

CENTRO STUDI DI PETROGRAFIA E GEOLOGIA DEL CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE
PRESSO L' UNIVERSITÀ DI PADOVA

GINO OGNIBEN

LE MINERALIZZAZIONI METALLIFERE
DI CORREBOI

(NUORO - SARDEGNA)

(Con 2 figure nel testo e 6 tavole)



PADOVA
SOCIETÀ COOPERATIVA TIPOGRAFICA
1959

Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova

Volume XXI



P R E M E S S A

Nella regione compresa fra Monte Pipinari, Monte Armario, Nodu e' Littipori, Monte Novu, cioè nella zona di Arcu Correboi (Fig. 1), al limite fra i Comuni di Fonni, Villagrande e Orgosolo (Prov. di Nuoro), esistono due tipi distinti di mineralizzazione a solfuri. Il primo tipo è metasomatico-filoniano, a solfuri misti, con mineralizzazione di calcari dolomitici marnosi metamorfici e di filladi calcarifere metamorfiche, e con filoni di quarzo a basso tenore di solfuri. Il secondo tipo è filoniano a galena con ganga di fluorite, barite e quarzo.

I banchi a solfuri metasomatici e i filoni di quarzo sono localizzati nella formazione filladica, in quella carboniosa e in quella calcarea. I filoni a galena sono incassati nella formazione filladica e penetrano solo con la parte più alta nella formazione carboniosa (v. Stratigrafia).

Le notizie di più vecchia data su queste mineralizzazioni sono state trovate dallo scrivente nell'opera di G. BALDRACCO « Cenni sulla costituzione metallifera della Sardegna » del 1854 [1]. Questo Autore [1, p. 211 e 212] riferisce di non aver trovato alcuna dettagliata notizia circa l'epoca e l'estensione dei lavori praticati precedentemente nel filone a galena forse anche per mezzo di gallerie. Riporta perciò solo alcune notizie frammentarie. Da una nota del maggiore RONZINI del 24 aprile 1762 (Archivi di Corte) risulta che già in quell'epoca il filone veniva sfruttato. Da una relazione del 1831 dell'ingegnere MAMELI appare che alcuni anni prima la coltivazione era stata ritentata.

In base ad osservazione diretta, BALDRACCO descrive la parte più alta dell'affioramento del filone principale, e dà notizie del ritrovamento, fra il materiale scavato, di galena con ganga a fluorite bianca traente al verde accompagnata da poca calcite. Riferisce inoltre sul contenuto in argento e antimonio del minerale [1, p. 210]. Accenna pure alla presenza di un filone, o piuttosto un banco, di quarzo cariato ocraceo presso l'affioramento citato e di banchi simili a oriente del filone e verso la sua estremità inferiore [1, p. 211].

Altre notizie sono state trovate dallo scrivente nella « Rivista del Servizio Minerario ». Senza entrare in particolari cronologici, scorrendo le varie annate si trova che fra gli anni 1856 e 1890 fu coltivato il filone di galena a ganga di quarzo-barite e fluorite

con piccole vene a tetto e a letto di minerali di argento: argentite, argento nativo e, accidentalmente, cerargirite e pirargirite.

Per quanto riguarda le lenti a solfuri misti, troviamo solo un accenno sicuro che si riferisce a piccoli lavori all'esterno eseguiti nel 1924 per esplorare alcuni affioramenti di galena, blenda e arsenopirite.



FIG. 1

Veduta del Passo di Correboi. A destra Monte Armario, a sinistra l'estremità orientale della catena di Nodu e Littipori. La serie di discariche indica l'andamento del filone principale di galena.

Attualmente la Società Montenuovo coltiva il filone secondario a galena argentifera (inclusi di pirargirite, argento nativo e argentite) con accessoria marcasite e ganga di fluorite, barite e dolomite, appena intaccato superiormente dai vecchi lavori.

Sui minerali della Miniera di Correboi, risulta allo scrivente che, oltre alla pubblicazione già citata di BALDRACCO, esiste solamente uno studio di O. MÜGGE sulla pirargirite [19, p. 80-82].

Il rilevamento geologico e la raccolta dei campioni furono da me eseguiti nell'autunno del 1956 e nell'autunno del 1957 su invito del Sig. Fernando SCHIRRU e del Compianto Direttore della Società Montenuovo, Sig. Giovanni SAVIOLI.

Lo studio petrografico e minerografico venne effettuato nell'Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica dell'Università di Padova, diretto dal Prof. A. BIANCHI.

Il presente lavoro conclusivo, che venne preceduto da una nota preliminare sulle mineralizzazioni metallifere di Correboi [21], esce ora sotto gli auspici del Consiglio Nazionale delle Ricerche e della Associazione Nazionale Imprese Produttrici e Distributrici di Energia Elettrica (ANIDEL). Ai due Enti ed ai Professori A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ,

direttori del Centro Studi di Petrografia e Geologia del C. N. R., desidero manifestare l'espressione della mia viva riconoscenza.

Ringrazio vivamente il Rag. Fernando SCHIRRU per la cordialissima accoglienza avuta nella sua Sardegna, per tutti gli aiuti ricevuti e per il permesso di pubblicazione. Ricordo pure con riconoscenza il Sig. Giuseppe CIANCOTTO, custode della Miniera di Correboi, che mi fu compagno nella maggior parte delle escursioni, e il Sig. Antonio PELLERANO, Caposervizio della Miniera.

Desidero dedicare questo lavoro alla memoria del Sig. Giovanni SAVIOLI, Direttore della Società Montenuovo, della Società Cuprifera Sarda e della Società Miniere del Cadore, quale atto di riconoscenza di chi lo conobbe come tecnico appassionato e illuminato e Amico dall'inizio della propria carriera.

CARATTERI GEOLOGICO - PETROGRAFICI D' AMBIENTE

STRATIGRAFIA

La stratigrafia della regione del passo di Correboi è compendiata nello schema del professore FOURNET riportato da A. DE LA MARMORA [15, p. 10 e 11].

Dal basso all'alto si osservano le seguenti formazioni:

« 1° Scisto argilloso non fossilifero, che si appoggia direttamente sul granito e che « domina in conseguenza sugli altopiani, dove forma le montagne.

« 2° Dolomie e calcari cristallini più o meno scistosi, accompagnati da ardesie e « formanti un mantello molto spesso, specialmente a Corr-e'-boi e dintorni.

« 3° Scisti silicei micacei, che non possono venire confusi con i veri micascisti e gli « gneiss antichi, perchè poggiano sui calcari che, a loro volta, giacciono sulle ardesie. « Questi scisti, fortemente spaccati, attaccati dalle intemperie, presentano un aspetto roc- « cioso notevolissimo, formando essi il coronamento della maggior parte dei picchi della « contrada.

« Queste tre formazioni rocciose sono in stratificazione perfettamente concordante e « sono state sollevate insieme dalle eruzioni granitiche.

« Questo sollevamento singolare è subordinato all'erezione del Gennargentu, in tale « maniera che dalla parte di Corr-e'-boi fino a perdita d'occhio in questa stessa dire- « zione, si vedono tutti gli strati inclinati nello stesso modo, con gli scisti argillosi nelle « concavità e gli scisti silicei formanti i picchi, in modo particolare le due corna di « Corr-e'-boi ».

Lo schema si riferisce ad una regione più estesa di quella rilevata dallo scrivente, evidentemente fino ai graniti affioranti in direzione di Fonni e di Villagrande.

Indica perciò che, quanto verrà detto in seguito, ha validità per un territorio ben più ampio di quello trattato nel presente lavoro.

Questo quadro geologico, a distanza di un secolo da quando venne delineato, rimane ineccepibile. La descrizione più dettagliata che ne verrà offerta non diminuisce in nulla il suo valore.

INQUADRAMENTO CRONOLOGICO

I terreni più antichi sono formati da filladi idrobiotitico-sericitico-quarzose con frequenti intercalazioni lenticolari di estensione molto variabile di quarziti scistose ⁽¹⁾ (arenarie quarzose a grana fine con meno del 10 % di feldispati e meno del 20 % di miche

⁽¹⁾ In questo lavoro viene seguita la classificazione di PETTILJOHN [22].

e cloriti) e di subgrovacche scistose (arenarie quarzose ad alternanze di grana molto fine e grossa con meno del 10 % di feldispati e più del 20 % di miche e cloriti).

Nella parte più alta si trovano delle piccole lenti, di pochi metri di dimensione massima di affioramento, di calcare dolomitico marnoso e di filladi calcarifere.

L'insieme dei vari tipi compresi in questa formazione verrà in seguito indicato, per brevità, come « *formazione filladica* ». La potenza di questa formazione non è calcolabile perchè nell'area studiata non se ne raggiunge mai la base.

Molto frequenti sono vene discordanti e concordanti di quarzo.

Al di sopra di questa formazione viene un complesso di rocce carboniose, e precisamente filladi carboniose e quarziti carboniose (rocce scistose costituite con grandissima prevalenza da quarzo e sostanze carboniose) ⁽¹⁾.

A queste rocce si intercalano delle lenti di calcare dolomitico con dimensione massima di affioramento anche superiore a 300 metri e piccole lenti di filladi calcarifere.

Tale complesso può essere limitato superiormente dalla « *formazione calcarea* » oppure arrivare a contatto con la « *formazione delle subgrovacche* » dove la grande lente di calcare si esaurisce. In questi ultimi casi la sedimentazione continuò ai limiti del bacino di sedimentazione dei calcari con rocce sempre meno carboniose verso l'alto, fino ad essere anche del tutto simili a quelle della « *formazione filladica* » sottostante.

Il complesso viene qui designato come « *formazione carboniosa* ». La potenza della formazione varia fra poco più di duecento metri, e poco più di trecento metri, con una media di 250 metri.

Anche qui sono numerosissime le vene concordanti e discordanti di quarzo.

Segue verso l'alto un complesso di calcari dolomitici in parte cristallini con piccole intercalazioni di scisti carboniosi calcariferi, a banchi diminuenti di spessore verso l'alto e con scistosità e contenuto in miche e cloriti crescente verso la formazione soprastante.

Si tratta di un'unica lente molto estesa che, nella regione rilevata, appare esaurirsi verso nord-est e nord-ovest.

Il complesso è stato designato come « *formazione calcarea* ». La potenza della formazione, eccettuati i punti di esaurimento della lente, va da poco meno di duecento metri a poco più di duecento metri.

Il complesso più alto della zona è formato da subgrovacche in parte scistose, talora filladiche, (arenarie quarzose con meno del 10 % di feldispati e più del 20 % di miche e cloriti) e quarziti scistose (arenarie quarzose con meno del 10 % di feldispati e meno del 20 % di miche e cloriti).

Si osservano alternanze, disposte senza alcuna regola, di letti e lenti a grana grossa o molto grossa, con letti e lenti a grana grossa e media, media e fine, fine, molto fine, giungendo a letti e lenti che fanno passaggio al campo delle rocce siltose.

Questo complesso roccioso arenaceo viene indicato come « *formazione delle subgrovacche* ». La potenza massima osservata per questa formazione è di circa 170 metri. Una migliore definizione non è possibile perchè questo complesso è ovunque, nella zona studiata, il più elevato.

⁽¹⁾ Il passaggio fra le due formazioni è molto graduale e compaiono gli stessi tipi petrografici della formazione filladica con un contenuto crescente verso l'alto in sostanze carboniose. Questa gradualità di transizione rende spesso incerto il limite fra le due formazioni.

Incassati in tutte queste formazioni appaiono numerosi filoni. In grande prevalenza si tratta di porfidi granitici e leucogranitici spesso con fenocristalli molto grossi, in minor misura di filoni scuri, molto alterati, il cui chimismo originario è logicamente difficile da definirsi. In media la composizione doveva oscillare fra quella di una porfirite e quella di un porfido granitico. Si trovano anche alcuni filoni composti di porfido leucogranitico e porfido granitico, afanitico. All'ovile di Pira d'Ordine la roccia affiorante, pure porfido granitico, è da ritenersi, per le sue peculiarità strutturali, piuttosto un'apofisi granitica che un filone.

I terreni recenti, come alluvioni, conoidi torrentizie ecc., non mostrano sviluppi degni di nota, e non sono perciò stati riportati nel rilievo geologico.

L'attribuzione cronologica dei terreni della successione sedimentario-metamorfica è resa difficile dal fatto che si sono rinvenuti fossili solo nei calcari e non facilmente decifrabili. Presso Punta de s'Unturgiu lo scrivente ha trovato numerosi piccoli fossili a forma conica molto stretta da avvicinare a Pteropodi (*Tentaculites?*), e a q. 1120 alla curva occidentale della strada che sale dalle case della Miniera, anellini non attribuibili a crinoidi. La difficoltà di decifrazione si spiega anche con il discreto stato di metamorfismo. L. TESTA [28] riferisce di un ritrovamento di abbondanti e chiari anelli di crinoidi di dimensioni che arrivano al centimetro a NW delle case della Miniera e ritiene che le formazioni geologiche di Correboi debbano essere riferite al Siluriano « per analogia litologica e di fossili ». S. VARDABASSO, sulla Carta Geologica della Sardegna alla scala 1:750.000 [33], indica la presenza nella zona di Correboi di scisti grafitoidi e calcari del Gotlandiano. In generale, in Sardegna, la comparsa di scisti carboniosi (scisti a graptoliti) sta a indicare l'inizio del Gotlandiano. Perciò, tenendo come base di riferimento la formazione carboniosa, e attribuendola, in via ipotetica, al Gotlandiano inferiore e medio, la formazione filladica andrebbe riferita all'Ordoviciano e quella calcarea al Gotlandiano superiore. La formazione delle subgrovacche non sarebbe perciò Silurica, ma dovrebbe immediatamente seguire da un punto di vista cronologico il Gotlandiano superiore. Non vi è infatti fra le due formazioni alcuna lacuna o discordanza. Per analogia con quanto riferisce R. TEICHMÜLLER [27, p. 879] per la sinclinale del Sarrabus, questa formazione potrebbe venire attribuita al Downtoniano, cioè all'Eodevónico. Nella sinclinale del Sarrabus infatti, secondo TEICHMÜLLER, il Downtoniano è formato da strati arenaceo-conglomeratici.

CENNI SULLE FORMAZIONI PETROGRAFICHE

FORMAZIONE FILLADICA

Filladi idrobiotitico-sericitico-quarzose.

Il tipo litologico prevalente di questa formazione è dato da filladi idrobiotitico-sericitico-quarzose con superfici parallele alla laminazione sedimentaria di colore grigio-verde con riflessi argentei, oppure rugginose se alterate, e con un'alternanza più o meno regolare di letti grigio-perla e grigi trasversalmente alla laminazione.

La tessitura è a lamine parallele e a lenti, talora con qualche accenno a stratificazione di corrente. La scistosità coincide con la laminazione sedimentaria. Sono fitta-

mente pieghettate. Lo spessore delle lamine sedimentarie varia da mm 3,3 a mm 0,2, quello delle lenti quarzose può arrivare fino a 5 mm.

I letti sedimentari si distinguono gli uni dagli altri per una prevalenza delle miche sul quarzo o del quarzo sulle miche.

Il quarzo è in cristalli allungati nei piani di scistosità, più grossi dove esso predomina sulle miche, più piccoli nel caso opposto, ma sempre con dimensioni da pelite sil-
tosa.

Fra le miche prevale l'idrobiotite, subordinata essendo la sericite e, ancor più, la biotite.

Accessori sono zircone, leucoxeno, limonite, apatite e tormalina bruna. Frequenti sono cristalli di pirite metasomatica.

Quarziti.

Le quarziti, come le subgrovacche, rappresentano intercalazioni lenticolari nelle fil-
ladi.

Di colore grigio cenere con i riflessi argentei della sericite sulle superfici di scistosità, sono a fitte minute pieghe e ricchissime di litoclasti con direzioni prevalenti N-S (inclinazione 78° E) ed E 40° N (inclinazione 80° S 40° E).

La tessitura è a lamine di stratificazione sedimentaria, con superfici coincidenti con i piani di scistosità.

Sono formate in grande prevalenza da quarzo con poche miche in letti di spessore da 2 mm a 0,3 mm, separati da veli, dello spessore da 0,3 a 0,01 mm, di sericite prevalente, idrobiotite subordinata, poca clorite e poca biotite. Il quarzo ha dimensioni medie da arenaria fine.

Accessori sono apatite, zircone, magnetite. Frequenti sono cristalli metasomatici di pirite.

Subgrovacche.

Le subgrovacche sono rocce grigie su superfici trasversali rispetto alla stratificazione e grigie con lievi chiazze nocciola sulle superfici di stratificazione.

Differiscono dalle quarziti, oltre che per il contenuto più elevato in miche e cloriti, per l'inomogeneità della grana del quarzo. La contemporanea presenza di granuli quarzosi con dimensioni da arenaria grossolana e da arenaria molto fine, porta ad una tessitura a piccole lenti nelle lamine di stratificazione che hanno uno spessore da mm 1,45 a mm 0,5.

Fra i minerali prevale il quarzo in lenticelle al cui nucleo si trovano i grani maggiori mentre le estremità sono formate dai grani più piccoli.

Idrobiotite prevalente, e subordinate sericite e clorite, formano dei veli dello spessore medio di mm 0,6 che delimitano le lenticelle quarzose, e letti con spessore medio di 0,5 mm che si alternano ai letti prevalentemente quarzosi.

Accessori sono zircone, leucoxeno, limonite, feldispato, apatite e tormalina. E' stata osservata anche poca pirite in granuletti molto piccoli.

Anche in questo tipo petrografico i piani di scistosità coincidono con le superfici di stratificazione.

FORMAZIONE CARBONIOSA

Tipi petrografici di transizione alla formazione filladica.

Nella parte più bassa della formazione carboniosa compaiono rocce che al microscopio risultano di tipo intermedio fra le filladi e quarziti di questo complesso e le filladi e quarziti della formazione filladica.

Su superfici fresche trasversali rispetto alla laminazione sedimentaria presentano un'alternanza di lamine e lenti di colore grigio o grigio scuro, talora con lenticelle bianche. Le superfici di scistosità appaiono grigio-verdi con riflessi grafitici e argentei.

In queste rocce cominciano a comparire sostanze carboniose sempre però subordinate alle miche e alle cloriti.

Localmente, in tipi molto micacei, si è sviluppata una tessitura microocchiadina per la presenza di granuletti molto piccoli (diametro medio mm 0,06) per lo più tondeggianti di albite, distribuiti abbastanza uniformemente. La genesi del feldispato sodico è sicuramente metasomatica, per trasformazione essenzialmente di sericite che forma in esso abbondanti inclusi anche con strutture elicistiche insieme a sostanze carboniose.

Frequentemente si notano in queste rocce superfici di taglio seguenti sistemi inclinati da 25° a 44° rispetto ai piani di scistosità, spesso accompagnati da pieghettature causate dall'inomogeneità delle rocce.

Filladi sericitico-carboniose e idrobiotitico-carboniose.

I due tipi litologici prevalenti di questa formazione sono rocce estremamente fissili di colore grigio-scuro con intercalazioni stratiformi e lentiformi di colore grigio-chiaro e bianco su superfici fresche trasversali rispetto alla stratificazione e di colore grigio-scuro e grigio-beige sulle superfici di laminazione. Frequenti sono in esse lenti di quarzo che possono arrivare fino a circa un dm di potenza al nucleo.

Hanno tessitura a lamine di stratificazione rettilinee o ondulate, con i cui piani coincidono anche le superfici di scistosità. Sono interessate molto spesso da sistemi di piani di taglio inclinati da 20° a 26° sui piani di stratificazione.

Prevalgono i letti sericitico-carboniosi, con subordinati quarzo, idrobiotite e clorite e, rispettivamente, i letti idrobiotitico-carboniosi con subordinati quarzo, sericite e clorite, con spessore da 2 mm a 0,8 mm, con ispessimenti in cerniere di pieghe fino a 10 mm.

Il quarzo di questi letti è in cristalli molto piccoli, con grana da silt.

Intercalati a questi si trovano letti prevalentemente quarzosi, con spessore da 1,5 mm a 0,1 mm, poveri di sostanze carboniose, con poche miche e poca clorite. Il quarzo ha qui grana variabile da quella di silt a quella da arenaria finissima.

Accessori sono zircone, apatite, magnetite, limonite, calcite, dolomite, leucoxeno. La pirite è generalmente diffusa in minuti granuletti, meno in cristalli idiomorfi evidentemente metasomatici.

Quarziti carboniose.

Fra filladi e quarziti carboniose sono frequentissimi termini di passaggio dove non prevalgono nettamente nè le miche, nè il quarzo. Questi tipi litologici hanno naturalmente aspetto e caratteristiche intermedie rispetto ai due tipi estremi.

Le quarziti carboniose sono rocce molto resistenti e compatte, con colore prevalente nero o grigio-scuro, e con lenti nere, bianche e grigio-chiare.

La tessitura è a lamine con spessore fra mm 1,6 e mm 0,2, formate in prevalenza da quarzo in granuli con dimensioni nel campo del silt, sostanze carboniose, pirite e, talvolta, sericite e apatite, separate da lenticelle e masserelle allungate, fino a esilissimi veli di idrobiotite, clorite, vermiculite e sericite, pirite, leucoxeno, limonite, sostanze carboniose.

