

M. FIORENTINI-POTENZA

FENOMENI DI METASOMATOSI SODICA NELLE SIENITI
DELLA VALLE DEL CERVO (BIELLA) (*)

Premessa.

Nel corso di indagini di dettaglio sulle facies del plutone della valle del Cervo, è venuta in luce una roccia biancastra del tutto differente da tutti gli altri tipi petrografici finora rilevati nella zona.

Si tratta di una facies caratteristica per il colore biancoverde, che contrasta con la sienite violacea che la include. Affiora per una superficie di diverse decine di metri quadrati, dopo di che scompare sotto il mantello detritico vegetale; ma a monte dell'affioramento di Orio delle Vigne si rinviene qua e là qualche sporgenza rocciosa della stessa natura.

La giacitura è incerta, tuttavia non si può escludere una forma pseudofiloniana. Questa facies si salda alla sienite includente in maniera quasi graduale.

La composizione mineralogica è, anche a prima vista, chiaramente differente da quella della sienite normale anfibolica, entro la quale essa si trova; inoltre i rapporti di giacitura tra le due non sono distintamente di iniezione discordante (filone), ma sembra che l'iniezione sia stata seguita da permeazione nella roccia incassante, per breve spessore.

Queste osservazioni inducono a fare indagini mineralogico-geochimiche sui rapporti genetici che intercorrono tra tale facies particolare e la sienite normale che affiora da Bogna a Tomati, sul versante destro e ad Orio delle Vigne sul versante sinistro della Valle del Cervo.

Descrizione dei minerali della roccia.

La facies in esame ha tessitura listata, e macroscopicamente pare composta da un feldispato biancastro, con lucentezza sericea insolita, e da clorite che segna l'orientazione.

Al microscopio la struttura appare diablastica, quasi pegmatitica nel feldispato; la tessitura è orientata e sembra imposta dalla isoorienta-

(*) Lavoro eseguito sotto gli auspici e con il contributo del C.N.R.

zione (010) del plagioclasio che ha abito tabulare secondo questo pinaoide ed è il componente predominante.

Gli altri minerali, dopo il plagioclasio, sono: sericite + muscovite, dolomite e clorite; tra gli accessori è eccezionalmente abbondante la apatite, seguita da titanite e zircone.

Il plagioclasio è regolarmente geminato secondo l'albite, ma raramente dà lamelle polisintetiche continue per tutto il cristallo, mentre più diffusa è la configurazione a scacchiera delle lamelle. Gli individui a lamelle gemin. « albite » sono idiomorfi rispetto a quelli geminati a scacchiera.

Secondo alcuni autori la « scacchiera » sarebbe una prerogativa del plagioclasio idrotermale (1, 13). Talora ha una zonatura appena percettibile, con differenza di estinzione molto piccola, sfumata tra il nucleo e il bordo dei cristalli.

Dove è visibile, tale zonatura sembra invertita, con angoli di estinzione in zona simmetrica $\alpha' \wedge$ gem (010), minori al centro che alla periferia (¹).

Tale lievissima zonatura, apparentemente inversa ($\Delta E < 0$) è effumata molto gradualmente e sembra perciò attribuibile più che ad una inversione di composizione (nucleo più sodico, orlo più calcico) ad una zonatura di termini plagioclasici con nucleo oligoclasico, ad estinzione piccola e negativa, e con periferia albitica ed estinzione maggiore e sempre negativa: tali valori dell'estinzione in zona simmetrica cadono però nel tratto di ambiguità del diagramma n. 294 (Tröger, 1956), si esigono allora altri controlli. Questo plagioclasio è l'unico feldispato presente nella roccia e la sua abbondanza (54%) ne fa il costituente base; esso deve evidentemente dare la propria impronta al chimismo alcalicico essenziale della roccia.

La determinazione esatta del contenuto anortitico riveste quindi un significato particolare nell'ambito di una roccia simile: d'altra parte è noto che i limiti di errore dei metodi usualmente impiegati sono del 5% molare; e vi sono poi inevitabili dissacordi tra i dati di alcuni diagrammi nell'intervallo tra An. e An₈₅₋₉₀. Infine nella roccia è rigorosamente assente il quarzo ed è quindi impossibile un confronto con gli indici. Per superare le difficoltà della circostanza particolare si è insistito sul controllo della percentuale anortitica, con metodi ottici e röntgenografici schematizzati nella prima colonna della Tabella I.

(¹) I valori dell'estinzione E, della differenza di estinzione ΔE dal centro al bordo e il segno della differenza, in alcuni geminati sono:

1) Gem. Albite	17°	17°	0
2) Gem. Alb. a scacchiera	15°	18°	- 3° =
3) Gem. Alb. polisintet.	13°	14°	- 1° =
4) Gem. Alb. lamelle polis.	13°	18°	- 5° =
5) Gem. Alb. lamelle polis.	14°	18°	- 4° =

TABELLA I.

Metodo	Misure	% Ab-An media	Errori dichiarati del metodo
Estinzione $\alpha' \wedge$ gem. (010) sezione sottile, T. U. (n. 334, Tröger, 1950)	centri (-) 17°, (-) 15°, (-) 13°, (-) 13°, (-) 14° periferie (-) 17°, (-) 18°, (-) 14°, (-) 18°, (-) 18°	Ab ₉₅ An ₅ Ab ₉₈ An ₂	± 5 %
Estinzioni $\alpha' \wedge$ [100] [tracce sfald. (001)], T. U. Lamelle sfald. (010) (n.234, pag.101, Tröger, 1950)	I ^a lamella 18° II ^a > da 16° a 18° III ^a > da 19°-20° IV ^a > 19°	= Ab ₉₇ An ₃ = Ab ₉₇ An ₃ = Ab ₁₀₀ An ₀ = Ab ₉₉ An ₁	
2 V _γ T. U. (n.234, pag.99, Tröger, 1950)	centri 89°, 88°, 90° 89°, 87° periferie 84°, 84°, 86° 85°, 86°	Ab ₈₅ An ₁₄ Ab ₉₀ An ₁₀	± 5 %
Δ 2 θ per i 6 riflessi riga 1 = 2.650 Å > 2 = 2.568 > > 3 = 2.452 > > 3 = 1.833 > > 5 = 1.833 > > 6 = 1.795 > (spettrogramma di polve- re, metodo F. Claisse [10])	I Gruppo { 1-2 = 1.050° 2-3 = 1.70 1-3 = 2.75 } II Gruppo { 4-5 = 0,00 5-6 = -, - 4-6 = 1,30 }	Ab ₉₇ An ₃ Ab ₉₁ An ₉	± 1-2 %
Plagioclasio normativo (norma. mol. Niggli)	(Ne) + Ab = 50 % An* = 0	-- Ab ₁₀₀ An ₀	

Il campo di oscillazione delle concentrazioni Ab-An, indicate dai metodi raccolti in tabella I, ricopre in pratica il campo delle albite pure (da 0 a 10% An) e si spinge eccezionalmente fino all'inizio del campo dell'oligoclasio; l'eccezione corrisponde però solo alla composizione indicata dall'angolo 2V che, per valori intorno ai 90°, come noto, non è determinabile con errore inferiore al 5% nemmeno al T. U.

