

553 : 522 (438.12) (041)

ETUDE GEOLOGIQUE DU SECTEUR DE LA MINE DE LA JOYA

PROVINCE DE HUELVA (Espagne).



par J.C. MIRRE

Año 1968

La mine de la Joya est située à sept kilomètres au NNE du village de Cabezas Rubies, dans la juridiction du Cerro au Nord de la Province de Huelva (Espagne). Elle a été longtemps considérée comme ayant des conditions de gisement différentes de celles du reste de la province. Ceci était dû au fait qu'en apparence ses épontes sont des roches volcaniques, l'une d'elles étant considérée comme une diabase (Pinedo Vara, 1963).

L'objet de cette étude est surtout géologique et on a cherché d'abord à expliquer la position du corps minéralisé par rapport aux épontes volcaniques.

La mine de la Joya se place dans la moitié nord d'une ride de roches volcaniques de direction approximative est-ouest, d'une largeur d'environ deux kilomètres et qui s'étend au-delà des rivières de la Panera à l'Est et l'Arroyo del Sauce Barranco à l'Ouest, les limites de la carte.

Le secteur de la ride étudié est constitué de trois épisodes volcaniques principaux dans lesquels on peut différencier plusieurs faciès lithologiques. Ces faciès correspondent à différentes coulées mais aussi à des variations latérales des matériaux éruptifs par rapport aux centres d'émission.

Ces trois épisodes volcaniques sont constitués d'une manifestation volcanique basique qui sépare deux séquences volcaniques de caractère acide : une pré-basique et une post-basique.

La séquence basique

Elle affleure tout le long de la bordure nord de la ride

volcanique, mais sa puissance décroît en allant de l'Ouest vers l'Est. A l'Ouest son épaisseur maximum atteint 35 m tandis que vers la Ribera de la Panera sa puissance est presque nulle et le faciès n'est représenté que par des tufs très tectonisés.

Nous avons distingué trois faciès caractéristiques. Un faciès basal tuffacé ou vitrophyrique totalement recristallisé en mosaïque quartzreuse très fine avec séricite intersticielle, grands phénocristaux de quartz très corrodés, fantômes de phénocristaux transformés en masses xénomorphes de séricite-chlorite ou chlorite. On observe aussi des masses arrondies (1 cm) de chlorite-séricite que l'on suppose être des éléments clastiques sédimentaires transformés.

En remontant la série, les faciès deviennent de moins en moins quartzeux et apparaissent des éléments clastiques d'une roche mafique.

A quelques mètres du toit la roche devient un genre de "tufflava" (Vlodavetz, 1966). La partie clastique qui constitue plus de 50 % de la roche est une fine pâte microlitique avec des phénocristaux de plagioclases, augite, hornblende et de très rares cristaux de quartz. Le plagioclases est remplacé par de la séricite et de l'épidote, on ne peut donc pas déterminer exactement le caractère de cette roche. Le matériel interclastique est un très fin agrégat de quartz-chlorite avec de petits cristaux de pyroxène et quelques rares cristaux d'hornblende.

Aussi au toit, mais dans des affleurements situés plus près de la mine on trouve une roche formée pour presque 80 % par des éléments clastiques anguleux à subanguleux formée de fine pâte microlitique très altérée avec des phénocristaux d'hornblende en partie chloritisée, et plus rarement de pyroxène. Entre ces éléments clastiques on observe une pâte de quartz sphérolitique avec quelques nids de chlorite, les seuls phénocristaux que l'on trouve, rares, sont en quartz. Cette pâte interclastique forme aussi des masses isolées dans les éléments clastiques ; il s'agit de masses de chlorite remplacées parfois complètement par du quartz sphérolitique toujours important.



La roche est traversée de quelques filonnets d'albite-épidote (voir photo 1). Pour ces deux roches il s'agirait d'un tuf autoclastique dont la pâte interclastique montre un stade de cristallisation plus tardive par rapport aux éléments clastiques (quartz sphérolitique et chlorite).

Il est impossible de définir cette série comme calco-alcaline normale ou kéraatophyrique par l'étude microscopique puisque les feldspaths sont totalement altérés.

Vers l'Est, sur le bord de la route à 600 m à l'Ouest du Pont de la Ribera de la Panera on observe seulement une épaisseur très réduite de tufs à phénocristaux de quartz très anguleux et de feldspaths complètement remplacés par une association quartz-séricite. La base est formée d'une fine mosaïque de quartz avec quelques séricites et chlorites. Ce tuf a subi une importante déformation tectonique.

La séquence basique : On peut distinguer trois faciès

- basaltes ophitiques
- basaltes ophitiques amygdalaires
- spilites porphyriques.

Le faciès du basalte ophitique affleure à l'éponte Sud de la mine de la Joya. C'est une roche verte à grain fin, massive avec des zones à diaclassement parfait en colonnes hexagonales. Elle présente une texture ophitique à subophitique l'augite étant absolument fraîche. (Voir Photo n°2 et analyse).

Le faciès ophitique amygdalaire se retrouve avec quelques variations tout le long de l'affleurement de l'axe anticlinal. Aux affleurements qui correspondent à l'extrême Ouest de la carte où l'épaisseur diminue jusqu'à disparaître, la texture ophitique est clairement visible et le remplacement par les oxydes est très peu poussé. Par contre les amygdales remplies par du carbonate, sont très abondantes (voir photo n°3).

Entre ces deux affleurements décrits, les phénomènes d'al-

tération ont remplacé toute l'augite par des oxydes de fer opaques accompagnés de quartz-carbonate-jarosite-chlorite-épidote. Ce faciès se caractérise sur le terrain par sa coloration brun-rouge et est généralement amygdalaire à carbonate. Ce faciès oxydé serait probablement à relier à des phénomènes de réaction se produisant au sommet des coulées. L'existence de quelques structures à l'affleurement qui ressemblent fortement à des "blocky lava" (A A lavas) confirmerait cette hypothèse.

Au sud de la "Corta Paniente" on peut observer le passage du basalte ophilitique à une spilite porphyrique. Le passage se fait sur une horizontale de deux mètres, mais le pendage de la coulée étant à ce point de 45° il faut penser que le passage transitionnel se fait en forme de biseau horizontal, la partie ophitique correspondant au toit d'un complexe qui comprendrait les deux faciès.

Le faciès de spilite porphyrique constitue d'importants affleurements qui se trouvent surtout immédiatement à l'Est de la Mine et dans le centre de la ride cartée. Dans ce faciès la présence de phénocristaux d'augite fraîche et la tendance gloméroporphyrique des plagioclases est caractéristique. La pâte est constituée d'un pavement quartzo-chloritique avec quelques albites (voir photo n°4). Une autre caractéristique importante est la présence de veinules et masses irrégulières de matériel siliceux très fin, verdâtre, quartzo-chloriteux, et d'amygdales de quartz-chlorite, de quartz et plus rarement de quartz-carbonate-chlorite. Dans la zone de passage à la spilite ophitique, la pâte est constituée de fins microlites à disposition trachytique sur un fond chloriteux avec un peu de quartz. Cette texture de la pâte est aussi observée dans les affleurements du flanc nord du deuxième synclinal. (voir photo n°5).

Un faciès très localisé et de faible surface d'affleurement est la breccia-lava autoclastique (Fischer, 1961). On le trouve entre la route de San Telmo et le village de Pajarito. Il s'agit d'une brèche verte, à pâte légèrement différente aux éléments anguleux à subanguleux, clairs et obscures, le tout ayant la même composition pétrographique. Il s'agit d'une roche de type spilitique avec phéno-



cristaux de plagioclase totalement altéré, d'augite et rarement d'hornblende. La pâte est à quartz-feldspath-chlorite en forme de mosaïque cryptocristalline, la différence de couleur du blanc au vert s'explique par une dégradation argileuse différente des feldspaths de la pâte.

A la base de la séquence basique on trouve en plusieurs points un mince niveau de tufs cinéritiques, présentant un léger granoclassement ; les faciès plus grossiers donnent des figures de charge sur les plus fins.

Ce faciès indique une légère activité pyroclastique peut être en rapport avec l'évolution de la lignée kéraatophyrique après l'éponte des éruptions basiques.

