

IVO URAS e MAURIZIO VIOLO

SU ALCUNI FENOMENI METAMORFICI
IN ORIDDA (SARDEGNA)(*)

Nota I^a

Premessa.

Da tempo il nostro Istituto va compiendo nella Contea d'Oridda rilevamenti geominerari in vista di completare le conoscenze geologiche-stratigrafiche e tettoniche — nei complessi paleozoici presenti, anche allo scopo di ricostruire l'ambientazione geomineraria in modo da inquadrare i fenomeni metallogenici.

Durante i lavori di campagna, nella zona compresa fra la miniera di Nebidedda e la piana del Rio d'Oridda, a 12 chilometri circa a Nord di Domusnovas, è stato notato un affioramento di rocce metamorfiche, che per la sua ubicazione, giacitura e composizione chimica e mineralogica ci è sembrato degno di segnalazione.

La roccia in esame affiora a mo' di ellissi con l'asse maggiore allineato in direzione Est-Ovest, ed è ubicata in località Sa Tellura, un piccolo altipiano di calcari metamorfici, a quota 800 metri circa, spostato di poche centinaia di metri a Sud-Est di Punta Nebidedda.

Geologia della regione.

Nella zona rilevata affiorano solo due termini della serie paleozoica e cioè: il complesso calcareo-dolomitico ospitante le mineralizzazioni (Metallifero) e un complesso costituito da arenarie e scisti arenacei, sovente filladici, metamorfosati dall'azione termica conseguente alla intrusione granitica ercinica.

(*) Lavoro eseguito nell'Istituto di Giacimenti Minerari della Facoltà d'Ingegneria dell'Università di Cagliari diretto dal Prof. Ing. Piero Zuffardi, nell'ambito del « Gruppo di ricerche mineralogiche, petrografiche e giacimentologiche in Sardegna » con il contributo del Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR).

Secondo la Carta Geologica d'Italia quest'ultimo complesso apparterebbe al « gruppo delle arenarie cambriche ». Come faremo notare in seguito, si osservano alcuni fatti che possono lasciare in dubbio sulla datazione di queste arenarie; ma non possediamo per ora argomenti sufficienti per discutere a fondo la questione, che — d'altronde — esorbita dal tema che ci siamo proposto.

Nella parte Nord (Serra Sa Planargia) affiorano gli scisti ordoviciani, anch'essi più o meno filladici, separati dalle arenarie scistose predette (nella parte di Punta Bolentino) dalle cosiddette anageniti di base della trasgressione ordoviciana. Questi ultimi conglomerati presentano struttura blastopsefitica, con cemento microgranuloblastico e tessitura debolmente scistosa.

Il calcare cambrico si presenta notevolmente metamorfosato; laddove il metamorfismo ha agito solamente per via termica, senza apporto di materia, esso si presenta a grana grossa, in certi casi con cristalli di oltre un centimetro, mentre dove c'è stato apporto di materia si sono formate notevoli masse di rocce di contatto talora facenti passaggio a granatiti grigio-verdi.

E' naturale che le vie di minore resistenza, utilizzate dalle venute pneumatolitiche, siano poi state riprese anche dalle venute idrotermali, che hanno portato le mineralizzazioni a Pb, Zn, Mn, Ba, F, con ganghe quarzose e calcitiche (7).

Ed a questo proposito la sovrastante formazione arenaceo-scistosa ha costituito una ottima coltre impermeabile ai convogli metallizzanti: è infatti nei pressi dei contatti — ma sempre entro i calcari — che si hanno i principali ammassi di mineralizzazioni, semprechè vi siano faglie o fratture tali da permettere il passaggio alle venute mineralizzanti.

E' notevole osservare come i calcari, anche a contatto diretto col granito, laddove erano compatti e non fratturati, non abbiano subito iniezioni e fenomeni di metasomatosi e si presentino pressochè puri anche se a grana molto grossa; al contrario, lungo le linee di faglia si notano sempre granatiti grigio-verdi e grandi affioramenti di Wollastonite che praticamente sostituisce tutto il calcare.

Da notare infine, nel complesso calcareo, una dolomitizzazione, sicuramente secondaria, a fiamme, che accompagna quasi sempre le mineralizzazioni presenti nella zona.

Le arenarie che giacciono sopra il complesso metallifero, presen-

tano una discordanza di giacitura col sottostante calcare; discordanza accentuata dal fatto che la superficie dei banchi calcarei si presenta molto ondulata, mentre quella degli strati arenacei è molto più tranquilla.

Esiste una vera e propria scollatura tra la formazione arenacea e il complesso calcareo-dolomitico, scollatura sovente riempita da materiale argilloso (che sempre accompagna il contatto) e da mineralizzazioni.

E' possibile pensare ad una tettonica gravitativa fra gli scisti arenacei, notevolmente più mobili del complesso calcareo, mentre questo ultimo s'inarcava e si fagliava per la sottostante intrusione granitica ercinica.

Si potrebbe anche pensare alla presenza di un paleo-suolo fra i calcari e le 'arenarie', che — quindi — dovrebbero appartenere a un ciclo sedimentare staccato dal ciclo dei calcari e intervallato da esso da una fase di emersione del complesso calcareo.

Come abbiamo già fatto notare, però, non possiamo fare altro che limitarci a questa segnalazione, poichè non possediamo dati sufficienti per una trattazione particolareggiata su tale argomento.

E' proprio alla intrusione granitica ercinica che va imputata la formazione di filoni di porfido, di granito porfirico e della nostra roccia metamorfica, i quali presentano tutti un allineamento che è perfettamente parallelo alle linee tettoniche più importanti della regione.

I filoni di Sa Tellura hanno tutti un andamento Est-Ovest, e, ad eccezione della roccia studiata (e torneremo su questa particolarità), sono tutti localizzati vicino ai contatti calcare-scisti arenacei, o calcare-granito: quest'ultimo è frequentemente bordato da quarzo idrotermale (le cosiddette quarziti).

Il filone di Punta Sa Tribuna (un po' a Est di Punta Sa Tellura) ha un andamento Nord-Sud ed è rigettato da una faglia ad andamento Nord Est-Sud Ovest.

Giacitura della roccia.

Come è stato già detto nella parte iniziale del presente lavoro, la roccia in esame presenta in pianta un andamento ellissoidico, con l'asse maggiore allineato con la direzione Est-Ovest: il suddetto asse maggiore presenta qualche diecina di metri di lunghezza, mentre l'asse minore appena qualche metro.

