quelque peu vacuolaire, montrant de petits et rares phénocristaux de périclase.

SM. ce type est tout-à-fait analogue à la roche que nous avons décrite sous le nom de Dorgalite, à cette différence près qu'elle est moins largement cristallisée et qu'on y observe quelques sections de *biotite* (2V très faible et négatif; extinction droite; pléochroïsme: ng = jaune, nm = brun-rouge, np = incolore).

No. 57 — au pied du M. S. Elena, en face du M. Tolui. — Roche compacte, gris-brunâtre, contenant de nombreuses enclaves quartzieuses et feldspathiques, enlevées au granite sur lequel la roche a coulé.

SM. c'est un basalte à structure pilotaxitique. De petits phénocristaux d'olivine et d'augite sont disséminés dans une masse

vitreuse et presque opaque, abondamment chargée de microlites filiformes de *plagioclase* et de menus prismes d'*augite*. Les enclaves incluses en assez grand nombre dans la coupe, sont constituées par des débris de quartz, d'orthose et de plagioclase, quelquefois associés, et par des lamelles calcinées de mica, reconnaissables à leurs profils squelettiformes. On remarque aussi un très gros cristal d'*augite*, qui est entouré d'une couronne d'individus beaucoup plus petits et diversement orientés, et dont on ne saurait dire s'il est un simple phénocrystal ou un fragment d'origine étrangère (nodule pyroxénique?).

No. 99. — Madalena del Carmine.

Roche brune vacuolaire.

SM. l'*olivine* appartient à deux générations distinctes; tandis que les cristaux du premier temps sont fortement corrodés, ceux du second montrent de belles formes cristallographiques, clivées selon h_1 et g_1 . Dans la pâte, qui est très vitreuse et fortement rubéfiée, on ne trouve que des microlites filiformes de plagioclase indéterminable, et de rares petits prismes d'*augite*.

No. 70. — Cala Gonone.

Roche compacte, noirâtre, d'aspect plus basaltique que les précédents.

SM. c'est une roche microphyrique avec première cristallisation abondante mais de petite taille, montrant une corrosion plus ou moins accentuée. La seconde génération, en cristaux très fins, est constituée par de la *magnétite* assez abondante, des grains d'*olivine* et de minuscules prismes d'*augite* disséminés entre de courts microlites de *labrador* (les extinctions dans la zone perpendiculaire à g_1 ne dépassent pas 30°). De petites lamelles de *mica brun* sont répandues dans cette masse. Par ci par-là, on trouve des agrégats fibro-lamellaires de chlorite.

La coupe contient deux enclaves calcaires, grandes de quelques mm. et partiellement résorbées, qui présentent toutes deux un métamorphisme intéressant. A leur contact, les microlites du basalte s'enflent, acquièrent le triple ou le quadruple de leurs dimensions ordinaires, et deviennent plus calciques, comme le montre la détermination qui suit:

	ng	nm	np		
$P_{1-2} = 010$	47°	63°	60°	} Karlsbad	85 % An
$A_{1-2} = [001]$	55°	88°	38°		

La calcite non résorbée affecte la forme d'une couronne irrégulière,

dont le noyaux est occupé par de multiples et petits bâtonnets allongés de *wollastonite*.

No. 67. — Gollei Lupu. — Roche grisâtre, à première consolidation cryptophyrique, mais abondante.

SM. les phénocristaux corrodés d'*olivine* sont les seuls représentants de la phase intratellurique; l'altération les a bordés d'un liséré brunâtre ou verdâtre qui, sans changer les propriétés ordinaires du minéral, lui communique les polychroïsmes suivants: $ng = np = \text{brunâtre ou verdâtre}$, $nm = id.$ plus clair. Des nuances intermédiaires s'observent, qui sont également polychroïques suivant le même ordre d'intensité. La pâte est microlitique, holocristalline, d'un grain beaucoup plus fin que dans les types précédents; elle est formée de *magnétite* abondante, d'*olivine* en grains irréguliers offrant le même genre d'altération que les phénocristaux, d'*augite* subordonnée en prismes minuscules et de microlites *labradoriques*. On observe aussi dans la pâte de petites sections de *biotite* analogue à celle de la coupe 70.

No. 65. — Pas en place; sous l'escarpement basaltique qui fait face au M. Galtelli, près du Pte Onifai. — Roche noire, scoriacée et poreuse.

• SM. cette roche ne paraîtrait guère liée aux précédentes, s'il n'existait deux ou trois petits cristaux arrondis d'*olivine*. Elle est surtout formée d'une base vitreuse, vacuolaire et presque opaque, dans laquelle on trouve des aiguilles très fines de *feldspath* et de *pyroxène* indéterminables. Elle renferme aussi quelques enclaves qui sont constitués par de petits grains quartzeux, englobés dans un verre incolore, distinct de la base vitreuse.

No. 82. — R. Sabanoa. — Roche brunâtre, aphyrique à l'oeil nu.