Come accennato, il plagioclasio appare sempre imbrigliato in una rete regolare di squamette di mica bianca, che rendono impossibile la preparazione di plagioclasio isolato per il controllo chimico diretto; ad essa è imputabile con ogni probabilità, la lucentezza sericea macroscopica del plagioclasio. In certi individui sembra che le lamelle micacee formino la griglia sulla falsariga della sfaldatura dell'albite; in certi altri sembra invece che l'esistenza e la orientazione delle lamelle fosse preesistente al plagioclasio o comunque non dipendente dalla sua sfaldatura.

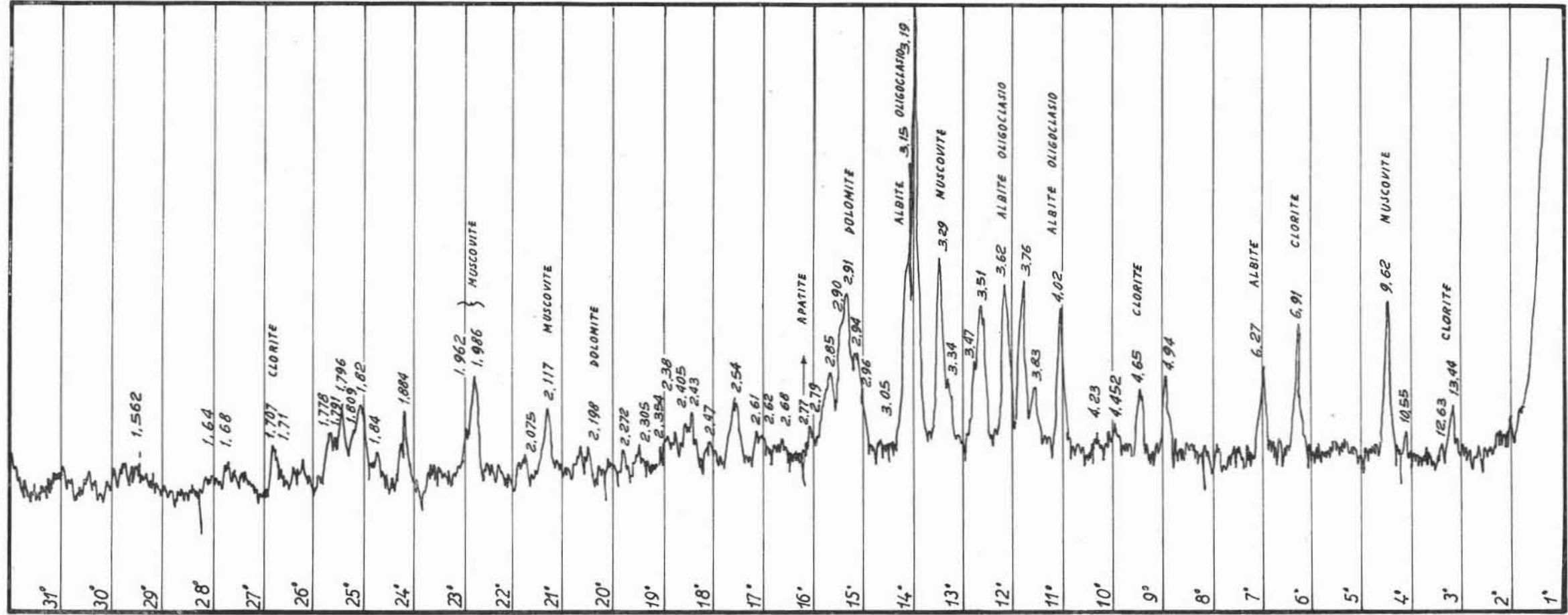
Per integrare la diagnosi microscopica con dati di controllo sui minerali costituenti, si è ricorso anche al diffrattogramma di polvere registrato con contatore G. M. (v. Tav. I). Le caratteristiche di registrazione sono: velocità angolare 2°/min; velocità lineare della carta = 1200 mm/ora; Cu α ; i dati sono raccolti in tabella II. Per quanto concerne il plagioclasio si può aggiungere che la banda 3,16-3,20 Å conferma la presenza di un termine da albitico ad oligoclasico e la sua intensità è in accordo con la percentuale modale volumetrica (vedi Tabella III*) integrata al microscopio. Tutti gli altri effetti di diffrazione dell'albite sono presenti.

Per la determinazione del termine cui appartiene la *mica bianca* in scaglie, i riflessi dello spettrogramma sono attribuibili ad un termine della muscovite; corrispondono ad un tenore del 25% circa di sericite e del 5% ca di muscovite in accordo con i dati modali. Il rapporto Ms/Seric. è 1/5; tale sbilancio tra sericite e muscovite sarebbe un carattere che esclude l'azione pegmatitica, indicando un ambiente idrotermale di formazione. Le distanze interplanari della sericite, riconosciute, si scostano leggermente però dai valori riferiti da Brindley per una sericite potassica; si può pensare siano imputabili ad una miscela di muscovite con una quantità di paragonite superiore al normale, come risulterebbe anche dalla variante sericitica all'epinorma standard, e dal carattere sodico della roccia.

La comparsa delle righe della *dolomite*, in particolare della doppietta caratteristica 1,80 Å, non lascia dubbi sulla diagnosi del carbonato visibile in sezione sottile in quantità notevole. Si tratterebbe di una dolomite ankeritica. Al microscopio essa appare in plaghe di dimensioni medie con marcata anisotropia di assorbimento, che indicherebbero appunto la presenza di Fe; è sempre vicina a muscovite e clorite con le quali si allinea lungo bande grosso modo parallele, alle quali si alternano le larghe fasce di albite-sericite.

La dolomite, al contatto con l'albite, mostra spesso estinzione marcatamente ondulata, denunciando il carattere cristalloblastico del plagioclasio:

Rispetto alla muscovite ed alla clorite ad essa associate, la dolomite sembra allotriomorfa, o singenetica.



Diffattogramma della roccia di Orio delle Vigne. Riproduzione fedele 1 : 1 - $1^\circ/\text{cm}$ = velocità.

La *clorite* al microscopio si presenta in sferuliti fibroso-raggiati, verde pallido, con bassa birifrazione, ed estinzione a ventaglio; è fresca e ben conservata.

Le dimensioni delle lamelle sono dell'ordine di 0,5-3,0 mm, quindi medie. I parametri ottici sono difficilmente determinabili a causa della struttura ed estinzione raggiate. La diagnosi è quindi esclusivamente affidata ai raggi X: nel diffrattogramma (Tavola I), infatti compare una serie di righe attribuibili genericamente al gruppo delle cloriti. Tali righe, confrontate con le $d_{(hkl)}$ riferite da Brindley, da Gallitelli, e da altri, per 10 varietà di cloriti permettono di circoscrivere il campo di scelta fra tre tipi riportati nella suddetta tabella: *sheridanite*, *proclorite* e *thuringite*.

Queste tre varietà hanno innanzitutto in comune tra di loro, e con la nostra, la $d_{(001)} = 13,6 \text{ \AA}$. Secondo gli AA. il valore della distanza relativa al riflesso basale di primo ordine (001) varia nelle cloriti da 13 a 16 \AA circa, fornendo una misura del rapporto Si/Al al centro dei tetraedri. Per queste tre

varietà e per la nostra quindi, il rapporto $\frac{\text{Al}}{\text{Si} + \text{Al}} \times 100 = 44\%$.

Ciò significherebbe che poco meno della metà dei tetraedri è centrata dall'alluminio; un tale grado di sostituzione Si — Al è il massimo conosciuto in letteratura per le cloriti.

In accordo con tale dato sono i calcoli dell'epinorma molecolare standard di Niggli (Tabella III).