Sono stati fatti eseguire da noi due scavetti allineati Est-Ovest, uno a dieci metri circa oltre l'ultimo affioramento dell'asse maggiore

verso Ovest e l'altro dieci metri circa a Est: questo per vedere se il filone, o presunto tale, proseguisse in direzione, oltre gli affioramenti visibili. In realtà, sotto pochi centimetri di humus, si è trovato il calcare metamorfico bianco, a grana grossa, pressochè puro, senza traccia di iniezioni magmatiche o fenomeni di metasomatismo.

Non sono stati eseguiti scavi a Nord e a Sud dell'asse minore, ma dagli affioramenti visibili è facile presupporre che l'attuale lunghezza dell'asse minore dell'ellissi non debba variare molto.

La roccia si presenta non stratificata, con fratturazione piana, alquanto alterata almeno macroscopicamente parlando; in netto contrasto con i calcari circostanti che hanno gli strati pressochè orizzontali e mostrano grossi cristalli di calcite e venette di silice amorfa nerastra.

Dall'aspetto giaciturale della roccia in esame riteniamo che essa si sia formata per effetto di venute metamorfosanti risalite non già lungo un piano di faglia ma lungo una spaccatura di limitata estensione. In tal modo si spiegherebbe il fatto che l'affioramento ha limitata continuità in direzione, mentre sembra invece avere un andamento quasi colonnare.

Vedremo, nella parte dedicata alla composizione mineralogica e chimica della roccia, le deduzioni che si possono trarre dai suoi aspetti giaciturali tenendo conto degli eventuali fenomeni di metamorfismo che ha subito.

Va detto infine che, salendo dal filone di granito porfirico ubicato a Nord della nostra roccia ⁽¹⁾ verso la medesima, si notano nel calcare metamorfico zone di dolomia gialla dolomia che arriva fino alla miniera di Su Isteri, miniera ubicata al contatto tra gli scisti arenacei di Punta Isteri (a Nord) e i calcari metamorfici di Sa Tellura (a Sud).

Ritourneremo sulle mineralizzazioni di Su Isteri, dopo aver parlato del chimismo della roccia in esame.

Composizione mineralogica.

Nel capitolo seguente vengono riportate le osservazioni fatte al microscopio su sezioni sottili di campioni presi campionando compiutamente la roccia dalle salbande al centro, cioè da Nord a Sud dell'affioramento e sia all'estremo Est che a quello Ovest.

⁽¹⁾ Per la cartina geologica si rimanda alla Nota II sullo stesso argomento, pubblicata su questo stesso Volume.

La roccia si presenta macroscopicamente alquanto alterata, ha una frattura piana e non è molto coerente; si notano numerosi ciuffi di minerali neri metallici insieme a raggruppamenti fibroso-raggiati di cristalli verdi. Non presenta stratificazione.

Al microscopio si osserva che alcuni minerali ricorrono in tutti i campioni studiati, mentre altri ricorrono solo localmente.

ESTREMO EST DELL' AFFIORAMENTO

Il campione presenta una struttura cristalloblastica e una tessitura pressochè isotropa. La composizione mineralogica è formata da: *Piroseno monoclinò var. Diopside-Hedembergite* (vedi tav. I^a, foto N° 1). Estinzione in sezione $\{010\} c \wedge \gamma 42^\circ$.

E' abbondante, sovente in grossi idioblasti spezzati e cristallizzati con parti a orientazione ottica diversa; presenta colori di interferenza alquanto elevati.

Le sezioni $\{001\}$ mostrano sovente contorno esagonale, anche se frequentemente spezzato e riassorbito; sono colorate leggermente di giallo chiaro e non mostrano pleocroismo; le sezioni mostranti le due tracce di sfaldatura $\{110\}$ e $\{1\bar{1}0\}$ incrociati a 88° mostrano l'emergenza di un asse ottico, mentre l'altro è disperso; in queste sezioni si misura molto bene il segno ottico positivo.

Presenta diverse alterazioni, dalla biotitica a quella carbonatica con segregazione di cristallini di calcite che procedono dal nucleo del cristallo verso l'esterno e di preferenza lungo le fratture del cristallo, presentando piccole forme a rombo.

Anfibolo monoclinò var. Tremolite-Actinoto.

L'Anfibolo fa parte del gruppo degli anfiboli monoclini. Alcuni termini mostrano un leggero pleocroismo che va dal verde chiaro all'incolore; talvolta in uno stesso cristallo coesistono sia zone incolori che zone pleocroiche; è molto probabile che si tratti di miscele che dalla Tremolite pura o quasi vadano verso termini dell'Anfibolo ferrico cioè verso termini actinolitici.

In sezione $\{100\}$ si coglie bene l'emergenza di un asse ottico e si determina facilmente il segno ottico negativo.

Nella stessa sezione si distingue dall'Epidoto monoclinò (col quale può confondersi, soprattutto nei termini non pleocroici) per la posizione del piano degli A.O. parallelo alla traccia di sfaldatura $\{110\}$.

Rifrangenza elevata e birifrangenza massima in $\{010\}$, non molto elevata nelle altre facce della zona $[001]$. Angolo $\max C \wedge \gamma = 17^\circ-18^\circ$ ⁽¹⁾.

L'abito è sovente allungato con le basi troncate; frequenti le associazioni poichè si notano, in un medesimo cristallo, zone a composizione diversa e quindi diversamente birifrangenti, ad esempio zone colorate di verde (Actinoto) in cristalli incolori (Tremolite); è probabile che vi siano stati degli smescolamenti nei cristalli misti legati alla influenza delle variazioni termiche avvenute durante l'azione metamorfica.

In certi casi l'Anfibolo è trasformato quasi completamente in Calcite che si presenta in minutissimi cristalli, allineati lungo le fratture dell'Anfibolo. Queste granulazioni di Calcite, sempre ad alti colori di interferenza, sovente rispettano la plaghe di Anfibolo di tipo actinolitico e quasi mai quelle di tipo tremolitico; evidentemente quest'ultimo si è più facilmente trasformato in Calcite.

Altra alterazione frequente è quella in un minerale che è presente in venette molto piccole fra le spaccature e le sfaldature dell'Anfibolo; non è pleocroico, ha colore marrone; si tratta probabilmente di cristallini di Biotite in via di formazione.

Infine l'Anfibolo contiene anche dei granuletti di Quarzo e di minerali opachi ad abito cubico, probabilmente Magnetite.

Granato

E' presente in cristalli spezzati e parzialmente riassorbiti, di colore verde-giallo-marrone; presenta una fratturazione che si anastomizza e contiene numerosi noduli di minerali opachi; inoltre il granato contiene quasi sempre granuli di Quarzo ricchi di inclusioni e qualche granulo, ma raramente, di pirosseno calcico; è spesso associato al Quarzo idrotermale. In certi casi mostra una birifrangenza anomala.