SM. ce type est exclusivement formé d'*olivine* et de *plagioclase*, réunis par un verre brun. On y observe de petits phénocristaux d'*olivine* limités cristallographiquement et bordés d'un liséré brunâtre ou verdâtre pléochroïque, dont la formule d'absorption est: $np > nm = ng$. La pâte dans laquelle ils sont répandus est constituée par de gros microlites de *labrador* (extinction maximum dans la zone normale à $g_1 = 25^\circ$) parmi lesquels existent quelques petits grains d'*olivine* rubéfiée. Le tout est cimenté par une masse vitreuse, dans laquelle les microlites sont disposés plus ou moins parallèlement, créant ainsi une structure nettement fluidale. Le *pyroxène* fait défaut dans cette roche.

No. 84. — Cant. Orosei. — Roche noirâtre, vacuolaire, en apparence aphyrique.

SM. c'est un basalte à structure intersertale lâche, qui peut être considéré comme aphyrique, bien que certains cristaux d'*olivine* et d'*augite* soient largement développés. Les microlites *plagioclasiques*, dont quelques-uns sont également de plus grande taille, appartiennent au *labrador* (extinctions sur Spg: $+ 26^{\circ}$ et $+ 29^{\circ}$, 28° et 25° , 26° et 28°). Ces divers éléments sont cimentés par un résidu vitreux très abondant, chargé de matière opaque. L'altération a créé de nombreux agrégats fibro-lamellaires ou sphérolitiques d'une substance qui semble être de la delessite.

No. 73. — R. Minda, à quelques dm. des filonnets basaltiques. — Roche scoriacée, brunâtre, sans phénocristaux visibles à l'oeil nu.

SM. il existe de petits phénocristaux d'*olivine* plus ou moins bien formés, sur lesquels on observe les contours 100, 010, 110, 101, et les clivages 100 et 010. Le second temps de consolidation est représenté par des grains d'*olivine* et d'*augite* grise, et par des microlites *labradoriques* dont les extinctions sur Spg sont: $+ 25^{\circ}$ et $+ 28^{\circ}$, 27° et 30° , 30° et 26° , 25° et 29° . Ces éléments sont réunis par une base vitreuse, presque opaque, et constituent avec celle-ci une belle structure intersertale.

L'altération de l'*olivine* a donné naissance à un minéral rouge-brun, qui, par son habitus et son mode de substitution, est analogue à celui de la coupe 62, mais qui en diffère par ses propriétés optiques. Les axes principaux sont ici disposés comme suit:

ng	minéral	est	parallèle	à	np	olivine
nm	"	"	"	"	ng	"
np	"	"	"	"	nm	" (voir Fig. 6).

L'angle $2V$ est éminemment variable dans la même section, suivant des zones qui entourent plus ou moins concentriquement le ou les noyaux d'*olivine* inaltérée; il est de $- 30^{\circ}$ dans les parties contigües aux noyaux intacts, et croît graduellement jusqu'à 90° dans la zone périphérique. L'établissement des caractères qui précèdent a naturellement nécessité l'emploi du microscope théodolite.

Pour autant que l'on peut juger de la réfringence du minéral, celle-ci paraît être égale ou légèrement inférieure à celle de l'*olivine*. La biréfringence maximum a pu être appréciée avec une exactitude plus grande, malgré la couleur foncée du minéral, et cela au moyen du compensateur de Babinet, sur une section donnant une excellente figure en lumière convergente; elle est

de 0,020; cette biréfringence ne doit cependant pas être constante, en raison de la structure zônée du minéral et de la variabilité de l'angle axial. Le polychroïsme est le suivant: $ng = nm =$ brun-rouge, $np = id.$ plus clair.

Comme dans la coupe 62, cette substitution conserve les formes cristallographiques de l'olivine et crée également un clivage rectiligne et bien marqué, parallèle à $h' = 100$.

Pour les mêmes raisons que précédemment, je propose le nom d'*Oroseite* pour ce nouveau minéral.

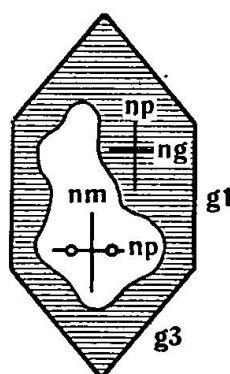


Fig. 6.

montrant les orientations optiques relatives de l'olivine, au centre, et de l'Oroseite, à la périphérie.

B. Types filoniens et phénomènes de contact.

Nous avons vu dans le chapitre premier, que l'on rencontre dans les strates basaltiques du R. Minda, des fractures injectées elles-mêmes de basalte. Le no. 72 est un représentant de ce *basalte filonien*, encaissé lui-même par le no. 73, que nous venons de décrire; c'est une roche noire, scoriacée, sans phénocristaux visibles à l'œil nu.