La séquence post-basique .

Elle est constituée par différents produits du volcanisme quartz-kéraatophyrique. Les faciès sont très variables et ne présentent pas forcément des coulées différentes. Une autre caractéristique de cet épisode sodico-acide est l'abondance des produits bréchi-ques (breccia lavas et tufslava) et pyroclastiques, ainsi que la variation des phénomènes d'altération autométasomatique. Ainsi à l'Est de la mine de la Joya on trouve des faciès à pâte presque hyaline avec des hornblendes et des plagioclases très frais, passant en continuité à des faciès où les plagioclases sont déjà très altérés, des hornblendes étant encore fraîches et englobées par une pâte quartzo-feldspathique fine. Finalement on trouve des faciès à plagioclases très altérés et à hornblendes totalement remplacées par chlorite-quartz-épidote-carbonate et pyrite xénomorphe ; les formes des hornblendes sont conservées.

En général la séquence post-basique se compose d'une unité de quartz kéraatophyre à hornblende qui couvre une aire assez importante sur la carte principalement dans la moitié Sud.

Un faciès latéral et de passage vers le haut de celui-ci est formé de brèches volcaniques et de tufs (autoclastiques ?) Le caractère clastique de ces faciès n'est pas toujours visible sur le terrain

du fait que la pâte et les clastes présentent les mêmes traits pétrographiques ce qui donne un aspect homogène à la roche. Le caractère bréchique devient manifeste dans certains cas, en particulier à l'affleurement de l'aile Sud du deuxième anticlinal. Là se trouve une brèche à éléments non seulement rhyolitiques mais aussi spilitiques et même de type schisteux.

Au dessus et très localisé on trouve des dacites à augite. Elles sont caractérisées par une andésine acide zonale, fénocristaux de quartz très arrondis d'augite et par l'importante participation de l'épidote dans les produits d'altération. Cette unité est plus réduite et se localise surtout dans le coeur du synclinal Nord. Photo n°6.

Sur ce complexe s'étend un faciès tuffacé qui se développe particulièrement dans le troisième synclinal. Il s'agit d'un quartz kératophyre sans mafiques sauf quelques individus de biotite, presque totalement décolorés et remplacés par épidote et chlorite. Il se reconnaît très facilement sur le terrain par sa couleur, bleu-clair avec de grands phénocristaux de quartz à tendance automorphe. Cette roche se présente en corps lenticulaires dans des zones de tufs à grands phénocristaux de quartz avec une schistosité bien développée. Il se pourrait alors que ce complexe volcano-pyroclastique (ignimbritique ?) corresponde à ce que Kinkel (1962) a décrit à la Zarza comme "corps lenticulaires de rhyolite à grands phénocristaux de quartz associés aux pyroclastiques. C'est dans ces pyroclastiques que l'on localise le corps minéralisé de la Joya. (Voir photo n°7)

Les cinérites

On a trouvé des restes très localisés de ce faciès sur la paroi Ouest de la Corta Grande. Il se présente très tectonisé et en forme d'intercalation de couleur vert et violet foncé ("polvo verde et polvo hematites"). Dans les morceaux qui n'ont pas été affectés par la tectonique on observe de belles structures finement et régulièrement feuilletées avec des microfailles probablement dues à la compaction (voir photo n°8).

Ces cinérites contiennent un niveau très replissé et boudiné de jaspes rouges.

Des blocs et filons de jaspe rouge ont été aussi localisés dans plusieurs points du deuxième synclinal, à peu près vers le centre de la carte. Ce jaspe se trouve sur une bande discontinue et d'épaisseur variable, toujours en contact avec les tufs supérieurs à grands phénocristaux de quartz.

Les schistes

Ils s'étendent au Nord au delà de la limite de la carte. Dans le secteur Nord-Est on a différencié un faciès plus gréseux à schistosité moins dense. A part ce faciès, quelques niveaux de schistes noirs, un ou plusieurs niveaux de quartzites et quelques niveaux de grès plus ou moins piroclastiques. Le faciès le plus étendu correspond à une siltite très fine composée de 80 % de quartz détritique xénomorphe équidimensionnel dans une matrice de chlorite-séricite, dans quelques plages la matrice est extrêmement rare et les grains de quartz sont engrenés. Rares minéraux accessoires : sphène, topaze, tourmaline, opaque.

Près du lac, dans la première et deuxième bande de schistes du sud on trouve trois niveaux très tectonisés de quartzite répétés probablement par un plissement.

Au contact entre les tufs et les schistes dans le secteur Sud-Ouest on a observé dans plusieurs points des niveaux d'arkose résiduelle ou très peu transportée, formée à partir de roche volcanique ou de tufs, très enrichies par rapport à ceux-ci en quartz à grains subarrondis à subanguleux.

Le granite

Il affleure au nord des roches volcaniques vers le milieu de la carte. C'est un granite sodique du type sodaclase tonalite (Johannsen, 1962), c'est à dire à albite-quartz-hornblende. L'affleurement est allongé selon un axe Ouest-Nord-Ouest, il n'est pas continu ni homogène. A part quelques légères variations texturales, on



observe surtout vers la bordure des xénolites angé de roche verte. Une série d'affleurement épars s'alignent à peu près parallèlement à l'axe Ouest Nord-Ouest et sont constitués d'un microgranite à albite-quartz ou leuco soda tonalite (Johannsen, 1939), pratiquement sans mafiques sauf de rares individus de chlorite-séricite intercrystallisés apparemment dérivés de l'altération des biotites. Quelques textures graphiques.

Le granite présente de gros cristaux d'albite avec une légère zonation. Elle n'est généralement pas maclée. Les hornblendes sont altérées, parfois totalement en chlorite, avec rarement épidote et minéraux opaques entourés de jarosite. Le quartz envahit tout et remplace fréquemment en les pénétrant, les albites. Il montre toujours une extinction roulante et dans quelques plages on l'observe très écrasé. La texture générale est holocristalline.

Les xénolites de roche verte sont d'une roche à albite-hornblende, le feldspath se présentant avec un habitus porphyroblastique et l'hornblende a une tendance poïkiloblastique; quelques quartz intersticiels.

La texture et la composition de ces xénolites nous font penser à des spilites métamorphisés, toute l'augite ophitique ayant été transformée en hornblende.

Un retromorphisme, probablement en relation avec le même autométasomatisme du granite donne comme principaux minéraux de la chlorite à partir de la hornblende, de la séricite à partir des plagioclases et de l'épidote. Cette relation avec le granite est confirmée par le fait que l'on observe des veines à épidote-chlorite - sphène traversant le contact xénolite-granite. On observe aussi un étroit ruban presque continu d'épidote tout le long du contact xénolite-granite.

La position stratigraphique de ces granites par rapport aux séries volcaniques n'est pas connue. En effet, le granite est en contact avec des schistes, sans que l'on puisse trouver aucune trace de métamorphisme dans ceux-ci. Les échantillons de schistes pris les plus proches du contact ne montrent non plus aucune relation de postériorité par rapport au granite.

Par ses caractères pétrographiques le granite appartiendrait au même complexe que l'intrusion de Gil Marguez-Campofrio

TECTONIQUE

Le plissement isoclinal du complexe volcano-sédimentaire de Rio Tinto a été reconnu par plusieurs auteurs (Rimbaud, 1963 et Kinkel 1962).

Le plissement est difficilement mis en évidence dans la région. Ceci est dû au fait que les deux grandes unités lithologiques ne présentent pas de niveaux repères que l'on puisse suivre facilement sur le terrain. Dans le complexe volcanique les faciès sont discontinus et les contacts difficilement visibles, tandis que dans les schistes la monotonie lithologique empêche de suivre toute structure.

Aux alentours de la Joya on a pu repérer cinq importants axes anticlinaux grâce à la continuité des faciès basiques. Il s'agit de plis isoclinaux d'amplitude variable et d'une longueur approximative de 500 m. La direction du plissement est en gros Est-Ouest avec de légers changements de direction comme l'on peut observer vers le centre-ouest de la carte. On n'est pas arrivé à définir une direction de plongement des axes. Les plans axiaux sont inclinés vers le Nord à peu près 45° - 60° degrés, sauf au secteur même de la mine où l'inclinaison des plans axiaux approche 80° degrés.