Epidoto Monoclino

Sono presenti piccoli cristalli di *Clinozoisite* e più abbondanti di *Pistacite*. Quest'ultimo presenta un leggero pleocroismo.

α = incoloro
 β = verdolino-chiaro
 γ = giallino

⁽¹⁾ Misurato su cristallo pleocroico dal verde chiaro all'incoloro.

Si nota inoltre un minerale decisamente xenoblasto che è presente tra le spaccature degli altri cristalli (vedi tavola I^a, foto N° 2), di aspetto tardivo rispetto alla massa dei minerali che costituiscono la composizione fondamentale della roccia.

Talvolta si presenta in associazione a ciuffi, altre volte sposa lo spazio lasciato tra i granuli degli altri minerali; ha indici nettamente inferiori al balsamo, bassa birifrangenza e presenta una figura di interferenza pressochè monoassica.

Per le proprietà ottiche e per la sua paragenesi rispetto agli altri minerali, si è pensato che si possa trattare di una *Zeolite* formatasi probabilmente in fase idrotermale; da notare la sua frequente associazione col Quarzo idrotermale e con le mineralizzazioni a Braunite (minerale di Manganese presente nella roccia in minuti cristallini (3)).

Tra le *Zeoliti* quella che più si avvicina alle proprietà ottiche osservate c'è sembrata la *Casabite*, una miscela di due termini, uno calcico e l'altro sodico-calcico.

Dato lo scarso valore percentuale del Na trovato nelle analisi si pensa che la miscela sia spostata verso i termini calcici (fatto questo confermato, secondo Pirson (in Winchell 11) dal segno ottico positivo).

E' inoltre presente poca *Biotite* ed alcuni minerali *cloritici*, quali prodotti secondari di alterazione dei Pirosseni e degli Anfiboli.

Si possono notare infine diverse masserelle di *Quarzo*, di aspetto decisamente idrotermale, tardivo, che è intruso nella roccia secondo filoncelli e che costituisce la ganga delle mineralizzazioni che hanno investito tardivamente la roccia; difatti associati al Quarzo idrotermale si trovano plaghe di minerali opachi, con abito a ciuffo o aciculare (Braunite?).

Vedremo, quando tratteremo del chimismo della roccia, le conseguenze che si possono trarre dalle osservazioni fatte.

La *Calcite* presente nel campione in esame è sicuramente prodotto da trasformazione dei Pirosseni, e dagli Anfiboli, come abbiamo fatto notare, descrivendo questi ultimi minerali.

ESTREMITA' OVEST DELL'AFFIORAMENTO

Quasi tutto il campione è formato da *Quarzo idrotermale* con struttura granulare, ricco di inclusioni. In questo Quarzo sono compresi diversi cristalli di *Epidoto monoclinico del tipo Pistacite*, in aggregati colonnari, feltrati, talora simulanti una struttura intersertale; non mancano tuttavia i cristalli con forma cristallina tozza, spesso con contorno

esagonale. L'Epidoto presenta un pleocroismo che va dal verde chiaro all'incolore, ha alti colori d'interferenza, ma bisogna tener presente che è notevolmente alterato; quasi tutti i cristalli sono spezzati e le tracce di sfaldatura rese beanti per l'alterazione che si è insinuata lungo esse (vedi tavoia II^a, foto N° 3, 4).

Il prodotto di alterazione più comune è la *Clorite*, di tipo *Pennina* che si presenta in associazioni sferulitiche, con la tipica estinzione di aggregato.

Spesso la Pistacite è geminata, inoltre presenta zone a composizione chimica e mineralogica diversa e quindi diversamente birifrangenti.

Sono presenti infine alcuni cristalli di *Clinozoisite* con abito prismatico allungato.

Si distingue dalla Pistacite per la mancanza di pleocroismo, per la bassa birifrangenza e per il segno ottico positivo nella *Clinozoisite* e negativo nella Pistacite.

Non è escluso che vi siano alcuni Anfiboli di tipo Actinolite, ma l'incipiente alterazione impedisce un sicuro riconoscimento.

Vi sono infine minerali opachi in granulazioni irregolari, occupanti lo spazio tra granulo e granulo di Quarzo.

Il campione in esame evidentemente fa parte di quei filoncelli quarzosi legati al cielo metallizzante, tardivo rispetto a tutto il corteo di fenomeni metamorfici, che si sono insediati nel calcare cambrico.

SALBANDA NORD DELL'AFFIORAMENTO

Il campione in esame presenta una struttura cristalloblastica con tendenza alla peciloblastica.

Ha una composizione mineralogica costituita essenzialmente da *Epidoto* del tipo *Clinozoisite*.

I cristalli si presentano sovente geminati polisinteticamente. Hanno una bassa birifrangenza e si può determinare con facilità il segno ottico positivo.

Altro componente è l'*Epidoto* var. *Pistacite*; presenta un pleocroismo che va dal giallo all'incolore:

$$\begin{aligned} \alpha &= \text{Incolore} \\ \beta &= \text{Verde chiaro} \\ \gamma &= \text{Giallo chiaro} \end{aligned}$$

alti colori di interferenza e notevoli alterazioni tra le maglie delle sfaldature.

Si distingue dalla Clinozoisite oltrechè per il segno ottico negativo anche per il pleocroismo.

Pochi i cristalli di *Anfibolo* che derivano quasi sicuramente dal *Piroseno monoclinico*, del quale talvolta si riconosce ancora la sfaldatura a maglie quadrate.

Sono presenti anche vaste plaghe di *Zeolite* xenoblasta sovente intorbidita. Contiene tutti i minerali del campione in esame, ma in particolar modo la *Biotite*, spesso completamente cloritizzata, fortemente pleocroica, dal verde chiaro al verde scuro ed i minerali opachi.

Nella *Zeolite* è impossibile osservare sfaldature, si è potuto solo vedere un bassissimo valore del 2V con segno ottico positivo. E' presente infine la *Biotite* che, come è già stato detto, è completamente cloritizzata; sovente è spezzata e separata in laminette parallele alla sfaldatura {001}. E' pressochè monoassica e si riesce a determinare il segno ottico negativo.

Vi sono anche delle granulazioni di minerali opachi, con abito cubico (probabilmente Magnetite) e con abito aciculare (probabilmente Braunitte).