SM. on observe un type très vitreux (Fig. 7), dont la première consolidation est exclusivement constituée par des cristaux plus ou moins bien formés d'*olivine* et de *labrador*. Le péridot est à peine rubéfié; les feldspaths sont frais et relativement peu zônés; ils correspondent à:

	ng	nm	np		
$P_{1-2} = 010$	35°	58°	75°	} Karlsbad	55 % An
$A_{1-2} = [001]$	62°	66°	37°		
$P_{1-2} = 010$	35°	61°	73°	} complexe A-K.	55-60 % An; 2 V = + 80°
$A_{1-2} = \frac{\perp [001]}{010}$	75°	41°	56°		
C = 010	33°	60°	75°	non maclée	55 % An; 2 V = + 74°

	ng	nm	np		
$P_{1-2} = 010$	36°	57°	77°	} Karlsbad	55 % An; $2V_2 = +76^\circ$
$A_{1-2} = [001]$	60°	65°	42°		
$P_{1-2} = 010$	35°	58°	77°	} complexe A-K.	50-55 % An; $2V_1 = +74^\circ$
$A_{1-2} = \frac{\perp [001]}{010}$	74°	45°	49°		
$P_{1-2} = A_{1-2} = 010$	36°	57°	76°	Albite	55 % An; $2V_2 = +72^\circ$
$C_1 = 001$	57°	45°	65°		
$P_{1-2} = II$ ou 001	53°	48°	60°	Péricline ou	60 % An
$A_{1-2} = [010]$ ou $\frac{\perp [100]}{001}$	35°	60°	73°	compl. Man.-Ala?	55 % An; $2V_3 = +76^\circ$



Fig. 7.

Basalte vitrophyrique n° 72 — R. Minda (en lum. nat. gross. 20 diam.)

Le péricline et les plagioclases forment également une série d'individus qui, au point de vue des dimensions, établissent la transition entre les phénocristaux et de très petits grains ou microlites des mêmes éléments. Le tout est disposé dans un verre brun et peu transparent, dont la figure 9 montre les proportions. Ce verre serait parfaitement isotrope, si l'on n'y trouvait des germes de feldspath commençant à s'individualiser.

Le petit dyke NNE—SSO qui traverse les calcaires du M. Ardia, près de la Galleria, est constitué par un *basalte* noirâtre et poreux, d'apparence aphyrique (no. 87).

SM. Ce type est également très vitreux. Le premier temps est représenté par de petits cristaux d'*olivine* et d'*augite* dont les formes cristallographiques ne sont pas bien nettes et qui, par places, se groupent en agrégats. La masse vitreuse qui les englobe est chargée de minuscules grains des mêmes minéraux, et de microlites filiformes de *labrador* (extinction maximum dans la zone normale à $g_1 = 25^\circ$).

Les fractures injectées de basalte qui, près de Dorgali, recoupent le granite, sont extrêmement intéressantes au point de vue des phénomènes de métamorphisme que l'on y rencontre. Ce sont sans doute les enclaves granitiques qu'elles renferment en grand nombre, qui ont fait l'objet des lignes de LACROIX que je reproduis intégralement ci-dessous.¹²⁾ Dans une note récente¹³⁾ j'ai décrit l'un des phénomènes remarquables que m'a révélé l'examen microscopique d'enclaves recueillies en ces dykes. Il s'agissait en l'occurrence de la formation de leucite par action métamorphique du basalte sur le granite. Depuis lors, d'autres phénomènes de contact, fort intéressants me sont apparus; mais, avant de passer à leur étude, voyons quelles sont les modifications que les phénomènes d'écrasement et de calcination ont fait subir au granite encaissant ces dykes. Le no. 15 est un représentant de ce granite; il a été prélevé entre deux dykes et présente ces modifications au plus haut degré. A l'oeil nu, c'est une roche d'aspect mylonitique, quelque peu friable au toucher; entre les éléments quartzeux et feldspathiques, on observe des traînées de substance noire et compacte, qui pourrait être prise au premier abord pour du basalte infiltré, mais qui correspond en réalité à du *mica* décomposé par l'action calorifique du magma basaltique.

¹²⁾ LACROIX — Enclaves des roches volcaniques, p. 127: „M. Lovisato m'a remis de très intéressantes enclaves de granite dans le basalte de Dorgali. Elles sont remarquables en ce que la roche ancienne a fusé dans le basalte. Localement, le granite est partiellement fondu et les éléments intacts sont disséminés dans une pâte feldspathique recristallisée ayant l'apparence de celle d'un trachyte. (pl. II, fig. 4). Ces recristallisations se sont en général effectuées sans apport de matière basaltique. On n'y rencontre un peu de pyroxène qu'aux alentours des anciens cristaux de biotite dont la forme est reconnaissable grâce aux nombreux octaèdres de spinellites qui l'épigénisent. Dans un échantillon, j'ai observé de la biotite de nouvelle génération. Quand l'enclave est imbibée par le basalte, celui-ci s'acidifie beaucoup, les microlites de feldspath triclinique s'éteignent alors sous de petits angles et les microlites d'augite deviennent rares.“

¹³⁾ Amstutz — Sur l'origine métamorphique de certaines leucites. Compte rendu des séances de la Soc. de phys. et d'hist. nat. de Genève, 1924, vol. 41, n° 3, p. 142.