Dans les schistes se développent des plis secondaires d'une longueur d'onde variant de quelques mètres à un décimètre. A cette échelle on observe dans les schistes de différentes sortes de plis ainsi que des pincements et des chevauchements.

Une importante schistosité accompagne les schistes et pyroclastiques, en général à plus grande densité dans les premiers. Celle-ci présente des pendages très variables, les plus communs étant de 60° à 80° vers le sud. On observe dans les intercalations gréseuses ou tuffacées dans les schistes d'excellents exemples de réfraction de la schistosité.

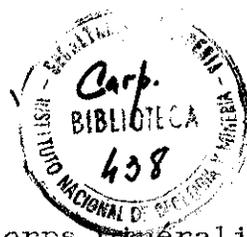
L'existence de phénomènes de chevauchement de courte ampleur est probable. Il est difficile de les mettre en évidence sur les unités volcaniques, mais certaines zones écrasées sur des charnières (voir profil III) l'indiqueraient aussi. Ceci est aussi probable sur le contact basalte-minerai sur l'éponte Sud de la mine de la Joya.

Un important groupe de failles de direction générale Nord-Sud est connu dans la province. Ce sont des failles normales à faible rejet, dans beaucoup de cas remplies de veines de quartz (quelque fois cimentant des brèches tectoniques) hydrothermal blanc laiteux. Ces failles sont difficilement repérables sur le terrain à l'échelle de ce travail et elles n'ont pas été cartées.

Tectonique de la mine de la Joya

Cette mine est limitée par deux importantes fractures du type "cradle shaped graben" (Belousov, 1962, pp.589) ou grabens en forme de berceaux. Deux failles à peu près Nord-Sud disparaissent graduellement vers le Nord et vers le Sud ; le bloc qu'elles limitent s'est comporté comme un graben déprimé en forme synclinale, la partie la plus déprimée étant au centre et ayant atteint quelques 100m de déplacement vertical. Vers le Nord et le Sud ce déplacement diminue progressivement. Ces traits structuraux particuliers à la mine La Joya sont peut être dus à la présence même de la masse de minerai qui conditionnait une réponse particulière aux contraintes mécaniques. ceci supposerait que la masse de minerai situé dans l'axe du deuxième synclinal nord, serait d'une importance comparativement énorme par rapport au reste, s'il est vrai qu'il y avait de la minéralisation tout le long du fond de cet anticlinal.

D'autres fractures de caractère secondaire sont visibles à la mine. Au moins trois fractures de direction Nord-Sud et à importante (?) composante horizontale déplaçant tout le mur que la masse minéralisée, surtout une qui se trouve à la limite Est de la Corta Levante qui déplace d'une vingtaine de mètres les épontes du minerai



et qui serait la cause de la coupure entre le corps minéralisé de la Corta Levante et celui de la Corta Poniente.

Dans cette dernière on peut observer la remobilisation de la minéralisation par l'effet d'un jeu de failles secondaires Nord-Sud à composante surtout horizontale accolées à la faille occidentale du graben.

Ce même type de failles secondaires qui se trouvent accolées à la faille orientale du graben expliquent l'apophyse de minerai à tendance Nord-Sud dans cette zone.

La tectonique particulière qui entoure le corps minéralisé de La Joya, ainsi que la forme particulière du corps minéralisé (importantes apophyses de direction Nord-Sud aux extrémités du grand corps Est-Ouest) ouvre un important point d'interrogation sur le contrôle paléotectonique de la minéralisation.

Nous ne savons pas jusqu'à quel point "l'anomalie tectonique" de la mine de La Joya peut s'expliquer par une réponse différente aux contraintes hercyniennes ou par le rejeu des éléments tectoniques antérieures à cette dernière phase, eux-mêmes métallotectes du corps minéralisé de La Joya.

Minéralisations

Le corps minéralisé de La Joya est divisé par deux anciennes exploitations à ciel ouvert : Corta Levante (Est) et Corta Poniente (Ouest) (Figure n°3)

Corta Levante. Le corps minéralisé a une longueur de plus de 150 m et une largeur maximum de 30 m dans sa partie centrale. Il a la forme d'un corps allongé Est-Ouest à dimensions relativement constantes et qui vers les extrêmes, surtout à la terminaison occidentale s'amincit fortement et tend à s'orienter Nord-Ouest-Sud-Est. Il pend entre 70° - 80° vers le Sud.

Quelques digitations partent vers l'encaissant avec différentes directions parfois Est-Ouest, suivant des fractures secondaires.

L'éponte sud du corps est toujours un basalte vert à diaclasement colonnaire, le contact étant très probablement faillé. L'éponte nord par contre est parfois constituée de tufs à gros cristaux de quartz généralement très silicifiés ou bien par des brèches de quartz-kératophyre.

Le corps minéralisé a une hauteur connue de près de 100m. A peu près à ce niveau on observe une légère diminution d'épaisseur et de longueur, surtout sur l'éponte est, ce qui imposerait un léger pendage vers l'Ouest de la faille limite orientale, ou bien la proximité de la limite du corps minéralisé.

Le minerai est principalement massif surtout vers l'éponte Sud, où le contact minerai massif - basalte est très net et séparé toujours par quelques centimètres de matériel argileux et siliceux qui laisse supposer une faille. Cette éponte est très différente de celle du Nord où les contacts sont plus transitionnels et où l'on voit le minerai qui par remplacement progressif passe du massif à l'"azufron" (minerai pauvre siliceux) et finalement aux tufs altérés (silicification + séricitisation). En général l'éponte nord est plus riche en structures litées ou pseudo-litées avec galène principalement et blende plus rare.

Ces deux minéraux sont aussi très riches dans le minerai des apophyses. Ce sont ou bien de fins filons (10 - 20cm) parallèles à la schistosité (verticale), ou bien des filons plus irréguliers qui suivent un court trajet des cassures secondaires. On observe aussi rarement associé au Pb-Zn de la chalcoppyrite, mais selon les analyses de la compagnie qui exploite la mine, la teneur en cuivre est totalement erratique tandis que celle de Pb-Zn augmente dans les apophyses et généralement près de l'éponte nord.

Les analyses publiées par Pinedo Vara (1963) signalent :

Ère anal.	S	Cu	Pb-Zn	As	SiO ₂
Corta Poniente	41-51%	0,15-0,8%	max 1,8%	0,45max	4-0,5%
Corta Levante	49,5%	Traces	11%-0,6%	0,25%	1,9%

Certains échantillons de minerai présentent des évidences de remplacement des tufs par de la pyrite. Les contacts sont transitionnels et les phénocristaux de quartz sont d'abord intacts quand la masse est presque totalement remplacée et en suite on commence à voir des "couronnes" de pyrite remplaçant quartz avec encore du quartz formant des noyaux, et puis finalement, on voit le remplacement total dans un minerai de plus en plus massif (voir photo n°9)

Corta Poniente. Cette Corta n'a pas été étudiée parcequ'elle se trouve aujourd'hui presque complètement noyée. Selon Gonzalo Tarin (1888) et Pinedo Vara (1963) le corps minéralisé à une direction Nord-Sud avec un pendage presque vertical. Ses caractéristiques de contact et sa direction anormale indiqueraient que cette minéralisation est l'apophyse terminale ouest du même corps que celui de la Corta Levante, remobilisé le long des fractures secondaires qui accompagnent la faille orientale du graben.

Un système de failles Nord-Sud déplace le corps minéralisé et les épontes vers le Nord, dans la frange qui sépare le Corta Levante de la Corta Poniente. Il est probable que les deux corps s'unissent en profondeur, sauf un écran pauvre dû à l'action des failles et altérations secondaires. En surface toute la zone est constituée par des morceaux de chapeau de fer ainsi que par des roches volcaniques et des brèches d'altération partiellement remplacés par l'oxyde de fer.