FORMAZIONE CALCAREA

La formazione calcarea è data da calcari dolomitici, originariamente marnosi, ora più o meno ricchi di miche, cloriti e quarzo, a banchi in basso, a strati più sottili e con scistosità verso l'alto. I calcari sono di colore grigio, grigio-chiaro, bianco, con superfici di scistosità grigio-verdi-argentea. Intercalazioni lenticolari, con dimensioni molto variabili, da alcune decine di metri a pochi decimetri, di filladi e quarziti carboniose, sono localmente abbondanti, in altri punti assenti.

La tessitura è a lamine di stratificazione prevalentemente carbonatiche con spessore medio, in tutta la formazione, poco superiore al millimetro, con variazioni fra mm 3 e mm 0,3. Sono separate da originari veli pelitici con spessore medio di poco superiore al decimo di millimetro, varianti fra mm 0,6 e mm 0,002.

Fra la parte bassa e la parte alta il diametro medio dei granuli di calcite e dolomite va aumentando, da meno di mm 0,1 a più di 0,3 mm, quello dei granuli di quarzo cambia in modo analogo da meno di 0,1 mm a più di 0,3 mm, la lunghezza media delle lamelle di mica varia pure da qualche decimo di mm a 3-4 mm.

I componenti principali dei letti carbonatici sono calcite e dolomite, idiomorfa quest'ultima, seguite da quarzo che, in quantità non trascurabili nella parte più bassa della formazione, diventa scarso nella parte media e abbondante nella parte alta.

I componenti principali dei veli micacei che separano i letti carbonatici sono, nella parte bassa e in quella media, sericite e idrobiotite (o clorite), prevalenti ora l'una ora l'altra e, nella parte alta della formazione, muscovite, subordinata idrobiotite e poca biotite. Accessori comuni a questi veli sono zircone, tormalina, sostanze carboniose, pirite, blenda, magnetite, leucoxeno e limonite.

La pirite si trova anche nei letti carbonatici in minuscoli granuletti e in cristallini idiomorfi, talora con blenda e pirrotina.

Mentre nella parte bassa della formazione sono ancora presenti granuli di carbonato e di quarzo con struttura clastica, progredendo verso l'alto prevale sempre più la struttura cristalloblastica. I piani di scivolamento e di conseguente ricristallizzazione coincidono con le intercalazioni micacee. Si osserva perciò, dove la ricristallizzazione non è completa, a contatto con i veli micacei, sopra e sotto, una struttura più decisamente me-

tamorfica e una grana maggiore e, dove la ricristallizzazione è completa, una grana maggiore nelle stesse posizioni. In frequenti casi però il fenomeno è di altra natura. Si tratta di vene discordanti di carbonati, con grana maggiore della roccia nel suo complesso, che diventano concordanti in corrispondenza ai letti micacei. Queste vene sono frequentissime in tutta la formazione.

FORMAZIONE DELLE SUBGROVACCHE

La formazione delle subgrovacche è definita così dal tipo litologico prevalente, ma il complesso è formato, senza alcuna regola, anche da quarziti e da intercalazioni di tipi filladici. Vi è molta somiglianza fra le facies a grana minore, cioè filladi, e pure quarziti e subgrovacche minute, e le analoghe facies petrografiche della formazione filladica, ma in questo complesso compaiono e spesso sono prevalenti facies a grana molto più grossa con elementi, specialmente quarzosi, da conglomerato minuto, pur rimanendo le rocce, per i valori medi della grana, nel campo delle arenarie.

Nell'insieme sono rocce molto compatte, pieghettate, talora scistose, di colore grigio o grigio-chiaro, con alternanze e lenti bianche e con superfici di scissione grigio-verdi e grigie con macchie nocciola, per lo più granulose, spesso fortemente ocracee.

Vi sono tipi con grana da media a molto fine, a siltosa, però con elementi grossi. Altri con alternanze a grana grossa e molto fine, con elementi molto grossi. Altri infine con variazioni di grana da grossa, a media, a fine, a molto fine, fino a siltosa, con elementi molto grossi e persino da conglomerato minuto.

La differenza essenziale fra le varie facies consiste oltre che nelle dimensioni medie dei granuli anche nei rapporti quantitativi fra quarzo e miche + cloriti. Con l'aumentare del contenuto di queste, si passa dalle quarziti alle subgrovacche, alle filladi.

La tessitura può essere scistosa con fitta pieghettatura, scistoso-lenticolare, laminare passante a lenticolare, lenticolare. Queste due ultime sono le tessiture prevalenti; in esse le varie lamine di sedimentazione e le lenti maggiori sono separate da letti micacei più consistenti e sono formate, a loro volta, da lenticelle delimitate da veli micacei.

Le lamine di sedimentazione hanno spessore medio sul mezzo mm, con massimi superiori a 1 mm. Le lenti maggiori una lunghezza media prevalente di mm 2 e uno spessore, nel punto di massimo, di mm 1. Possono però raggiungere più di 25 mm in lunghezza con spessore fino a più di 2,5 mm. Le lenti micacee hanno lunghezza media intorno a 1 mm e spessore medio, nel punto di massimo, minore di 1/2 mm.

Lo spessore dei veli micacei varia in media da 0,1 mm a poco più di mezzo mm.

Eccetto che nei tipi filladici, del tutto simili alle filladi inferiori, il componente prevalente è sempre il quarzo. Può apparire sia in individui allungati secondo la scistosità, sia in individui lenticolari formati per ricristallizzazione di più granuli minori, sia in cristalli con struttura decisamente clastica.

I veli che separano lamine di stratificazione, lenti e lenticelle, sono formati in prevalenza da sericite, muscovite, idrobiotite e vermiculite, con predominio in genere o di sericite o di idrobiotite. Abbondanti sono pure clorite, leucoxeno, limonite, blenda, pirite.

Accessori, per lo più insieme al quarzo, sono albite, oligoclasio-andesinico, microclino, ortoclasio, granuli di micropegmatite e di pertite microclinica.

Accessori, prevalentemente insieme alle miche, sono zircone, apatite e, raramente, epidoto e biotite.

Frequenti sono le vene di quarzo e mineralizzazioni diffuse a pirite, talora con calcopirite, blenda e magnetite.

METAMORFISMO DI CONTATTO

Il metamorfismo di contatto è quasi trascurabile in prossimità dei filoni di porfido granitico e di porfirite. Si osserva invece un evidente fenomeno di metamorfismo sia in lenti carbonatiche al limite fra la formazione filladica e quella carboniosa sia in vari punti della formazione calcarea, tanto nella parte bassa, più frequentemente, che nella parte alta.

In quasi tutti i punti dove si sono trovati calcefiri e cornubianiti a silicati calcici non vi è relazione immediata con rocce eruttive. E' logico perciò ricercare la causa della loro formazione in fluidi saliti lungo fratture e derivanti dallo stesso plutone granitico che affiora a nord-ovest verso Fonni e a sud-est verso Villagrande.

La maggior parte di queste masse carbonatiche metamorfosate è stata successivamente mineralizzata a solfuri misti. La definizione della loro facies metamorfica originaria può essere perciò data solo per analogia con quelle rocce che dopo il metamorfismo non sono state o sono state solo in piccola misura metasomatizzate.

Calcefiri e cornubianiti.

Attualmente, o alle estremità di banchi ricchi di solfuri, o in alcuni punti della formazione calcarea, si trovano *calcefiri* con bande o lenti di granato o con piccoli granati disseminati, oppure *calcefiri* a letti di epidoto e clinozoisite, alternati a letti di quarzo, con molta calcite e clorite, oppure *calcefiri* con quarzo, attinoto, epidoto e granato, oppure *cornubianiti ad epidoto e clinozoisite* in prismi intrecciati o a disposizione raggiata, con poco quarzo e calcite interstiziali.

Vi è una grande prevalenza dei calcefiri sulle cornubianiti a silicati calcici. Il contrario avviene in apparenza dove le rocce sono state metasomatizzate a solfuri. Appare logico pensare perciò che il carbonato degli originari calcefiri sia in gran parte scomparso perchè sostituito dai solfuri. Anche i silicati calcici risultano parzialmente sostituiti dai solfuri ma, evidentemente, lo sono stati molto meno dalla calcite.

La maggior parte delle rocce che attualmente appaiono come cornubianiti a silicati calcici e solfuri dovevano perciò essere state originariamente dei calcefiri.

Cornubianiti a solfuri.

I tipi mineralizzati a solfuri che si osservano in modo prevalente sono i seguenti:

- 1) Rocce a quarzo, epidoto e clinozoisite, dove il quarzo può essere anche molto

scarso, con calcite e, talora, clorite, sericite e muscovite, idrobiotite, abbondante apatite e titanite. Il quarzo può essere zeppo di aciculi di attinoto.

2) Rocce a epidoto e pistacite, con clinzoisite e zoisite in fasci voluminosi, con calcite e con interstizi riempiti da quarzo ricco di aghetti di apatite.

3) Rocce a quarzo, zeppo di aghetti di attinoto, e clorite.

4) Rocce a granato ed epidoto.

5) Rocce a granato, attinoto, calcite e quarzo spesso con tessitura a bande nelle quali può prevalere uno dei componenti.

6) Rocce a bande di attinoto, bande a granato, bande miste ad attinoto e granato e bande di apatite, con calcite e quarzo.

Fra i minerali di contatto qui nominati, che sono i minerali che comunemente si osservano nelle rocce studiate, non compare la vesuviana che è stata trovata in un solo campione. La clorite, presente in quantità anche rilevanti in queste rocce è un evidente prodotto di alterazione idrotermale, insieme a calcite, di silicati calcici.

TETTONICA

Le quattro formazioni petrografiche della regione di Correboi sono in stratificazione perfettamente concordante, e con le pieghe maggiori concordanti.

La direzione degli assi delle pieghe è molto variabile. Gli andamenti direzionali prevalenti nelle varie zone del rilevamento sono i seguenti:

Parte nord dei Monti di Terrarva presso Rio s'Argiola, E-W;

Fra i Monti di Terrarva a Serra Pira d'Ordine, da E-W a W 15° S;

A est del Monte Pipinari, N-S;

Zona Monte Armario - Rio Cologone, E-W;

Zona dello Spacco di Correboi, E 20° S;

Parte orientale di Nodu e' Littipori, NW;

Parte centrale di Nodu e' Littipori, fra N 20° W e N 10° E;

Propaggini nord-occidentali di Nodu e' Littipori, da N-S a N 5°-10° E;

Sulla cresta occidentale fra Genna de Bentu ⁽¹⁾ e Genna Intermontes, N-S;

Nella zona di Rio Ziu Porcu - Rio s'Omini mortu, N 15° E;

Nei dintorni di Punta Corra Cherbina, E 30° N;

Intorno a Monte Novu, da W 30° N a N 35° W;

Fra il Rio di Correboi e Monte Pipinari, a S-W del Monte, da N 10° W a N 40° W a N 15° W;

Nella zona di Monte Pipinari, da E-W a N 10° W.

Insieme alla direzione assiale principale è riconoscibile spesso una direzione assiale secondaria subortogonale rispetto alla precedente.

Una località dove questo fenomeno è comodamente osservabile è sulla strada provinciale Fonni-Correboi, al ponticello che precede, venendo da Correboi, quello sul Rio

⁽¹⁾ In realtà Genna e' Monte, indicata erroneamente sulla carta topografica come Genna de Bentu.

Barritta. Si osservano delle arenarie filladiche ripiegate con assi principali in direzione N 10° E ed assi secondari con direzione E 20° S.

Fitte pieghettature si notano in tutte le formazioni, più accentuate nelle facies meno competenti e con densi sistemi di piani di taglio, meno accentuate e tendenzialmente concentriche nelle rocce più competenti, cioè calcari dolomitici a banconi, quarziti e subgrovacche grossolane.

Su piccola scala è perciò riconoscibile l'azione selettiva del piegamento con conseguente disarmonia. Su scala maggiore però le pieghe di tutte le formazioni appaiono concordanti, fenomeno che sta a indicare uno spostamento di tutta la massa nel suo insieme.

Dei tre profili geologici riportati, il primo rappresenta una sezione fra Genna Intermontes e Monte Armario, passante per Nodu e' Littipori, il secondo una sezione tra Punta Corra Cherbina e Monte Pipinari, il terzo una sezione fra Nodu e' Littipori, Monte Novu e Monti di Terrarva. I primi due sono trasversali rispetto al terzo.

Si vede nei profili che in tutte e tre le direzioni considerate vi è un susseguirsi di piccole anticlinali e piccole sinclinali, con un'anticlinale maggiore fra Monte Pipinari e Monte Novu. Quest'anticlinale ha il fianco ovest fagliato con sollevamento della massa orientale rispetto a quella occidentale. E' questa l'unica faglia di notevoli dimensioni trovata. Essa passa presso lo spacco di Correboi e le Case della Miniera e si esaurisce verso sud. Deve trattarsi perciò di una faglia di rotazione con perno verso sud. A tale proposito, nel profilo n. 2, tracciato tra Genna Intermontes e Monte Armario, si osserva un rigetto verticale di circa 300 m e, in quello n. 1, tracciato fra Punta Corra Cherbina e Monte Pipinari, si nota che il rigetto si riduce a circa 100 m.

PARTE MINERALOGICA

NOTIZIE SUGLI AFFIORAMENTI PRINCIPALI

Degli affioramenti di banchi mineralizzati metasomaticamente e da vene e impregnazioni quarzose ne sono stati presi in considerazione otto per il presente lavoro. Essi sono indicati sulla carta geologica con i numeri progressivi da 1 a 8 e sono quelli dove si sono potuti prelevare dei campioni studiabili per la presenza di opere abbastanza recenti di sbancamento, o trincee o piccole gallerie. Degli affioramenti dei filoni a galena, fluorite e barite, è attualmente allo scoperto il tratto più alto di quelli del filone principale (gli altri tre tratti sono coperti da discariche) e si nota appena quello del filone secondario.

Affioramento n. 1 (q. 1095 circa s. m.).

Si trova a sud-ovest del Monte Pipinari, nelle filladi al passaggio verso la formazione carboniosa. Si tratta di un bancone di circa un metro di potenza che affiora per qualche metro di lunghezza. La direzione è E 10° S e l'inclinazione 22° circa S 10° W.

La mineralizzazione è in roccia metamorfica a silicati calcici.

Specialmente ai limiti della mineralizzazione, là dove si può presumere esistesse una maggiore quantità di quarzo primario nella lente di calcare dolomitico marnoso, i solfuri sono nettamente orientati secondo la laminazione originaria della roccia. Evidentemente la deposizione è avvenuta nei letti più ricettivi ed è stata regolata dai letti di quarzo più resistenti.

La mineralizzazione è molto variabile da punto a punto. In media si può calcolare che il rapporto fra solfuri non utili e solfuri economicamente utili sia il seguente:

Pirrotina, pirite e marcasite	48 %
Blenda	46 %
Galena	4,5 %
Calcopirite	1,5 %

Affioramento n. 2 (q. 1140 circa s. m.).

E' localizzato a sud-ovest di Monte Pipinari, come il precedente nelle filladi al passaggio fra la formazione filladica e quella carboniosa.

Si tratta di un bancone metasomatico di circa m 0,50 di potenza e di circa m 7 di lunghezza con direzione approssimativamente E-W e inclinazione di 20°-35° N.

La mineralizzazione è in roccia metamorfica a silicati calcici. Per l'abbondanza di clorite fra i minerali di ganga si può ritenere che il bancone mineralizzato fosse originariamente formato da filladi calcarifere.

La mineralizzazione è abbastanza uniforme con il seguente rapporto approssimativo fra solfuri non utili e utili:

Pirrotina, pirite e marcasite	93 %
Blenda	tr.
Galena	tr.
Calcopirite	7 %

Affioramento n. 3 (q. 1170 circa s. m.).

Si trova a est dell'affioramento n. 2, a sud-ovest del Monte Pipinari, sotto la provinciale Fonni-Lanusei. La mineralizzazione è in parte in roccia metamorfica a silicati di calcio, in parte in vene e impregnazioni di quarzo.

L'affioramento è localizzato nella formazione carboniosa. La direzione del bancone metasomatizzato è E 30° N, l'inclinazione è di 30° N 30° W. La potenza varia da 1 m a m 1,50, la lunghezza è di circa 30 metri.

La distribuzione dei minerali non è uniforme. Il rapporto medio fra solfuri utili e non utili è il seguente:

Pirite, marcasite e pirrotina	43 %
Blenda	42 %
Galena	12 %
Calcopirite	3 %

Affioramento n. 4 (q. 1190 circa s. m.).

Si trova sul tratto superiore della strada che collega gli edifici della Miniera di Correboi con la provinciale Fonni-Lanusei, nella formazione filladica al passaggio verso la formazione carboniosa.

Si tratta di un bancone metasomatico con potenza di circa 3 m e lunghezza di circa 4 m. La direzione è E 30° N, l'inclinazione è di 75° N 30° W.

La mineralizzazione è in roccia metamorfica a silicati calcici con abbondanti elementi filladici, quarzo, idrobiotite, sericite, clorite, sostanze carboniose. La roccia originaria doveva essere perciò una fillade calcarifera. Notevole è stato l'apporto di quarzo durante la mineralizzazione.

La distribuzione dei minerali è variabile da punto a punto. Il rapporto fra solfuri non utili e solfuri economicamente utili è approssimativamente il seguente:

Pirite, marcasite, pirrotina	84 %
Blenda	10 %
Galena	4,5 %
Calcopirite	1.5 %

Affioramento n. 5 (q. 1195 circa s. m.).

Si trova a W-NW dell'affioramento n. 4 poco sopra la stessa strada lungo la quale è localizzato quest'ultimo, nella formazione carboniosa.

La mineralizzazione è in parte in rocce a silicati di calcio spesso molto ricche di clorite, con idrobiotite e sericite, in parte in quarzo di impregnazione. La facies petrografica originaria doveva essere perciò composta da filladi calcarifere probabilmente con lenti carbonatiche. Lenti di calcare dolomitico non mineralizzate si trovano accanto all'affioramento.

L'affioramento ha una potenza di m 1,50-2 circa e una lunghezza di circa 10 m. La direzione è E 30° N, l'inclinazione 75° N 30° W.

La mineralizzazione è mutevole da punto a punto. Il rapporto fra pirite e solfuri utili è all'incirca il seguente:

Pirite	31 %
Blenda	42 %
Galena	22 %
Calcopirite	5 %

Affioramento n. 6 (q. 1210 circa s. m.).

Si tratta di grossi banchi metasomatizzati, affioranti per circa 8 m, con una potenza di m 2-2,50, a ovest dell'affioramento n. 5, con direzione N-S e inclinazione di circa 35°-40° W.

L'affioramento si trova nella formazione carboniosa. La roccia mineralizzata è una roccia metamorfica a silicati calcici e doveva perciò essere originariamente una intercalazione di calcare dolomitico marnoso nelle filladi carboniose.