Fra i termini *sheridanite* *proclorite* e *thuringite*, quello che più si avvicina alla nostra clorite, per i rimanenti riflessi, sembra la *thuringite*, tuttavia è più attendibile ritenere che si tratti di un termine intermedio fra i tre. Nel diagramma di Hey 1954 (Strunz 1957) la regione di contatto tra i campi di stabilità di tre termini cade intorno ad un valore delle ordinate

$$0,4 = \frac{\text{Fe}^{2+3}}{\text{Fe}^{2+3} + \text{Mg}} ;$$

il 40% quindi dei componenti femici della clorite in esame sarebbe rappresentato dal $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$; ciò è in discreto accordo col rapporto $\frac{\text{Fe-At}}{\text{Fe-At} + \text{At}}$

$\times 100 = 47\%$ ottenibile dalla epinorma standard. Infine confrontando le intensità delle riflessioni basali pari con le intensità delle riflessioni basali dispari nelle righe attribuite alla clorite, nel diffrattogramma si rileva che le intensità dei riflessi basali dispari sono inferiori a quelle pari.

(hkl)	(001)	(002)	(003)	(004)	(005)	(006)	(007)
d \AA	13,60	6,99	4,65	3,54	2,85	2,38	impercettibile
I	8	22	10	24	7	8	—

Questa espressione di basso grado di cristallinità imputabile al ferro (11) sarebbe, secondo alcuni autori (Grim, Bradley), una prerogativa delle cloriti sedimentarie e quindi anche idrotermali a bassa termalità che sono generalmente ferrifere. Per la nostra clorite è quindi assai attendibile una genesi idrotermale.

L'apatite è l'accessorio singolarmente abbondante: essa raggiunge (vedi tabella III) da sola quasi il 3% del volume della roccia. Al microscopio appare con abito prismatico esagonale, in cristalli incolori, idiomorfi con diametro massimo variabile da 0,1 a 2 mm. Si trova inclusa in tutti gli altri componenti la roccia, senza preferenze; è idiomorfa rispetto a tutti; inoltre è abbastanza facilmente isolabile al binoculare, in seguito a blanda macinazione. Al binoculare i prismetti esagonali appaiono idiomorfi, limpidi ed incolori. Il confronto con lo spettro di polvere di una fluorapatite (Garrido) permette di paragonarla a un tale termine fluorifero. Fra gli altri accessori predomina lo zirconio in cristalli grossi e leggermente arrotondati, seguito dalla titanite e rari ossidi di ferro.

L'ordine di cristallizzazione che si può proporre riassumendo le osservazioni fatte è: 1) apatite, 2) clorite, 3) muscovite, 4) sericite, 5) albite, 6) dolomite.

Indagini petrochimiche

L'analisi mineralogica volumetrica quantitativa, eseguita sulla base geometrica dell'integrazione per punti (9), dà la composizione modale riprodotta in Tabella III, che è la media tra due sezioni sottili, una parallela e una normale alla tessitura, integrate frazionatamente, per ottenere una precisione un po' superiore alla comune.

In considerazione dell'elevato contenuto di dolomite non sembrerebbe conforme, a prima vista, elaborare i dati modali nel calcolo degli indici di Joung e Brousse; questi valori si utilizzano infatti per classificare rocce eruttive. Tuttavia la facies in esame è così intimamente incorporata ed infiltrata (specie ai bordi del corpo) nella sienite alcalina ospite, che il confronto mineralogico fra le due è indispensabile; esso rende perciò necessario un metro classificativo omogeneo per ambedue le rocce, perciò si è ritenuto opportuno includere la dolomite fra i melonocrati; nella classificazione modale proposta da Joung e Brousse (20) gli indici calcolati conducono nel campo delle sieniti alcaline, le più schiette fra quelle previste dalla tavola classificativa: cioè a saturazione = 0 (il quarzo è rigorosamente assente anche come

accessorio), ad indice feldispatico = 100, ed indice potassico = 15 (1). Questi coefficienti esprimono una roccia con il massimo di alcalinità e di tipo quasi puramente sodico, e sono in particolare causa compatibili con una sienite senza feldispatoidi.

Non considerando la dolomite otteniamo una composizione mineralogica corrispondente ad una normale sienite alcalisodica; nella suddivisione particolareggiata della famiglia delle sieniti alcaline proposta da J. e B., la nostra si avvicina soprattutto all'albitite (Turner, 1896) (indici modali 0, 4, 100) a struttura aplitica, composta da:

albite, muscovite, apatite, zircone, rutilo, granato; da questa differisce per l'indice di colore = 16 relativo alla maggior ricchezza in componenti calcio-ferro-magnesiaci (= clorite + dolomite): inoltre si distingue per la struttura diablastica, e per la tessitura orientata.

Rocece a composizione simile sono conosciute col nome di *adinoli* che sono però albitico-cloritico-quarzose, minute e connesse in generale con attività metasomatico-sodiche in zone dinamo-metamorfiche di contatto con rocce diabasiche. Più recentemente facies analoghe sono state rinvenute anche in relazione con rocce eruttive acide: G. Ogniben (27) ha illustrato facies adinoliche presso il M. Sabbion (V. Renedena); le adinoli derivano qui da metasomatismo sodico su scisti feldispaticizzanti e su scisti milonitizzati. Le condizioni geologiche sono quindi molto lontane da quelle in cui si trova la roccia di Orio delle Vigne che è entro una sienite alcali-potassica a struttura granitoide, nella parte media del plutone, lontano da fenomeni dinamici in grande.

(1) All'indice potassico POT. di J. e B. è stata apportata la seguente variante che tiene conto del potassio contenuto nella biotite e muscovite che vengono trasformate in ortose mediante i rispettivi coefficienti che figurano nelle equazioni equimolecolari:

$$KAL = \frac{Or + \frac{Bi}{1,6} + \frac{Ms}{1,4}}{Or + \frac{Bi}{1,6} + \frac{Ms}{1,4} + Ab} \times 100$$

Dove Or, Ab, Bi e Ms sono le percentuali modali in volume integrate al microscopio.

Sotto questa forma l'indice modale KAL è direttamente confrontabile con l'indice K di Niggli, a meno del fattore X 100, e dà anche una misura della bontà dell'analisi modale eseguita.

Più simili anche come giacitura sono invece le rocce analoghe di Val Torgola, intruse nella formazione granitica principale della Val Trompia, descritte da Giuseppetti (19): si tratta appunto di sieniti sodiche tormalinifere, lievemente quarzifere con scarso ortose e plagioclasio albitico-oligoclasico; è particolare l'analogia della geminazione a scacchiera dell'albite-oligoclasio osservata dagli autori citati e presente anche nella roccia in esame.

Inoltre analoghe e geograficamente molto vicine sono le facies cloritico-albitico-quarzifere a struttura granulare, albite a scacchiera e clorite sferulitica, descritte da Gallitelli (1938), (1933), sia al contatto con la massa granitica di Montorfano che entro al granito di Alzo.

Infine rocce simili, per composizione sommaria (albite + clorite) sono quelle segnalate ed illustrate da Balconi (1959), nel granito di Ailoche (Val Sessera) a pochi chilometri dalla nostra formazione granitico-sienitico-monzonitica della Valle del Cervo; anche in queste è significativa la geminazione a scacchiera del plagioclasio e la cristallizzazione a sferuliti della clorite con estinzione a ventaglio.