INDICES MINERALISES

L'importance de ses indices au point de vue géologique est due au fait qu'ils se trouvent toujours encaissés dans le même type de roche, celle-ci étant le même tuf à gros phénocristaux de quartz qu'à la mine de La Joya. Ces indices ont donné seulement du minerai très pauvre et siliceux du type "azufron". On pourrait supposer qu'il s'agit des "racines" des anciens corps minéralisés aujourd'hui totalement érodés. La position de ces indices, très près ou sur le même axe



synclinal que celui de La Joya est encore un autre argument qui indique qu'il s'agit de minéralisations familières de celle de La Joya. Pourtant la position des indices sur les coupes (III-IV) montre que les minéralisations n'étaient pas importantes et que l'érosion seule n'explique pas l'absence des corps minéralisés. Ceci est évident surtout pour l'indice situé tout à fait à l'Ouest sur la coupe IV. Là il n'y a pas eu d'érosion, les schistes affleurant très près.

La minéralisation de La Joya serait donc à l'origine un grand corps, les autres indices n'étant que de minces niveaux (latéraux). C'est ce même fait qui explique la tectonique particulière du secteur de la mine, et c'est cette tectonique qui a empêché l'érosion d'éliminer une grande partie du corps minéralisé. Nous revenons ici aux considérations faites plus haut quant au rôle d'une paléotectonique qui aurait contrôlé la mise en place de la minéralisation, ceci seulement dans le secteur qui est aujourd'hui la mine La Joya.

CONCLUSIONS

Sur une carte géologique à petite échelle, la province de Huelva apparaît comme une succession de rides constituées presque totalement de roches volcanique et pyroclastiques séparés par des intervalles plus ou moins larges où dominent les roches schisteuses. Il est peu sûr qu'à chaque ride volcanique corresponde un alignement de centres effusifs. Par contre il est probable que l'actuelle disposition soit en majeure partie due à la tectonique. Ainsi, des coulées épanchant à partir des centres effusifs et s'intercalant dans la sédimentation détritique, donnent par l'effet du plissement, une série de "rides volcaniques" séparées par des "rides de schistes" (voir figure 5).

Ce volcanisme s'est poursuivi pendant un certain laps de temps de façon discontinue. On peut, en simplifiant, schématiser ainsi : une succession de coulées suivies d'une période à pyroclas-

tiques qui signale la fin d'une "pulsation" ; puis une nouvelle "pulsation" donnant un nouveau complexe de coulées couronné par des pyroclastiques. Le centre d'émission sont probablement subaériens à la limite du continental-néritique (à La Joya les tufs ne présentent aucune sélection ou stratification, sauf pour les cinérites et les coulées de basalte ophitique montrent à la mine une belle structure colonnaire). Mais au fur et à mesure que l'on s'éloigne du centre, la mer devient de plus en plus profonde et la sédimentation détritique fine se dépose parallèlement et contemporanément au volcanisme.

La figure 5 montre les faciès détritiques s'avancant vers la source volcanique dans les périodes post-pyroclastiques, c'est-à-dire de calme ; et le contraire, quand les produits volcaniques s'éloignent des centres effusifs, pénétrant dans les domaines de la sédimentation détritique pendant les phases actives. Il faut souligner que la sédimentation détritique suit généralement la période pyroclastique près des centres effusifs mais ceci n'empêche pas que l'on puisse trouver des schistes sur les coulées et directement à leur contact.

Les produits pyroclastiques marqueraient l'étape terminale de chaque cycle en général accompagnés de produits sédimentaires. La minéralisation correspond à l'activité la plus tardive du cycle. Les produits fumeroliens sulfurés évoluent jusqu'aux produits siliceux, comme dans tous les exemples de gisements volcaniques de pyrite. ceci explique les jaspes qui accompagnent en général les cinérites les produits pyroclastiques les plus fins, déposés le plus tardivement.

Les minéralisations ne sont pas toutes forcément au même niveau stratigraphique et leur formation n'est pas régie par les mêmes lois. Ainsi les fluides pourront dans certains cas minéraliser des tufs par remplacement diagénétique ; dans d'autres cas le dépôt des sulfures sera contrôlé par les mécanismes de la sédimentation ^{donnant} des structures sédimentaires typiques. Ceci est connu dans la province : la position stratigraphique des minéralisations est extrêmement variable on les trouve dans des horizons très différents depuis les rhyolites

(s.l.) jusqu'aux cinérites.

Les relations entre le volcanisme basique et le volcanisme acide-kératophyrique ne sont pas encore claires. Nous ne savons pas encore si dans la province de Huelva nous avons affaire à un volcanisme calcoalcalin normal avec quelques unités spilite-kératophyriques ou bien s'il s'agit d'une province spilite-kératophyre avec quelques unités calco alcalines normales associées.

A La Joya, la position des ensembles spilitiques et basaltiques par rapport au kératophyres est comme nous l'avons vu assez claire. La série basique sépare deux séries acides qui se ressemblent fortement. Il est fréquent, dans la province, de trouver des unités basiques isolées dans les schistes et assez éloignées des "rides volcaniques". Ce fait est explicable si l'on tient compte de la fluidité beaucoup plus grande des laves basiques par rapport aux laves acides ce qui permet à ces dernières de s'éloigner des centres effusifs jusqu'à s'intercaler dans les schistes (figure 5).

Sur le Arroyo del Sauce Barranco au Nord de la zone cartée on a trouvé un affleurement de basalte à labradorite-augite intercalé dans les schistes dont la position stratigraphique n'est pas claire.

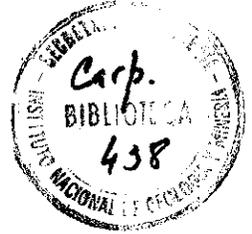
Deux importantes hypothèses de travail sont à retenir.

- La sédimentation schisteuse est toujours contemporaine au phénomène volcanique. Près des centres effusifs elle s'intercale dans les coulées et les produits pyroclastiques, loin d'eux elle se présente comme une série continue.

- Les roches basiques ne doivent pas être forcément considérées comme antérieures ou postérieures au volcanisme acide ; elles sont contemporaines. Le fait que l'on trouve des affleurements de roches basiques isolés dans les schistes est le résultat de leur plus grande capacité d'épanchement par rapport aux roches acides.

- Les minéralisations accompagnent les phases terminales des épisodes volcaniques acides (produits pyroclastiques). Elles ne correspondent donc pas à un niveau stratigraphique particulier. Si la source de la minéralisation est bien dans le volcanisme, le milieu

de dépôt est variable. Les minéralisations montreront selon les cas des structures de type stockworks, remplacement, sédimentaire etc....



BIBLIOGRAPHIE

- BARD, V.P. (1965) - Introduction à la géologie de la chaîne hercynienne dans la Sierra Morena occidentale (Espagne) Hypothèses sur les caractères de l'évolution géotectonique de cette chaîne - Rev. de Geogr. Phys. et Geol. Dyn. V 7, fasc.4.
- BELOUSSOV, V.V. (1962) - Basic Problems in geotectonics Mc Graw Hill Book, Co. New York.
- FISCHER, R.V. (1961) - Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks - Geol. Soc. of Amer. Bull. V.72 pp.1409-14
- GONZALO Y TARIN, J. (1888) - Descripcion física, geologica y minera de la provincia de Huelva - Tomos I y II - Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de Espana - Madrid.
- JOHANNSEN, A. (1939) - A descriptive petrography of the igneous rocks The University of Chicago Press, Chicago, 1950.
- KINKEL, A.R. (1962) - Observations on the Pyrite Deposits of the Huelva District, Spain, and their relation to Volcanism - Ec. Geol. V.57 n°7
- PINENDO VARA, I. (1963) - Piritas de Huelva - Editorial Summa, Madrid - Espana
- VLODAVETZ, V.I. (1966) - The problem of tufflavas and ignimbrites in Tuffalavas and ignimbrites. A survey of Soviet studies, editor E.F. Cook - Elsevier, 1966.