La distribuzione dei solfuri è molto mutevole. Il rapporto fra solfuri non utili e solfuri utili è approssimativamente il seguente:

Pirite, marcasite e pirrotina	46 %
Blenda	26 %
Galena	27 %
Calcopirite	1 %

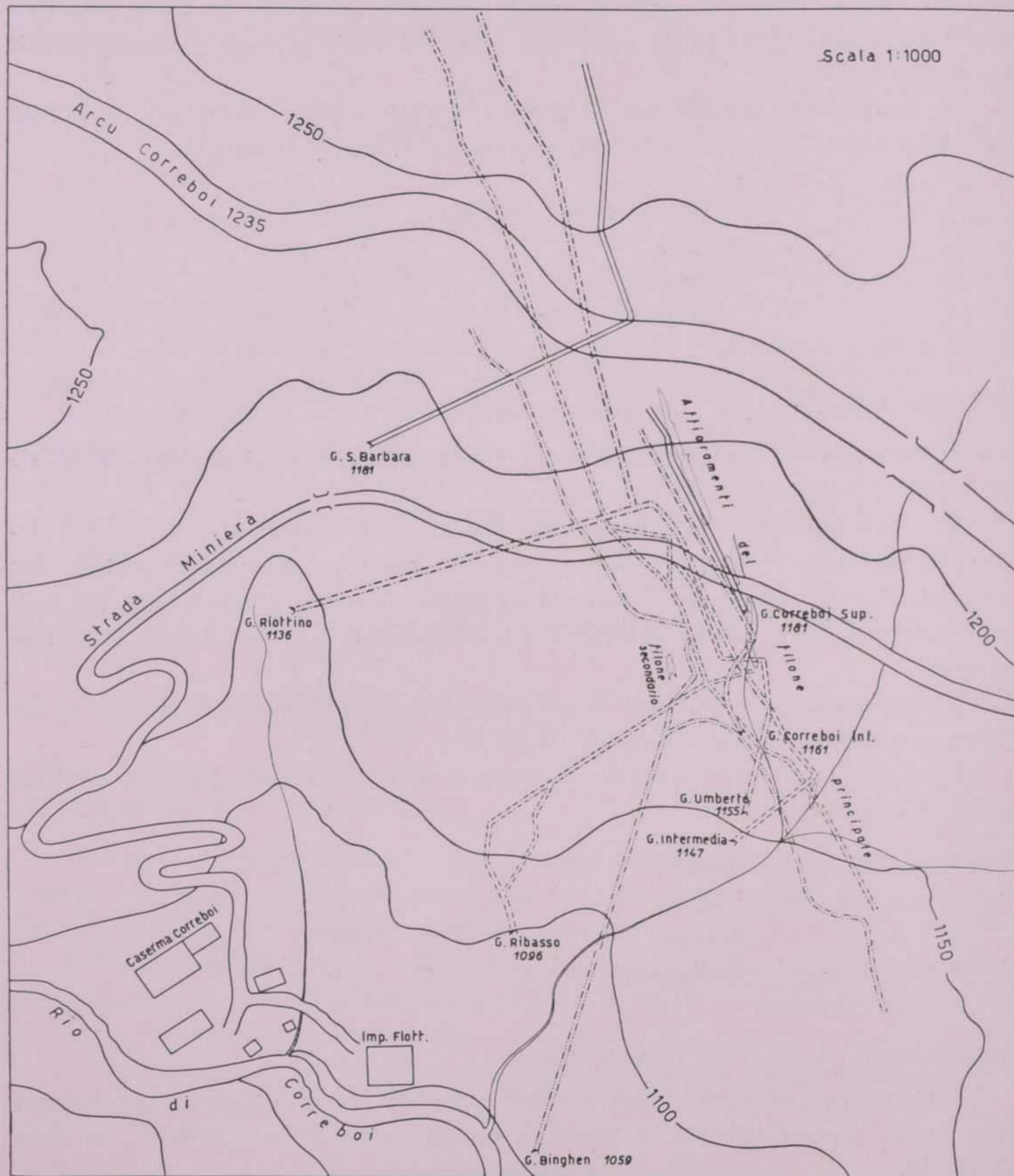


FIG. 2

Schema dei vecchi lavori eseguiti nel secolo scorso per la ricerca e lo sfruttamento del filone principale di galena e di piccole vene di minerali argentiferi.

Affioramento n. 7 (q. 1140 circa s. m.).

Si trova sulle pendici nord-orientali di M. Novu, ha una potenza di m 3-3,50 circa e una lunghezza di circa 10 m. E' localizzato nella formazione calcarea verso il limite con la sottostante formazione carboniosa. Sopra l'affioramento il calcare ha direzione N 43° W e inclinazione da 47° a 64° E 43° N.

L'affioramento è tagliato da un filone di porfido granitico a grossi cristalli di ortose roseo. Una faglia con direzione W 30° N e inclinazione 25° N 30° E tronca e sposta il filone nella parte più bassa dell'affioramento.

Sotto la lente mineralizzata la roccia è un calcare dolomitico poco micaceo e quarzoso in parte fittamente pieghettato, in parte orizzontale.

La mineralizzazione si trova in una roccia a silicati calcici e in quarzo di impregnazione.

La distribuzione dei solfuri non è uniforme. Il rapporto medio fra solfuri non utili e solfuri economicamente utili è approssimativamente il seguente:

Pirrotina, pirite e marcasite	80 %
Blenda	5 %
Galena	12 %
Calcopirite	3 %

Affioramento n. 8 (q. 1265 circa s. m.).

Si trova sulle pendici E-NE di Monte Novu. Si tratta di un brucione con tracce di pirite e ganga quarzosa localizzato nella formazione calcarea. Sopra e sotto l'affioramento vi sono calcari con direzione E-W e inclinazione 8° S. A destra e a sinistra guardando l'affioramento, si estende complessivamente per circa quaranta metri una lente di quarzite carboniosa con deboli pieghe con asse inclinato di 31° verso N 35° W.

Poco si può dire della mineralizzazione perchè lo studio è stato eseguito su campioni del brucione. Si è trovato, comunque, il seguente rapporto fra i solfuri:

Pirite	97 %
Blenda	3 %
Calcopirite	tr.

Affioramenti dei filoni a galena.

Gli affioramenti del filone principale (Fig. 2), come si deduce dal Piano della Miniera di Correboi, firmato dall'Ing. P. Podestà, aggiornato all'inizio del 1888, erano allineati su una lunghezza di circa 281 metri. Il tratto più elevato inizia un po' sopra quota 1200, a 280 m in linea d'aria in direzione E 30° S dallo Spacco di Correboi, e continuava per 86 m in direzione S 35° E con una potenza massima di 5 m. Dopo 20 m in direzione sud-est, si incontrava un secondo tratto allungantesi per 21 m in direzione S 40° E con potenza massima di 3 m. Un terzo tratto veniva dopo 11 m in direzione S-SE dal termine del secondo, e proseguiva per 37 m in direzione S e con potenza massima di

2,5 m. Dopo 88 m in direzione S-SE dal termine di questo terzo tratto, ne compariva un quarto, di 18 m di lunghezza in direzione S 10° W e con potenza massima di 2,5 m.

Il filone secondario affiorava per circa 15 m, con potenza massima di 2,5 m, in un punto posto a 57 m in linea d'aria dall'ingresso della galleria Correboi inferiore, in direzione W 25° N. La direzione del filone è N 26° W.

Attualmente è allo scoperto da discariche solo la parte più alta del primo tratto del filone principale, con scavo a trincea irregolare. Si vede inoltre uno scavo superficiale, una specie di discenderia, in corrispondenza dell'affioramento del filone secondario. Nel tratto dell'affioramento del filone principale, attualmente allo scoperto, si trova quasi esclusivamente barite anche molto ben cristallizzata.

Non risulta allo scrivente che gli affioramenti segnati sul piano della Miniera di Correboi, aggiornato al 1888, fossero ancora visibili in tale epoca. Sta di fatto che già G. BALDRACCO [1, p. 207 e 208], nel 1854, riferisce di aver potuto esaminare solo il tratto superiore dell'affioramento che dice estendersi in direzione per 80 m.

Secondo BALDRACCO il filone in affioramento risulta composto in senso trasversale da W-SW a E-NE nel modo seguente:

« Quarzo con alcun poco tuttavia di schisto ed insieme diviso da frequenti fenditure a guisa di lastre spesso cuneiformi, e con una complessiva potenza di ben	metri	8,00
« A questo quarzo altro ne succede frequentemente annerito dal manganese ossidato, più o meno alterato del pari da screpoli, penetrato talora di sostanza verde, e della spessorezza di	»	0,70
« Di poi fanno seguito		
« Della barite solfata con assai diradati grani di galena per	»	0,50
« Della barite solfata con grani nuclei e venule di galena nella porzione di circa un settimo della massa	»	0,25
« Della barite solfata senza piombifera apparenza	»	0,70
« Dal silicato-ferrifero, quarzoso verdastro, massiccio, talvolta minutamente granoso	»	3,50
« Barite solfata compatta	»	0,20
« Schisto ocraceo granellare	»	0,70
« Schisto compatto verdastro	»	3,50
« Schisto con tal poco di barite	»	0,30
« Schisto quarzoso ocraceo	»	1,50
« Quarzo compatto con fessure	»	0,50
	<i>Totale</i>	<i>metri 20,35</i>

Dai piani consultati e per osservazione diretta non risulta però allo scrivente una tale potenza nella posizione indicata dal BALDRACCO, cioè dove esiste « un botro inclinato al S-SE... scavato sino ad una profondità che parrebbe variare da metri 3 a metri 12 circa ». La potenza massima del vero filone principale è, in questa posizione, sui 5 metri. Nè risulta una tale abbondanza di quarzo alle salbande del filone se non nel punto

dove esso taglia un filone di quarzo in parte di fessura in parte di impregnazione e sostituzione delle filladi, che si dirige verso la laveria della Miniera con direzione S 20° W.

Gli affioramenti del filone principale e di quello secondario si trovano nella formazione filladica e, solo la parte più alta del primo tratto degli affioramenti del filone principale, si trova nella formazione carboniosa.

CARATTERI GENERALI DELLE MINERALIZZAZIONI

Come già si legge nelle pagine precedenti, degli otto affioramenti di mineralizzazioni a solfuri misti, sei si trovano al limite fra la formazione filladica e la formazione carboniosa, e nella formazione carboniosa, due nella formazione calcarea. Non sono questi i soli affioramenti, molti altri ne esistono: brucioni e filoni di quarzo poco mineralizzati compaiono soprattutto nella formazione carboniosa e nella formazione calcarea. Vecchi lavori sono visibili specialmente della valle del Rio di Correboi fra Nodu e' Littipori, Punta Corra Cherbina e Monte Novu. Gli affioramenti presi in considerazione sono quelli dai quali si sono potuti prelevare dei campioni idonei allo studio.

Gli affioramenti dei filoni a galena sono incassati nella formazione filladica e penetrano solo nella parte bassa della formazione carboniosa.

Le mineralizzazioni a solfuri misti sono più ragguardevoli dove hanno preso posto, per metasomatosi, in calcefiri e cornubianiti a silicati calcici originati per metamorfismo di contatto di originarie lenti e banchi di filladi calcarifere e calcari dolomitici marnosi intercalati nelle formazioni filladica e carboniosa e di banconi di calcare dolomitico marnoso facenti parte della formazione calcarea. Di minore entità sono queste mineralizzazioni quando stanno in rapporto con vene, filoni e impregnazioni metasomatiche di quarzo, che sono geneticamente coevi e in parte localmente legati alla mineralizzazione dei calcefiri e delle cornubianiti a silicati calcici.

In questo sistema di mineralizzazione si trovano come minerali di ganga di origine metamorfica: granati (grossularia e meno andradite), attinoto, epidoto, clinozoisite, pistacite, zoisite, apatite, titanite e tormalina; come minerali di ganga già esistenti nelle rocce prima dell'azione metamorfica di contatto o poco modificati: quarzo, calcite, idrobiotite, sericite, muscovite, clorite, grafite e sostanze carboniose, apatite e zircone; come minerali di ganga secondari: quarzo, dolomite e clorite.

I minerali metalliferi primari sono in ordine di successione paragenetica: magnetite, pirite, pirrotina, blenda (con calcopirite, pirrotina, cubanite, tetraedrite) calcopirite e galena (con argentite).

Minerale metallifero di origine idrotermale secondaria è la marcasite.

Minerali di trasformazione per alterazione superficiale sono: pirite colloforme, marcasite e pirite associate, con struttura a celle, goethite e limonite.

Fra i minerali principali la pirrotina con i suoi prodotti di trasformazione idrotermale e superficiale, cioè marcasite, pirite, marcasite + pirite, è il minerale più abbondante (più del 40 % in peso), in ordine quantitativo decrescente segue blenda (sul 20 % in peso), pirite primaria (sul 20 % in peso), galena (sul 10 % in peso) e calcopirite (poche unità % in peso).

Il carattere metasomatico della parte prevalente della mineralizzazione risulta evidente dalla giacitura dei banconi a solfuri, corrispondente a quella delle rocce non mineralizzate, e per la conservazione della struttura della roccia preesistente là dove un minerale resistente come il quarzo regolò la deposizione dei solfuri. In alcuni punti, specialmente dell'affioramento n. 1, ma anche di altri, si può parlare di mineralizzazione pseudomorfa sulla roccia incassante [19, p. 34-37] (Tav. I, Fig. 1). La laminazione sedimentaria è, in questi casi, più o meno ben conservata.

L'ambiente favorevole ad una mineralizzazione di carattere metasomatico fu certamente offerto dall'intercalarsi nella pila stratigrafica di Correboi di rocce a competenza molto diversa. Specialmente nel caso di banchi carbonatici interposti nelle formazioni filladica e carboniosa, si deve pensare che furono essi, più competenti, a subire essenzialmente gli effetti tensionali e a fratturarsi minutamente, mentre filladi e quarziti siltose circostanti, meno competenti, si piegavano fittamente. Si ritiene infatti che in un'alternanza di rocce competenti e incompetenti l'effetto tensionale non si dissipi in tutta la massa, ma si concentri nelle prime portando a fratture di tensione [18 e 5].

A parte i casi di mineralizzazione pseudomorfa sulla roccia incassante, per lo più periferici nelle masse mineralizzate, non si riconosce più la tessitura originaria della roccia. Si può pensare perciò alla formazione di un'iniziale breccia tettonica nei banchi di calcare dolomitico [4], e sostituzione lungo fessure e piani di stratificazione.

Altri fattori favorevoli alla mineralizzazione sono stati certamente la facile sostituibilità dei calcari e il condizionamento termico. L'importanza del primo di questi fattori è ben nota in una grande quantità di giacimenti di tutto il mondo. Il secondo di questi due ultimi fattori ha evidentemente agito perchè le rocce, prima della mineralizzazione a solfuri, sono state permeate da fluidi che hanno portato alla formazione dei vari silicati di contatto nelle rocce calcaree. In un ambiente così condizionato, cioè con temperature non molto inferiori a quelle dei fluidi mineralizzatori, è stata facilitata la penetrazione di soluzioni tardive apportatrici di solfuri di maggior valore economico e la loro sostituzione alla primitiva paragenesi [5].

Movimenti tettonici con conseguente alternarsi di periodi di compressione e distensione devono essere intervenuti più volte durante la mineralizzazione.

Anzitutto, prima dell'azione metamorfica che ha portato alla formazione dei vari silicati calcici, devono essersi formate le vie di accesso dei fluidi mineralizzanti provenienti, con tutta evidenza, da un magma granitico, lo stesso che ha dato origine ai graniti affioranti verso Fonni e verso Villagrande. Il cammino delle emanazioni granitiche deve essere stato di notevole entità perchè non vi è alcun sintomo che il granito si trovi a poca profondità. Le formazioni sedimentarie, nel loro insieme, hanno appena tracce di metamorfismo che possa essere sicuramente collegato a una massa plutonica, e non vi è alcun indizio per ritenere che una primitiva azione metamorfica sia stata cancellata da una successiva retrocessione idrotermale. Non è nemmeno il caso di collegare la mineralizzazione ai numerosi filoni di porfido granitico e di porfirite perchè i fenomeni di contatto ad essi imputabili sono del tutto trascurabili.

Un secondo episodio di movimento con formazione di fessure deve essere sicuramente avvenuto prima della deposizione dei solfuri, come è testimoniato dalla presenza di fratture in silicati di contatto riempite dai solfuri precoci (Tav. I, Fig. 2).

Un terzo atto di deformazione, senza escludere altre azioni meno importanti intermedie, deve essersi verificato prima della deposizione di calcopirite e galena che sono i solfuri che più frequentemente formano piccole vene.

Un quarto atto, posteriore alla formazione dei solfuri, ha generato le numerosissime fessure riempite da dolomite.

Come viene spiegato nel capitolo sulle « Temperature di formazione » si può pensare che i minerali primari metamorfici e metasomatici dei banchi e lenti di Correboi, e quelli legati ai filoni e vene di quarzo che appare essersi deposto in un lungo periodo di tempo, iniziando con la pirite e terminando con la calcopirite, si siano formati in un intervallo di temperatura da 600° C a meno di 250° C.

La presenza di minerali metamorfici, specialmente di granato, anfibolo, apatite, turmalina, e di magnetite e pirrotina (più del 40 % in peso fra i solfuri) porta a includere le mineralizzazioni fra le formazioni pneumatolitiche di contatto dello stadio pegmatitico-pneumatolitico [23]. Anche la blenda può essere abbondante in queste formazioni, mentre la pirite in genere non lo è. Anche il quarzo, come unico minerale di apporto pneumatolitico, è in accordo con questa definizione del tipo di mineralizzazione.

Come si è visto però, la mineralizzazione è proseguita a temperature ben inferiori a quelle caratteristiche di questo stadio. Inoltre il quarzo, nella sua lunga vita genetica, cambia aspetto e dimensioni. Dapprima molto irregolare e a grana grossa, diminuisce poi di grana e tende all'idiomorfismo. Inoltre, a seconda della temperatura di formazione, si comporta in modo diverso nei riguardi dei silicati di contatto, inglobandoli in un primo tempo senza alterarli, trasformandoli poi parzialmente o completamente in associazioni mineralogiche di bassa temperatura.

Sembra logico perciò parlare di *mineralizzazioni di contatto da pneumatolitiche a idrotermali*, conservando il termine « contatto » in un senso molto lato.

Dei filoni a galena poco lo scrivente ha potuto osservare: qualche tratto di galleria riaperta, con relative ripiene, e l'inizio dei lavori nel filone secondario. Dai piani di miniera risulta che si è lavorato in direzione per circa 680 m e che fra il livello più basso e quello più alto vi è una differenza di circa 150 m. Da altre notizie, riportate in parte nella Prefazione, risulta che furono coltivati il filone principale, di galena a ganga di quarzo-barite e fluorite, e piccole vene a tetto e a letto, di argentite, argento nativo, cerargirite e pirargirite. Questo filone risultò, durante la lavorazione, ricco di concentrazioni di galena, passando però per lunghi tratti a sterile.

Per quanto lo scrivente ha potuto osservare di persona, può dire di non aver mai trovato il quarzo fra i minerali di ganga del filone principale e di quello secondario. I campioni del filone principale studiati provengono però tutti dalle ripiene della galleria Correboi inferiore che è una delle più elevate.

I minerali di ganga risultano essere fluorite, barite e dolomite (più o meno ferri-fera e manganesifera). Il solfuro di gran lunga prevalente è la galena, con inclusi, in ordine quantitativo decrescente, di pirargirite, argento e argentite. In quantità molto subordinata è la marcasite.

L'ordine di successione paragenetica, che risulta da un quadro molto complesso di ripetizioni, è: fluorite, galena, marcasite, barite, dolomite, con deposizione più volte sovrapposta eccettuato per la dolomite più pura che è solo di tarda formazione, in vene.

Nel capitolo sulle « Temperature di formazione » si conclude per una termalità genetica di questi filoni, inferiore, ma di poco, a 200° C. L'associazione mineralogica ben si addice a questo quadro; specialmente per la presenza di pirargirite, argento nativo e argentite nella galena, minerali che non vi è nessun indizio essere in questo caso di origine secondaria, e per la presenza di marcasite pure primaria.

Sembra conseguente perciò riferire la mineralizzazione dei filoni a galena allo stadio idrotermale e considerarla di bassa termalità.

Per tutte le mineralizzazioni di Correboi, prese nel loro insieme, appare come unica e logica conclusione che i fluidi mineralizzanti debbono essersi sviluppati da un magma granitico consolidato in profondità. Questa conclusione concorda esattamente con quella di A. CAVINATO [9] per le grandi mineralizzazioni piombo-zincifere della Sardegna e di G. DESSAU [10] per le mineralizzazioni di Funtana Raminosa.

Quanto all'età delle mineralizzazioni, essa va stabilita nel quadro d'insieme dei giacimenti sardi di tipo analogo. S. VARDABASSO [30] e A. CAVINATO [9] distinguono nel paleozoico vari periodi di attività vulcanica con fasi ortomagmatiche, pegmatitiche, pneumatolitiche, ed idrotermali: porfiroidi, graniti e facies periferiche, apliti, lamprofiri, con il ciclo granitico concomitante al corrugamento varisico. Secondo CAVINATO le grandi mineralizzazioni a piombo e zinco sono posteriori all'ultimo di questi cicli. A Correboi la mineralizzazione è sicuramente posteriore ai porfidi granitici, cioè alle facies periferiche del granito, che appaiono più volte debolmente mineralizzati a solfuri anche in piccole vene. In particolare, VARDABASSO, accennando specificatamente al giacimento di Correboi, lo attribuisce al ciclo ercinico [31 e 32].

I fluidi mineralizzatori legati al ciclo magmatico ercinico devono essere saliti in un primo tempo attraverso numerosissime vie disperdendosi purtroppo su una superficie molto vasta, mineralizzando diffusamente tutte le formazioni esistenti e formando filoni e numerosissime vene e impregnazioni prevalentemente quarzose, e dando luogo alla formazione di masse metasomatiche relativamente più ricche di solfuri in punti particolarmente favorevoli, dove vi era già stata una preparazione meccanica e termica.

Solo in un secondo tempo vi fu una manifestazione idrotermale collegata a grandi fratture tensionali e non a una diffusa fessurazione su grandi estensioni. Questo fenomeno tardivo diede origine ai maggiori filoni a galena con minerali di argento.

ESAME MINERALOGICO DELLE FORMAZIONI PNEUMATOLITICO-IDROTERMALI

MINERALI DI GANGA DI ORIGINE METAMORFICA

I minerali di ganga di origine metamorfica sono: granati, attinoto, epidoto, clinzoisite, pistacite, zoisite, apatite, titanite, tormalina.

Granati.

Granati sono stati osservati negli affioramenti n. 3, 4, 6, 7.

Si tratta quasi sempre di granati di tipo grossularia, termini andraditici essendo stati trovati solo nell'affioramento n. 6.