SM. on constate un broyage intense des éléments. Le *quartz* est fragmenté et réduit par place en agglomérat de très petits grains; la plupart des gros cristaux sont bordés d'un trait noir qui les rend distincts sur la figure 8 et qui correspond à un dépôt de matière opaque. L'*orthose*, très abondante, et le *plagioclase* ont été également fragmentés et ont subi une légère recristallisation périphérique. Ce qui fut sans doute la *biotite*, constitue des amas opaques, dont quelques-uns montrent encore des profils lamellaires, plus ou moins ployés, tels que ceux qui sont visibles sur la figure. Les grains de *zircon* eux-mêmes sont

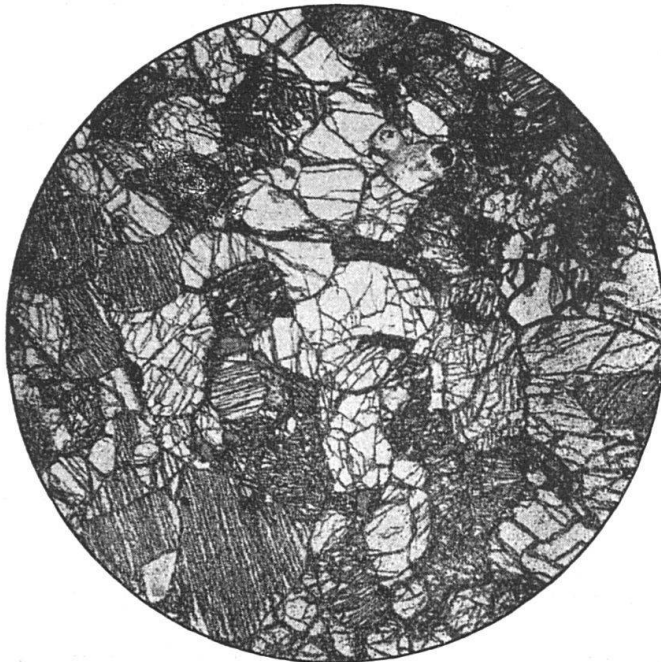


Fig. 8.

Granite écrasé et calciné, encaissant les dykes basaltiques de Dorgali
(en lum. nat. — gross. 15 diam.)

fragmentés et tout à fait informes. Tous ces débris de cristaux sont disposés dans une pâte chaotique, formée d'éléments quartzeux et feldspathiques, dont la cristallinité est par endroits si fine qu'on la distingue à peine au fort grossissement.

Voyons maintenant ce que révèle l'examen microscopique de certains contacts:

No. 9. -- Fragment de granite encaissant, soudé au basalte filonien; celui-ci est gris et compact; le granite offre l'aspect du no. 15.

SM. le basalte est d'un type ordinaire, à structure intersertale, finement et presque entièrement cristalline; quelques sections d'*oli-*

vine et d'*augite* sont largement développées, sans toutefois atteindre les proportions de phénocristaux. A une certaine distance du contact, les microlites de plagioclase se rattachent normalement au *labrador*, comme le montrent leurs angles d'extinction qui ne dépassent pas 25° ; mais, au contact immédiat, cet angle diminue et montre conséquemment que les microlites deviennent plus acides; ceux-ci sont d'ailleurs plus volumineux dans certaines anfractuosités du contact.

La roche encaissante présente la même composition minéralogique et les mêmes phénomènes de broyage que l'échantillon 15; mais ici, le contact plus proche du basalte a produit une recristallisation beaucoup plus intense des *feldspaths*. Tandis que la partie centrale des sections d'orthose et de plagioclase est rendue tout à fait trouble par une kaolinisation avancée, le liséré qui les entoure est d'une limpidité parfaite. Ce liséré et le noyau kaolinisé ont même orientation optique, même réfringence, ce qui veut dire que leurs compositions chimiques sont semblables; on observe d'ailleurs que les hémitropies se poursuivent sans discontinuité de l'un dans l'autre. Pour expliquer cela, il faut admettre que les *feldspaths* étaient déjà fortement kaolinisés lors de la venue basaltique, dont l'action calorifique, jointe au broyage préalable des éléments granitiques, a produit cette régénération périphérique, sans modification de la matière feldspathique. Le terme de *rajeunissement*, proposé par M. DUPARC, me semble bien indiqué pour qualifier cet intéressant phénomène.

Les espaces qui séparent les individus ainsi recristallisés et les grains quartzeux fissurés, sont occupés par une masse de petits microlites entrecroisés de plagioclase, cimentés par un résidu vitreux, presque opaque, le tout polarisant à la façon des agrégats et résultant sans doute d'une recristallisation de la matière feldspathique pulvérisée par le broyage. Ces microlites sont d'un type acide, comme le montrent leurs angles d'extinction très faibles; quelques-uns sont d'ailleurs soudés, avec une orientation optique parallèle, à la bordure recristallisée des gros cristaux de plagioclase. Dans les espaces qu'ils remplissent, on trouve aussi quelques grains de zircon et des amas opaques, parfois lamellaires, qui correspondent à la biotite décomposée. Comme l'a observé M. LACROIX, ces recristallisations semblent dues à une simple action thermique, sans apport de matière basaltique.

No. 13. — Contact analogue au précédent.