Nelle adinoli del M. Sabion e nelle albiti di Ailoche manca la dolomite od un carbonato equivalente, invece nelle sieniti sodiche di Val Torgola vi è una percentuale di calcite dello stesso ordine di grandezza.

Dalla letteratura appare una tendenza fra gli autori a fare una distinzione tra le rocce albititiche a seconda che siano in relazione di giacitura con rocce eruttive o con rocce metamorfiche: e precisamente si preferisce la denominazione di *albititi* per quelle connesse con rocce eruttive a *adinoli* (e *spilositi*) per quelle derivanti dalla metasomatosi sodica su micascisti e scisti in genere.

Per le rocce del genere che si trovano nella Valle del Cervo, come ad Orio delle Vigne, si ritiene di dover parlare di *albititi*.

Nella tabella II sono inquadrati: analisi chimiche, calcoli petrochimici e modali dell'albitite e della sienite incassante.

Il chimismo della albitite sottolinea un accentuato carattere sienitico già evidente negli indici modali; infatti il valore fortemente negativo del coefficiente *qz* di Niggli esprime la bassa saturazione della roccia, che si ripercuote nell'indice modale *Sat* che è nullo.

Con più esattezza questo chimismo corrisponde a quello di un magma *salico* (diagramma fm-al), *alcalico intermedio* (diagramma alc-al), ipocalcico; appartiene al gruppo alcalisodico, essexitdioritico, ma non rientra nei limiti di

alcuno dei magmi standard di quel gruppo: infatti è intermedio fra i tipi larvichitico ed oligoclasitico, inoltre ha alcuni punti di rassomiglianza coi magmi corrispondenti alle albitite cloritiche di Val Sessera.

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alc</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
mag. larvichitico	170	37	21	17	25	0,30	0,35
mag. oligoclasitico	190	43	11	22	24	0,20	0,40
C. 567 (albitite V. Sessa- serra-Baleoni)	172	44,5	35	2	18,5	0,09	0,82
C. 568 (albite idem)	212	40,3	28,2	3,5	28	0,08	0,78
Orio delle Vigne	143	40	19	14	27	0,15	0,70

L'albitite in questione si differenzia dai due magmi standard per povertà di silice, di potassio, di calcio e di ferro rispetto al magnesio, mentre è più alcalino sodica, in relazione con l'elevato contenuto di albite che figura nel modo.

Il confronto con le rocce albitiche della Val Sessera consente di formulare il motivo guida di tali rocce, cioè l'insieme dei valori:

$$si \ 140-200; \ al \ 40-45; \ alc \ 20-28; \ k \ 0,10-0,30.$$

I coefficienti *fm* e *c*, che hanno meno interesse ai fini dei caratteri essenziali della roccia, possono variare entro limiti alquanto più ampi, lasciando così una certa « libertà » fra i minerali che possono coesistere con l'albite, la sericite e la clorite nelle facies albitico-adinolitiche.

Dall'epinorma standard si ottiene un plagioclasio normativo che coincide con una albite pura in accordo con i dati roentgenografici e con quelli dei metodi ottici più precisi. Accostando l'epinorma o il « modo » della albitite con la catanorma variata della sienite anfibolica, si può constatare che una parte dei minerali della epifacies si possono far derivare da quelli della catafacies sienitica intrusiva, mediante le equazioni equimolecolari ideali che trasformano eteromorficamente le rocce (v. tabella III).

Ma per ottenere dalla sienite la maggior parte dei minerali dell'albitite è necessario invocare non solo un apporto di materia, ma anche una perdita, come dimostrano le Celle standard di Barth.

Relazioni genetiche tra l'albitite e la sienite anfibolica

I caratteri idrotermali della albitite messi in evidenza dagli esami ottico e roentgenografico si riassumono:

- 1) Rapporto muscovite/sericite = 1/5: indica predominio di ambiente idrotermale;
- 2) Riflessi basali (001) dispari deboli nella clorite: prerogativa delle cloriti sedimentarie ed idrotermali (6);
- 3) Presenza della dolomite con tenori del 6%-8% = probabile genesi idrotermale.

TABELLA III.
Orio delle Vigne.

Analisi chimica : media di due analisi	Valori magmatici di Niggli	Base	Epinorma molecodare standard equivalente (Niggli)		Modo (sez. // tessit.)	(sez. 1 tessit.)	Indici modali di Joung e Bronase
SiO ₂ = 49.30	si = 143	Cp = 2.2	Cp = 2.0				
Al ₂ O ₃ = 23.09	al = 40	Ru = 0.5	Ru = 0.5	access. = 2.5	access. { apat. = 2.90 tit. = 1.20	3.50 0.60	SAT = 0
Fe ₂ O ₃ = 0.11	fm = 19	Kp = 7.4	Ab = 55.9	albite = 57.7	albite = 54.10	54.39	COL = 16
FeO = 2.43	c = 14	Ne** = 43.0	Ne = 1.8				FELD = 100
MnO = 0.04	alc = 27	Cal = 8.2	Mgs = 2.0	dolom.* = 4.6	dolomite = 9.20	7.80	Indice potas- sico variato
MgO = 2.97	k = 0.15	Sp = 6.3	Ce = 2.6				
CaO = 4.11	mg = 0.69	Fs = 0.01					
Na ₂ O = 8.04	e/fm = 0.66	Fo = 3.0	Fo = 3.0	clorite = 5.6	clorite = 6.40	3.70	KAL = 15
K ₂ O = 2.05	qz = -61.0	Fa = 2.7					
TiO ₂ = 0.72	w = 0.06	Q** = 26.5	Fa = 2.6				
P ₂ O ₅ = 1.15	h = 5.0	100.00					
H ₂ O = 0.53		(W) (4.8)	Pg = 15.8	sericite = 29.8	sericite = 26.20	26.20	
H ₂ O+ = 1.17	<i>Classificazione magmatica - magma larvi- kitico-oligocla- satico.</i>	(CO ₂) = (4.2)	Ms = 14.0		100.00	100.00	
CO ₂ = 3.66		Q = 25.5	100.0				
99.94		L = 58.6					
Analisi FIORENTINI		M = 12.2					<i>Classificazione modale: Sie- nite alcalino- sodica di tipo albititico.</i>

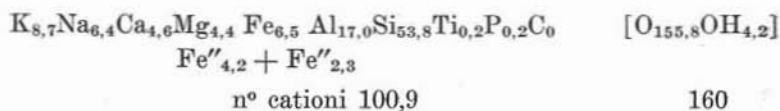
Sienite anfibolica incassante (*facies violacea scura*)