Il granato grossularia appare in sezione sottile quasi incolore o giallo-bruno o incolore alla periferia e lievemente giallo-bruno al centro. Può essere otticamente isotropo o parzialmente tale ma, in generale, è decisamente anisotropo (Tav. I, Fig. 3). Altra caratteristica costante è la zonatura riconoscibile in sezione sottile a causa della birifrangenza, in sezione lucida per un lieve stacco fra zona e zona, marcato da alterazione o sostituzione selettiva (Tav. I, Fig. 4).

Nell'affioramento n. 3 i granati sono a contatto con pirrotina e blenda, alterati in gran parte in calcite con poco epidoto, o inclusi in plaghe di quarzo e dolomite metasomatici.

Nell'affioramento n. 4 si trovano a contatto con pirite, blenda e marcasite con parziale alterazione, irregolare o a zone, essenzialmente in calcite, inclusi in blenda e quarzo anche senza accenno alcuno di alterazione (Tav. I, Fig. 5) e intimamente associati ad attinoto (Tav. I, Fig. 6). Appaiono spesso fortemente fratturati con fratture riempite da quarzo, dolomite e solfuri, e sostituiti in singole zone da pirite e da quarzo.

Nell'affioramento n. 6, oltre a granato grossularia in bande assieme con attinoto o con calcite e attinoto si trova, come si è già detto, del granato di tipo andradite con alterazione limonitica lungo zone e fratture.

Nell'affioramento n. 7 il granato è scarso nelle rocce calcaree a mineralizzazione povera, accompagnato da quarzo zeppo di aciculi di attinoto e poco epidoto, abbondante dove sono abbondanti i solfuri (essenzialmente pirrotina) accompagnato da grande quantità di epidoto. La pirrotina viene osservata anche in fratture nel granato o insinuata fra cristalli di granato e di epidoto, o in lievi sostituzioni nel granato.

Attinoto.

L'attinoto è stato riconosciuto negli affioramenti n. 1, 3, 4, 6, 7.

Appare in sezione sottile con α quasi incolore, β verde-bruno chiaro e γ verde chiaro, con $c: \gamma$ da 14° a 16° ma, per lo più, di 15° .

E' abbondante solo negli affioramenti n. 3, 4, 6 e 7. Può essere peciloblastico, inglobante quarzo a grana minuta, in bande di prismi intrecciati da solo o misto a granato e a granato e calcite, o misto a pistacite ed epidoto, talvolta alterato in clorite e calcite. Spesso appare in minuscoli aciculi inclusi sia nel quarzo ricristallizzato sia in quello metasomatico che ne sono a volte zeppi (affioramenti n. 1, 3, 7), o ridotto ad un aggregato di calcite con ossidi di ferro e titanio, orientati secondo i limiti e le tracce di sfaldatura dei cristalli originari, in quarzo e dolomite metasomatici e in solfuri (affioramenti n. 3 e 6), o in uno stadio appena iniziale di trasformazione, cioè solo con smistamenti di ossidi (ad es. in blenda nell'affioramento n. 4).

Epidoti.

Fra i minerali del gruppo dell'epidoto prevale un termine epidotico seguito da clinozoisite, pistacite e zoisite. Sono questi i più abbondanti fra i minerali di contatto.

Cornubianiti a epidoto e clinozoisite in prismi intrecciati, a fasci e a disposizione raggiata, si sono trovate nell'affioramento n. 3, con poco quarzo e calcite interstiziali ricristallizzati. Alcuni cristalli di epidoto sono marcatamente zonati. Cornubianiti o cal-

cefiri a bande di prevalenti epidoto, pistacite e clinozoisite alternate a bande di prevalente quarzo appaiono nell'affioramento n. 1.

Nell'affioramento n. 3 si osserva anche epidoto associato a quarzo metasomatico, idrobiotite e calcite, o di trasformazione del granato, o ridotto a ossidi di ferro e titanio che ne segnano i limiti originari, in quarzo metasomatico.

Nell'affioramento n. 4 poca è la clinozoisite conservata mentre, per lo più, si vede calcite pseudomorfa su di essa. Nell'affioramento n. 5 l'epidoto è scarso e spesso è incluso, associato a clorite e solfuri, in quarzo. Nell'affioramento n. 6 si trovano epidoto, pistacite e clinozoisite accompagnati da attinoto e granato, oppure epidoto e clinozoisite con quarzo, o epidoto incluso nel quarzo e nella dolomite metasomatici spesso ridotto a fantasmi delimitati da ossidi di ferro e di titanio. Nell'affioramento n. 7 l'epidoto può essere scarso accompagnato da quarzo, calcite e poco granato, o abbondante, con granato, in pirrotina (Tav. II, Fig. 1), o derivato da alterazione di granato. Si trova anche sola clinozoisite con calcite, quarzo, idrobiotite, clorite e attinoto. Nell'affioramento n. 4 oltre a epidoto, pistacite e clinozoisite con quarzo e calcite, si è riconosciuta anche della zoisite in fasci di prismi allungati secondo α .

Gli epidoti, anche se lievemente sostituiti, sono inalterati a contatto con tutti i solfuri primari, dalla pirite alla galena.

Apatite.

L'apatite è in parte sicuramente primaria perchè con lo stesso aspetto e nella stessa quantità di quella che si trova nelle formazioni non mineralizzate a solfuri, ma negli affioramenti n. 3 e 4 è più abbondante del normale pur essendo idiomorfa e nell'affioramento n. 6 compare in piccole bande lenticolari e in vene formate da granuli grossolanamente tondeggianti e, solo raramente, con limiti idiomorfi. Sono bande alternate ad altre di attinoto e di granato.

Titanite.

La titanite è stata osservata solo nell'affioramento n. 6, idiomorfa, in piccole quantità insieme ad abbondanti epidoto e clinozoisite, con quarzo ricristallizzato e calcite.

Tormalina.

La tormalina metasomatica è stata riconosciuta solo nell'affioramento n. 2 dove compare anche l'albite.

MINERALI DI GANGA GIÀ PRESENTI NELLE ROCCE INCASSANTI PRIMA DEL METAMORFISMO DI CONTATTO

In primo luogo va considerato il quarzo (quarzo I), presente in tutti gli affioramenti anche come minerale primario ricristallizzato totalmente o parzialmente. Ha sempre una grana minore di quella del quarzo metasomatico, spesso ha aspetto pavimentoso e può

contenere resti di quarzo non ricristallizzato. Può essere pure incluso nel quarzo pneumatolitico ed idrotermale (quarzo II). Talora conserva un certo allungamento nella direzione della originaria stratificazione. Sono ancora riconoscibili, in questi casi, le originarie intercalazioni micacee.

Frequenti cristalli di quarzo idiomorfi, molto più piccoli di quelli, pure automorfi, di origine idrotermale, sono stati osservati inclusi in quarzo metasomatico, pirite, pirrotina e blenda. E' opinione dello scrivente che debba trattarsi di quarzo ricristallizzato in calcite, idiomorfo per la maggiore forza di cristallizzazione rispetto a quest'ultima, ed ereditato come incluso da tutti quei minerali che abbiano sostituito la calcite.

Accanto al quarzo vanno messi calcite, idrobiotite, sericite, muscovite, clorite, grafite e sostanze carboniose, apatite, zirconio.

In una situazione del tutto particolare si trova la calcite, originariamente molto abbondante o, addirittura, del tutto prevalente nelle rocce sedimentarie non metamorfosate, sicuramente ancora abbondante nelle rocce metamorfosate per contatto ed ora solo in piccola quantità nelle rocce fortemente mineralizzate a solfuri. E' il minerale che, per la sua pronunciatissima reattività, è stato più facilmente sostituito durante la mineralizzazione a solfuri, ed è molto probabile che le migliori concentrazioni di minerale metalifero siano localizzate là dove la roccia era originariamente più ricca di carbonato.

MINERALI DI GANGA SECONDARI E TRASFORMAZIONI SUBITE DAI SILICATI PREESISTENTI DURANTE LA LORO DEPOSIZIONE

I minerali di ganga di origine secondaria sono, in ordine di importanza, quarzo, dolomite e clorite. Essi sono certamente, almeno in parte, prodotti di estrazione dei convogli mineralizzanti dalle formazioni attraversate.

Quarzo II.

Quarzo di impregnazione e in vene si trova in tutti gli affioramenti.

Appare in cristalli a grana grossa, non addentellati come quelle di quarzo primario ricristallizzato e, spesso, con contatto netto anche rispetto a quest'ultimo, quando forma delle vene. Contiene frequentemente resti di quarzo primario, aciculi di attinoto e cristallini di apatite. Con grana un po' minore appare spesso con limiti automorfi.

Nell'affioramento n. 3 contiene fantasmi di anfibolo riassorbito oppure delle pseudomorfofosi su silicati di forma simile agli epidoti, di lamelline giallastre, giallo-brune e verdastre con estinzione retta, $2V_x$ quasi eguale a 0, indici superiori a 1,60 e birifrangenza elevata, disposte in aggregati sferulitici, vermiformi e a fasci di pacchetti di lamelle pseudoesagonali. Con molta probabilità si tratta di idromiche (Tav. II, Fig. 2).

Nell'affioramento n. 4 contiene invece pseudomorfofosi di lamelline cloritiche su minerali prismatici oltre a pseudomorfofosi di lamelline di idromiche verdastre e brunastre fino a bruno scuro con birifrangenza fra 0,30 e 0,40 circa. Si è trovato però anche quarzo inglobante e sostituyente parzialmente granato e attinoto senza causare alcuna alterazione. Si osserva inoltre, in questo affioramento, pirite, originariamente idiomorfa, fratturata e

cementata da quarzo, e vene di quarzo nella pirite. La sostituzione della pirite ad opera del quarzo appare notevole.

Nell'affioramento n. 5 il quarzo II contiene frequentemente piccoli inclusi quarzosi idiomorfi e cementa blenda fratturata.

Nell'affioramento n. 6 racchiude fantasmi di silicati, delineati da ossidi di ferro e di titanio oltre a epidoto non trasformato e, in altri punti, solo cristalli di epidoto e clinozoisite per nulla trasformati.

I rapporti strutturali con i solfuri, cioè riempimento di fratture, sostituzioni, auto e allotriomorfismo reciproco, fanno ritenere che il quarzo metasomatico abbia cominciato a deporsi con la pirite idiomorfa ed abbia continuato a formarsi anche dopo la blenda.

Dolomite.

Dolomite più o meno ankeritica con contenuto variabile in manganese in vene e impregnazioni è pure presente in tutti gli affioramenti. Le vene di dolomite attraversano tutti i minerali primari, silicati e solfuri. Tale minerale è perciò da considerarsi come l'ultimo prodotto idrotermale.

Nell'affioramento n. 3 si notano in plaghe di dolomite fantasmi di anfibolo e nell'affioramento n. 7 fantasmi di epidoto e anfibolo delineati da ossidi di ferro e di titanio (Tav. II, Fig. 3). Spesso la dolomite sostituisce parzialmente o totalmente minerali preesistenti, quarzo compreso. Dolomite particolarmente ferrifera è stata riconosciuta nell'affioramento n. 4, accompagnata da abbondante limonite, e nell'affioramento n. 6.

Cloriti.

Compaiono vari tipi di cloriti come minerali di origine idrotermale. La loro formazione è strettamente legata all'ultima fase di mineralizzazione, cioè a quella a carbonati. Il tipo più comune è una clorite con allungamento positivo, $2V_{\alpha}$ molto piccolo, quasi 0° , da incolora perpendicolarmente all'allungamento, a verde pallido parallelamente all'allungamento, con birifrangenza un po' superiore a quella del quarzo. Altro tipo è una clorite a colori di interferenza anomali, azzurro inchiostro e bruni, incolora perpendicolarmente all'allungamento, verde smeraldo parallelamente all'allungamento, con allungamento positivo. In minori quantità si trovano anche una clorite a birifrangenza molto bassa, antigorite e leptocloriti.

Le cloriti sono molto diffuse, sempre in sferuliti, riempienti interstizi o formanti plaghe e vene. Sono state osservate in plaghe nell'affioramento n. 1, interstiziali con dolomite nell'affioramento n. 3, interstiziali con dolomite, in grosse plaghe con dolomite, e incluse in plaghe di dolomite nell'affioramento n. 4, interstiziali rispetto a quarzo idiomorfo e solfuri e in vene in solfuri nell'affioramento n. 5, interstiziali rispetto ad apatite nell'affioramento n. 6.

Si è notato che le cloriti sostituiscono talora lievemente il quarzo.

MAGNETITE E SOLFURI PRIMARI

Magnetite.

La magnetite è un minerale scarso nella mineralizzazione metasomatica di Correboi. E' stata trovata dallo scrivente solo come piccoli inclusi, spesso idiomorfi, nella pirite I dell'affioramento n. 4 e si è formata presumibilmente insieme ai minerali di contatto.

Pirite I.

Viene indicata con questa designazione la pirite idiomorfa, primo dei solfuri in ordine genetico. E' un minerale comune a tutti gli affioramenti studiati.

Il suo abito è caratteristicamente cubico, riconoscibile nelle sezioni lucide anche in aggregati di numerosi cristalli per la diversa durezza degli stessi con il variare dell'orientazione.

L'idiomorfismo della pirite è spesso mancante verso minerali preesistenti poco aggregevoli ed in genere solo debolmente sostituiti. Ciò si osserva molto bene nei rapporti con quarzo primario anche se ricristallizzato, e granati. Anche verso i minerali di genesi posteriore, che possono essere di volta in volta, pirrotina, blenda, calcopirite, galena, l'idiomorfismo è mancante se la pirite è da essi corrosa. Nei riguardi del quarzo II, la pirite può essere idiomorfa oppure no. Può sostituirlo od esserne sostituita. Inoltre, mentre nell'affioramento n. 3 è stata osservata della pirite che taglia con vene il quarzo II, nell'affioramento n. 4 si vede del quarzo II che cementa (e lievemente sostituisce) pirite I (Tav. II, Fig. 5) e che forma vene in essa.

La pirrotina si presenta spesso negli interstizi fra cristalli di pirite o depostasi del tutto passivamente su di essi (Tav. II, Fig. 4). Oppure può sostituirli lievemente o profondamente fino a penetrare in essi con lunghe apofisi e a ridurre la pirite a pochi resti di sostituzione. Nell'affioramento n. 1 si sono trovate anche vene di pirrotina che tagliano cristalli di pirite evidentemente fratturati. Dato che i rapporti strutturali indicanti una genesi posteriore della pirrotina rispetto a quella della pirite non appaiono mai invertiti, gli inclusi di pirrotina che si trovano talora anche nella pirite devono essere considerati come inclusi di sostituzione.

Blenda compare come sostituyente di pirrotina in vene di quest'ultima nella pirite, evidentemente avendo ricalcato le vie di salita della pirrotina. Inoltre, sono del tutto comuni evidentissime sostituzioni di blenda a pirite con corrosioni molto marcate e capricciose (Tav. II, Fig. 6). La blenda, che abitualmente è ricchissima solo di inclusi di calcopirite, in prossimità di pirite sostituita abbonda di inclusi di questo minerale. Come si è detto per la pirrotina, i frequenti inclusi di blenda in pirite vanno considerati come inclusi di sostituzione.

Calcopirite è il minerale che più frequentemente si trova in vene nella pirite, sia che riprenda le vie di salienza della pirrotina (Tav. III, Fig. 1) e della blenda, sia che abbia formato vene proprie, per lo più esilissime, nella pirite fratturata. Essa è talora seguita e parzialmente sostituita da galena. Molto spesso la calcopirite appare deposta passivamente sulla pirite o debolmente sostituyente, a contatto con pirrotina o blenda, in-

dicando come via di penetrazione dei fluidi mineralizzatori il contatto fra pirite e pirrotina o pirite e blenda. Le corrosioni operate dalla calcopirite sulla pirite non appaiono mai molto accentuate benchè molto comuni. Anche per la calcopirite gli inclusi nella pirite sono da ritenersi essere inclusi di sostituzione.

Galena, contrariamente alla calcopirite e analogamente alla pirrotina e alla blenda, ha operato delle corrosioni molto marcate sulla pirite I, venendo ad essere in questi casi spesso ricca di inclusi cariati di pirite. Come si è detto, può inoltre seguire la calcopirite nelle sue vene nella pirite. Forma inoltre nella pirite delle vene proprie che possono avere una potenza ben superiore a quelle di calcopirite, sì da essere riconoscibili ad occhio nudo.

Pirrotina.

La pirrotina è stata trovata in tutti gli affioramenti, escluso il numero 8. Va ricordato però che questo affioramento è stato poco studiato perchè troppo alterato in superficie e sprovvisto di lavori minerari tali da permettere una raccolta di buoni campioni da studio.

Può presentarsi in cristalli allungati nei piani di stratificazione dove la mineralizzazione è avvenuta per sostituzione pseudomorfa, con conservazione della laminazione originaria della roccia. Il caso più tipico è quello dell'affioramento n. 1 dove i cristalli appaiono con ε nella direzione dell'allungamento ed ω subperpendicolare a tale direzione. Qui tutti i cristalli sono fittamente geminati parallelamente alla dimensione maggiore, con lamelle troppo regolari in forma, dimensioni e direzione per essere ritenute delle pure e semplici deformazioni, benchè non ci siano motivi per escludere la pressione come causa della loro genesi. Si sono osservate pure delle lamelle di geminazione perpendicolari a queste, ma rare e generalmente in numero molto ridotto.

Negli affioramenti 3 e 4 la pirrotina si presenta anche in cristalli idiomorfi, che assumono in sezione abito esagonale o bipyramidato. Questi cristalli sono ricchi di lamelle di geminazione. In genere, però, la pirrotina è granulare e, in questo caso, è per lo più non geminata. Frequentemente nella pirrotina appaiono ondulati distacchi secondo $\{0001\}$ e, meno frequentemente, ma più rettilinei, secondo $\{11\bar{2}0\}$. Talora sono ben visibili lamelle più chiare e con maggior rilievo, anche in serie parallele, molto simili a quelle che si vedono nella fig. 279 a pag. 408 di RAMDOHR [23].

Può essere deposta passivamente su minerali preesistenti come, ad esempio, granato, attinoto, epidoto, quarzo, pirite I, o può sostituirli più o meno estesamente. Può penetrare in fratture negli stessi come si è visto per il granato nell'affioramento n. 7 e per la pirite I nell'affioramento n. 1. Naturalmente può essere ricca di inclusi dei minerali preformati, idiomorfi, come granato, epidoto, quarzo, pirite I, oppure no, se relitti di sostituzione, come avviene frequentemente per la pirite I.

I suoi rapporti con il quarzo II sono analoghi a quelli della pirite I anche se non così evidenti per la prevalente mancanza di idiomorfismo. A volte lo sostituisce, a volte ne è sostituita.

La blenda non è mai stata trovata in vene nella pirrotina ma la sua posteriorità risulta evidente dove sostituisce cristalli di pirrotina allineati parallelamente alla stratificazione della roccia originaria. La penetrazione è massiccia ma è resa inequivocabile dalla presenza di inclusi allineati di pirrotina che ne testimoniano la posizione originaria.

La sostituzione frontale della blenda alla pirrotina è un quadro comune e la blenda è rimasta molto spesso ricca di inclusi di pirrotina, che possono essere localmente i soli esistenti. Frequenti piccoli inclusi, anche listiformi, di pirrotina, orientati nei piani reticolari della blenda, sono invece molto probabilmente inclusi di smistamento.

Un caso particolare rappresentano i piccoli inclusi misti di pirrotina e calcopirite molto frequenti nella blenda. E' probabile si tratti del prodotto di smistamento di originali cristalli di calcopirrotina o di cubanite smistatisi dalla blenda. La cubanite è in parte ancor conservata come inclusi nella blenda associata o no alla calcopirite.

Altro caso non trascurabile è la presenza nella blenda di inclusi misti di tetraedrite-pirrotina-calcopirite.

La calcopirite intacca ampiamente la pirrotina con sostituzione frontale o con vene di sostituzione. Spesso accade che la calcopirite contenga in conseguenza di ciò abbondanti inclusi di pirrotina. Un caso piuttosto frequente è l'interposizione di calcopirite sostituyente fra pirrotina e pirite e pirrotina e blenda. Che la calcopirite sia posteriore anche in questi casi appare provato dalla presenza in essa di inclusi di pirite verso la pirite, di pirrotina verso la pirrotina e di blenda verso la blenda, e la diramazione di vene da queste plaghe di sostituzione. Piccoli inclusi di calcopirite in pirrotina non sono molto frequenti e sono da ritenersi inclusi di sostituzione.

Come la calcopirite, anche la galena sostituisce sia massicciamente che in vene la pirrotina, i resti della quale rimangono in essa come inclusioni. Gli inclusi di sostituzione di galena in pirrotina non sono frequenti e alcuni di essi includono a loro volta resti di pirrotina.

Blenda.

Anche la blenda è un minerale comune, e spesso abbondante, in tutti gli affioramenti che si sono potuti studiare a fondo. Sua caratteristica generale è la presenza di riflessi interni di colore arancione, indice di un alto tenore in ferro. Appare inoltre frequentemente geminata in sottili lamelle visibili anche senza bisogno della corrosione di struttura. Una lucidatura su di un mezzo soffice mette in evidenza le lamelle di geminazione alternatamente più o meno rilevate.