SM. les deux roches sont également présentes sur la coupe, qui permet d'observer la même formation de microlites acides le long du contact, et les mêmes phénomènes de recristallisation, de rajeunissement. Le granite est en outre traversé de minces fissures, dans lesquelles le magma basaltiques s'est infiltré, en s'acidifiant et en cristallisant sous forme d'une masse de petits microlites entrecroisés de *plagioclase*, dont les angles d'extinction sont voisins de 0. Les seuls éléments ferromagnésiens disposés entre ces microlites sont deux ou trois minuscules grains d'*olivine* rubéfiée, qui démontrent par leur présence l'origine basaltique de la matière occupant ces veinules.

No. 21. — Enclave granitique, grande de quelques cm., englobée dans un basalte filonien, gris et compact.

SM. le basalte contient quelques phénocristaux corrodés d'*olivine*, qui sont disposés dans une pâte microlitique, à structure nettement fluidale. La *magnétite* n'est pas bien abondante; l'*olivine* et l'*augite* se présentent avec leurs propriétés ordinaires; le *plagioclase* appartient également au *labrador*.

La partie granitique de la coupe est formée de grains quartzeux, brisés et fissurés. A leur contact avec le basalte, ces grains sont bordés d'un liséré mince et parfaitement régulier, constitué par de minuscules prismes juxtaposés d'*augite*, qui en tous points sont disposés normalement au pourtour. En quelques endroits, on observe un décollement de ce liséré, dans lequel se sont intercalés quelques petits microlites de *plagioclase*. Ce fin liséré pyroxénique borde également les parois d'une fissure intercalée entre deux gros grains de quartz et injectée par le basalte. Dans cette fissure, celui-ci s'est consolidé, comme dans le No. 13, sous une forme essentiellement feldspathique; mais, entre les petits microlites de *plagioclase* allongés parallèlement au sens de la fissure, on trouve de minuscules sections brunes et polychroïques, qui semblent appartenir à de la *hornblende brune*.

De très intéressants phénomènes de métamorphisme sont concentrés dans une anfractuosité du contact qui, s'encastrant dans le granite, occupe sur la préparation un espace de quelques millimètres carrés et n'est en communication avec la partie basaltique que par un étroit orifice. Le basalte s'est introduit dans cette cavité et l'a remplie pour la plus grande partie d'une masse confuse de microlites feldspathiques indéterminables, dans laquelle on observe de très petits prismes de *pyroxène* et d'*amphibole*, qui sont

plus spécialement concentrés vers les bords de l'anfractuosité. Le *pyroxène* possède une teinte verte polychroïque et une biréfringence plus grande que celle de l'*augite*; les grains sont trop petits pour montrer des figures en lumière convergente, mais, sur les sections les plus biréfringentes, on observe que np' est sensiblement parallèle au clivage et que le polychroïsme est: $ng' =$ jaune très pâle, $np' =$ vert. Ce sont là des caractères qui correspondent à ceux de l'*aegirine*. Les sections d'amphiboles appartiennent à deux espèces; les unes sont brunes, polychroïques, et semblent correspondre à de la *hornblende*, comme celles de la fissure précédemment mentionnée; les autres sont constituées par de la *glaucophane*. Les caractères essentiels de cette *glaucophane* ont pu être relevés sur une seule section, simultanément perpendiculaire à la zone prismatique et à la bissectrice obtuse, positive: angle des faces et clivages $m.m' = 125^\circ$; plan des axes dans g_1 ; angle d'extinction sur g_1 voisin de 0° en raison des données précédentes; $nm - np = 0,015$; $2V$ faible et négatif; polychroïsme: $nm =$ violacé, $np =$ jaune-pâle.

La formation de cette *glaucophane*, de même que celle de l'*aegirine*, constitue évidemment un phénomène d'endomorphisme, et résulte sans doute de l'introduction de sodium dans le magma basaltique par résorption partielle du *plagioclase acide* d'origine granitique que l'on trouve à l'entrée de l'anfractuosité. Notons enfin que l'on observe, parmi les éléments qui remplissent l'anfractuosité en question, des amas de substance opaque, qui sont vraisemblablement dûs à la décomposition de la *biotite*. Dans un de ces amas existe un petit cristal de *zircon*, sectionné perpendiculairement à l'axe quaternaire, sur lequel on observe le profil des faces 110 et, en lumière incidente, une certaine portion triangulaire des faces pyramidales 111, inclinées sur le plan de la coupe.

C. Les nodules.

Les basaltes de Dorgali, comme beaucoup d'autres basaltes d'ailleurs, contiennent en grand nombre des *enclaves* grenues, verdâtres, de taille variable et de nature *péridotique* ou *pyroxénique*. En particulier dans les laves qui se sont épanchées du M. Pirische, vers le Cucuru Tupedie, ces enclaves m'ont semblé très fréquentes; mais j'en ai également rencontré près de la Cantoniera Matteoto et, à grande distance de là, dans les basaltes du Gollei Lupu. Leurs dimensions ne dépassent que rarement quelques centi-

mètres, mais il s'en trouve qui atteignent 10 ou 20 cm.; la grosseur du grain, par contre, demeure le plus souvent équivalente à celle d'une dunite ordinaire. Leur état de conservation est en général mauvais; l'altération les rend cassantes ou pulvérulentes, et leur couleur communique quelquefois une teinte rouge, due à la rubéfaction de l'olivine. Quelques coupes minces de ces nodules m'ont permis d'étudier leur composition minéralogique et leur structure microscopique.