Analisi chimica	Valori magmatici di Niggli	Base	Catanorma molecolare (Niggli)	Varianti	Modo	Indici modalì di Joung e Brousse
SiO ₂ = 56.86	si = 181	Cp = 0.6	Mt = 3.4	Mt = 0.8	magnet. = 0.8	SAT = 2
Al ₂ O ₃ = 15.29	al = 27.0	Ru = 0.2	Tit = 0.5	Tit. = 0.5	titan. = 0.6	COL = 30
Fe ₂ O ₃ = 3.1	fm = 34.8	Kp = 23.5	Cp = 0.6	Cp = 0.6	apat. = 0.7	FELD = 70
FeO = 5.27	c = 15.0	Ne = 19.1	An = 6.4	Or = 36.6	ortose = 34.9	Indice potas-
MnO = 0.10	alc = 23.0	CaI = 3.9	Ab = 31.8	Plag. = 36.2	plagioclasio = 13.8	sico
MgO = 3.19	k = 0.55	Cs = 4.0	Or = 39.1	Bi = 4.0	plagioclasio = 20.9	KAL = 57
CaO = 4.73	mg = 0.41	Fs = 3.4	Wo = 6.0	Hy = 0.8	biotite = 4.0	
Na ₂ O = 3.57	c/fm = 0.43	Fo = 6.6	En = 5.2	Ho = 18.3	piross. = 0.6	
K ₂ O = 6.62	ti = 0.64	Fa = 6.2	Fa = 0.6	Q = 2.2	anfib. = 21.7	
TiO ₂ = 0.32	p = 0.12	Q = 31.9	Fo = 6.6	100.0	quarzo = 2.0	
P ₂ O ₅ = 0.34	qz = -11.0	100.0	100.0			<i>Classificazione modale (petrografica).</i>
H ₂ O- = 0.38	<i>Classificazione magmatica:</i> magma normalsienitico.	Q = 41.9				Sienite subalcalina.
H ₂ O+ = 0.66		L = 46.5				
100.17		M = 20.2				
Analisi FIORENTINI						

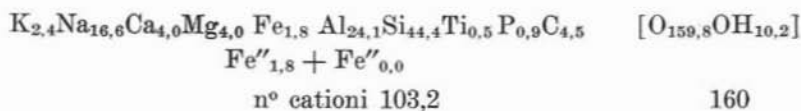
* La quantità molecolare dei carbonati tipo calcite e dolomite è in difetto di circa 1/2 rispetto al volume presente nella roccia, a causa del loro alto peso equivalente. — ** Anche la quantità di quarzo (Q) normalmolecolare è inferiore alla quantità in volume, perciò è stato introdotto il fattore di correzione, suggerito da Niggli, al Q-base riportando poi a 100 la « Norma »; così la Ne normalmolecolare è in eccesso di 1/5 ca.

Tuttavia è ancora più esplicito il confronto fra le percentuali specifiche di cationi calcolate nella Cella standard di Barth:

Sienite anfibolica: cella di Barth



Albitite (sienitica): cella di Barth



Si vede che il contenuto specifico di ossidrili nella albitite è più che doppio (due volte e mezzo) rispetto alla sienite anfibolica; ciò significa che le cristallizzazioni dell'albitite hanno coinvolto effettivamente un movimento notevole di OH, quindi, almeno in gran parte l'H₂O ha costituito il « mezzo » espressione dell'ambiente idrotermale. Tutt'al più l'elevato valore specifico di P può far pensare ad una iniziale azione pneumatolitica concomitante (apatite idiomorfa rispetto a tutti i componenti) con l'azione idrotermale che è tuttavia responsabile dell'apporto della maggior parte di sostanza.

Ammessa un'azione (pneumatolitica)-idrotermale nelle albititi di Orio delle Vigne rimane da stabilire:

- 1) se le soluzioni hanno sostanzialmente riempito litoclasti (faglie) in cui si sono iniettate, senza interazione con la sienite;
- 2) oppure se hanno sostituito isovolumetricamente le sienite.

A tale quesito rispondono intanto le condizioni geologiche: le piccole faglie vicarianti NW-SE alcune delle quali passano in prossimità delle albititi, hanno uno spessore di milonite di 5-10 cm al massimo, contro 10-20 m circa di spessore nell'albitite.

Si deve ammettere che piccoli disturbi tettonici posteristallini possono essere stati la « via », dalle cui superfici le soluzioni hanno iniziato un fronte di attacco e sostituzione della milonite sienitica, che si è propagato anche per un certo spessore nella roccia sana.

Infatti l'albitite, alla salbande del suo corpo di giacitura, è quasi saldata alla sienite, senza distinta soluzione di continuità; l'albitite in

questione è quindi una roccia mista e dalle celle di Barth, per sottrazione, si traduce in cifre il bilancio dello scambio di sostanza impegnato nella albitizzazione della sienite.

Apporto	Perdita
10,2 Na ⁺	5,4 K ⁺
7,1 Al ³⁺	0,6 Ca ²⁺
0,3 Ti ⁴⁺	0,4 Mg ²⁺
0,7 P ⁵⁺	9,4 Si ⁴⁺
4,5 C ⁴⁺	4,7 Fe $\left\{ \begin{array}{l} 2,4 \text{ Fe}'' \\ 2,3 \text{ Fe}'' \end{array} \right.$
6,0 OH ⁺	
<hr/>	<hr/>
22,8 Ioni metallici + 6,0 (OH)	20,5 Ioni metallici
Valenze cationi 54,2 $\left. \begin{array}{l} \text{»} \quad \text{OH} \quad 6,0 \end{array} \right\} = 60,2 \text{ valenze}$	56,7 valenze
Volume cationi 43,60 Å ³	42,85 Å ³

L'«apporto» dà un'idea del chimismo, cioè dei cationi disciolti nella soluzione idrotermale.

Essa risulta un residuo differenziato allumino-sodico in ambiente inizialmente acido per CO₂, (H₂CO₃) e P₂O₅, in parte anche come gas disciolti.

Una simile differenziazione sodica idrotermale sembra la conseguenza più naturale di una precedente differenziazione pegmatitica arricchita in potassio e silice, la cui manifestazione è così largamente rappresentata dai filoni aplitico-pegmatitici (a pertite micropegmatitica) che interessano tutte le facies intrusive della valle del Cervo.

La trasformazione della sienite si è svolta in pratica:

a) senza sostanziale movimento di cationi calcio e magnesio implicati solamente in cambiamenti di reticolo cristallino.

b) con addizione di cationi Na, Al, C, P, Ti che hanno spostato 3/4 degli ioni K, praticamente tutto il Fe''', metà del Fe'', ed il 20% di Si contenuti nella sienite ed allontanati probabilmente in soluzione come prodotti di scambio.

Il risultato sostanziale di questi movimenti è la conversione del chimismo da potassico a sodico.

V'è da aggiungere che nella albite c'è un contenuto specifico di cationi (per 160 O + OH) maggiore che nella sienite originaria e cioè

in media sono entrati molti cationi piccoli al posto di pochi grossi; cosicchè possiamo confrontare i tre bilanci *a*) del numero di cationi scambiati, *b*) del numero delle cariche scambiate, *c*) dei volumi cationici e reticolari scambiati (poichè in volume OH è \approx O).

a) Il bilancio del numero di cationi scambiati è 22,8 ioni metallici piccoli acquisiti e 20,5 ioni più grossi perduti;

b) parallelamente il bilancio delle cariche è sensibilmente lontano dall'equilibrio: 60,2 valenze sono entrate al posto di 56,7;

c) al disequilibrio delle valenze si contrappone però il quasi perfetto equilibrio dei volumi cationici, fermo restando quello degli (O + OH) presi = 160. (V. pag. precedente).

Il mantenimento del volume è accettabile tenuto conto di fattori che non possono evidentemente introdursi in questo genere di calcoli, quali: i volumi interstiziali reticolari, variazioni di raggio ionico in rapporto al numero di coordinazione (valide soprattutto per l'Al) e fenomeni di polarizzazione.

Queste conclusioni sono in accordo con la maggior parte degli studiosi per i quali il metasomatismo prodotto da fasi tardomagmatiche feldspatizzanti avviene per lo più senza apprezzabile aumento di volume, cioè è una sostituzione « volume a volume ».

Per mezzo delle equazioni molecolari equivalenti si può proporre il seguente modello semplificato della serie di trasformazioni della sienite anfibolica: (V. Tabella IV).