Nei rapporti con il quarzo e i silicati delle rocce incassanti la blenda manifesta notevole capacità di sostituzione. Va notato che al contatto con la blenda sostituyente i silicati calcici possono essere alterati oppure no. Nell'affioramento n. 1 si osserva, in particolare, epidoto del tutto inalterato e, nell'affioramento n. 4, granato, sostituito a zone e frontalmente, assolutamente inalterato al contatto. Ma la blenda sostituisce a preferenza i solfuri predeposti piuttosto che non quarzo e silicati. Esempi molto chiari di ciò sono stati osservati soprattutto in campioni dell'affioramento n. 4. Si vede a questo proposito della blenda interposta fra granato idiomorfo con limiti non corrosi e pirite I, un orlo irregolare e discontinuo di pirite I rimanendo ancora a ridosso del granato (Tav. III, Fig. 2).

I rapporti fra blenda e quarzo II sono analoghi a quelli già descritti per pirite I e pirrotina. Questi rapporti sono particolarmente evidenti nell'affioramento n. 5, dove il quarzo di impregnazione è molto abbondante. Si è osservato qui sia quarzo II sostituito da blenda, sia blenda sostituita da quarzo II ed inoltre blenda fratturata cementata da quarzo II (Tav. III, Fig. 3).

Pirite idiomorfa sostituita da blenda è stata osservata negli affioramenti n. 1, 2, 3, 4, 5, 7. Ma il minerale più sostituito da blenda appare essere, come è logico, la pirrotina che immediatamente la precede nell'ordine genetico.

La calcopirite è stata notata come sostituyente frontale di blenda negli affioramenti n. 1, 2, 3, 4, 7, e in vene nella blenda negli affioramenti 1 e 3 (Tav. III, Fig. 4).

La galena associata alla blenda è interstiziale rispetto a questa, con la solita tipica struttura a limiti arrotondati che può essere definita una struttura carinata invertita (Tav. III, Fig. 5). Accanto alla galena interstiziale appare però galena nettamente sostituyente la blenda della quale ingloba spesso relitti. Ma la prova più evidente della posteriorità della galena rispetto alla blenda è stata trovata nell'affioramento n. 5. Qui la galena penetra da plaghe maggiori nella blenda lungo piani reticolari ed in essi è perfettamente orientata (Tav. III, Fig. 6).

La blenda può essere senza inclusi, oppure contenerne pochi, oppure molti. Gli inclusi possono essere distribuiti uniformemente oppure no, possono essere disordinati oppure orientati. Sono di dimensioni variabili e di forma irregolare, o tondeggianti, o lenticolare più o meno allungata.

A parte gli inclusi di minerali di ganga, fra i quali spesso quarzo I idiomorfo, può contenere pirite, pirrotina, calcopirite, cubanite, tetraedrite, galena.

Fra tutti prevalgono gli inclusi di calcopirite (Tav. IV, Fig. 1), spesso accompagnati da inclusi di pirrotina, che possono superare localmente in quantità quelli di calcopirite, e da inclusi misti di pirrotina e calcopirite. Qua e là appaiono plaghe di blenda senza inclusi oppure sono gli inclusi che formano raggruppamenti a chiazze nella blenda lasciando intervalli irregolari o fascie a limiti anche rettilinei privi di inclusi.

Localmente sono abbondanti inclusi di pirite idiomorfa e di galena, spesso localizzati in prossimità di pirite sostituita e di galena sostituyente. Gli inclusi di cubanite e di tetraedrite non sono mai abbondanti. Si trovano inoltre inclusi misti di calcopirite-cubanite, calcopirite-pirrotina-tetraedrite, calcopirite-pirrotina-galena, e di calcopirite-pirrotina-cubanite. Gli inclusi più frequentemente orientati sono quelli di calcopirite, pirrotina e cubanite, seguono quelli di galena e possono apparire orientati anche quelli di pirite.

Sembra logico ritenere che gli inclusi formanti chiazze interne nella blenda, senza rapporti di vicinanza sulla superficie di studio con altri minerali, si siano formati per smistamento. E' questo il caso di calcopirite, pirrotina e tetraedrite anche associate. Ma quando inclusi di un dato minerale esistono o diventano frequenti solo in vicinanza di plaghe di questo minerale, appare più logico che si tratti di relitti di sostituzione se il minerale precede la blenda nella successione paragenetica, o di una fase iniziale di sostituzione se il minerale segue la blenda nella successione paragenetica [8]. E' il caso della pirite e della pirrotina e, rispettivamente, della galena e della calcopirite.

Cristalli di pirite idiomorfi inclusi in blenda in lontananza da zone a pirite, semprechè zone a pirite non esistano sotto il piano di sezione o non siano state asportate, possono essere stati ereditati da minerali sostituiti [24], specialmente, secondo l'opinione dello scrivente, da calcite, come alcuni cristallini idiomorfi di quarzo I.

Inclusi di calcopirite in lunghe successioni irregolari, vicino a vene di calcopirite, possono rappresentare abbozzi di vene di sostituzione.

Però non si può escludere che anche inclusi apparentemente lontani dai margini della blenda possano essersi formati per sostituzione. In tale situazione si trovano spesso inclusioni di galena che non è mai stato provato possa smistarsi da blenda, ed essa è a volte associata a calcopirite.

L'orientazione degli inclusi nei piani reticolari della blenda è facilmente spiegabile per quelli originatisi per smistamento e per sostituzione, ma non altrettanto per quelli di pirite. Fra le due possibilità che si presentano, lo scrivente ritiene meno semplice pensare a uno smistamento di pirite in un primo tempo assimilata che non a una preservazione di listerelle e granuletti di pirite nei piani cristallini durante la sostituzione ad opera della blenda.

Calcopirite.

La calcopirite è un minerale non abbondante ma diffuso in tutti gli affioramenti. Si trova in prevalenza associata ad altri solfuri e, solo secondariamente, isolata nella ganga. In sezione appare allotriomorfa senza o con lamelle di geminazione che possono essere fusiformi o a limiti rettilinei, e di spessore molto variabile.

Si è già parlato dei rapporti di posteriorità di deposizione della calcopirite rispetto alla pirite I, alla pirrotina e alla blenda, rapporti resi evidenti da vene di calcopirite attraversanti spesso i predetti minerali e da chiari fenomeni di sostituzione. Si è pure già trattato della calcopirite come prodotto di smistamento della blenda e della cubanite e, probabilmente, della calcopirrotina. Restano da considerarsi i rapporti fra calcopirite e quarzo II e fra calcopirite e galena.

Non si è mai trovato calcopirite attraversata da vene di quarzo II, nè calcopirite fratturata e cementata dallo stesso. Inoltre, la calcopirite è interstiziale rispetto al quarzo II o presenta dei contatti che indicano contemporaneità di formazione. Lo scrivente ritiene perciò che il quarzo II si sia deposto ancora all'inizio della deposizione della calcopirite ma che abbia cessato di formarsi prima che quest'ultima terminasse di segregarsi.

La galena è l'unico solfuro che sostituisce la calcopirite, della quale ingloba larghi residui. Spesso risulta essere penetrata fra calcopirite e blenda. Raramente l'attraversa con vene di sostituzione.

Cubanite.

La cubanite è presente solo a formare inclusi di smistamento nella blenda, per lo più associata a calcopirite. L'associazione è di due tipi: o lamelle di cubanite in calcopirite o molto piccoli inclusi tondeggianti di cubanite nei già piccoli inclusi di calcopirite. Frequentemente è assente, ma doveva essere originariamente più abbondante ed essersi smistata in calcopirite e pirrotina che spesso formano inclusi compositi. E' stata trovata anche a formare insieme a calcopirite inclusi nella galena, inclusi evidentemente ereditati dalla blenda sostituita.

Tetraedrite.

La tetraedrite costituisce solo rari inclusi di forma irregolare o lenticolare nella blenda. Appare anche associata in alcuni inclusi a pirrotina e calcopirite.

Galena.

La galena è l'ultimo dei solfuri primari nella serie paragenetica e come tale contiene inclusioni di tutti i solfuri che l'hanno preceduta. In alcuni punti dove sostituisce la blenda, ha da essa ereditato alcuni degli inclusi caratteristici, cioè calcopirite e cubanite.

Sempre allotriomorfa, occupa gli spazi che è riuscita a crearsi sostituendo in genere i minerali più aggredivibili ma talora debolmente anche il quarzo sia I che II.

L'abito cubico è evidente per frequenti tracce di sfaldatura e per gli abituali caratteristici triangolini. Tracce di sfaldatura e triangolini rendono spesso manifesti dei fenomeni di deformazione con le loro curvature anche accentuate. La galena contiene solo pochissimi e piccoli inclusi di argentite, irregolari o fusiformi.

E' stata trovata in tutti gli affioramenti, escluso il n. 8, poco studiato.

Argentite.

Come la tetraedrite nella blenda, così l'argentite è stata trovata solo come piccoli inclusi irregolari o fusiformi nella galena, inclusi che sono poco frequenti.

SOLFURI DI ORIGINE SECONDARIA E GOETHITE

I solfuri di origine secondaria trovati si sono formati a spese della pirrotina, a causa della sua grande instabilità in condizioni di basso idrotermalismo e di alterazione superficiale. Sono marcasite, pirite colloforme, pirite e marcasite alternate o mescolate.

Marcasite.

La trasformazione di pirrotina in marcasite coincide con la deposizione della dolomite. Dato che, dove appare inequivocabile l'azione dell'alterazione superficiale, il quadro strutturale di alterazione è del tutto diverso, lo scrivente ritiene che la dolomite sia di origine ipogena e che le trasformazioni conseguenti alla sua comparsa siano perciò un prodotto dell'idrotermalismo, fenomeno del tutto analogo a quello descritto da EDWARDS nel capitolo sulle strutture di sostituzione [12, p. 101].

Inoltre, nei casi abbastanza frequenti nei quali si ha pseudomorfosi completa di marcasite su pirrotina, data cioè da granuli o individui geminati di marcasite senza soluzione di continuità, bisogna pensare a soluzioni ricche di S perchè sia stata possibile la reazione $\text{FeS} + \text{S} \rightarrow \text{FeS}_2$. Soluzioni di questo tipo sono più logicamente immaginabili come ascendenti che discendenti.

La marcasite legata alla deposizione di carbonati è inoltre in cristallini a grana maggiore e anche di molto maggiore della marcasite e della pirite di alterazione superficiale.

Qualche caso di incertezza ad ogni modo sussiste con conseguente possibilità di errore nell'interpretazione ma, in prevalenza, tale distinzione può essere fatta.

Molto spesso si può vedere che la marcasite inizia alle due salbande delle vene di dolomite (Tav. IV, Fig. 2) e prende il posto della pirrotina con listerelle separate da sottili intercalazioni di carbonato ricco di ferro, che nell'alterazione superficiale segrega ab-

bondante limonite. E' evidente dunque in questa struttura una contrazione del volume nel passaggio da FeS a FeS₂, cioè una reazione $2\text{FeS} \rightarrow \text{FeS}_2 + \text{Fe}$. L'eccesso di Fe ha trovato posto nel carbonato. Le listerelle sono parallele a (0001) della pirrotina [23, p. 413] e la diversa orientazione di esse ci permette di riconoscere la forma degli originali individui di pirrotina (Tav. IV, Fig. 3).

Le listerelle, come è noto dalla letteratura [23 e 12], sono formate da tanti granuletti e lamelline perpendicolari all'allungamento ma, contrariamente a quanto normalmente è riportato, i granuletti e le lamelline non sono senza orientazione, ma hanno una orientazione molto simile, e non solo nella singola listerella, ma in tutte quelle che sostituiscono pseudomorficamente uno stesso cristallo di pirrotina.

Tale fenomeno permette di riconoscere a Nicol incrociati l'originaria forma dei cristalli di pirrotina anche quando la marcasite non appare in listerelle, ma in un aggregato compatto di piccoli granuli spesso con geminazioni polisintetiche. Tutti i granuli derivanti da un singolo individuo di pirrotina hanno anche in questo caso orientazione quasi eguale.

Queste pseudomorfosi terminano molto spesso contro limiti idiomorfi di pirite I o contengono cristalli idiomorfi della stessa, non intaccati. Si vede così marcasite nettamente interstiziale rispetto a pirite I, ricalcante cioè la struttura originale della pirrotina, fatto che, mutati i rapporti, si ripete per tutti gli altri minerali.

Vanno menzionati inoltre dei ritrovamenti di pseudomorfosi di marcasite geminata, non minutamente granulare, su cristalli di pirrotina che mostrano sezioni con abito prismatico o bipiramidato, a contatto o inclusi in carbonato (affioramento n. 3).

Altro fenomeno che merita di essere ricordato è la presenza di inclusi di pirrotina non trasformati, in pirite, blenda, calcopirite mentre all'intorno la pirrotina lo è del tutto. E' evidente che essi sono stati preservati dal minerale ospite dall'azione delle soluzioni tardive. Ma questo fatto non è generale e, in tutti i solfuri, gli inclusi di pirrotina possono anche essere marcasitizzati.

Pirite colloforme o pirite II.

Lo stadio iniziale di formazione della pirite II è dato da corpi ovoidali o sferoidici a involucri successivi, isolati o raggruppati, con la ben nota struttura ad « occhio di uccello » (Tav. IV, Fig. 4). In stadi più avanzati di formazione, più « occhi » vengono inglobati in involucri comuni e si formano eleganti ricami del tipo di quelli che risultano nella gelificazione dei colloidi, da cui la denominazione di pirite colloforme (Tav. IV, Fig. 5).

Il più delle volte, le bande ovali o tondeggianti partono simmetricamente da fratture nella pirrotina e si diramano in essa secondo l'andamento delle fratture (Tav. IV, Fig. 5). Se la trasformazione continua, la pirrotina ne viene più e più invasa fino a rimanere solo in relitti. In casi estremi non ne rimane più traccia, ma la pirite II mantiene gli stessi rapporti strutturali della pirrotina con gli altri minerali, di interstizialità o sostituzione attiva verso la pirite I e di sostituzione passiva verso blenda, calcopirite e galena.

L'origine della pirite colloforme non appare legata ad un aumento della concentrazione di S nelle soluzioni circolanti, minore essendo il volume della pirite rispetto a quello della pirrotina originaria, come risulta dal fatto che a zone di solfuro si alternano

zone scure che nella lucidatura rimangono depresse per la presenza in esse di limonite non compatta.

Oltre che con le strutture di cui si è parlato, e che sono le più comuni, la pirite II compare anche come orli tutto all'intorno di pirrotina al contatto con ganga (affioramento n. 3).

Il colore della pirite II non è così bianco-giallo come quello della pirite idiomorfa, ma tende lievemente al bruno come la varietà chiamata « melnikovite-pirite » [23 e 25].

Le bande di pirite colloforme sono formate da un aggregato di cristallini estremamente minuti.

La pirite colloforme rappresenta il primo stadio dell'alterazione superficiale che si continua con la formazione di aggregati cellulari di pirite e marcasite ed infine con la trasformazione in limonite.

Marcasite e pirite con struttura a celle.

Quando l'alterazione superficiale è più avanzata, dalla pirite colloforme si passa ad aggregati con struttura a celle [13] di marcasite e pirite, pseudomorfi su pirrotina (Tav. V, Fig. 1). L'alterazione inizia con la formazione di sottili bordi di marcasite al contatto fra pirrotina e ganga (anche se si tratta di inclusi) e con bordi simmetrici lungo fratture che, nella pirrotina orientata, sono in grandissima maggioranza subperpendicolari all'allungamento e perciò coincidono con il piano (0001). Da questi bordi spesso si dipartono fiamme acuminate di marcasite. I bordi di alterazione verso la pirrotina inalterata mantengono il rilievo della marcasite ma il loro colore passa dal bianco della marcasite ad un colore bruno-rosa più chiaro di quello della pirrotina e la loro birifrangenza è meno vivace di quella della marcasite. Si ha evidentemente un prodotto intermedio di trasformazione.

Quando la trasformazione è più avanzata, si nota che al contatto con la ganga e con la pirrotina (trascorrendo il sottile stadio di transizione) si trova marcasite e che, allontanandosi dalla ganga e dalla pirrotina, la pseudomorfosi diventa a pirite e a intimi concrescimenti di pirite e marcasite.

Questa spinta alterazione della pirrotina porta ad una struttura a celle. Si osservano cioè fascie di marcasite e pirite con andamento irregolare, sinuoso, circondanti vuoti lasciati da pirrotina disciolta oppure relitti irregolari di pirrotina (Tav. V, Fig. 2).

La marcasite e la pirrotina formatesi per alterazione superficiale sono estremamente microcristalline fino a criptocristalline, come la pirite II.

Goethite (e limonite).

Il prodotto ultimo di trasformazione dei solfuri è dato, come normalmente accade, da limonite che, spesso, non è meglio definibile, con colore rosso bruno in luce trasmessa, brunastra all'osservazione macroscopica. Ma talvolta questo prodotto di trasformazione è ben classificabile come goethite che appare in piccoli inclusi anche idiomorfi con abito prismatico in pirite I o come parziale pseudomorfosi sulla stessa, oppure pseudomorfa su marcasite.

Che vi sia una differenza genetica fra limonite incrostante o in spaccature e cavità, compatta, oppure ocracea, e goethite evidentemente cristallina, è possibile. Lo scrivente

pensa che quest'ultima possa aver origine idrotermale almeno quando è idiomorfa e quando si presenta con abito lamellare e fibroso come riempimento di interstizi fra i solfuri.

ESAME MINERALOGICO DEI FILONI IDROTERMALI

MINERALI DI GANGA E SOLFURI DEI FILONI

Sono stati studiati campioni del filone principale provenienti da ripiene della vecchia galleria Correboi inferiore, attualmente riaperta, e del filone secondario raggiunto nel 1955 con una galleria di ricerca partente da Correboi inferiore. La mineralizzazione risulta essere dello stesso tipo. Fra i minerali di ganga prevale la fluorite, seguita dalla baritina e dalla dolomite. Oltre che dai minerali di ganga i filoni sono formati essenzialmente da galena, tutti gli altri minerali, marcasite, pirargirite, argento nativo, argentite (in ordine quantitativo decrescente) essendo assolutamente subordinati.

Fluorite.

La fluorite è sempre lievemente colorata, più frequentemente di un debole violetto ametista, più raramente di un pallido verde epidoto. La fluorite verde non è commista alla fluorite violetta ma forma delle bande in quest'ultima o a contatto con bande di galena.

La fluorite è spesso in concrezioni globulari formate da cristalli colonnari allargantisi verso la superficie libera di accrescimento (Tav. V, Fig. 3). Le successive bande di concrezione sono formate da cristalli piantati sulla roccia incassante o su galena e marcasite, allungati perpendicolarmente alla base di appoggio, seguiti da fluorite granulare. Più raramente, alla base si trova fluorite granulare a grana minuta, seguita da fluorite concrezionata colonnare. Le dimensioni dei cristalli vanno aumentando sempre verso la superficie libera di accrescimento.

Molto spesso la fluorite è prevalentemente granulare esibendo idiomorfismo cubico verso galena, marcasite e dolomite. Appare anche frequentemente in piccoli cubi inclusa nella galena (Tav. V, Fig. 4).

E', in genere, un po' sostituita dove rappresenta la base di accrescimento della galena mentre la galena lo è molto meno quando a sua volta diventa substrato di accrescimento della fluorite. Il non raro susseguirsi di numerosissime bande di fluorite e galena, con locale parziale interposizione di marcasite fra galena e fluorite, non può certo indicare un cambiamento periodico di composizione delle soluzioni mineralizzanti, ma un cambiamento delle condizioni di saturazione [18, p. 584], e sta a indicare il sovrapporsi della deposizione di fluorite, galena e marcasite.

Barite.

Per quanto ha potuto osservare lo scrivente, la barite è abbondante solo nella parte più alta dei filoni principale e secondario. In affioramento può rappresentare l'unico mi-

nerale presente formando un intreccio di cristalli che delimitano vuoti lasciati probabilmente da minerali disciolti.

In profondità va diminuendo limitandosi alla parte centrale delle vene, indicando con ciò la sua genesi tardiva rispetto a fluorite e galena.

E' sia granulare che idiomorfa e, in questo caso, in cristalli tabulari secondo $\{001\}$.

In piccola misura è cristallizzata anche insieme a fluorite, alla quale ha prevalentemente imposto il proprio idiomorfismo, e a galena, e può intervenire come componente nella parte finale di quelle multiple ripetizioni di bande cui si è già accennato. Spesso ha estinzione a sottili lacinie alternate, fenomeno evidentemente conseguenza di deformazioni meccaniche (Tav. V, Fig. 5).

Dolomite più o meno ferrifera e manganesifera.

La dolomite è poca, del tutto accessoria come minerale di ganga. E' di due tipi. Il primo, interstiziale rispetto agli altri minerali, più ricco di ferro e manganese, che spesso appaiono smistati come ossidi per alterazione, risulta un po' anteriore rispetto al secondo dal quale è attraversato con limpide vene. Queste vene tagliano tutti i minerali e indicano perciò che la dolomite povera di ferro è l'ultimo prodotto dell'idrotermalismo.

Galena.