Appendice



Analyse chimique

Basalte (paroi sud, mine de La Joya) (N° de laboratoire 3778)
Laboratoire de Géologie Appliquée - 23, rue de Cronstadt,
Paris XVème

SiO ₂	50,6
Al ₂ O ₃	18,0
Fe ₂ O ₃	9,30
TiO ₂	1,37
CaO	9,81
MgO	6,30
Na ₂ O	2,80
K ₂ O	0,05
Perte au feu	<u>2,13</u>
Total	<u><u>100,36</u></u>

L'analyse faite ne différenciant pas le FeO du Fe₂O₃ on a été obligé pour la norme de supposer un rapport $\frac{\text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3} = \frac{2}{1}$ qui à la moyenne des basaltes tholeitiques.

On a appliqué la méthode de C.I.P.W., en laissant de côté le K₂O, son numéro moléculaire étant inférieur à 0,002 (l'orthose étant nulle).

Nous avons aussi préféré attribuer le TiO₂ à la titanite plutôt qu'au l'ilménite à cause de sa présence probable dans la roche (difficilement différenciable au microscope de la jarosite, produit d'altération de la pyrite).

	N°	mol.	mgt	Sph(ti)	ab.	an.	di.	hy.	Q .
SiO ₂	843	-		017	270	262	054	197	043
Al ₂ O ₃	176	-		-	045	131	-	-	-
Fe ₂ O ₃	019	019		-	-	-	-	-	-
FeO	086	019		-	-	-	007	060	-
MgO	157	-		-	-	-	020	137	-
CaO	175	-		017	-	131	027	-	-
Na ₂ O	045	-		-	045	-	-	-	-
K ₂ O	-	-		-	-	-	-	-	-
TiO ₂	017	-		017	-	-	-	-	-

.043 mol Q = 2,58% Q

Quartz

.045 mol ab = 23,58% ab

.131 mol an = 36,42% an

An₆₁ Ab₃₉

Labradorite

dy { MgO = 0,02 x 100 = 2,00
 FeO = 0,007 x 132 = 0,92
 CaO = 0,027 x 116 = 3,13
 6,05 %

diopside

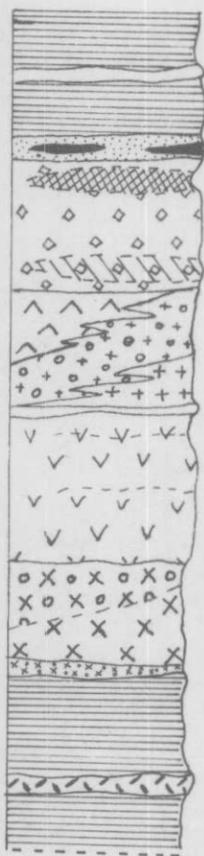
Augite (hy₇₈ di₂₂)

hy { MgO = 0,137 x 100 = 13,7
 FeO = 0,06 x 132 = 7,92
 21,62 %

hyperstème

Résultat

BASALTE THOLEITIQUE (pauvre en potassium)



schistes
 quartzites
 schistes
 cinerites et jaspes
 minéral
 tufs à gros quartz
 lentille vitrofirique
 dacite augitique
 breches kermatophyriques
 quartz kermatophyres
 tufs
 basaltes amygdalaires
 basaltes ophitiques
 spilites porphyroides
 tufolavas
 vitrophyres
 tufs de base
 schistes
 basalte à labrador-augite
 schistes
 ?
 soda tonalite
 leuco soda tonalite

Echelle 1:4.000

Fig. 4

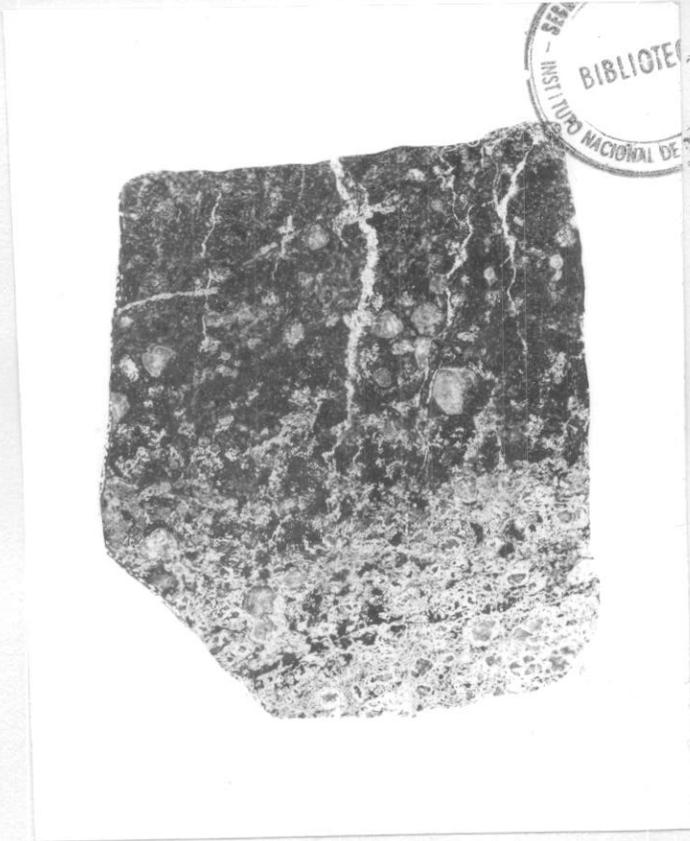
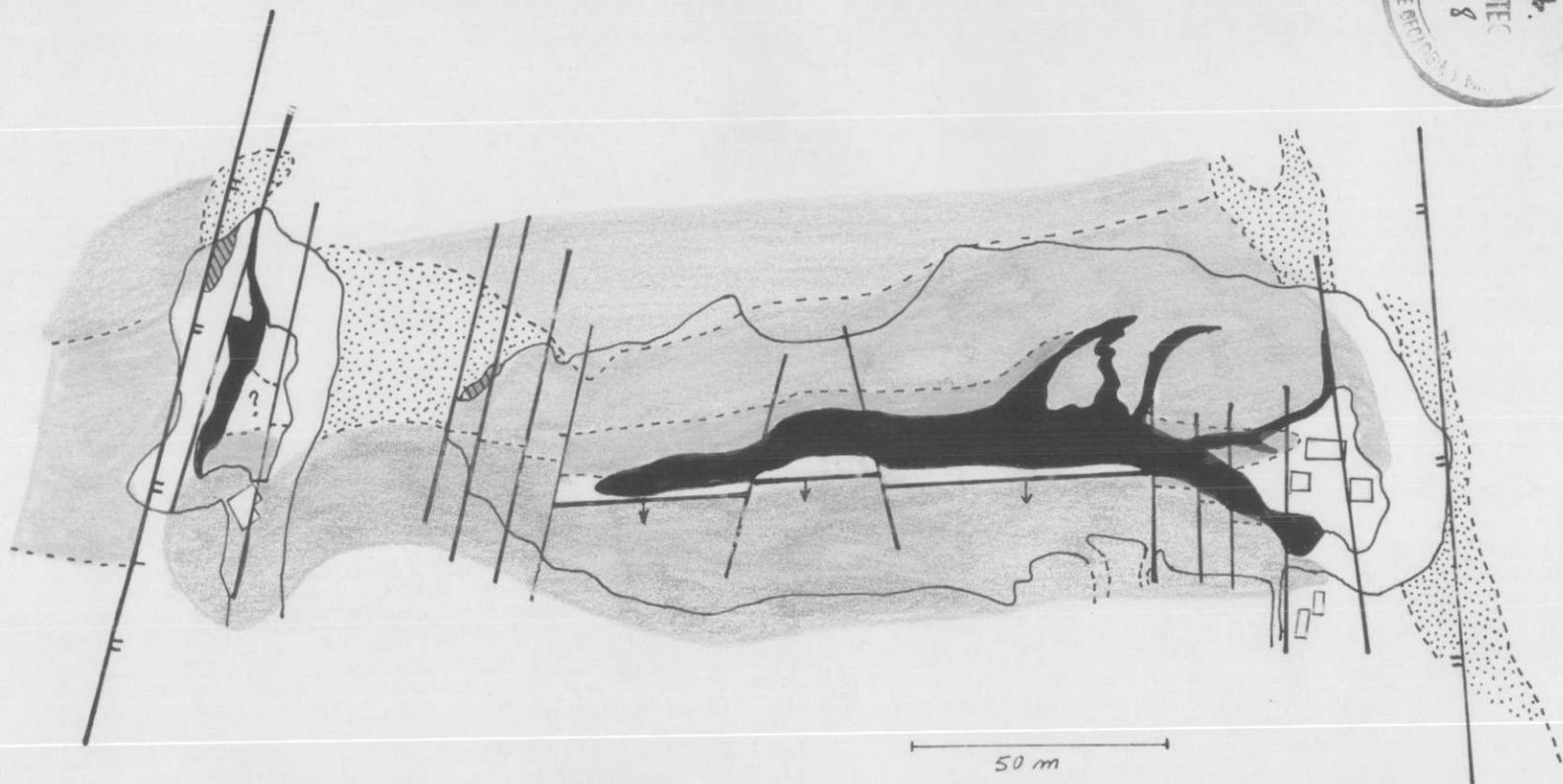


Photo n° 10

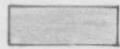
Contact Minerai - Tuf à gros quartz

Remplacement progressif des phénocristaux de quartz - Grandeur nature.