SALBANDA SUD DELL'AFFIORAMENTO

Il campione in esame presenta una struttura fibroblastica con cristalli a disposizione fascicolare, raggiati e fibroso-raggiati.

La composizione mineralogica è costituita essenzialmente da *Epidoto del tipo Pistacite* presente in ciuffi lunghi fino a qualche cm che conferiscono alla roccia la struttura suddetta (vedi tavola III^a, foto N° 5, 6).

Presenta un pleocroismo che va dal giallo all'incolore:

$$\begin{aligned} \alpha &= \text{incolore} \\ \beta &= \text{giallo-verdolino} \\ \gamma &= \text{giallo-citrino} \end{aligned}$$

Presenta bande a composizione chimica diversa e quindi diversamente birifrangenti.

Colori di interferenza elevati. E' facile cogliere la emergenza di un asse ottico e determinare il segno ottico negativo.

Si distingue dall'*Anfibolo* di tipo *Actinoto*, col quale può confondersi, per la posizione del piano degli A.O. trasversale alla sfaldatura {001}.

Lungo le fratture e la sfaldatura presenta alterazioni costituite da granulazioni di ossidi di ferro opachi e minerali cloritici.

E' presente anche l' *Anfibolo monoclinico di tipo Actinoto* e si distingue dalla Pistacite per le maglie a losanga che formano le sfaldature (110) e (110) nella sezione {001}. E' pleocroico dal verdolino al verde-giallo.

Sono presenti infine nel campione in esame, vaste plaghe di *Zeoliti*, probabilmente del tipo *Cabasite*, molto intorbide, senza abito cristallino, decisamente xenoblaste. Contengono spesso granuli di Quarzo e inglobano rari e minutissimi cristalli di *Zircone* con belle aureole policroiche; presentano inoltre, al solito, un basso valore del 2V.

Vi sono anche masserelle di *Quarzo* idrotermale, fortemente serrato, con numerose inclusioni, ma nel complesso abbastanza limpido. I minerali opachi sono diffusi sia nei ciuffi di Anfiboli che tra le masserelle quarzose-zeolitiche. Si nota che laddove sono presenti i minerali opachi l' Anfibolo, l' Epidoto e le Zeoliti sono più intorbidenti.

L'associazione quasi costante delle Zeoliti con il Quarzo idrotermale e con le mineralizzazioni di bassa termalità (*Braunite*), la loro posizione paragenetica rispetto a tutti gli altri minerali presenti, ci inducono a pensare che la formazione delle Zeoliti stesse sia avvenuta in fase idrotermale, a temperatura notevolmente più bassa di quella che ha dato origine alla composizione mineralogica fondamentale della roccia in esame.

PARTE CENTRALE DELL'AFFIORAMENTO

Il campione in esame ha una struttura cristalloblastica con tendenza alla peciloblastica.

La composizione mineralogica comprende il *Pirosseno monoclinico*, var. *Diopside-Hedembergite*, che non sempre è agevole distinguere dall' *Anfibolo monoclinico*, var. *Tremolite*, anch'esso presente. Sono infatti entrambi incolori, con colori di interferenza non molto elevati; sul giallo o sul rosso del I° ordine. L'angolo di sfaldatura e il segno ottico, positivo nel Pirosseno e negativo nell'Anfibolo, ci ha consentito di riconoscere la presenza di entrambi.

La *Biotite* è largamente rappresentata nel campione in esame; ha notevole pleocroismo con:

$$\begin{aligned} \alpha &= \text{verde} \\ \beta = \gamma &= \text{verde scuro-marrone} \end{aligned}$$

Il che dimostra notevole alterazione cloritica; in molti casi ha segregato ossidi di ferro opachi; l'alterazione procede lungo le sfaldature {001} separando listerelle e scheletri di cristalli.

Qualche granulo di Mica comprende del Quarzo ed è a sua volta compreso nelle zeoliti.

Sono presenti anche qualche cristallo di *Clinoisite*, geminata sovente polisinteticamente, con bassi colori di interferenza e minuti cristalli pleocroici dal verde chiaro all'incolore di *Pistacite*.

La *Zeolite*, come al solito xenoblasta, è notevolmente intorbidita, ed include cristallini di *Rutilo*, *Zircone*, *Biotite*.

Essa si è insinuata tra le maglie di sfaldatura dei Pirosseni, della Mica; non mostra nè sfaldatura nè abito cristallino; presenta indici nettamente inferiori al balsamo del Canada, un basso potere birifrattivo ed un piccolo angolo tra gli assi ottici.

Composizione chimica.

In funzione della variabilità mineralogica abbiamo eseguito alcune analisi su campioni presi alla salbanda e al centro del filone, e abbiamo calcolato su di esse le formule del Niggli (5).

Riportiamo le analisi eseguite sui campioni presi nelle diverse zone dell'affioramento.

SALBANDA DELL'AFFIORAMENTO

SiO ₂	47,78%	si	120
Al ₂ O ₃	21,11 »	al	31
Fe ₂ O ₃	2,36 »	fm	31
FeO	0,16 »	e	34
MnO	8,18 »	alk	4
MgO	2,35 »	k	0,91
CaO	12,70 »	mg	0,29
Na ₂ O	0,11 »	c/fm	1,1
K ₂ O	2,00 »	si'	116
TiO ₂	0,06 »	qz	4
H ₂ O ⁻	0,44 »		
H ₂ O ⁺	1,85 »		
	<hr/>		
	99,10%		

CENTRO DELL'AFFIORAMENTO

SiO ₂	41,53%	si	92
Al ₂ O ₃	19,95 »	al	26
Fe ₂ O ₃	6,03 »	fm	34
FeO	1,51 »	e	33
MnO	6,90 »	alk	7
MgO	2,18 »	k	0,89
CaO	13,72 »	mg	0,22
Na ₂ O	0,40 »	c/fm	0,97
K ₂ O	4,53 »	si'	128
TiO ₂	0,08 »		
H ₂ O ⁻	0,23 »		
H ₂ O ⁺	2,17 »		
	99,23%		

Sono state eseguite inoltre analisi per Pb, Zn, degli stessi campioni presi alla salbanda e al centro dell'affioramento.

SALBANDA DELL'AFFIORAMENTO

Zn	0,75
Pb	0,12

CENTRO DELL'AFFIORAMENTO

Zn	0,40
Pb	0,24

Se riportiamo le formule del Niggli nel diagramma proposto dallo stesso Autore (5) per le rocce metamorfiche vediamo come queste ricadano nel gruppo IV delle rocce calco-silico-alluminose con $alk < 7,5$ e $al - alk \geq 20$, gruppo caratteristico di rocce metamorfiche da calcari impuri (vedi fig. 1).