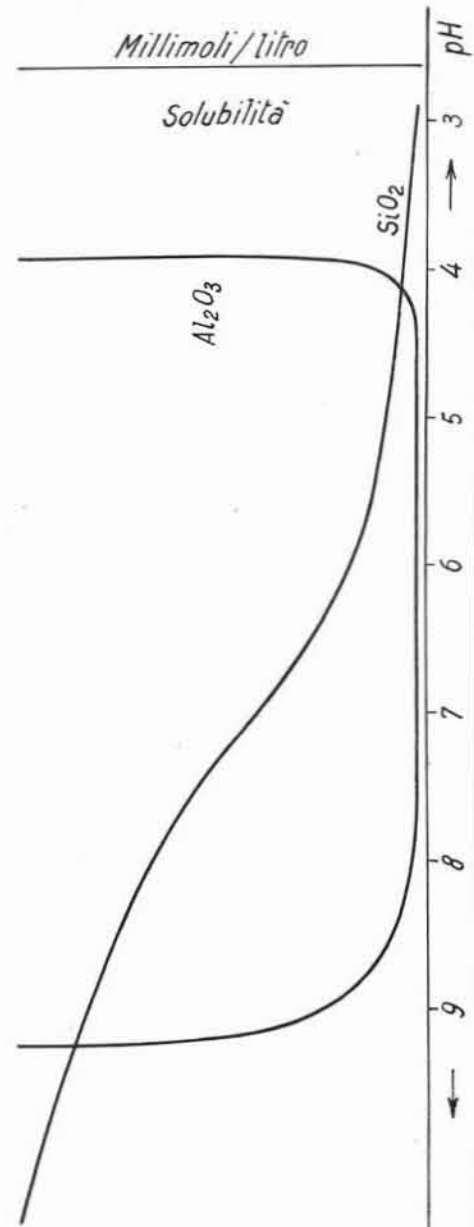
Lo schema proposto si potrebbe specificare di più, e soprattutto corredare di alternative, ma esso vuole essere soltanto una traccia.

La desilicizzazione della roccia intrusiva (quarzo assente nell'albite) è attribuibile più che altro alla cloritizzazione dell'anfibolo ed alla successiva albitizzazione dell'anortite e dell'ortose avvenuta in un ambiente alcalino, favorevole alla solubilizzazione della silice, e soprattutto avvenuta in feldspati più poveri di silice che non l'albite.

La concomitanza della desilicizzazione della roccia primaria e formazione di albite (ambiente basico) cloritizzazione dell'anfibolo (ambiente acido), porta a pensare che la metasomatosi sia avvenuta con una notevole escursione di concentrazione di H^+ delle soluzioni idrotermali. Il diagramma di Correns, riprodotto a fianco dello schema, ha valore indicativo, essendo a 25° e 1 atmosfera, ma ha lo scopo di far vedere che la attivazione di reazioni di tal genere è più strettamente dipendente dal pH che dalle condizioni termodinamiche.

TABELLA IV.

Solubilità silice e allumina in funzione del pH della soluzione idroterm.	Composizione mineralogica semplificata della sienite anfibolica alcali-potassica Valle del Cervo	Apporto: (pneumatolitico)-idrotermale	Composizione mineralogica semplificata della albitite Valle del Cervo	Sostanza scambiata passata in soluzione	C o m m e n t o
Millimoli/litro	Ho, An, Cp	[P ⁵⁺]	Apatite		I
Solubilità	[7 SiO ₂ · Al ₂ O ₃ · 4 (Mg, Fe) O · 2 CaO · H ₂ O] + (15) Ho 21	3 CO ₂ + H ₂ O	SiO ₂ · Al ₂ O ₃ · 2 (Mg, Fe) O · 2 H ₂ O + [6 SiO ₂] + ← (5) At (clorite) (6 Q) 7 8,4	+ 2Ca (HCO ₃) ₂ + 2Mg (HCO ₃) ₂ (2) (2)	Azione pneumatolitica: formazione di apatite. Alterazione dell'orneblenda (ambiente acido temperatura elevata) con formazione di clorite e quarzo.
	6 SiO ₂ · Al ₂ O ₃ · 6 (Mg, Fe) O · K ₂ O · 2 H ₂ O + (16) Bi 5	6 CO ₂ + 4 [Al ³⁺] _{aq} (4) 1,2	6 SiO ₂ · 3 Al ₂ O ₃ · K ₂ O · 2 H ₂ O (14) Ms (muscovite I ^a) 4,4	+ 3Fe (HCO ₃) ₂ + 3Mg (HCO ₃) ₂ (3) (3)	Segue alterazione degli altri componenti, secondo l'ordine di alterabilità dei minerali nella serie di Goldich. L'alterazione di biotite in muscovite indica che è diminuita la concentrazione H ⁺ della soluz.
	2 SiO ₂ · Al ₂ O ₃ · CaO (5) An 5	+ CO ₂ + [Na ⁺] _{aq} + 2 H ₂ O (2) 2	[6 SiO ₂] → 6 SiO ₂ · Al ₂ O ₃ · Na ₂ O (6) Q (10) Ab (geminazione a scacchiera) 6 10	+ Ca (HCO ₃) ₂ + 2 [Si ⁴⁺] _{aq} (1) (2)	II
	6 SiO ₂ · Al ₂ O ₃ · Na ₂ O (10) Ab 10	+ 4 [Al ³⁺] _{aq} (4) C 4	→ 6 SiO ₂ · 3 Al ₂ O ₃ · Na ₂ O · 2 H ₂ O (14) Pg 14		Alterazione idrotermale
	6 SiO ₂ · Al ₂ O ₃ · K ₂ O (10) Or 10	+ 4 [Al ³⁺] _{aq} + 2 H ₂ O (4) C 4	→ 6 SiO ₂ · 3 Al ₂ O ₃ · K ₂ O · 2 H ₂ O (14) Ms 14		
	6 SiO ₂ · Al ₂ O ₃ · Na ₂ O (10) Ab 20	+ H ₂ O	→ 6 SiO ₂ · Al ₂ O ₃ · Na ₂ O (10) Ab (geminaz. polisintetica) 20	+ H ₂ O	Albitizzazione III
	6 SiO ₂ · Al ₂ O ₃ · K ₂ O (10) Or 20	+ H ₂ O + 2 [Na ⁺] _{aq} (2) 2	→ 6 SiO ₂ · Al ₂ O ₃ · Na ₂ O (10) Ab (geminazione a scacchiera) 20	+ 2 [K ⁺] _{aq} + H ₂ O (2) 2	
	SiO ₂ (1) Q 2	+ H ₂ O		→ [Si ⁴⁺] _{aq}	
	FeO · Fe ₂ O ₃ (3) Mt 0.8	+ 2 H ₂ O		→ 2 [Fe (OH) ₃] + Fe (OH) ₂ (2) (1)	Diminuita fortemente concentrazione di H ⁺ , passano in soluzione il quarzo rimasto, e magnetite. Precipitano i carbonati insolubili.



La metasomatosi idrotermale dell'albite sul K-feldispato e sul Ca-feldispato merita qualche schiarimento. Le equazioni che la rappresentano sembrano esprimere l'iniziale idrolisi dei feldispati preesistenti, seguita dalla rideposizione del feldispato sodico.

Ciò equivale ad ammettere che la albitizzazione dei feldispati sia stata preceduta dalla argillificazione totale idrotermale, che rientrebbe nella prima parte del processo, indicata come « stadio di alterazione idrotermale della roccia ».