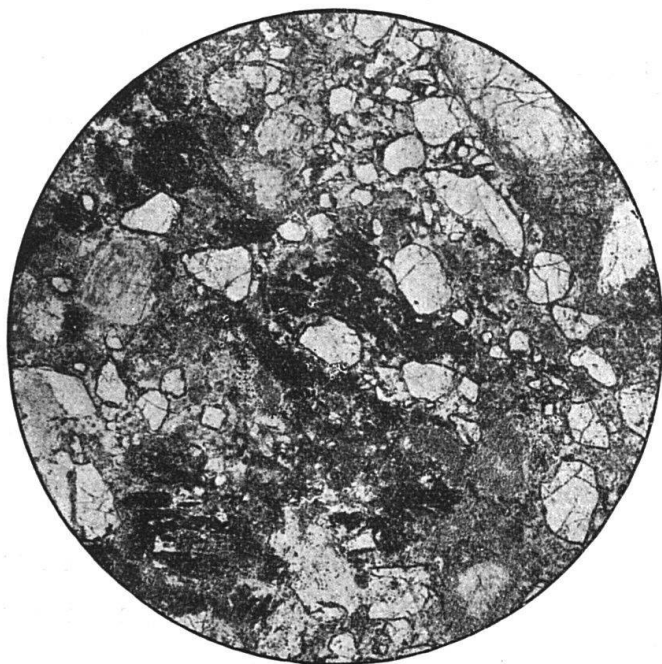


Fig. 9.

Nodule n° 30 (en lum. nat. 20 diam.)

No. 30. — Ce nodule, extrait d'un basalte gris et compact du M. Pirische, montre à l'oeil nu une agglomération de grains gros comme une tête d'épingle, dont les uns sont vert-émeraude et les autres, plus clairs.

SM. (Fig. 9) on observe une belle association grenue d'*olivine*, d'*enstatite*, d'*augite* et de *spinelle*, qui correspond tout à fait à une roche de profondeur. Le péridot et les pyroxènes sont en proportions à peu près égales et constituent des grains idiomorphes et clivés, sans la moindre trace d'altération. Les propriétés optiques de l'olivine sont normales; celles qui définissent l'augite sont: extinction sur $g_1 = 39^\circ$; $ng - np = 0,023$; $2V =$ moyen et positif.

L'enstatite est caractérisée par: $ng - np = 0,008$; $2V =$ grand et positif.

Les clivages de ces divers éléments sont intensément marqués et semblent avoir été accentués par l'action calorifique du magma basaltique. Quelques inclusions d'olivine sont visibles dans les pyroxènes. Le spinelle est de couleur verte et paraît être du *pléonaste*; il forme des plages allotriomorphes, clivées octaédriquement. La *magnétite* est constituée quelques petits grains calés entre les autres éléments.

En somme, ce nodule, dont la fraîcheur est remarquable, est en tous points analogue à un fragment d'une péridotite à enstatite et augite.

No. 38. — Même provenance que le précédent. Il en diffère par une rubéfaction de l'olivine, qui forme de petits grains rouges dans la masse des grains inaltérés et verdâtres du pyroxène.

SM. la constitution minéralogique est semblable, mais les grains d'*olivine* ont ici tendance à montrer des contours cristallographiques. Ils ont subi une altération qui a enlevé toute transparence au pourtour, et qui a teinté polychroïquement certaines plages: $nm = np =$ brun, $ng =$ incolore.

L'enstatite et l'augite révèlent les mêmes constantes que précédemment. Le spinelle est plus rare et de couleur brun-foncé.

No. 31. — Tupedie. — Nodule inclus dans un basalte noirâtre et vacuolaire. On distingue à l'oeil nu un agrégat finement grenu de péridot verdâtre, piqueté de petits points noirs, qui correspondent au spinelle.

SM. L'enclave est un fragment de *dunite* typique, qui ne diffère en rien de la roche normale. L'*olivine* est absolument hyaline, incolore; elles forment des grains idiomorphes et craquelés, entre lesquels on observe du *spinelle* brun.

Le *basalte*, qui est également contenu dans la coupe, est d'un type très vitreux. Des phénocristaux plus ou moins corrodés d'olivine sont disposés dans une masse isotrope, chargés de petits éléments pyroxéniques et feldspathiques, d'une ténuité extrême. Aucune modification métamorphique n'est visible au contact du nodule et du basalte qui l'englobe, si ce n'est une légère cuisson.