La galena dei filoni differisce da quella delle lenti metasomatiche per gli inclusi contenuti. I più frequenti sono piccolissimi inclusi di pirargirite con varie forme: tondeggianti, reniformi, a semiluna, triangolari, poligonali, a bastoncini a volte piegati a ginocchio. Appaiono anche evidentemente orientati e disposti talora a filare.

Seguono numericamente gli inclusi di argento nativo anch'essi molto piccoli. Talvolta tondeggianti o poligonali ma, per lo più molto irregolari, con protuberanze e strozzature.

Rari sono gli inclusi di argentite e sono molto minuti, a sezione poligonale o quadrata.

In valore assoluto nemmeno gli inclusi di pirargirite sono abbondanti, però, essendo, sia pur debolmente, concentrati in alcuni punti, è possibile riconoscerne spesso l'orientazione nei piani cristallini della galena. Gli inclusi di argento nativo sono già in numero minore e più uniformemente distribuiti e quelli di argentite sono veramente rari e non è possibile perciò capire se sono orientati oppure no.

Non vi è nelle sezioni studiate alcun indizio per stabilire se i minerali inclusi siano prodotto di smistamento da galena oppure se si siano formati contemporaneamente ad essa oppure se la sostituiscano, nè per poter dire se l'argento nativo sia prodotto di disgregazione di solfuri o solfosali portatori d'argento.

Il fatto però che, originariamente, le concentrazioni di questi minerali non fossero legate a zone particolari del filone principale, e che formassero delle vene a letto e a tetto del filone, rende accettabile l'idea che la loro genesi sia quasi contemporanea e solo parzialmente tardiva rispetto a quella della galena.

Altri inclusi, ma di tipo del tutto diverso, sono quelli di fluorite, marcasite e dolomite. Come è già stato detto, la fluorite può formare piccoli inclusi idiomorfi nella galena

o, data la sua particolare posizione paragenetica rispetto a questo minerale, anche vene nella stessa. Sia le vene di fluorite che quelle di marcasite e carbonato nella galena appaiono spesso spezzettate e strozzate da movimenti posteriori alla formazione così da dare origine a file di inclusi disposti a rosario.

Marcasite.

La marcasite forma vene in galena e, più frequentemente, incrostazioni sulla stessa (Tav. V, Fig. 6), incrostazioni che sporgono talora con apofisi nella fluorite e nella barite. Talvolta è evidentemente idiomorfa e plurigeminata.

TEMPERATURE DI FORMAZIONE

Lenti metasomatiche.

Fra i minerali delle lenti metasomatiche, granato, anfibolo, tormalina, magnetite e pirrotina sono considerati di alta temperatura, blenda, tetraedrite, calcopirite e galena sono ritenuti mesotermali, marcasite e argentite di bassa temperatura [4, p. 40]. Naturalmente, uno di questi minerali preso da solo non è per nulla diagnostico, ma insieme con altri può offrire criteri per stabilire condizioni termiche di genesi.

Altri minerali come quarzo, epidoti e pirite hanno un intervallo di temperatura di formazione troppo ampio per essere usati come termometro geologico. Lo scrivente ritiene però di poter aggiungere fra i minerali di alta temperatura l'apatite, fra quelli di media temperatura le idromiche e di poter porre in un'associazione di media-bassa temperatura le cloriti e la dolomite.

I minerali di ganga formati per metamorfismo di contatto forniscono un'associazione al limite fra la facies anfibolitica e la facies epidotico-anfibolitica.

La presenza di grossularia e andradite è caratteristica della facies anfibolitica; epidoto, clinozoisite e zoisite cominciano ad apparire pure in questa facies ma sono stabili anche in quelle inferiori; attinoto è minerale di facies epidotico-anfibolitica; quarzo e calcite associati dovrebbero escludere la facies anfibolitica. MASON [17, p. 228] propone un limite approssimativo fra la facies anfibolitica e quella epidotico-anfibolitica tra 450° e 500°. Le recenti ricerche sperimentali di HARKER e TUTTLE [14] hanno dimostrato che il quarzo reagisce con la calcite e dà origine a wollastonite a temperature superiori a 605° C con una pressione di CO₂ di 5000 lbs/in². Tale pressione può corrispondere press'a poco a una pressione litostatica dovuta a una pila di 1460 metri di rocce. La temperatura della reazione $3\text{SiO}_2 + 3\text{CaCO}_3 \rightleftharpoons \text{Ca}_3\text{Si}_3\text{O}_9 + 3\text{CO}_2$ diminuisce col diminuire della pressione di CO₂. Non vi sono dati sufficienti per calcolare la potenza locale della pila stratigrafica soprastante i punti mineralizzati all'epoca della mineralizzazione. Attualmente, per gli affioramenti al limite fra formazione filladica e formazione carboniosa, si può parlare di un massimo di 620 metri corrispondenti a un carico di 149 kg/cm² e, per gli affioramenti alla base della formazione calcarea, di un massimo di 450 metri corrispondenti ad una pressione di circa 108 kg/cm². Nel primo caso la temperatura della reazione sarebbe intorno a 570° C, nel secondo intorno a 540° C. Certamente la pila stra-

tigrafica doveva essere più potente all'epoca della mineralizzazione e, ammettendo anche che fosse il doppio di quella attuale, si arriva alla conclusione che nella mineralizzazione non furono superati i 600° C. Va ricordato poi che pressioni ancor maggiori avrebbero influenzato ben poco la temperatura di reazione.

Si può ritenere perciò che la mineralizzazione a silicati di contatto, quarzo e calcite, possa essersi formata a temperature superiori a quelle proposte da MASON come limite fra la facies anfibolitica e quella ad anfibolo-epidoto, cioè a temperature corrispondenti alla parte bassa della facies anfibolitica ⁽¹⁾ al di sotto di 600° C e al di sopra di 500° C.

Altri dati riferentisi alle temperature di formazione di alcuni solfuri possono venir dedotti per quelli che mostrano strutture di smistamento. Sono però, come è noto, valori molto approssimativi perchè possono dipendere dalla concentrazione del soluto.

Lo smistamento di calcopirite in blenda può avvenire, secondo BUERGER [7] fra 350 e 400° C. La blenda, in base a tale dato, dovrebbe essersi formata al di sopra di questa temperatura. Logicamente, pirrotina e pirite, che precedono la blenda nella successione paragenetica, si saranno formate a temperature ancora superiori. La successione della mineralizzazione è infatti tipica di una deposizione a temperature decrescenti senza oscillazioni.

Lo smistamento di calcopirite-cubanite può verificarsi fra 250 e 300° C secondo RAMDOHR [23] che giudica troppo alto il valore di 450° trovato da SCHWARTZ [26]. Con questo e con il dato precedente la calcopirite inclusa nella blenda risulterebbe formata in un intervallo massimo da 400° C a 250° C.

Inoltre, la mancanza di inclusi di smistamento di pirrotina nella calcopirite di genesi posteriore alla blenda, indica secondo BORCHERT [6] l'assenza nel minerale cuprifero di un eccesso di ferro e una temperatura di deposizione inferiore a 250° C.

A temperature ancora più basse dovrebbe essersi perciò formata la galena che segue immediatamente la calcopirite nella successione di deposizione.

Si può parlare perciò di un lungo intervallo di temperatura per la formazione dei minerali primari delle lenti metasomatiche di Correboi, da 600° C a meno di 250° C. Non è esatto perciò definire questo giacimento come pneumatolitico di contatto. In esso, solo una parte dei minerali può essersi formata per emanazioni gassose, cioè i silicati di contatto con apatite e tormalina, la pirite I, la pirrotina e, in parte, la blenda con i suoi inclusi di smistamento. Altri minerali invece, oltre alla blenda povera di inclusi, devono essersi depositi da liquidi, come la calcopirite, la galena e l'argentite.

Il quarzo II ha un lungo intervallo di formazione. Inizia con la pirite I e termina dopo la blenda. All'inizio è a grana piuttosto grossa ed è anedrale, alla fine è a grana minore ed è euedrale. *Sono questi due tipici aspetti di deposizione rispettivamente pneumatolitica e idrotermale.* Questo intervallo ampio di temperatura nella deposizione del quarzo II può spiegare perchè esso sia potuto venire a contatto con silicati di temperatura relativamente elevata o li abbia inglobati senza produrre in essi delle alterazioni, oppure trasformandoli completamente in aggregati pseudomorfi di lamelline di idromiche o di cloriti, oppure conservando di essi solo degli ossidi che ne testimoniano l'originaria forma.

Temperature molto basse di deposizione sono certamente quelle dei carbonati che

(¹) Che secondo TURNER e VERHOOGEN [29], potrebbe avere un limite superiore a 700-750° C.

seguono nell'ordine paragenetico la galena, la quale a sua volta segue la calcopirite formatasi al di sotto di 250° C. Lo stesso dicasi per la marcasite legata geneticamente ai carbonati.

Filoni.

Fra i minerali dei filoni, marcasite, pirargirite, argentite, dolomite, sono considerati come tipici di bassa temperatura. Vi è poi la fluorite che, con abito cubico e colorata, è pure considerata di bassa temperatura [11 e 20]. Secondo LINDGREN [16], il limite di formazione della fluorite colorata sarebbe intorno a 175° C. La presenza di galena e barite non modifica certo questo quadro. La prima, caratteristica di temperature intermedie, può ben formarsi anche a basse temperature: la seconda, è un tipico minerale di ganga in filoni idrotermali di media e di bassa termalità.

L'unico dato numerico a disposizione relativo alla temperatura di formazione dei filoni è dunque la temperatura di scomparsa del colore nella fluorite, circa 175° C. Dato che la fluorite è cristallizzata, come si è detto, all'incirca contemporaneamente alla galena, si può concludere che tutto il complesso mineralogico filoniano si deve essere formato a temperature inferiori a circa 200° C, gli altri minerali essendo o contemporanei o posteriori a quelli ora citati. Temperature inferiori, ma certamente di poco, dato che la fluorite è bensì colorata, ma debolmente.

C O N C L U S I O N I

Nella zona di Correboi si possono distinguere quattro formazioni sedimentarie alle quali lo scrivente ha dato un nome in base al tipo litologico prevalente. Queste quattro formazioni sono tutte debolmente e incompletamente metamorfiche, con indizi diffusi di metamorfismo di carico e di dislocazione. I fenomeni dovuti al metamorfismo di contatto sono invece più ragguardevoli ma ben delimitati in piccole zone. Molto circoscritti e spesso trascurabili sono quelli legati all'iniezione dei magmi che diedero origine ai numerosi filoni di porfidi e porfiriti. Accentuati invece quelli legati a fluidi granitici sviluppati dopo l'iniezione dei filoni di rocce eruttive. Essi agirono essenzialmente su alcune lenti carbonatiche intercalate al limite fra la formazione filladica e quella carboniosa, e su alcuni banchi della formazione calcarea.

Dal basso verso l'alto si osservano i seguenti complessi: *Formazione filladica* con rocce sedimentarie originarie rappresentate da peliti, da silt, e da psammiti; *formazione carboniosa* con rocce da pelitiche a siltose, ricche di sostanze carboniose; *formazione calcarea*, con calcari dolomitici a banchi in basso e a strati più sottili verso l'alto; *formazione delle subgrovacche*, con rocce da siltose a psammitiche e con punte di passaggio a tipi psefitici.

Le prime tre formazioni possono essere attribuite al Siluriano, tenendo come riferimento la formazione carboniosa che segna l'inizio del Gotlandiano; la formazione delle subgrovacche invece può venire considerata eodevonica.

Molti sono i filoni di rocce eruttive che tagliano le formazioni sedimentario-metamorfiche. I più numerosi e di maggior mole sono costituiti da porfido granitico e leuco-

granitico spesso con fenocristalli molto evidenti; di importanza molto minore sono filoni scuri, afanitici, di porfirite e porfido.

Le mineralizzazioni a solfuri si presentano sotto due aspetti. La prima in ordine di tempo, ma non di importanza, è a solfuri misti, metasomatica e filoniana, rappresentata da filoni e vene di quarzo poveri di solfuri e da banchi di calcare marnoso e di filladi calcarifere metasomatizzati, ricchi di solfuri e di quarzo singenetico con quello dei filoni. La seconda è esclusivamente filoniana, con filoni di fluorite-barite-galena.

Le mineralizzazioni vengono considerate come legate al ciclo magmatico dei graniti ercinici e dovute, la prima, a emanazioni magmatiche gassose e liquide, la seconda a emanazioni esclusivamente liquide. Parte del materiale di ganga è da ritenersi estratto dalle rocce attraversate dai fluidi mineralizzatori.

Si ritiene che i fenomeni che hanno portato alla mineralizzazione siano nelle grandi linee i seguenti, e che siano avvenuti nell'ordine qui indicato:

Stadio magmatico.

- 1) Intrusione granitica.
- 2) Formazione di fratture e iniezione di filoni di porfido granitico e leucogranitico seguiti da filoni scuri afanitici di porfirite e di porfido granitico.

Stadio pneumatolitico e idrotermale.

1) Fase meccanica di formazione delle vie di efflusso dei fluidi mineralizzatori, con concentrazione degli effetti tensionali nelle rocce più competenti, specialmente su rocce carbonatiche intercalate in rocce poco competenti come le filladi, e in alcuni punti della parte più competente della formazione calcarea, dove cioè essa si presenta a grossi banchi.

2) *Azioni di metamorfismo pneumatolitico* (di contatto) sui banchi carbonatici più ricettivi per la fessurazione subita e per la caratteristica permeabilità dovuta a soluzione, e più reattivi. Si sono formati in questa fase granati, attinoto, epidoto, clinzoisite, pistacite, zoisite, apatite, titanite, tormalina e magnetite.

3) Ripresa delle azioni meccaniche con riapertura o formazione di vie di penetrazione dei fluidi mineralizzatori, in due periodi di attività più evidenti, prima della deposizione di pirite I e prima della segregazione della calcopirite.

4) *Mineralizzazione metasomatica*, e genesi di filoni e vene con ganga quarzosa, a solfuri misti, nel seguente ordine di successione paragenetica: pirite I, con inizio della deposizione anche del quarzo che continuerà fino alla formazione della calcopirite, pirrotina, blenda, calcopirite, galena.

Lo scrivente ritiene che, dall'inizio dell'azione di metamorfismo pneumatolitico alla fine della deposizione dei solfuri, la temperatura sia scesa da poco meno di 600° C a meno di 250° C.

5) Formazione di nuove spaccature.

6) *Mineralizzazione filoniana* a fluorite, galena, marcasite, barite, dolomite ferri-fera manganesifera, in ordine di successione paragenetica.

La temperatura di formazione di questi filoni, con concentrazioni e vene di minerali di argento, è probabile sia stata di poco inferiore a 200° C.

7) Diffusa fessurazione interessante banchi metasomatici e filoni.

8) Formazione di vene di dolomite poco ferrifera e poco manganesifera. Trasformazione di pirrotina in marcasite. Quest'ultimo evento è strettamente legato alla genesi delle vene dolomitiche.

Alterazione superficiale.

A parte i fenomeni del tutto comuni di limonizzazione, merita di essere ricordata la formazione di pirite colloforme e la formazione di aggregati cellulari di pirite e marcasite a spese della pirrotina.

RIASSUNTO

Il presente lavoro tratta delle mineralizzazioni metasomatiche e filoniane di Correboi.

Viene definita stratigraficamente la regione, con la distinzione di quattro complessi sedimentari principali, lievemente metamorfici, seguentisi dal basso all'alto nell'ordine: complesso di filladi, quarziti, subgrovacche; complesso di filladi e quarziti carboniose; complesso di calcari dolomitici; complesso di subgrovacche, talora filladiche, e quarziti.

Si ritiene probabile che le prime tre formazioni siano siluriane, la quarta devoniana.

La mineralizzazione a solfuri è stata preceduta da azioni intense, ma molto limitate nello spazio, di metamorfismo pneumatolitico. Sono azioni che hanno colpito selettivamente solo rocce carbonatiche, con formazione di silicati calcici.

Si sono distinte due mineralizzazioni: una di tipo metasomatico-filoniano (con ganga data dai minerali delle rocce incassanti e quarzo e con vene tardive di dolomite) di natura pneumatolitico-idrotermale, ed una successiva di tipo esclusivamente filoniano e di natura idrotermale a bassa termalità (con ganga di fluorite, barite e dolomite, e con vene tardive di dolomite).

Nella prima mineralizzazione si sono formati nell'ordine: pirite, pirrotina, blenda (con inclusi di pirrotina, calcopirite, cubanite e tetraedrite), calcopirite e galena (con inclusi di argentite). Nella seconda, galena (con inclusi di pirargirite, argento nativo e argentite) e marcasite. Appartenevano a questa seconda mineralizzazione anche vene ricche di argentite, argento nativo, cerargirite, e pirargirite, sfruttate nel passato. Nelle vecchie relazioni si ricorda come minerale di ganga nella seconda paragenesi anche il quarzo, oltre a fluorite e barite.

Le temperature di formazione della prima mineralizzazione, comprendendo in essa anche l'azione di metamorfismo pneumatolitico, vengono indicate come decorrenti fra 600° C e meno di 250° C. Quelle della seconda dovrebbero essere collocate appena sotto 200° C.

Vengono inoltre descritti fenomeni di formazione secondaria di marcasite, pirite colloforme e aggregati di pirite e marcasite.

Padova - Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica dell'Università
e Centro Studi di Petrografia e Geologia del C. N. R. - 1959.

BIBLIOGRAFIA

- [1] BALDRACCO G. - *Cenni sulla costituzione metallifera della Sardegna*. Torino, Marzorati, 1854, pp. 530.
- [2] BASTIN E. S. - *Interpretation of Ore Textures*. The Geolog. Soc. of America, Memoir 45, 1951, pp. 101.
- [3] BASTIN E. S., GRATON L. C., LINDGREN W., NEWHOUSE W. H., SCHWARTZ G. M., SHORT M. N. - *Criteria of Age Relations of Minerals. With Especial Reference to Polished Sections of Ores*. Econ. Geol., vol. 26, n. 6, 1931, pp. 561-610.
- [4] BATEMAN A. M. - *Economic Mineral Deposits*. II Ed., New York, Wiley, 1950, pp. 916.
- [5] BICHAN W. J. - *Critical Factors in Finding Hypogene Orebodies*. Econ. Geol., Vol. 52, n. 2, 1957, pp. 99-114.
- [6] BORCHERT H. - *Ueber Entmischungen im System Cu-Fe-S und ihre Bedeutung als « geologische Thermometer »*. Chemie der Erde, vol. 9, 1934, pp. 145-172.
- [7] BUERGER N. W. - *The Unmixing of Chalcopyrite from Sphalerite*. Amer. Mineral., vol. 19, 1934, pp. 525-530.
- [8] CAMARGO W. G. R. (de) - *On the Chalcopyrite Inclusions in Sphalerite*. Geol. Sci. Division of Harward Univ., Cambridge, U. S. A., pp. 36.
- [9] CAVINATO A. - *Cenno su un'area metamorfica e sulla genesi e significato di una metallizzazione*. Res. Ass. Min. Sarda, n. 5, Iglesias, 1937, pp. 29.
- [10] DESSAU G. - *Studi sulla Miniera di Fontana Raminosa (Sardegna)*. Periodico di Min., vol. VIII, n. 2, 1937, pp. 177-215.
- [11] DRUGMAN J. - *Different habits of fluorite crystals*. Min. Mag., vol. XXIII, 1932, pp. 137-144.
- [12] EDWARDS A. B. - *Textures of the Ore Minerals and their Significance*. Australasian Inst. of Mining and Metallurgy, 1947, pp. 185.
- [13] GRIGORIEFF J. - *Structures of mineral intergrowths in ores*. Mitt. Russ. Min. Ges., vol. 57, 1928, pp. 11-56.
- [14] HARKER R. I., TUTTLE O. F. - *Experimental data on the P_{CO_2} - T curve for reaction: Calcite + quartz \rightleftharpoons wollastonite + carbon dioxide*. Amer. Jour. Sci., vol. 254, 1956, pp. 239-256.
- [15] LA MARMORA A. (de) - *Voyage en Sardaigne. Terza parte, descrizione geologica*. Tomo I. Torino, Bocca, Parigi, Bertrand, 1857, pp. 702.
- [16] LINDGREN W. - *Mineral Deposits*. 4^a Ed., New York, McGraw-Hill, 1933, pp. 930.
- [17] MASON B. - *Principles of Geochemistry*. New York, Wiley, 1952, pp. 276.
- [18] Mc KINSTRY H. E. - *Structure of Hydrothermal Ore Deposits*. Econ. Geol., Fiftieth Anniversary Volume, P. I, 1955, pp. 170-225.