Non vi sono argomenti sicuri per escluderlo; tuttavia è sicuro che la sericitizzazione iniziale si è interrotta lasciando abbondanti tracce di sé; ma tracce di residui caolinici non ve ne sono. L'albitizzazione idrotermale ci permette di fare astrazioni dall'influenza dei fattori termodinamici, dicendo che la formazione di questa albite richiede che l'attività del Na^+ acqueo sia forte in rapporto all'attività degli acidi che provocano la decomposizione dei feldispati di K e Ca. Cioè il rapporto $\frac{\text{Na}^+}{\text{H}^+}$, (che ci esonera dal conoscere quali specie di acidi e di composti di sodio fossero presenti nella soluzione) deve essere già troppo alto non solo per la deposizione del quarzo, ma anche per la decomposizione dell'ortose: secondo Meyer-Hemley (22) il feldispato alcalino e la caolinite possono essere associati solo metastabilmente.

Per queste ragioni si è più propensi a ritenere che lo stadio alterante della azione idrotermale sia finito con la sericitizzazione parziale, senza che venisse argillificata la rimanente micropertite.

Invece nello stadio prettamente albitizzante non si dovrebbe più parlare di semplice precipitazione idrotermale, ma piuttosto di scambio di cationi $\text{K}^+ \rightarrow \text{Na}^+$ sul feldispato potassico allo stato solido, in presenza dell'acqua residua che ha favorito la cinetica della diffusione degli Na^+ e l'allontanamento dei K^+ . Tale scambio sarebbe avvenuto però « volume a volume » cosicché l'albite neoformata sull'ortose deve risultare in difetto di silice, come difatti è.

Nota sulla *genesì dell'albite a scacchiera*. Le esigenze di calcolo equimolecolare sembrano indicare che i pochi cristalli albitici a geminazione regolare polisintetica derivino dalla decalcificazione dell'anortite (plagioclasio della sienite) e dalla ricristallizzazione della albite primaria; invece per ottenere la maggior parte dell'albite (che è quella a scacchiera) si è dovuta scrivere la reazione di sostituzione della micropertite. Ciò sembrerebbe convalidare l'ipotesi di Exner (1948): questo A. nello studio dell'abito dei feldispati degli gneiss dei Tauri Orientali formula l'ipotesi che l'albite a scacchiera si formi per meta-

somatismo sodico del feldispato potassico, preceduto da uno stadio iniziale di smescolamento di feldispato sodico dal feldispato potassico (= micropertiti filiformi, micropertiti a scacchiera, ecc.). L'A. osserva che al contrario l'anti-pertite a scacchiera ed il plagioclasio non danno luogo ad albite a scacchiera durante le sostituzioni sodiche. Tuttavia egli attribuisce allo smescolamento una influenza parziale, nella impostazione della geminazione a scacchiera all'albite metasomatica.

La maggior parte degli Autori, tra cui Starkey, 1959, e Voll, propende invece per ammettere che il fattore determinante nell'albite a scacchiera sia la sostituzione metasomatica del Na, nel reticolo del K-feldispato quando questo sia microclino od ortose triclino; l'albite metasomatica si deformerebbe nell'assumere le caratteristiche reticolari del microclino.

Nel caso della albitite in studio si osserva:

1) che essa proviene dalla metasomatosi di una micropertite il cui componente potassico ha $2V_{\gamma} = 64^{\circ}-67^{\circ}$ e quindi un grado di triclinità quasi nullo (Fiorentini-Potenza, in corso di pubblicazione);

2) Dall'analisi chimica della roccia albititica si può scrivere la somma silice + allumina + alcali riportata a 100:

		sericite : albite = 1 : 2	
		% ossidi	
SiO ₂	49,30	59,77	61,62
Al ₂ O ₃	23,09	27,99	26,36
K ₂ O	2,05	} 12,24	} 12,01
Na ₂ O	8,04		
		100,00	100,00

Di fianco è riportata la corrispondente percentuale teorica di ossidi SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O di una miscela di sericite + albite nelle proporzioni 1 : 2 che è l'effettivo rapporto medio esistente fra questi due minerali nella roccia in esame.

Osserviamo che mentre gli alcali si corrispondono praticamente, l'allumina totale della analisi chimica è sensibilmente in eccesso (l'eccesso serve con Fe ed Mg per formare la clorite effettivamente presente) la silice invece è in sensibile difetto, cioè è insufficiente per saturare gli alcali nell'albite.

Concludiamo con la spiegazione molto verosimile che l'albite generatasi per scambio isovolumetrico K-Na (metasomatosi) è in necessario difetto stechiometrico di SiO₂, specie se ciò avviene in mezzo idrico molto alcalino, in cui la silice è solubilissima.

Questo dato conforta la trasformazione che abbiamo idealizzato e giustifica il residuo di nefelina normativo ed in generale sembra convalidare l'ipotesi di Exner (13). Al microscopio infatti non è apparsa nefelina libera, ma si può avanzare l'ipotesi che le interruzioni disordinate delle lamelle della albite a « scacchiera » siano in parte provocate da imperfezioni reticolari indottesi nel reticolo dell'albite nei punti in cui si è localizzato il difetto di silice, forse come motivo strutturale della nefelina.

Conclusioni riassuntive.

Si sono effettuate ricerche petrochimiche, ottiche e roentgenografiche sulle facies albitiche di Orio delle Vigne (Valle del Cervo), incluse in una sienite alcali-potassica.

Sono emersi caratteri indicativi di azioni idrotermali quali: le riflessioni basali (001) dispari deboli nella clorite, il rapporto muscovite/sericite = $1/5$ e la presenza di dolomite con tenori dal 6% all'8%.

Si sono ottenuti anche elementi che suggeriscono parziali azioni pneumatolitiche: arricchimento in CO_2 e soprattutto in fosforo (e fluoro) che si ripercuotono nell'abbondanza di fluoropartite; le indagini ed i calcoli petrochimici soprattutto, hanno dato indicazioni sulla composizione chimica probabile delle soluzioni idrotermali: soluzioni differenziate in senso allumino-sodico, contenenti acidi quali carbonico, fosforico ecc.

Alcune considerazioni di carattere geochimico, sulla base delle osservazioni microscopiche, hanno consentito infine di proporre uno schema verosimile della genesi di questa roccia di Orio delle Vigne: le albiti esaminate si sarebbero formate per metasomatismo sodico (pneumatolitico)-idrotermale sulla roccia sienitica, a chimismo potassico; questa metasomatosi sodica si potrebbe anche considerare come la conseguenza localizzata, dalla imponente attività pegmatitica potassica, filoniana, che ha interessato tutte le facies principali, granitiche, sienitiche, monzonitiche e monzo-dioritiche, della massa intrusiva.

In questo caso e nei casi analoghi, in cui le azioni idrotermali (o pneumatolitiche) si effettuano sulla roccia madre, il fenomeno rientrerebbe nell'ambito della *autometasomatosi*.

Non sembra necessario invocare l'intervento di soluzioni idrotermali alpine regionali, in quanto le genesi dei minerali in questione è pienamente giustificabile in base alle condizioni geologico-tettoniche accertate (14) ed a quelle chimico-fisiche dedotte.

Sono fondamentali infatti le informazioni ricavate su un carattere chimico-fisico essenziale delle soluzioni: la concentrazione degli H^+ .