Afin de rendre plus probante l'analogie qui existe entre ce nodule et la *dunite* normale, je note ci-dessous leurs compositions chimiques en regard l'une de l'autre:

	nodule		dunite ¹⁴⁾
Si O ₂	40,56 %	41,19 %	39,98 %
Al ₂ O ₃	0,97	0,99	0,53
Cr ₂ O ₃	0,89	0,90	0,51
Fe ₂ O ₃	3,76	3,82	5,22
Fe O	5,92	6,01	4,09
Mn O	0,78	0,79	—
Mg O	44,86	45,55	49,67
Ca O	0,74	0,75	—
alcalis	traces	—	—
P. F.	2,71	—	—
	101,19	100,00	100,00

De nombreux auteurs se sont, on le sait, occupés de nodules analogues à ceux que nous venons de décrire (Olivinknollen) mais leurs opinions sont partagées en ce qui concerne l'origine de ces nodules. Tandis que les uns les considèrent comme de simples ségrégations intratelluriques, les autres les envisagent comme des fragments de roches profondes, arrachées et entraînées par le magma durant sa montée au jour. La difficulté de démontrer l'une ou l'autre de ces conceptions les a longuement maintenues en présence. — Reprenant leur discussion, LACROIX, (Enclaves des roches volcaniques, p. 483) exprime une opinion en quelque sorte intermédiaire, que je résume ici selon ses propres termes. L'auteur n'admet pas l'indépendance des nodules et de la roche volcanique qui les englobe. Il les considère comme le résultat d'une différenciation effectuée en profondeur dans un magma plus basique que le basalte et ayant donné naissance à une roche solide en place, au-dessous de laquelle se trouvait le magma non solidifié: plus tard, celui-ci s'est épanché sous forme de basalte, a disloqué sa croûte péridotique et en a modifié les fragments qu'il a amenés au jour.

Cela n'est pas bien différent de l'hypothèse suggérée par MICHEL LÉVY et relatée par LACROIX op. cit., p. 497, comme suit: „Les nodules à olivine sont le résultat de la cristallisation totale d'un magma complet. La partie sous-jacente restée liquide se serait plus tard acidifiée de façon à produire le basalte qui, au moment de l'éruption, aurait fondu et disloqué les péridotites antérieurement

¹⁴⁾ moyenne de 20 analyses calculées par Duparc (Le platine et les gîtes platinifères, p. 61). La dunite présente, on le sait, une certaine constance dans sa composition chimique, quels que soient les centres primaires dont elle provient.

solidifiées, cette fusion de la roche étant du reste facilitée par le relèvement des isothermes consécutif à l'éruption. Il base principalement son opinion sur les résultats des expériences synthétiques, essayées sur des magmas basaltiques qui, soumis à plusieurs temps de recuit, n'ont jamais donné de roches comparables aux péridotites."

Ces deux théories diffèrent par l'indépendance accordée au magma initial: pour LACROIX, celui-ci contenait à la fois les éléments du basalte et ceux des péridotites, tandis que pour MICHEL-LÉVY, c'est le magma resté fluide qui s'est postérieurement modifié par apport d'alcalis, d'alumine, etc. Elles ne manquent évidemment pas d'ingéniosité et peuvent fort bien correspondre à la réalité. — Je leur objecte cependant l'ordre de consolidation apparemment inverse que l'on observe dans certains massifs péridotiques, en particulier dans ceux de l'Oural. On sait que la cristallisation de ceux-ci a débuté par leur enveloppe de gabbros ou autres roches feldspathiques, provoquant ainsi un départ des éléments acides vers la périphérie du massif en voie de consolidation; postérieurement, se sont solidifiés les éléments basiques, le dernier terme étant représenté par le noyau central dunitique. Ce fait n'est peut-être pas général (principe de SORET) mais permet de douter des théories qui viennent d'être résumées.

En raison de l'identité parfaite que j'ai observée entre les nodules ci-dessus étudiés et certaines roches de profondeur, et en raison d'un ensemble de considérations que j'exposerai ultérieurement, je suis porté pour ma part à envisager ces nodules comme des enclaves enallogènes, qui ne correspondent nullement à des ségrégations opérées dans le sein du magma, mais au contraire à des fragments de roches en place, étrangères au magma basaltique qui les englobe.

D. Mode d'éruption.

Les conditions qui ont régi l'émission de ces basaltes se rattachent, le fait est clair, à celles qui caractérisent les éruptions hawaïennes. Les appareils volcaniques sont réduits à leur plus simple expression, c'est-à-dire à de simples monticules basaltiques, en forme de cônes surbaissés, qui marquent l'emplacement des anciennes bouches de sortie de la lave, et qui, dans le cas présent, sont principalement représentés par les Mte Argiadores et Pirische. Une grande fluidité devait caractériser le magma éruptif qui, s'échappant de fractures entrouvertes béantes, se répandait au