Come possiamo osservare dalle analisi chimiche summenzionate, vi è notevole escursione di valori per alcuni ossidi, quali per es. la silice, il ferro ferrico e ferroso, gli alcali ed il manganese.

Dobbiamo aggiungere che altri campioni della stessa roccia hanno dato anche oltre il 51% in SiO₂.

Passando dalle salbande al centro dell'affioramento abbiamo una diminuzione in silice, accompagnata da una diminuzione del manganese.

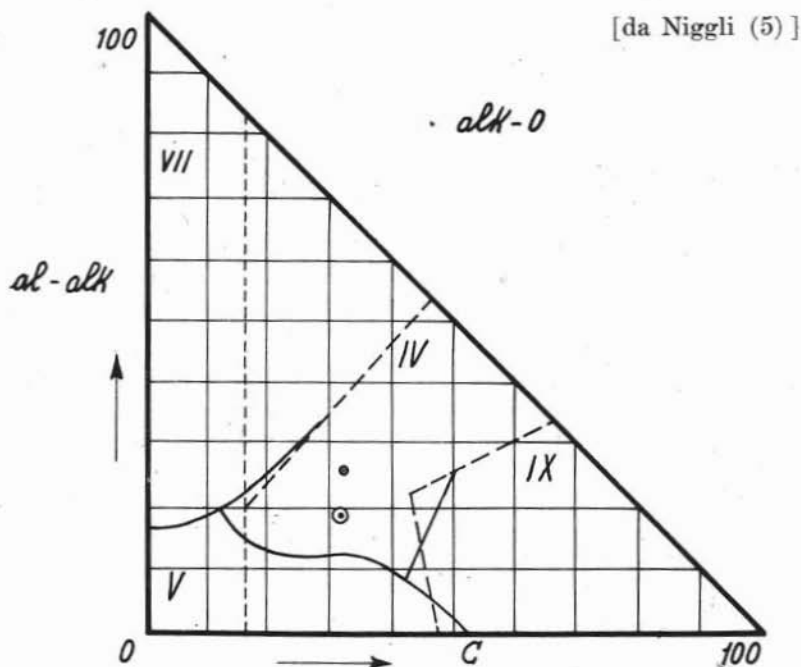


Fig. 1.

- Campione alla salbanda
- ⊙ Campione al centro dell'affioramento

Il calcio ed il magnesio si mantengono abbastanza costanti, anche se la diminuzione della percentuale in silice aumenta le escursioni dei tenori in MgO e CaO.

Ragionando in termini di parametri del Niggli possiamo dire che al diminuire del parametro *si* la roccia si arricchisce in femici (parametro *fm*), e mediamente in alcali (parametro *alk*); il calcio (parametro *c*) si mantiene praticamente costante.

E' logico affermare, sulla scorta anche delle osservazioni mineralogiche fatte, che le variazioni delle percentuali in SiO₂ sono legate alle venute quarzose idrotermali, così come all'idrotermalismo è dovuta la variazione del parametro *fm*, legata nel nostro caso più che al magnesio,

che si mantiene pressochè costante, al ferro e al manganese che per probabile apporto subiscono un considerevole incremento.

Dobbiamo però notare che mentre il manganese aumenta con l'aumentare della silice (fase idrotermale) dimostrando così una interdipendenza con le venute quarzose, il ferro al contrario diminuendo all'aumentare della silice manifesta una completa indipendenza.

E' logico supporre che il ferro non legato ai silicati, presente nella roccia soprattutto come Magnetite, si sia formato a temperature più alte di quelle idrotermali, a temperature cioè tali da dare il nostro skarn pirossenico-anfibolico-epidotico; possiamo dire in ultima analisi che la Magnetite è singenetica con il metamorfismo di fase pneumatolitica che ha generato la roccia in esame.

La costanza o quasi del calcio e magnesio ed i valori abbastanza elevati del calcio stesso, oltrechè gli aspetti giaciturali della roccia in esame e le strutture microscopiche, testimoniano la composizione originaria della roccia che ha subito gli apporti chimici del magma, e indicano che si doveva trattare del complesso calcareo-dolomitico cambrico.

Infatti si può dedurre dalle osservazioni fatte che il metamorfismo di contatto, che ha dato luogo allo skarn studiato, ha dato una prima composizione chimica fondamentale alla roccia probabilmente in fase pneumatolitica e comunque a temperature e pressioni tali per cui hanno potuto reagire i sistemi a dolomite-silice e dolomite-calcite-silice per dare *Tremolite* e *Diopside*.

Le variazioni nella composizione chimica, in stretta corrispondenza con la variabilità mineralogica, è stata causata dagli avvenimenti successivi alla fase pneumatolitica.

Il quarzo idrotermale è responsabile, come abbiamo visto, delle forti escursioni di valori delle percentuali in SiO_2 (tanto che nel campione della salbanda dell'affioramento appare il parametro *qz*).

Le venute idrotermali dovevano avere una temperatura non molto elevata, data la loro scarsa azione metamorfica, e hanno cristallizzato laddove hanno potuto, nelle litoclasti delle rocce, senza potersi sostituire alla roccia stessa.

Per vedere se sono presenti minerali magnetici abbiamo passato al separatore elettromagnetico il campione preso al centro dell'affioramento; la frazione magnetica è risultata abbastanza notevole e delle

tre categorie separate (ricchi, misti, sterili) la più abbondante è risultata quella dei misti in stretta dipendenza però alla granulometria del campione.

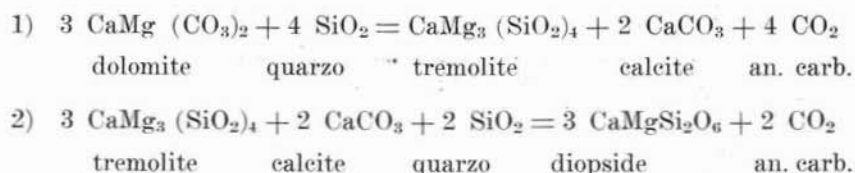
Esaminando la composizione mineralogica della roccia in esame, un primo dato da rilevare è una certa variabilità mineralogica da zona a zona; purtuttavia è possibile ricostruire una composizione fondamentale e da questa risalire alle vicende che la roccia stessa ha subito.

Nettamente preponderanti sono i pirosseni monoclini calcici quali il Diopside, gli Anfiboli monoclini della serie Tremolite-Actinolite e l'Epidoto monoclini della serie Clinozoisite-Pistacite.