MINE LA JOYA



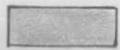
Cimérites et jaspes



Tufs à gros quartz



Brèches quartz-kératophyre



Quartz kératophyre



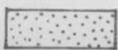
Tufs fins



Basalte ophitique



Minerai



Chapeau de fer
et
roches altérées



Failles limitant le "graben"



Faille à mouvement vertical
(pendage)

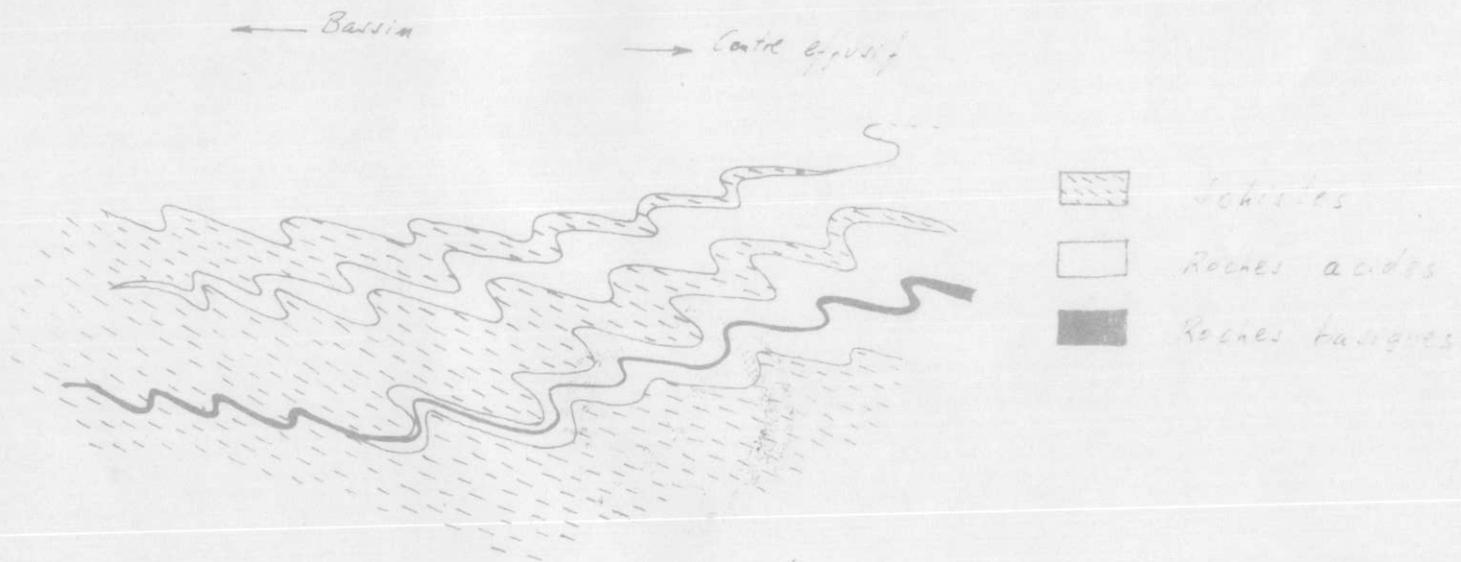


Faille à important mouvement
horizontal

Fig. 3



Fig. 5



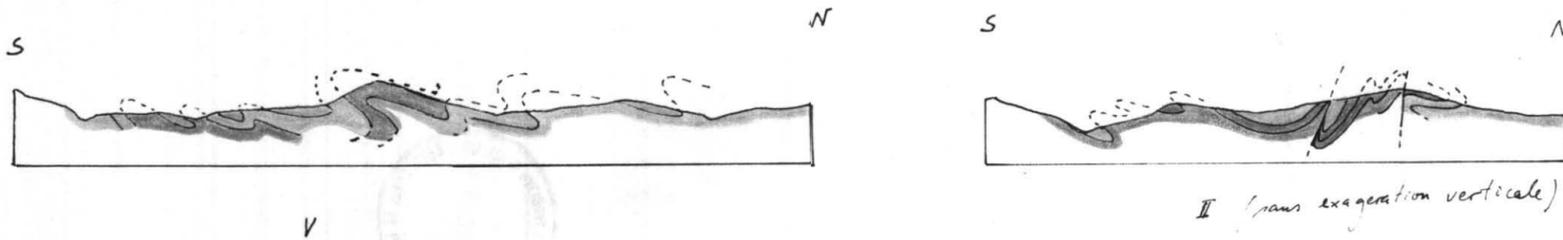
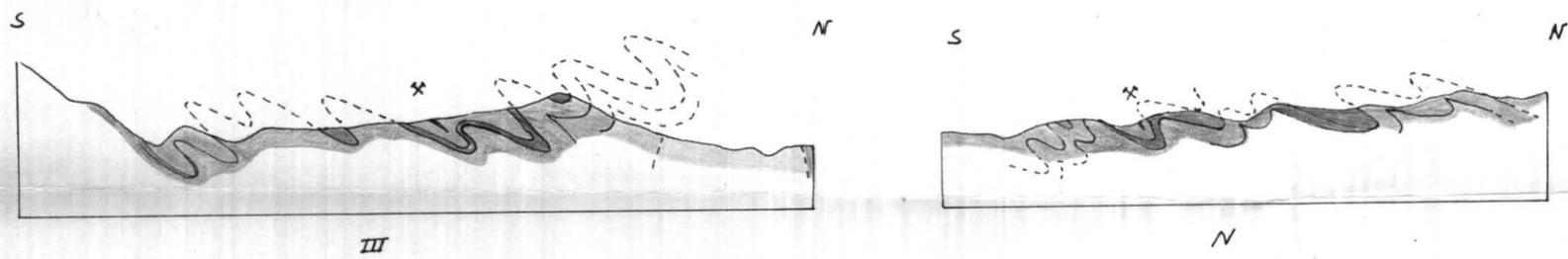