loin en formant les nappes aujourd'hui morcelées, dont l'épaisseur est en général très faible, si on la compare à leur étendue. La superposition des strates divisées prismatiquement et de strates non divisées, que l'on observe dans le Val Cedrino, met en évidence la pluralité des coulées qui produisirent ces nappes. Ces éruptions semblent en outre s'être effectuées sans projections de matériaux ayant pu donner naissance à des tufs et à des matières cinéritiques; nulle part en effet, dans les multiples endroits où j'ai observé ces basaltes, je n'ai pu rencontrer de types tant soit peu tufoïdes ou simplement bréchoïdes. Cela est d'autant plus remarquable que les proportions des gaz contenus dans le magma éruptif devaient être très grandes, comme en témoigne la texture si fréquemment vacuolaire des basaltes. En somme, il semble que ces éruptions furent en quelque sorte brèves et pour ainsi dire simplifiées; elles ne donnèrent pas lieu aux phénomènes accessoires ou secondaires que l'on observe d'ordinaire dans les éruptions volcaniques de ce genre, si ce n'est ceux qui produisirent la curieuse butte du Mortale ou les fractures injectées du Riu Minda. Tandis que, près de Dorgali, les basaltes coulaient sur un sol incliné, près d'Orosei, ils se répandaient sur un sol sensiblement horizontal et nivelé. Selon LAMARMORA, cette inclinaison plus ou moins grande du sol aurait considérablement influé sur la texture de la roche et, tandis que les basaltes d'Orosei présenteraient une certaine compacité, ceux de Dorgali seraient beaucoup plus scoriacés; je pense pour ma part que l'auteur exagère notablement cette influence et qu'elle a été au contraire insignifiante.

Près d'Orosei, les basaltes reposent, nous l'avons vu, sur des formations pliocéniques: mais aucun critère tangible ne fixe de limite chronologique supérieure à leur éruption. — Il suffit cependant de considérer l'érosion à laquelle ils ont donné prise, pour placer cette éruption à la fin du tertiaire. Je pense qu'ils se sont épanchés à l'air libre et non sous la mer, en raison de la structure des cônes volcaniques, des divisions columnaires, du contact direct avec le granite et de la discordance faible mais réelle, qu'ils présentent avec les strates pliocéniques, sur la rive gauche du Cedrino. Quant à l'orientation générale des fractures qui ont donné passage au magma éruptif, on ne peut que l'induire de l'orientation de certains dykes de Dorgali, du sens prédominant des lignes de fractures granitiques près de ce village, et de l'alignement apparent de certains centres d'émission, car elles doivent être masquées par les nappes elles-mêmes; je présume

que cette orientation générale est NNE—SSO. Elle serait ainsi peu différente de celle des fractures semblables et contemporaines du NO de la Sardaigne.¹⁵⁾

Sommaire.

Récapitulons sous ce titre les faits nouveaux acquis par ce travail et les conclusions qui s'en dégagent.

Parmi les données qui ont trait au massif paléozoïque sarde, je mentionne certaines précisions sur la nature pétrographique, l'extension et la position stratigraphique des formations cristallophylliennes qui s'étendent dans la région de Galtelli. Le granite qui affleure sur un vaste espace dans les régions avoisinantes, a fourni de même quelques données nouvelles, soit au point de vue de ses dislocations et de ses rapports avec les schistes cristallins, soit au point de vue de la constitution minéralogique de certaines enclaves amphiboliques résultant sans doute de la résorption, avec métamorphisme subséquent, de fragments détachés de la couverture schisteuse, lors de la mise en place du granite. J'ai décrit également une série de roches recoupant en filons le granite et les schistes paléozoïques; ces roches consistent, je le rappelle, en aplites, microgranulites, diabases et porphyrites à hornblende.

Les porphyres que l'on rencontre à la base septentrionale du Mte de Galtelli, et que LAMARMORA considérait comme des roches intrusives post-crétacées, sont en réalité, je l'ai montré, des roches d'épanchement qui correspondent à des éruptions volcaniques anciennes, probablement carbonifères ou permienes.

Les caractères spécifiques des basaltes de Dorgali ont été également établis par le présent travail, ainsi que certaines particularités de leur éruption, parmi lesquelles je note l'orientation présumée des fractures ayant donné passage au magma éruptif, et l'existence des curieux filonnets basaltiques du Riu Minda. Parmi ces basaltes, j'ai distingué et décrit un type un peu spécial, pour lequel j'ai proposé le nom de *Dorgalite*. Certains phénomènes de contact ont été également décrits; notamment ceux qui ont produit le broyage et les recristallisations du granite encaissant les dykes basaltiques de Dorgali, et ceux qui ont donné naissance à des minéraux tels que la leucite et la glaucophane, minéraux qui n'ont pas, que je sache, été signalés dans des conditions analogues. L'identité parfaite qui existe entre certaines roches pro-

¹⁵⁾ DEPRAT — Evolution des magmas éruptifs tertiaires et récents dans le NO de la Sardaigne. Bull. Soc. Geol. Fr., 1914, vol. XIV, p. 57.

fondes et différents nodules pyroxèno-péridotiques contenus dans les basaltes de Dorgali a été mise en évidence afin de contribuer à rendre moins hypothétique la théorie qui les considère comme des fragments de roches en place, arrachés en profondeur par le magma éruptif. Je rappelle enfin que les mêmes basaltes m'ont permis d'établir l'existence de deux nouvelles formes d'altération de l'olivine, qui, en l'occurrence, sont représentées par les deux minéraux que j'ai nommés *Traversite* et *Oroseite*.

Genève, Laboratoire de Minéralogie et de Pétrographie de l'Université.

Juillet 1925.

A. AMSTUTZ, CARTE GÉOLOGIQUE DES ENVIRONS DE DORGALI ET