Nettamente subordinati la Biotite, la Clorite, i Granati e le Zeoliti con il Quarzo.

La Calcite è derivata da fenomeni di trasformazione che la roccia ha subito, mentre il Quarzo e le Zeoliti sono dovuti a tardivi apporti per effetto di convogli che hanno portato anche le scarse mineralizzazioni presenti.

Seguendo gli studi del Bowen (riferiti da Huang (4)) che ha riconosciuto, nel metamorfismo termico di calcari dolomitici impuri, una serie di fasi indicanti una progressiva decarbonatazione termica, possiamo, sulla scorta dei dati osservati, riportare le seguenti reazioni, che sono comprese nelle 13 reazioni possibili, sempre secondo il Bowen, nel sistema calcite-dolomite-silice.



Per ogni tipo di reazione si può costruire un diagramma PT dal quale si può dedurre la temperatura corrispondente alle variazioni di stato.

Nel nostro caso, limitatamente alle reazioni surriportate, si ha il diagramma di fig. 2.

Poichè, data la struttura e la composizione della roccia in esame, non possiamo spostare molto in alto il limite massimo della pressione, la temperatura massima alla quale la roccia ha soggiaciuto dovrebbe mantenersi entro limiti abbastanza modesti; mediamente sui 500°-600°C.

D'altronde data la forma della curva si deve osservare che la temperatura non raggiunge mai valori molto alti anche a pressioni notevoli.

A questo proposito giova fare alcune considerazioni sulla incidenza del fattore temperatura, in relazione al tempo durante il quale si è sviluppata l'azione metamorfosante, in un sistema, che riteniamo per comodità, isobaro.

[da Huang (4)]

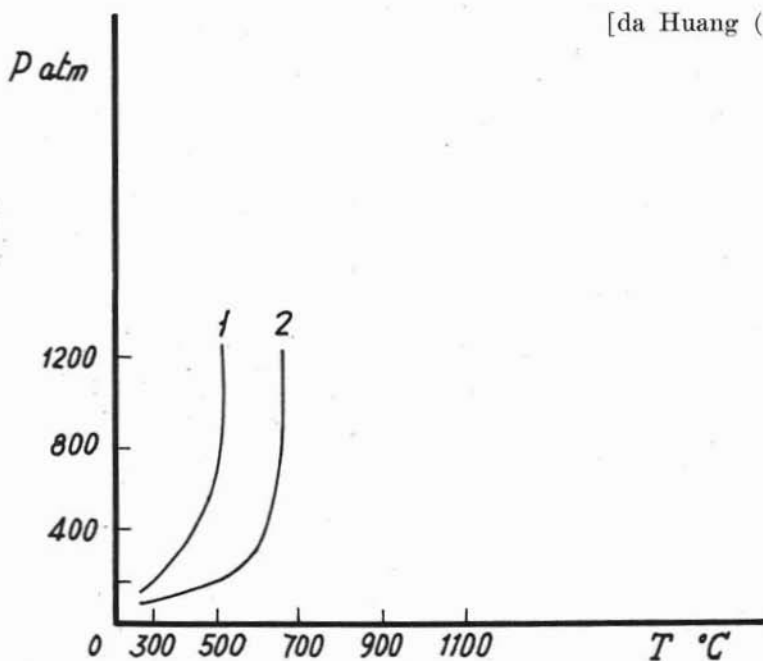


Fig. 2.

Avevamo fatto notare, all'inizio del presente lavoro, come sia a Nord che a Sud del nostro filone metamorfico affiorino alcuni filoni di granito porfirico e di porfido; gli affioramenti sono localizzati nella zona di contatto tra il complesso calcareo-dolomitico e le arenarie, e tra il complesso calcareo-dolomitico ed il quarzo idrotermale che borda il batolite granitico.

Ebbene si è notato come il metamorfismo, indotto dalle citate rocce filoniane nella coltre sedimentaria che esse attraversano, sia quasi esclusivamente termico con fenomeni di metasomatismo pressochè inesistenti.

Anche ai contatti tra il granito d'Oridda e la formazione calcareo-dolomitica, laddove quest'ultima si presenta massiva e non fratturata,

i fenomeni di scambio sono estremamente ridotti, riducendosi il metamorfismo ad una azione esclusivamente termica di ricristallizzazione.

Si è fatto notare come le venute isterogenetiche responsabili della formazione della nostra roccia, devono aver percorso vie di ascesa che erano meno facilmente percorribili delle grandi faglie o dei contatti tra rocce eterogenee, anche se più facilmente transitabili rispetto alle scarse vie offerte dalle rocce massive.

Si può ritenere dunque che le precitate venute siano rimaste più a lungo a contatto con le rocce attraversate, di quanto non potevano fare le eventuali venute infiltratesi lungo le superfici di faglia e i contatti.

In definitiva si è potuta sviluppare così un'azione metamorfica più intensa, anche se la temperatura non ha mai raggiunto valori eccessivamente elevati, permettendo fenomeni di scambio e di digestione che hanno portato alla composizione mineralogica osservata.

In ultima analisi la progressiva decarbonatazione che, secondo il Bowen, caratterizza il metamorfismo di contatto delle rocce calcareo-dolomitiche, è favorita oltrechè dalla temperatura, anche dai tempi di azione metamorfica, a parità di ogni altra condizione.

Dopo l'azione metamorfica, dovuta probabilmente alle venute pneumatolitiche, legate alla consolidazione del batolite granitico ercinico, e durante la quale si sono formati i minerali fondamentali, la roccia ha subito anche gli apporti dovuti alle soluzioni delle manifestazioni magmatiche più tardive quali l'idrotermalismo, apportanti alcali e silice e venute metallizzanti che hanno portato appunto la mineralizzazione e che sono responsabili della inomogeneità chimica e mineralogica della roccia, della formazione delle Zeoliti e della deposizione di Quarzo idrotermale.

Queste venute idrotermali dovevano avere una temperatura abbastanza bassa, tanto che le masserelle e venette di Quarzo non hanno portato modificazioni mineralogiche intorno a loro.

E' naturale inoltre che abbiano seguito le spaccature e le fratture della roccia stessa, vie di più facile accesso alle soluzioni acquose, cristallizzando così solo in particolari zone della massa rocciosa.

Conclusioni.

Dall'insieme dei dati mineralogici e chimici più sopra esposti risulta che la roccia da noi studiata rappresenta il prodotto di un abbastanza intenso fenomeno metamorfico a spese del complesso calcareo-

dolomitico ad opera dei convogli residui della consolidazione del granito d' Oridda.