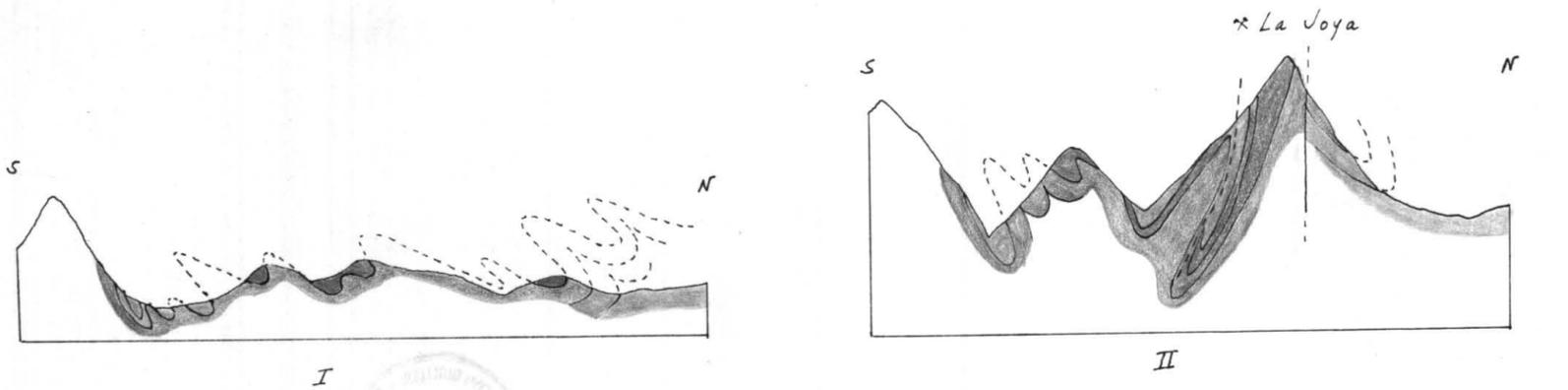
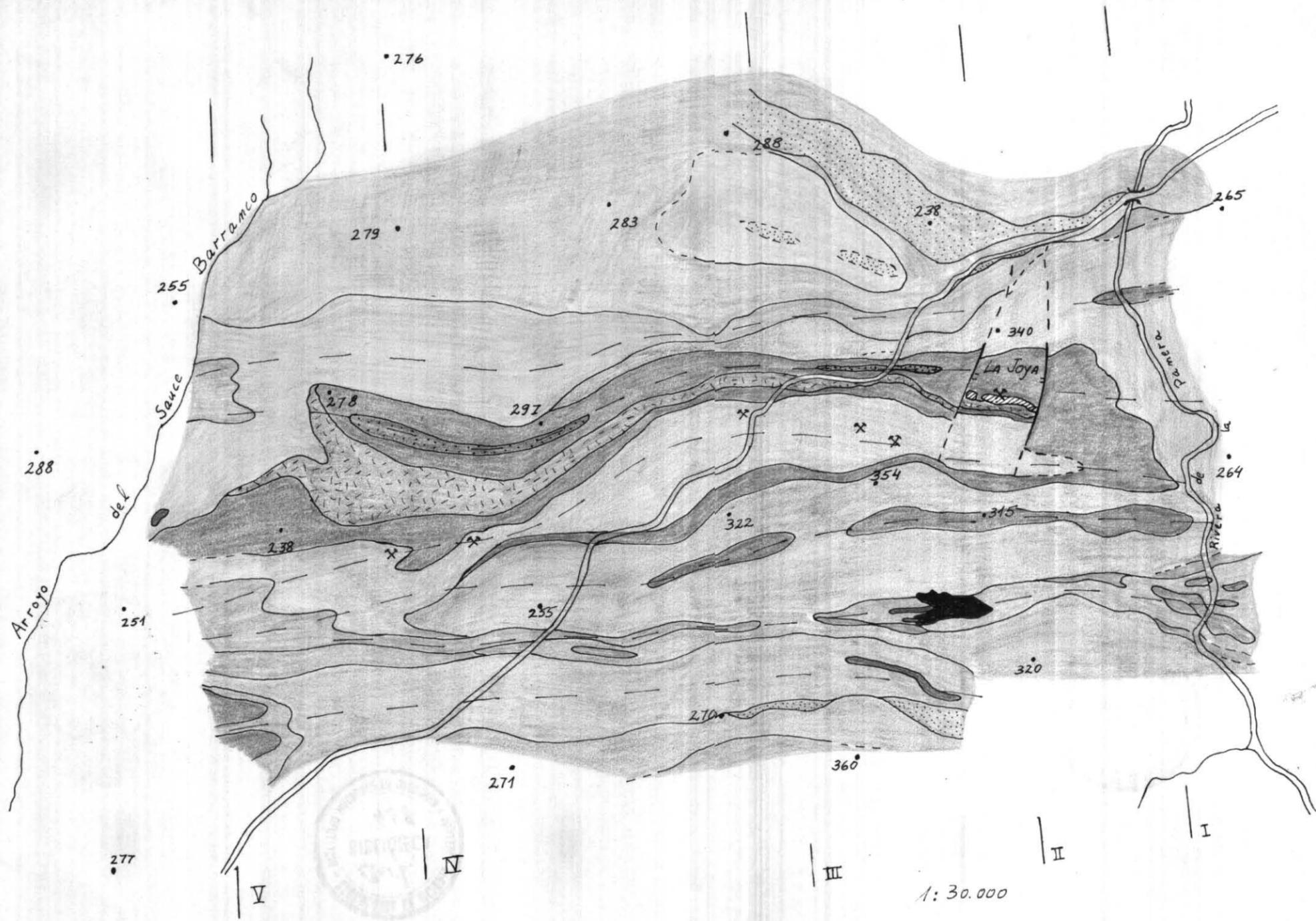


Fig. 2

- | | | | |
|---|----------------------|---|----------------------|
|  | Schistes |  | Quartz kératophyre |
|  | Roches prébasiques |  | Brèche g-kératophyre |
|  | Spilites et basaltes |  | Tufs à gros quartz |
|  | Granite albitiques | | |



- | | | | |
|--|--|--|--|
| | | | |
| | | | |
| | | | |

Fig. 1

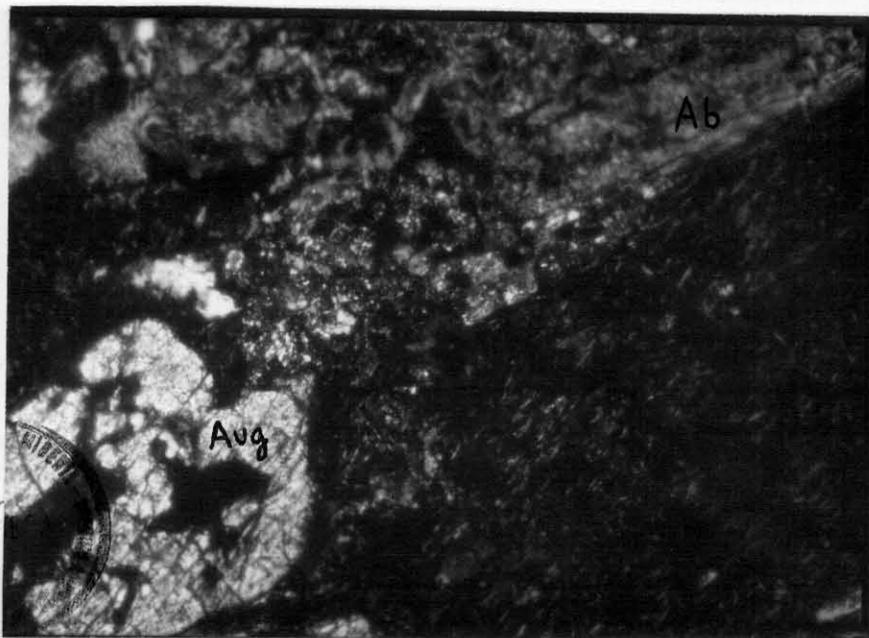


Photo n°5

E 7 - SPILITE DE PASSAGE (Aug = augite ; Ab = albite ; pâte à microlites de feldspath)
Nicols X 80 X