Le osservazioni microscopiche ed i calcoli petrochimici portano ad ammettere che le soluzioni abbiano agito in una notevole escursione di pH.

Più precisamente in una fase iniziale acida avrebbero provocato l'alterazione dei minerali della sienite milonitizzata dai meno stabili, via via ai più resistenti (anfibolo-biotite-plagioclasio calcico) con cloritizzazione e sericitizzazione; col tempo le soluzioni si sarebbero arricchite in sodio per progressivo isolamento chimico unito all'esaurimento di H^+ anch'esso progressivo; di conseguenza il passaggio ad ambiente alcalino avrebbe spostato l'equilibrio Na^+/H^+ in modo da dare maggiore attività agli ioni sodio che non agli acidi: ciò comporta l'interruzione dei suddetti processi di sericitizzazione e decomposizione e l'attivazione del processo albitizzante sui feldispati rimasti inalterati. Poche indicazioni si sono potute raccogliere invece su altri caratteri termodinamici della attività idrotermale metasomatica; ad esempio l'intervallo di temperatura di formazione di albite idrotermale dato da Lindgren sta fra i 200° e 300° C.

Sembra, in base a ciò, più attendibile ritenere che la albitizzazione sia avvenuta prevalentemente per scambio isovolumetrico di cationi $K^+ \rightarrow Na^+$ sul feldispato potassico (ed in parte calcico) allo stato solido, in mezzo acqueo, che favorisce la cinetica della diffusione.

Un tale ambiente necessariamente basico, avrebbe impedito la deposizione della silice (che spiega la assenza assoluta di quarzo nella roccia) e avrebbe determinato il difetto di silice osservato, durante la trasformazione ortoclasico \rightarrow albite.

Queste conclusioni potrebbero suggerire anche una spiegazione per quei cristalli di dolomite che al microscopio compaiono con estinzione ondulata al contatto con gli idioblasti di albite, rispetto ai quali talora sembrano precedenti.

Milano, Istituto di Mineralogia Petrografia e Geochimica, giugno 1960.

BIBLIOGRAFIA

- (1) BALCONI M. - *Filoni cloritici e metasomatismo sodico in graniti della Val Sessera*. Studi e ricerche Ist. Min. Petr. Univ. Pavia, pp. 113, 1959.
- (2) BALCONI M., VENIALE F. - *Fenomeni di metasomatismo potassico in graniti della Valsessera*. Studi e Ricerche Ist. Min. e Petr. Univ. di Pavia, pp. 31, 1959.
- (3) BARTH T. F. W. - *Oxygen in rocks: a basis for petrographic calculation*. J. Geol., vol. 56, pp. 50, 1948.

- (4) BARTH T. F. W. - *The distribution of oxygen in the lithosphere*. J. Geol., vol. 57, pp. 423, 1949.
- (5) BARTH T. F. W. - *The use of oxygen as reference substance in petrographic calculation*. J. Geol., vol. 57, pp. 425, 1959.
- (6) BRINDLEY G. W. - *X-Ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals*. London, pp. 345.
- (7) BURRI C. - *Das Polarisationsmikroskop - Lehrbücher und Monographien Aus dem Gebiete der Exakten Wissenschaften*. vol. V, pp. 308, Basilea 1959.
- (8) BURRI C. - *Petrochemische Berechnungsmethoden auf Aequivalenter Grundlage*. B. VII, pp. 334, Stuttgart 1959.
- (9) CHAIRES E. - *The petrographical modal analysis*. J. Wiley e Sons. Edit., N. Y. 1956.
- (10) CLAISSE F. - *A röntgenographic method for determining plagioclase*. Am. Min. vol. 35, pp. 412-420, 1950.
- (11) CIPRIANI - *Ricerche sui minerali costituenti le arenarie: II sulla composizione della frazione sabbiosa di alcune arenarie macigno*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Serie A, vol. LXV, pp. 105-220, Pisa 1958.
- (12) ESKOLA P. - *A proposal for the presentation of Rock Analyses in Ionic Percentage*. Ann. Acad. Scient. Finn., vol. 28, 1954.
- (13) EXNER CH. - *Tektonik, Feldspatausbildung und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern*. Min. Petr. Mitt. III S., vol. I, p. 197 (v. 251-260), 1949.
- (14) FIORENTINI-POTENZA M. - *Disturbi tettonici ed albititi metasomatiche*. Rendic. Ist. Lomb. Sc. e Lett. A, vol. 94, p. 455, 1960.
- (15) GALLITELLI P. - *Ricerche petrografiche sul granito di Baveno*. Atti Soc. Toscana di Sc. Nat. vol. 46, pp. 150, 1937.
- (16) GALLITELLI P. - *Ricerche petrografiche sul Montorfano (Lago Maggiore)*. Atti R. Acc. Sc. Lett. ed Arti, Modena s. V., vol. III, 1938.
- (17) GALLITELLI P. - *Ricerche geo-petrochimiche sul massiccio eruttivo compreso tra la Valsesia e il Lago d'Orta*. L. cit., vol. V, 1941.
- (18) GALLITELLI P. - *I graniti subalpini del Verbano e del Cusio*. Ivi, vol. VI, 1943.
- (19) GIUSEPPETTI G. - *Le formazioni eruttive di Val Navazze e di Val Torgoia (Alta Valtrompia)*. Atti Ist. Geol. Univ. di Pavia, vol. IX-X, pp. 3, 1959.
- (20) JOUNG J. e BROUSSER R. - *Classification modale des roches éruptive*. Masson & C., Paris 1959.
- (21) LINDGREN W. - *Mineral Deposits*. Fourth Edition, Mc Graw-Hill Book Company, Inc. pp. 930, Cambridge Mass. 1933.
- (22) MALARODA R. - *Revisione ed aggiornamento della sistematica delle tettoniti a deformazione postcristallina (Miloniti l.s.Auct)*. Rendiconti S.M.I., Anno III, 1946.
- (23) MEYER-HEMLEY - *Hydrothermal alteration in some granodiorites*. Clays and clay Minerals.
- (24) NIGGLI P. - *Die Magmentypen*. Schweizerische Mineral. u. Petrog. Mitteilungen Bd. XWI, 335, 1936.

- (25) NIGGLI P. - *Ueber Molekularnormen zur Gesteinsberechnung*. Schweizerische Mineral. u. Petrog. Mitteilungen, Bd. XVI, pp. 296, 1936.
- (26) NIGGLI P. - *Gesteins und Mineralprovinzen*. Berlin 1923.
- (27) OGNIBEN G. - *Studio chimico petrografico sul Monte Sabion (Adamello Orientale)*. Memorie Istituti Geol. e Min. Univ. Padova, vol. XVII, p. 1, 1952.
- (28) OGNIBEN G. - *Fenomeni di albitizzazione negli scisti e nelle apliti di Giustino (Val Rendena)*. Rendic. S.M.I., vol. XII, pp. 177, 1956.
- (29) STRUNZ - *Mineralogische Tabellen*. Leipzig 1957.
- (30) TORRE DE ASSUNÇÃO C. GARRIDO J. - *Tables pour la détermination des minéraux au moyen des rayons X*. Bulletin et Musée et Laboratoire Mineralogique et Géologique de la Faculté des Sciences de Lisbonne, pp. 307, Lisbonne 1953.
- (31) TRÖGER W. E. - *Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine*. Berlino 1935.
- (33) TRÖGER W. E. - *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Mineralien*. Teil 1, pp. 147, Stuttgart 1956.