- [19] MÜGGE O. - *Mineralogische Notizen*. II. Neues Jahrbuch für Min., II Bd, 1897, pp. 67-85.
- [20] OBENAUER K. - *Zur Tracht und Paragenese des Flusspats*. Neues Jahrb. Min., Beil.-Bd. 66, Abt. A, 1933, pp. 89-119.
- [21] OGNIBEN G. - *Le mineralizzazioni metallifere di Correboi (Nuoro-Sardegna)*. Rend. Soc. Mineral. Ital., Anno XIV, 1958, pp. 287-288.
- [22] PETTIJOHN F. J. - *Sedimentary rocks*. New York, Harper, 1949, pp. 526.
- [23] RAMDOHR P. - *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen*. Berlin, Akademie Verlag, 1950, pp. 826.
- [24] SCHNEIDERHÖHN H. - *Mineraleinschlüsse in Erzminerale*. Neues Jahrb. für Min., Abt. A, Heft 1, 1943, pp. 1-22.
- [25] SCHNEIDERHÖHN H., RAMDOHR P. - *Lehrbuch der Erzmikroskopie*. Vol. II, Berlin, Borntraeger, 1931, pp. 714.
- [26] SCHWARTZ G. M. - *Intergrowth of Chalcopyrite and Cubanite*. Econ. Geol., Vol. 22, 1927, pp. 44-61.
- [27] TEICHMÜLLER R. - *Alte und junge Krustenbewegungen im südlichen Sardinien*. Abhandl. Ges. d. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl. III serie, fasc. 3, 1931, pp. 857-950.
- [28] TESTA L. - *Fossili siluriani nella concessione di Corr'e Boi (Villagrande)*. Res. Ass. Min. Sarda, n. 6, Iglesias, 1922.
- [29] TURNER F. J., VERHOOGEN J. - *Igneous and metamorphic petrology*. New York, McGraw-Hill, 1951, pp. 602.
- [30] VARDABASSO S. - *Sulla giacitura e forma del nucleo granitico del massiccio sardo-corso*. Rend. Sem. Fac. Sc. R. Univ. Cagliari IV, Padova, 1933. C. R. XVI. Internat. Geol. Congress Washington 1933 (1936).
- [31] VARDABASSO S. - *Le grandi metallizzazioni entro il paleozoico della Sardegna*. Res. Ass. Min. Sarda, n. 6, 1939, pp. 6.
- [32] VARDABASSO S. - *Distribuzione dei giacimenti ercinici in Sardegna*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, vol. XVII, Fasc. 2, 1947.
- [33] VARDABASSO S. - *Carta Geologica della Sardegna*. Scala 1 : 750.000. Edita a cura della Società Elettrica Sarda, Roma, Salomone, 1949.

I N D I C E

PREMESSA	Pag.	3
CARATTERI GEOLOGICO-PETROGRAFICI D' AMBIENTE	»	6
STRATIGRAFIA	»	6
INQUADRAMENTO CRONOLOGICO	»	6
CENNI SULLE FORMAZIONI PETROGRAFICHE	»	8
FORMAZIONE FILLADICA	»	8
<i>Filladi idrobiotitico-sericitico-quarzose</i>	»	8
<i>Quarziti</i>	»	9
<i>Subgrovacche</i>	»	9
FORMAZIONE CARBONIOSA	»	10
<i>Tipi petrografici di transizione alla formazione filladica</i>	»	10
<i>Filladi sericitico-carboniose e idrobiotitico-carboniose</i>	»	10
<i>Quarziti carboniose</i>	»	11
FORMAZIONE CALCAREA	»	11
FORMAZIONE DELLE SUBGROVACCHE	»	12
METAMORFISMO DI CONTATTO	»	13
<i>Calcefiri e cornubianiti</i>	»	13
<i>Cornubianiti a solfuri</i>	»	13
TETTONICA	»	14
PARTE MINERALOGICA		
NOTIZIE SUGLI AFFIORAMENTI PRINCIPALI	»	15
<i>Affioramento n. 1</i>	»	15
<i>Affioramento n. 2</i>	»	16
<i>Affioramento n. 3</i>	»	16
<i>Affioramento n. 4</i>	»	17
<i>Affioramento n. 5</i>	»	17
<i>Affioramento n. 6</i>	»	17
<i>Affioramento n. 7</i>	»	19
<i>Affioramento n. 8</i>	»	19
<i>Affioramenti dei filoni a galena</i>	»	19
CARATTERI GENERALI DELLE MINERALIZZAZIONI	»	21

ESAME MINERALOGICO DELLE FORMAZIONI PNEUMATOLITICO-IDROTERMALI	Pag. 24
MINERALI DI GANGA DI ORIGINE METAMORFICA	» 24
<i>Granati</i>	» 24
<i>Attinoto</i>	» 25
<i>Epidoti</i>	» 25
<i>Apatite</i>	» 26
<i>Titanite</i>	» 26
<i>Tormalina</i>	» 26
MINERALI DI GANGA GIA' PRESENTI NELLE ROCCE INCASSANTI PRIMA DEL METAMORFISMO DI CONTATTO	» 26
MINERALI DI GANGA SECONDARI E TRASFORMAZIONI SUBITE DAI SILICATI PREESISTENTI DURANTE LA LORO DEPOSIZIONE	» 27
<i>Quarzo II</i>	» 27
<i>Dolomite</i>	» 28
<i>Cloriti</i>	» 28
MAGNETITE E SOLFURI PRIMARI	» 29
<i>Magnetite</i>	» 29
<i>Pirite I</i>	» 29
<i>Pirrotina</i>	» 30
<i>Blenda</i>	» 31
<i>Calcopirite</i>	» 33
<i>Cubanite</i>	» 33
<i>Tetraedrite</i>	» 33
<i>Galena</i>	» 34
<i>Argentite</i>	» 34
SOLFURI DI ORIGINE SECONDARIA E GOETHITE	» 34
<i>Marcasite</i>	» 34
<i>Pirite colloforme o pirite II</i>	» 35
<i>Marcasite e pirite con struttura a celle</i>	» 36
<i>Goethite (e limonite)</i>	» 36
ESAME MINERALOGICO DEI FILONI IDROTERMALI	» 37
MINERALI DI GANGA E SOLFURI DEI FILONI	» 37
<i>Fluorite</i>	» 37
<i>Barite</i>	» 37
<i>Dolomite più o meno ferrifera e manganesifera</i>	» 38
<i>Galena</i>	» 38
<i>Marcasite</i>	» 39
TEMPERATURE DI FORMAZIONE	» 39
<i>Lenti metasomatiche</i>	» 39
<i>Filoni</i>	» 41
CONCLUSIONI	» 41
<i>Stadio magmatico</i>	» 42
<i>Stadio pneumatolitico e idrotermale</i>	» 42
<i>Alterazione superficiale</i>	» 43
RIASSUNTO	» 43
BIBLIOGRAFIA	» 44



TAVOLA I.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I.

FIG. 1. Sezione lucida, luce ordinaria, ingrandimento 51 ×.

Esempio di mineralizzazione pseudomorfa su fillade calcarifera. I solfuri occupano la posizione dell'originario carbonato. Il minerale prevalente è la pirrotina (bianca) nella quale si nota un'incipiente trasformazione in marcasite (bianca, con rilievo maggiore) corrispondenti a (0001) della pirrotina perpendicolari all'allungamento dei cristalli, al contatto con la ganga e lungo piana. Poca la blenda (grigio-chiara). La ganga (grigio-scura) è a quarzo e clorite.

» 2. Sezione sottile, luce ordinaria, ingrandimento 62 ×.

Particolare di una banda a granato (grossularia) di una roccia a bande di attinoto ed epidoto e di granato e attinoto. Si vede la minuta fratturazione dei granati con penetrazione di pirrotina (nera).

» 3. Sezione sottile, Nicol +, ingrandimento 117 ×.

Granati di tipo grossularia birifrangenti e zonati in pirrotina (nera), con trasformazioni in epidoto.

» 4. Sezione lucida, luce ordinaria, ingrandimento 53 ×.

Granato zonato con penetrazione di pirite (bianca) lungo zone. Il granato è parzialmente alterato in calcite (grigia, più scura del granato).

» 5. Sezione lucida, luce ordinaria, ingrandimento 53 ×.

Granati immersi in quarzo pneumatolitico, da esso in parte sostituiti, ma non alterati durante la sua deposizione.

» 6. Sezione sottile, luce ordinaria, ingrandimento 117 ×.

Granati (tondeggianti) poco alterati in calcite, e attinoto (prismatico) non alterato, in blenda (nera).

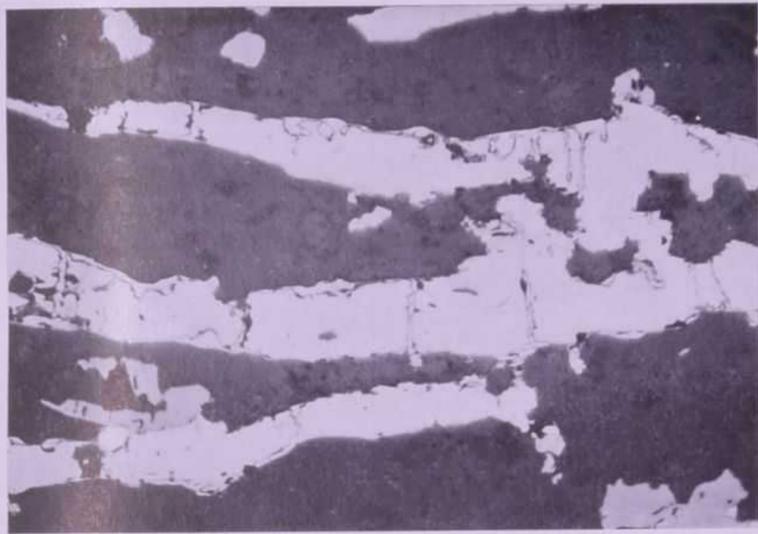


FIG. 1

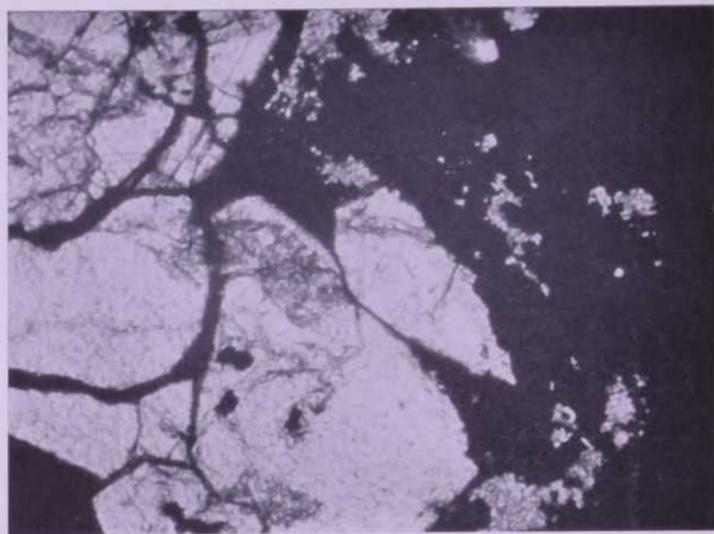


FIG. 2



FIG. 3

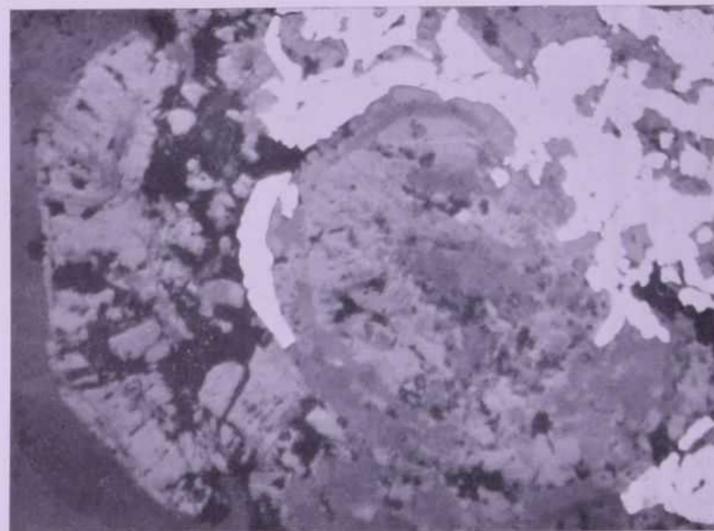


FIG. 4

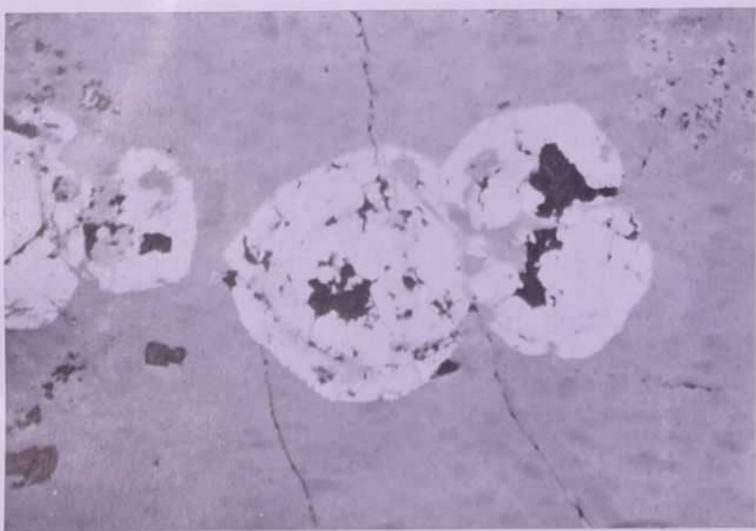


FIG. 5

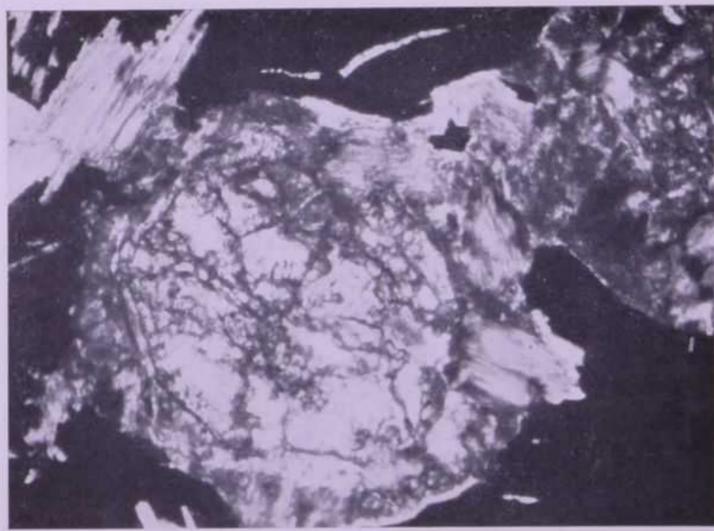


FIG. 6



TAVOLA II.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II.

- FIG. 1. Sezione lucida, luce ordinaria, ingrandimento 53 ×.
Granati idiomorfi (grigi, con forte rilievo) ed epidoto (grigio, senza rilievo) con pirrotina (bianca). Si osservano evidenti fenomeni di sostituzione dei silicati ad opera della pirrotina, e penetrazione della stessa lungo fessure.
- » 2. Sezione sottile, luce ordinaria, ingrandimento 117 ×.
Silicati inclusi in quarzo idrotermale, in parte sostituiti e, per il resto, trasformati in un aggregato pseudomorfo di lamelline di idromiche.
- » 3. Sezione sottile, luce ordinaria, ingrandimento 117 ×.
Resti di silicati in dolomite idrotermale. La forma degli originari cristalli è segnata solo da ossidi di ferro e di titanio.
- » 4. Sezione lucida, luce ordinaria, ingrandimento 117 ×.
Pirite idiomorfa (pirite I) (bianca, con forte rilievo) con pirrotina interstiziale (bianca, senza rilievo). Nella pirrotina si vede l'incipiente alterazione in marcasite al contatto con ganga di quarzo e clorite (grigio-scuro) e lungo piani (0001). In alto a destra, blenda (grigio-chiara) sostituyente pirrotina e, in basso e destra, vene di calcopirite (bianca, simile alla pirrotina) in pirite.
- » 5. Sezione lucida, luce ordinaria, ingrandimento 117 ×.
Pirite I fratturata e cementata da quarzo II.
- » 6. Sezione lucida, luce ordinaria, ingrandimento 117 ×.
Pirite I (bianca, con forte rilievo) idiomorfa rispetto a quarzo II e sostituita parzialmente da blenda (grigia) ricca di piccoli inclusi di calcopirite (bianca).

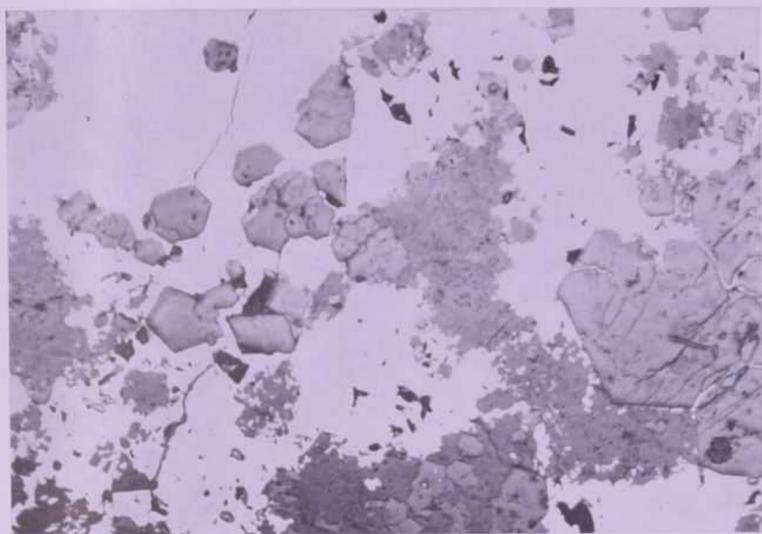


FIG. 1

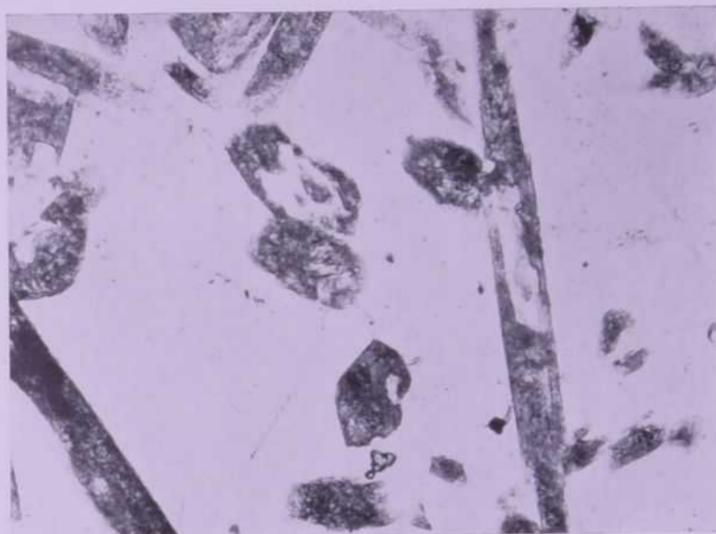


FIG. 2

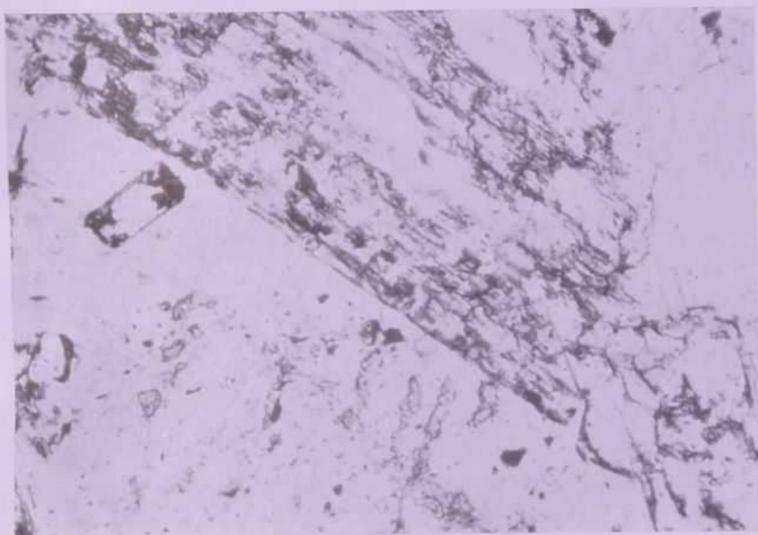


FIG. 3



FIG. 4



FIG. 5



FIG. 6



TAVOLA III.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA III.

FIG. 1. Sezione lucida, luce ordinaria, ingrandimento 51 ×.

Il minerale prevalente è pirite I (bianca, con forte rilievo) nella quale si osserva della pirrotina (bianco-grigia) in parte interstiziale rispetto alla pirite in parte formante una vena biforcata di sostituzione. Nella parte più alta della vena la pirrotina è sostituita da calcopirite (un po' più chiara della pirrotina). Pirrotina si vede anche a destra in alto. Blenda (grigia) si nota a destra in basso. La ganga, quarzoso-cloritica, appare nera. Nella pirrotina si vede la incipiente alterazione in marcasite.

» 2. Sezione lucida, luce ordinaria, ingrandimento 117 ×.