Alla prima fase pneumatolitica è da imputare la formazione dello skarn pirossenico-anfibolico-epidotico, mentre al successivo idrotermalismo vanno riferiti la formazione delle Zeoliti, il Quarzo pavimentoso, le anomalie ottiche del Granato e la trasformazione calcitica dei minerali precedentemente formati.

Questa azione metamorfica è intimamente legata non solo ai tipi litologici presenti nella zona ma, e soprattutto, alla situazione tettonica locale. Come si è detto infatti, la nostra roccia non si trova su una linea tettonica almeno di una certa importanza, ma piuttosto lungo una spaccatura di limitata estensione; ciò se ha circoscritto l'area dell'azione metamorfica, può però aver favorito la sua intensità, aumentando i tempi di contatto fra roccia incassante e correnti gassose, data la relativa pervietà delle vie di ascesa.

Inoltre, mentre la fase pneumatolitica, per la maggiore mobilità dei suoi convogli ha potuto ancora estrinsecarsi, è mancata la fase idrotermale almeno in quella intensità con la quale essa si è manifestata in altri punti anche relativamente vicini della zona.

Invece laddove le correnti metamorfosanti e mineralizzanti hanno potuto risalire lungo linee di faglia, ben diverso è il quadro mineralogico. Meno intenso, seppure più esteso, il fenomeno metamorfico legato alle più alte temperature, sempre in conseguenza delle ridotte dimensioni del parametro tempo; più intenso però il corteo delle fenomenologie legate alla fase idrotermale.

E' questo ad es. il caso delle vicine miniere di Nebidda e Su Isteri, le cui mineralizzazioni sono insediate lungo faglia. Queste hanno permesso il passaggio prima delle venute pneumatolitiche che hanno dato le tipiche Granatiti a Magnetite (2, 8), con Granato prevalentemente di tipo andraditico (6) e poi le venute idrotermali: queste ultime hanno deposto l'assieme delle mineralizzazioni piombo-zincifere — più o meno ricche in ferro — oggi fortemente ossidate.

In tali giacimenti la massa del calcare dolomitico ha costituito una ottima trappola (2, 10) per le mineralizzazioni stesse che si sono insediate soprattutto lungo linee tettoniche localizzate ai contatti tra il Metallifero e gli scisti arenaceo-filladici che, data la loro scarsa permeabilità, hanno funzionato da coltre impermeabile.

Nella miniera di Su Isteri si rinvengono anche alcuni scavi a *Pirolusite*; è facile supporre che il manganese di tale deposito e quello

che si trova nella roccia che costituisce l'oggetto della presente nota facciano parte dello stesso ciclo metallogenico, anche se la diversa ubicazione ed anche, almeno in parte, la diversità dei complessi litologici ospitanti le mineralizzazioni hanno dato luogo ad aspetti giaciture e di concentrazione assai diversi. Non è da escludere, nel caso di Su Isteri, anche una concentrazione per alterazione superficiale.

Fenomenologie ancora diverse si ritrovano nelle zone dove il calcare si presenta compatto, esente da faglie o fratturazioni.

Esso mostra solo, o quasi, una ricristallizzazione anche notevole, per cui si può dire che abbia subito una azione metamorfica di tipo esclusivamente termico, per quanto intensa. Non sono mai presenti granatiti, hornfels e tanto meno mineralizzazioni; nullo quindi o quasi ogni apporto chimico.

In definitiva si può concludere che, nella pur ristretta area esaminata, siamo di fronte a una varietà di tipi di metamorfismo dipendenti sia dai diversi rapporti di giacitura del complesso sedimentare rispetto al batolite granitico che dalle condizioni meccaniche, conseguenti la tettonica, del complesso stesso.

BIBLIOGRAFIA

- (1) DEER W. A., HOWIE R. A. and ZUSSMAN J., *Rock forming minerals*. 5 voll. Longmans, 1962.
- (2) D. COLBERTALDO D., *Il giacimento piombo-zincifero di Arenas, nell'Iglesiente*. Rend. Soc. Miner. Ital. Anno XIV 1958.
- (3) FALINI F., *Il riconoscimento microscopico dei minerali*. Suppl. Boll. Serv. Geol. Ital., LXXIII (1953).
- (4) HUANG W., *Petrology*. McGraw-hill Book Company, 1962.
- (5) NIGGLI P., *Die chemische Klassifikation der metamorphen Gesteine*. Schw. Min. und Petrogr. Mitt. 14, 1934, pagg. 464-472.
- (6) ROSSETTI V., *I granati d'Oridda*. Rend. del Seminario della Facoltà di Scienze dell'Università di Cagliari. Fasc. 1-2, vol. XVI, 1946.
- (7) SALVADORI I., ZUFFARDI P., *Il Giacimento di Monte Tamara (Sardegna)*. Resoconti dell'Associazione Mineraria Sarda. Anno LXV n. 17, 1961.
- (8) SALVADORI I., ZUFFARDI P., *Su una mineralizzazione blendosa in area metamorfica (Muru Mannu-Oridda)*. Rendiconti Società Mineralogica Italiana. Anno XVII, 1961.
- (9) TURNER e VERHOOGEN, *Igneous and metamorphic Petrology*. McGraw-Hill Book Company, 1951.
- (10) URAS I., *Il giacimento piombo-zincifero di Arenas-Tiny*. Rend. Ass. Miner. Sarda. Anno LXI. N. 7, 1957.
- (11) WINCHELL A., *Elements of optical mineralogy*. J. Wiley and Sons, 1932.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I

Fig. 1. — Idioblasti spezzati e parzialmente riassorbiti di Pirosseno monoelino, mostrante la tipica sfaldatura a maglie quadrate.

Nicols || - Ingr. 100 ×

Fig. 2. — Plaga allotriomorfa di Zeolite con inclusioni e intorbidita.