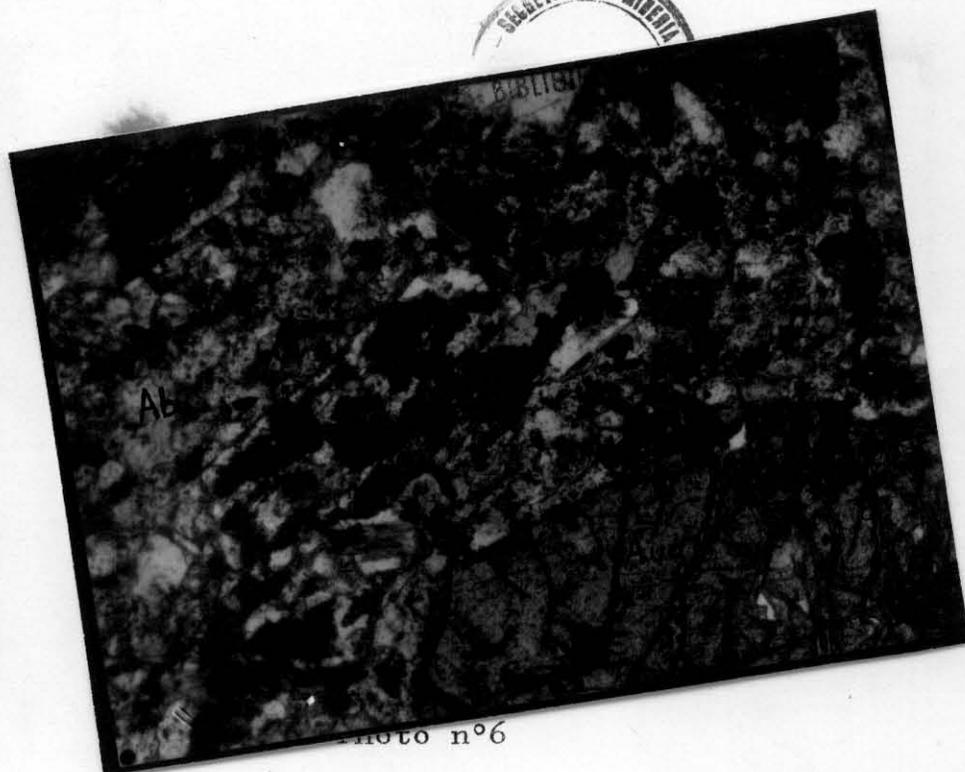


Photo n°6

B 18 - DACITE A AUGITE (Aug = augite ; Ab = albite très altérée)
Lumière naturelle 80 X

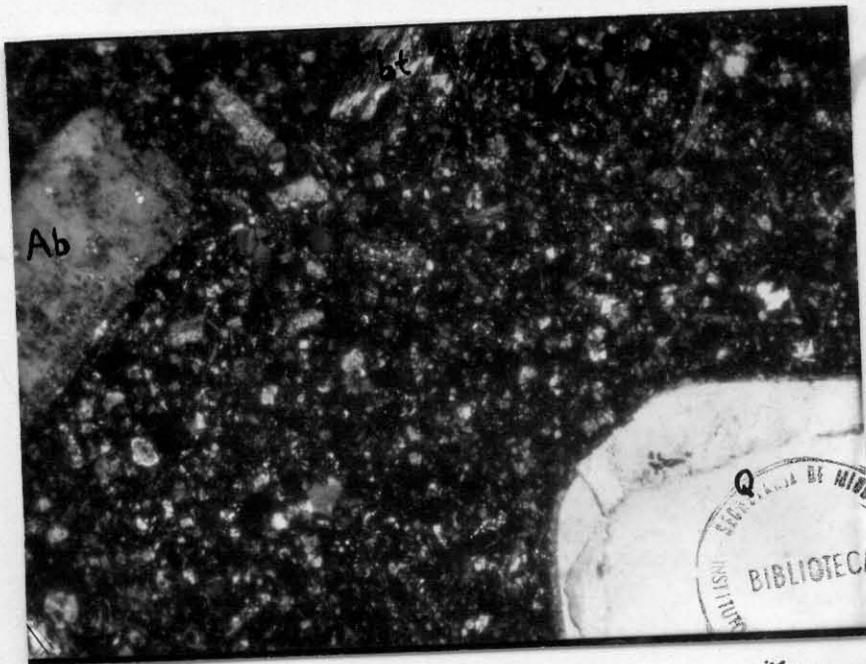


Photo n°7

A 4 - TUF QUARTZ-KERATOPHYRE (Q = quartz ; Ab = albite ;
bt = biotite)
Nicols X 80 X



Photo n° 8

Cinéríte Polvo verde et
polvo hématites intercalés
et microfaillés
Gandeur nature.

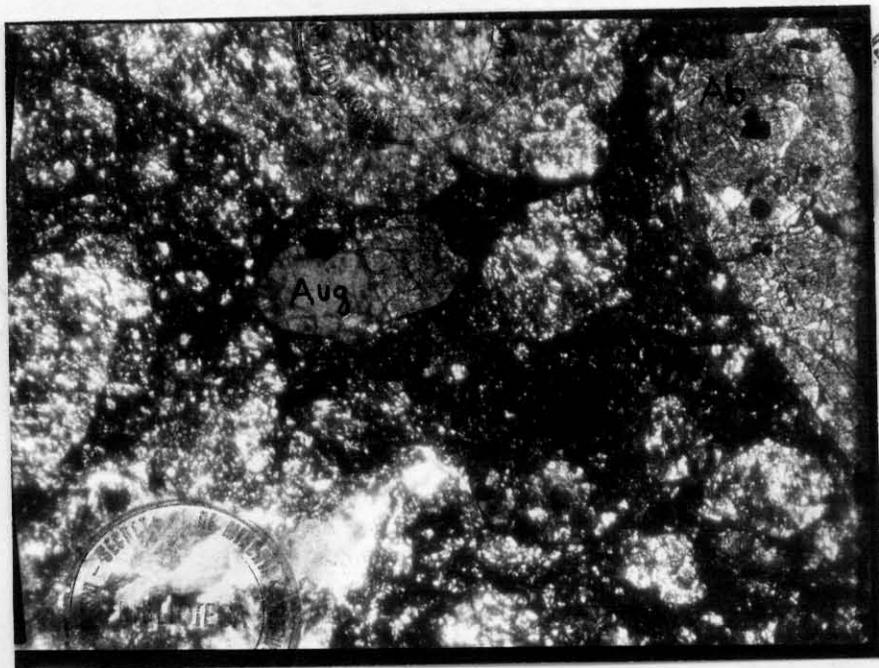


Photo n°3

B 21 - BASALTE AMIGDALAIRE (Q = quartz ; AN = andésine ; en noir oxydes de fer) Lumière naturelle - 80 X)

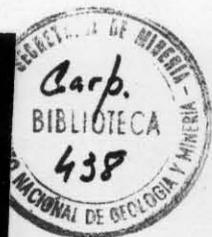


Photo n°4

C 2 - SPILITE PORPHYROÏDE (Aug = augite ; Ab = albite)
Nicols X 52 X

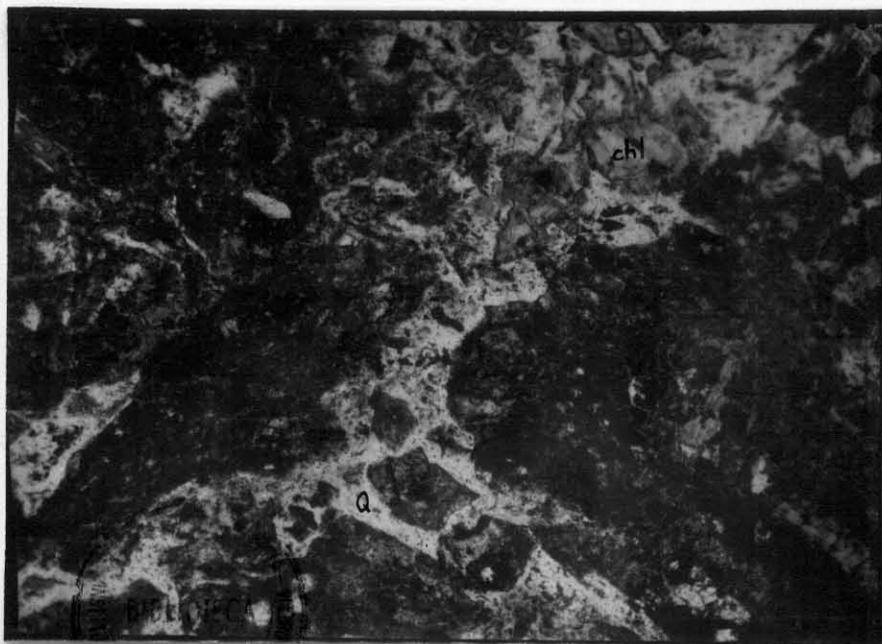


Photo n°1



C 10 - TUFOLAVA (Q = quartz ; chl=chlorite ; éléments clastique obscurs) - Lumière naturelle 52 X



Photo n°2

E 6 - BASALTE OPHITIQUE (An = Andésine ; Aug.= augite ; chl = chlorite) - Lumière naturelle 200 X