A sinistra granato zonato (grigio-scuro) con blenda penetrata lungo una zona (grigio-chiara). A destra pirite I (bianca). Al centro blenda (grigio-chiara). Al contatto con il granato rimangono ancora relitti di pirite. Nella blenda vi sono solo inclusi di pirrotina (bianco-grigia). E' da ritenersi perciò che inizialmente la pirite si estendesse fino a contatto con il granato, che della pirrotina abbia poi sostituito parzialmente la pirite e che, infine, della blenda abbia seguito la via della pirrotina, probabilmente ampliandone l'opera di sostituzione, conservando resti di quest'ultima.

» 3. Sezione lucida, luce ordinaria, ingrandimento 117 ×.

Blenda fratturata (grigia), ricca di inclusi di calcopirite (bianca), cementata da quarzo II (grigio-scuro).

» 4. Sezione lucida, luce ordinaria, ingrandimento 117 ×.

Calcopirite (bianco-grigia) penetrata al contatto fra pirrotina (parte sinistra in alto, ora trasformata in marcasite (bianca)), e blenda (grigia) con inclusi di calcopirite (bianco-grigia) e pirrotina (un po' più scura della calcopirite). Dalla fascia di calcopirite parte un'esile vena che attraversa la blenda. A sinistra si vede l'alternanza di marcasite e carbonato pseudomorfi su pirrotina. Vene di dolomite (nere in figura perchè molto sottili) tagliano tutti i minerali.

» 5. Sezione lucida, luce ordinaria, ingrandimento 153 ×.

In alto a destra e in basso a sinistra, pirite (bianca, con forte rilievo) parzialmente sostituita da galena (bianca, senza rilievo) e blenda (grigio-chiara). Grigio-scura appare la ganga quarzosa. I rapporti strutturali blenda-galena indicano posteriorità di deposizione di questa rispetto a quella. Il quadro assomiglia a quello offerto dalla struttura « carinata », ma il suo significato è affatto opposto.

» 6. Sezione lucida, luce ordinaria, ingrandimento 117 ×.

Penetrazione di galena (bianca), da plaghe maggiori di sostituzione, con sottili lacinie nei piani reticolari della blenda (grigia). La struttura indica la posteriorità della galena rispetto alla blenda. Pirite (bianca, con forte rilievo) appare inclusa, e un po' sostituita, in blenda e galena. Nella blenda sono visibili piccoli inclusi di calcopirite (bianca).

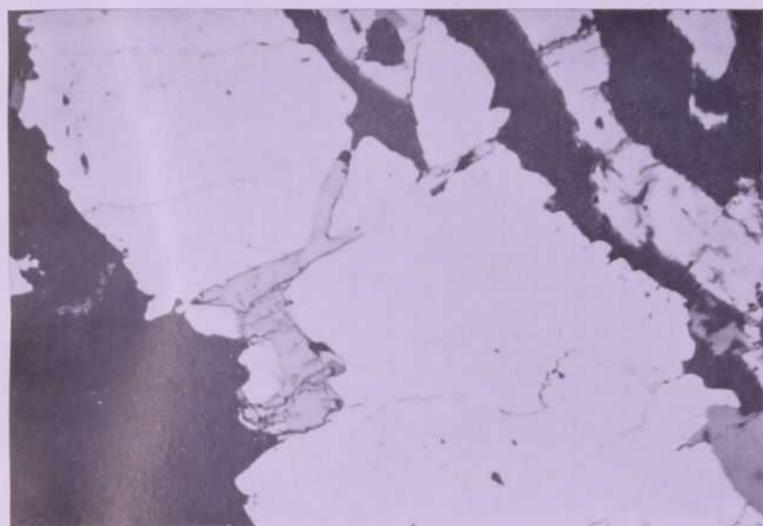


FIG. 1

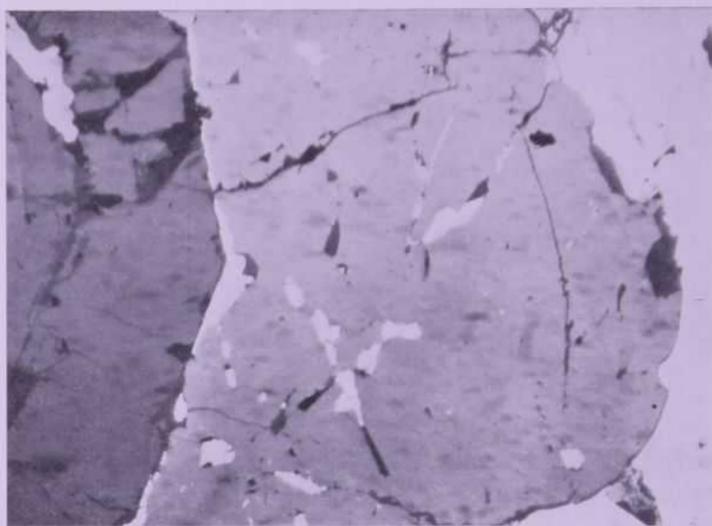


FIG. 2



FIG. 3



FIG. 4

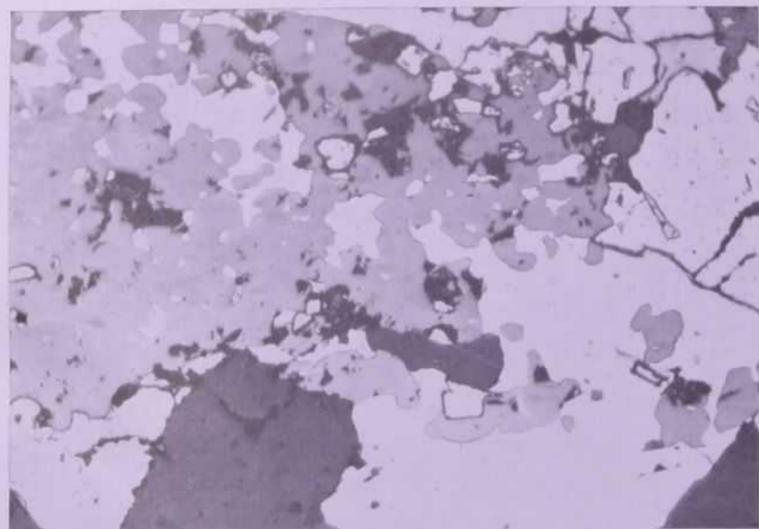


FIG. 5

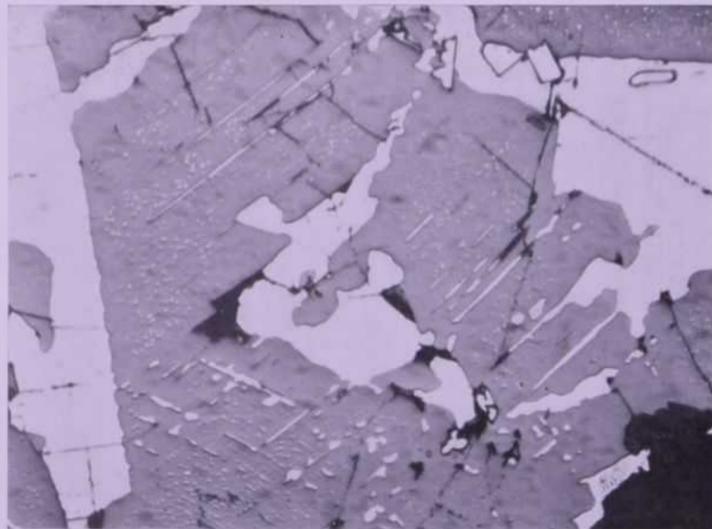


FIG. 6



IN ADIUTUM SIBI NOSTRUM

TAVOLA IV.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA IV.

- FIG. 1. Sezione lucida, luce ordinaria, ingrandimento 117 \times .
Inclusi di calcopirite (bianchi) nella blenda (grigia), in parte evidentemente orientati nei piani cristallini della blenda.
- » 2. Sezione lucida, luce ordinaria, ingrandimento 153 \times .
Marcasite a listerelle (bianca), intercalate a dolomite, formatasi per trasformazione idrotermale di pirrotina lungo una vena di dolomite (grigia). In basso a sinistra pirite II colloforme originata per alterazione superficiale di pirrotina.
- » 3. Sezione lucida, luce ordinaria, ingrandimento 53 \times .
Pirrotina (bianca) in parte conservata, in parte trasformata in marcasite a listerelle. Queste appaiono a gruppi con diversa orientazione. Essendo in ogni gruppo disposte secondo (0001) della pirrotina, è possibile dedurre la forma e la dimensione dei cristalli originari di quest'ultima. A sinistra (grigia) blenda che appare corrodere marcasite avendo sostituito pirrotina, prima della formazione di quella. Grigio-scura appare la dolomite. In basso, verso destra, granato fratturato (un po' meno scuro della dolomite) con vene di dolomite.
- » 4. Sezione lucida, luce ordinaria, ingrandimento 153 \times .
Fase iniziale della formazione di pirite a « occhio di uccello » (bianca, a forte rilievo) in pirrotina (bianco-grigia). Bianca, a basso rilievo, appare calcopirite sostituyente pirrotina. Grigia si vede la ganga, prevalentemente epidotica.
- » 5. Sezione lucida, luce ordinaria, ingrandimento 53 \times .
Stadio più avanzato di formazione di pirite colloforme per alterazione di pirrotina.
- » 6. Sezione lucida, luce ordinaria, ingrandimento 53 \times .
Pirrotina completamente trasformata in pirite colloforme.



FIG. 1



FIG. 2

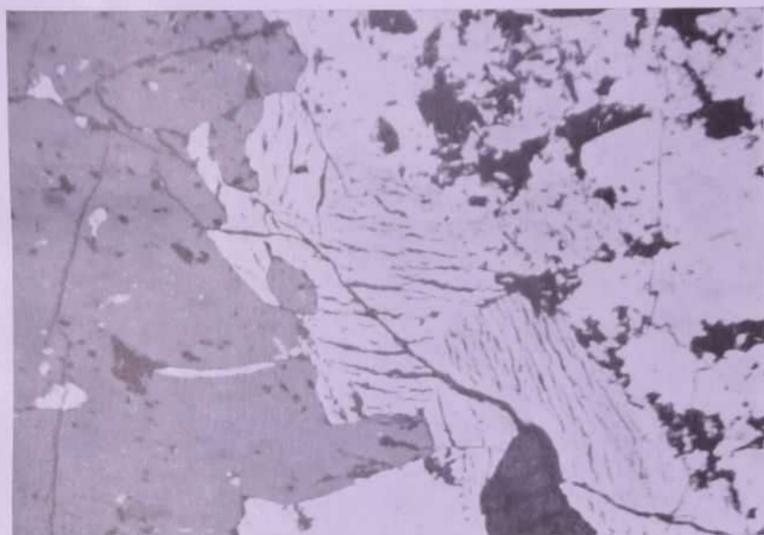


FIG. 3

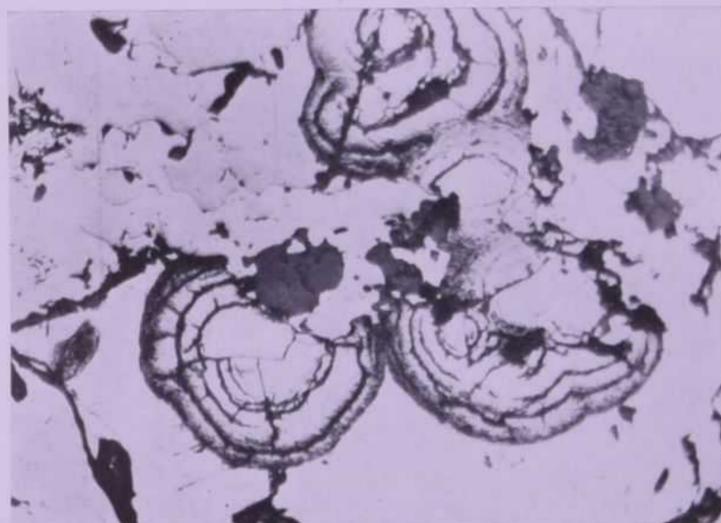


FIG. 4

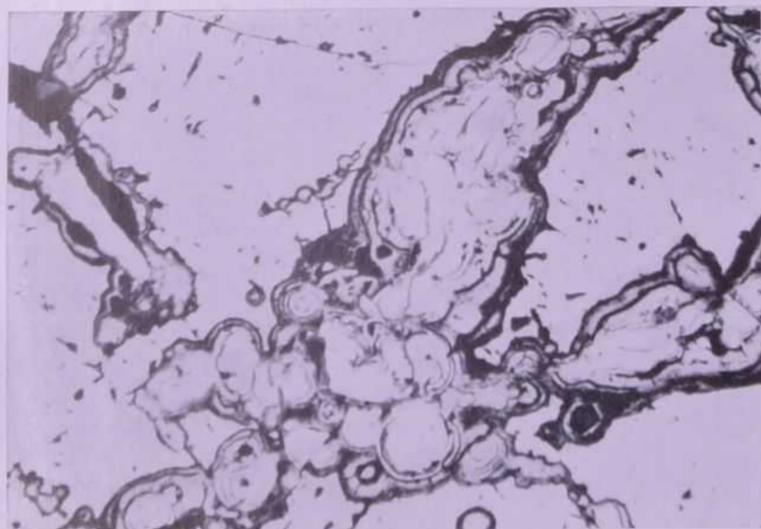


FIG. 5



FIG. 6



TAVOLA V.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA V.

- FIG. 1 Sezione lucida, luce ordinaria, ingrandimento 53 ×.
Pirrotina alterata in pirite colloforme e in aggregati cellulari di pirite + marcasite. Pirrotina non alterata è visibile dal centro verso destra e in basso.
- » 2. Sezione lucida, luce ordinaria, ingrandimento 53 ×.
Pirrotina alterata in aggregati cellulari di pirite + marcasite. Si vedono due nuclei di pirrotina residua in basso. Una plaga di galena, originariamente sostituenti pirrotina, è visibile nella parte centrale destra (bianca con triangolini). La ganga (grigia) è quarzosa.
- » 3. Sezione sottile, luce ordinaria, ingrandimento 22 ×.
Fluorite colonnare raggiata e granulare (grigia) cresciuta su galena (nera).
- » 4. Sezione lucida, luce ordinaria, ingrandimento 53 ×.
Galena (bianca) con inclusi idiomorfi di fluorite (grigio-scura). La parte più chiara della ganga è barite.
- » 5. Sezione sottile, Nicol +, ingrandimento 51 ×.
Fluorite (nera) con barite. Nella barite si nota (a destra) un'estinzione molto irregolare causata da deformazioni meccaniche.
- » 6. Sezione lucida, luce ordinaria, ingrandimento 53 ×.
Galena, con deformazioni rese visibili dall'ondulazione dei triangolini di sfaldatura, attraversata da venette di marcasite (più bianca e con maggior rilievo) spezzettate per deformazione. La ganga (grigia) è fluoritica.

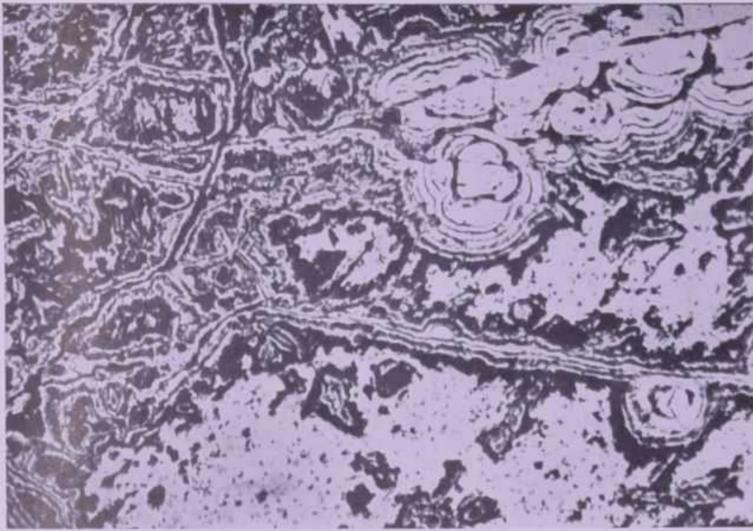


FIG. 1

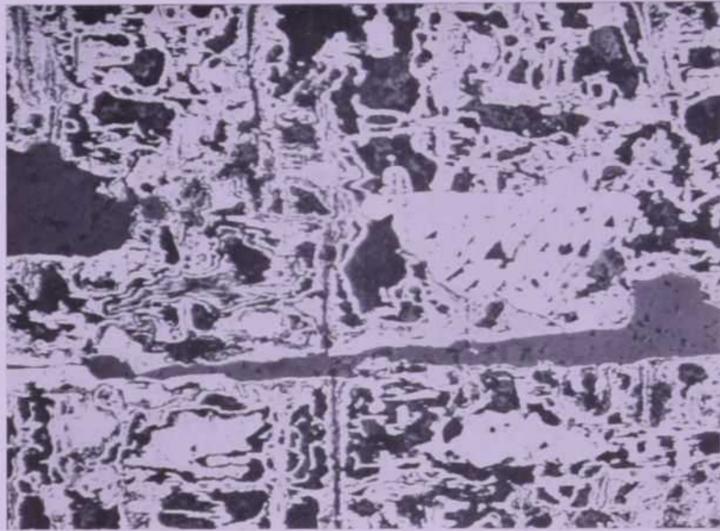


FIG. 2

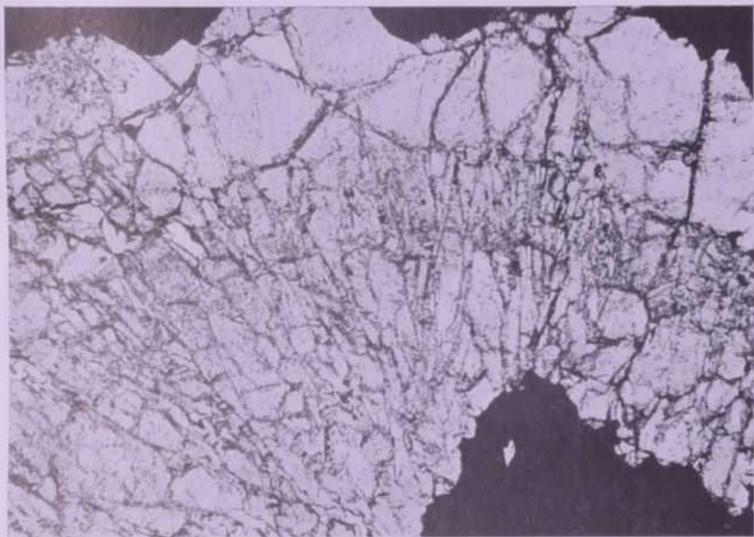


FIG. 3

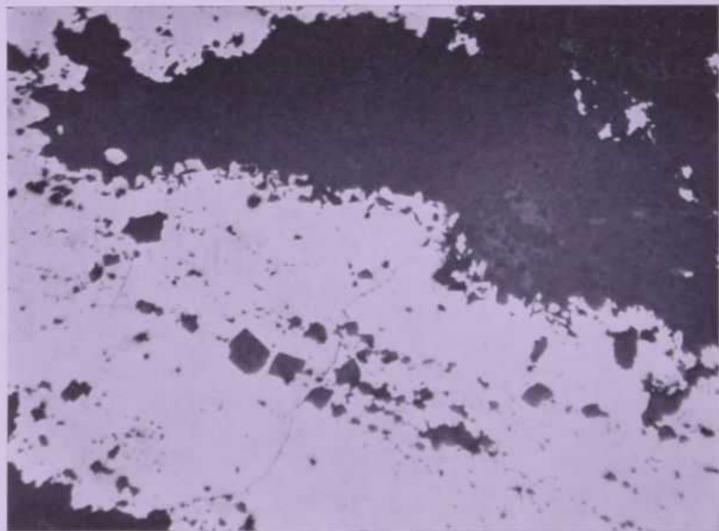


FIG. 4



FIG. 5

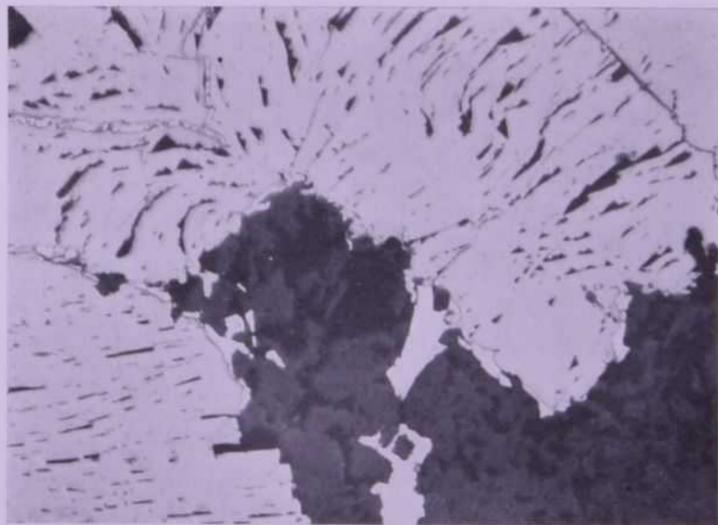


FIG. 6



TAVOLA VI.