Nicols || - Ingr. 100 ×

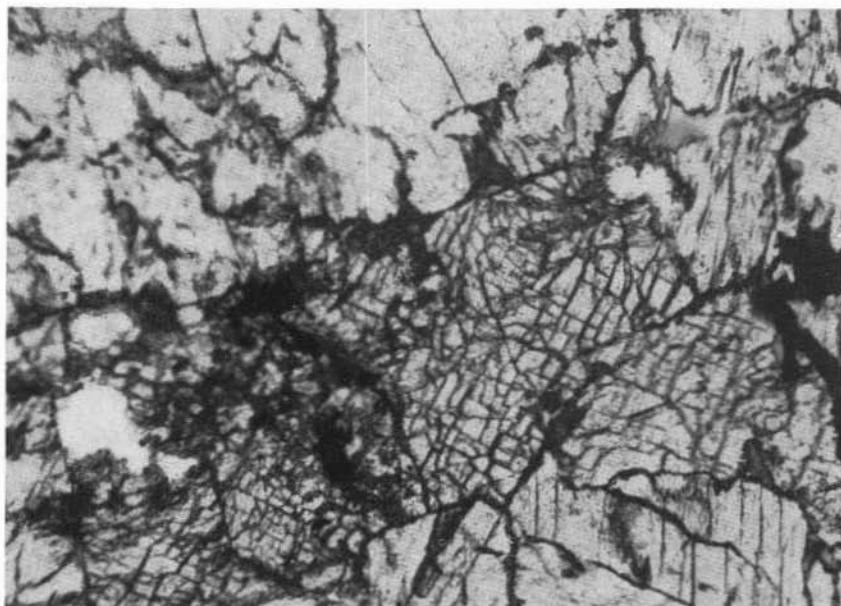


Fig. 1.



Fig. 2.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II

Fig. 3. — Quarzo a struttura pavimentosa con cristalli di Pistacite alterati e parzialmente riassorbiti.

Nicols || - Ingr. 100 ×

Fig. 4. — Quarzo a struttura pavimentosa con piccoli cristalli di Pistacite.

Nicols + - Ingr. 100 ×

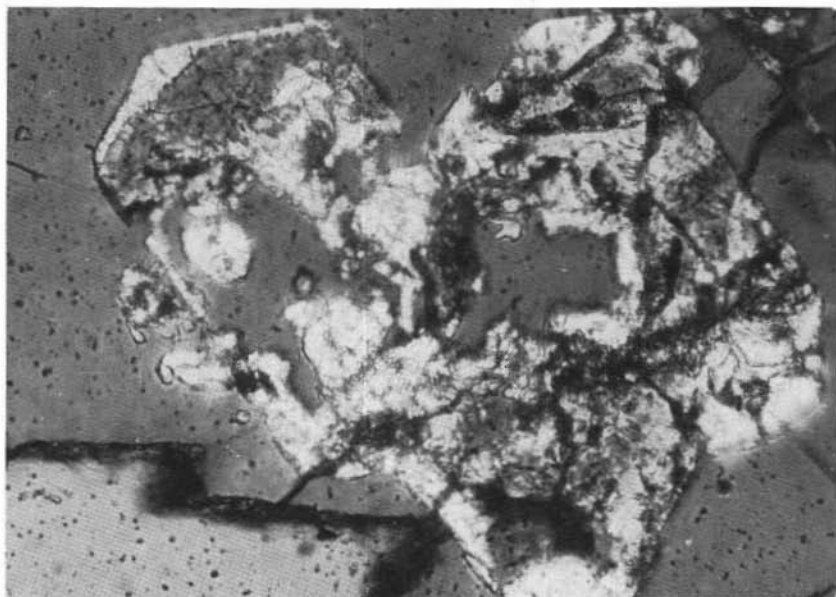


Fig. 3.

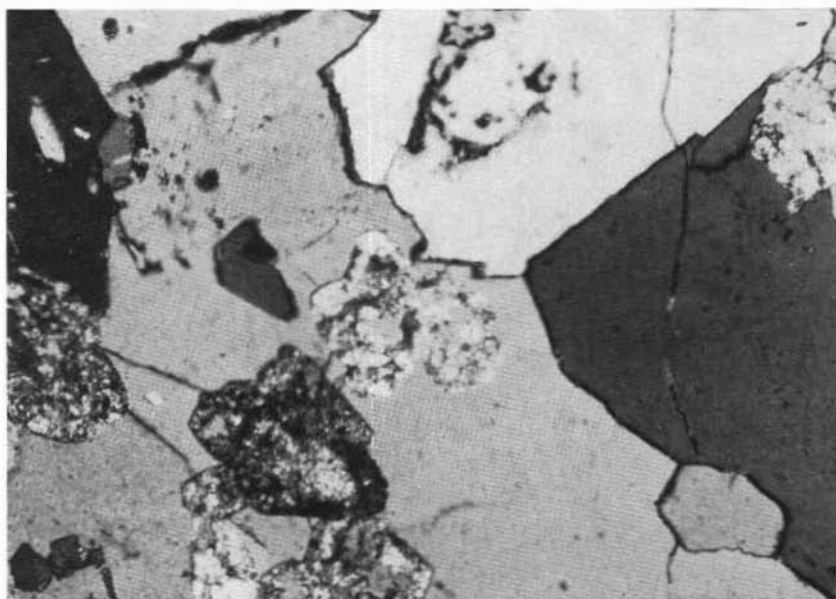


Fig. 4.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA III

Fig. 5. — Fibroblasto di Pistacite circondato da Quarzo.

Nicols || - Ingr. 100 ×

Fig. 6. — Idem come sopra a nicols +.

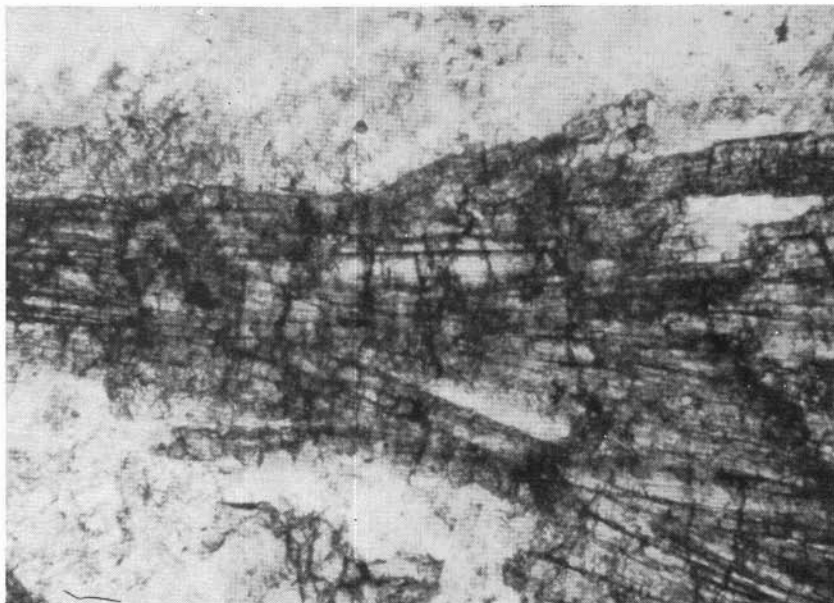


Fig. 5.



Fig. 6.