

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

**Band:** 47 (1967)

**Heft:** 2

**Artikel:** La brannerite e la sua paragenesi nelle pegmatiti di Lodrino (Ct. Ticino)

**Autor:** Bianconi, Filippo / Simonetti, Athos

**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-36973>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 04.04.2026

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

# La brannerite e la sua paragenesi nelle pegmatiti di Lodrino (Ct. Ticino)\*)

Di *Filippo Bianconi* e *Athos Simonetti* (Zurigo)\*\*)

Con 9 figure e 9 tabelle nel testo e 1 tavola (I)

## Zusammenfassung

In dieser Arbeit werden 30 z. T. sehr seltene Mineralarten einer postmetamorphenen Ganggefölschaft aus dem Leventina-Granitgneis (Leventina-Decke des Lepontins) beschrieben, die kürzlich in zwei Steinbrüchen bei Lodrino im Rivieratal (Kt. Tessin, Schweiz) entdeckt wurden. Die Ganggefölschaft setzt mit Pegmatiten ein und führt über Rutil-reiche,  $\pm$  Biotit und Ilmenit führende Quarzadern zu verschiedenen Arten hydrothermalen Kluftfüllungen, die sich mineralparagenetisch gliedern lassen. Die Pegmatite setzen sich aus folgenden Gemengteilen zusammen: Mikroklinperthit, Quarz, Albit, gelblichem oder orange gefärbtem Muskowit, Brannerit [(U, Th, Ca) (Ti, Fe)<sub>2</sub>O<sub>6</sub>], Molybdänglanz, Arsenkies, Löllingit, Rauchquarz, Powellit, Scheelit, Apatit, Titanit und Rutil. Hydrothermal entstanden Adular, Epidot, Titanit, Pennin, Quarz, Kalzit, Fluorit, Prehnit, Laumontit und eine Serie von Erzen (Molybdänglanz, Pyrit, Kupferkies, Wismutglanz, Markasit, Magnetkies), begleitet von Kalzit, Chlorit und Skolezit.

Besondere Aufmerksamkeit im Rahmen der Mineralbeschreibung wurde dem Brannerit zuteil, erlaubte das schöne Material von Lodrino doch eine vielfältige Untersuchung dieses Minerals, umfassend Morphologie, Chemismus, röntgenographische Daten sowie mikroskopische Studien im durchfallenden und reflektierten Licht, mit detaillierten, z. T. neuen Ergebnissen.

Allgemeine Betrachtungen über die Entwicklung der Ganggefölschaft von Lodrino und der brannerithaltigen Paragenese im Licht der entsprechenden bisherigen Angaben in der Literatur beschliessen die Arbeit.

---

\*) Sarà pubblicato contemporaneamente su „Materiali per la geologia della Svizzera, Bollettino No. 43“.

\*\*\*) Indirizzo degli autori: F. Bianconi, Istituto di Geologia della Scuola Politecnica Federale, Sonneggstrasse 5, 8006 Zurigo. A. Simonetti, Istituto di Cristallografia e Petrografia della Scuola Politecnica Federale, Sonneggstrasse 5, 8006 Zurigo.

### Abstract

Thirty mineral species, some rather rare, which occur in post-metamorphic veins in the Leventina granite gneiss (the Leventina nappe of Lepontine) are described. These minerals were recently discovered in two quarries near Lodrino in the Riviera Valley (Canton Tessin, Switzerland). The veining sequence begins with pegmatites, followed by rutile-rich ( $\pm$  biotite and ilmenite) quartz veins, and finally by various hydrothermal fissure fillings which may be differentiated on the basis of their mineral paragenesis. The pegmatites contain the following minerals: microcline-perthite, quartz, albite, yellow or orange muscovite, brannerite [(U, Th, Ca) (Ti, Fe)<sub>2</sub>O<sub>6</sub>], molybdenite, arsenopyrite, loellingite, smoky quartz, powellite, scheelite, apatite, titanite and rutile. Minerals in the hydrothermal fillings are: adularia, epidote, titanite, penninite, quartz, calcite, fluorite, prehnite, laumontite and several ore minerals (molybdenite, pyrite, chalcopyrite, bismuthinite, marcasite, pyrrhotite), together with calcite, chlorite and scolecite.

Special attention has been paid to the description of brannerite. The excellent material from Lodrino permitted a general examination of this mineral. Morphological, chemical and X-ray data were collected, and the material was studied microscopically in both transmitted and reflected light. Detailed, partly new results are given.

Finally, the formation of the Lodrino veins and of brannerite-bearing assemblages in general is discussed with reference to the pertinent literature.

### PREMESSA

Nell'autunno del 1965 il gruppo bellinzonese „Paricado“, che si compone dei cristallieri M. PACCIORINI, G. RIVA, M. CAVALLI e M. DOTTA, scopriva un giacimento molto ricco di minerali, specie di rutilo e di molibdenite, in filoni pegmatitici affioranti in due cave di beola tra Iragna e Lodrino in Riviera. Nell'autunno del 1966 M. PACCIORINI attirava la nostra attenzione sulla ricchezza mineralogica e su di alcuni minerali di diagnosi dubbia, mettendoci poi a disposizione una quantità ragguardevole di materiale da esaminare. La lista dei minerali in seguito doveva poi allungarsi notevolmente, grazie a numerose ricerche che si protraggono tuttora e alle quali parteciparono talvolta anche i due autori, eseguite sul materiale sempre rinnovantesi delle due cave in piena attività di sfruttamento: alla data di stesura di questo lavoro le specie mineralogiche raggiungevano già la trentina; è senz'altro possibile che in futuro se ne aggiungano altre a completare la paragenesi, già molto vasta e di interesse mineralogico eccezionale per il contenuto e la concentrazione notevoli di specie in parte molto rare su di un'area così ristretta.

Gli autori ritengono doveroso sottolineare l'importanza del contributo dei cristallieri bellinzonesi allo studio dei minerali di Lodrino: senza la

loro ammirevole tenacia e il loro sottile senso di osservazione il materiale mineralogico qui descritto sarebbe stato ben più modesto.

I lavori di laboratorio vennero eseguiti presso l'Istituto di Cristallografia e Petrografia e l'Istituto di Geologia della Scuola Politecnica Federale di Zurigo.

#### A. INTRODUZIONE GEOGRAFICA E GEOLOGICA

Il giacimento dei minerali coincide con due cave di beola tra Lodrino e Iragna, sulla sponda destra della Riviera (cfr. fig. 1): la cava no. 1 (o cava nord) è pochi metri sopra il piano alluvionale e direttamente accessibile dalla strada che collega i villaggi della sponda destra della Riviera, mentre la cava no. 2 (o cava sud) si trova un centinaio di metri sopra il fondovalle ed è accessibile per mezzo di una strada privata che porta direttamente alla cava.

La roccia estratta nelle due cave è il gneis granitico Leventina e precisamente, secondo la nomenclatura di CASASOPRA (1939, pp. 465 segg.),

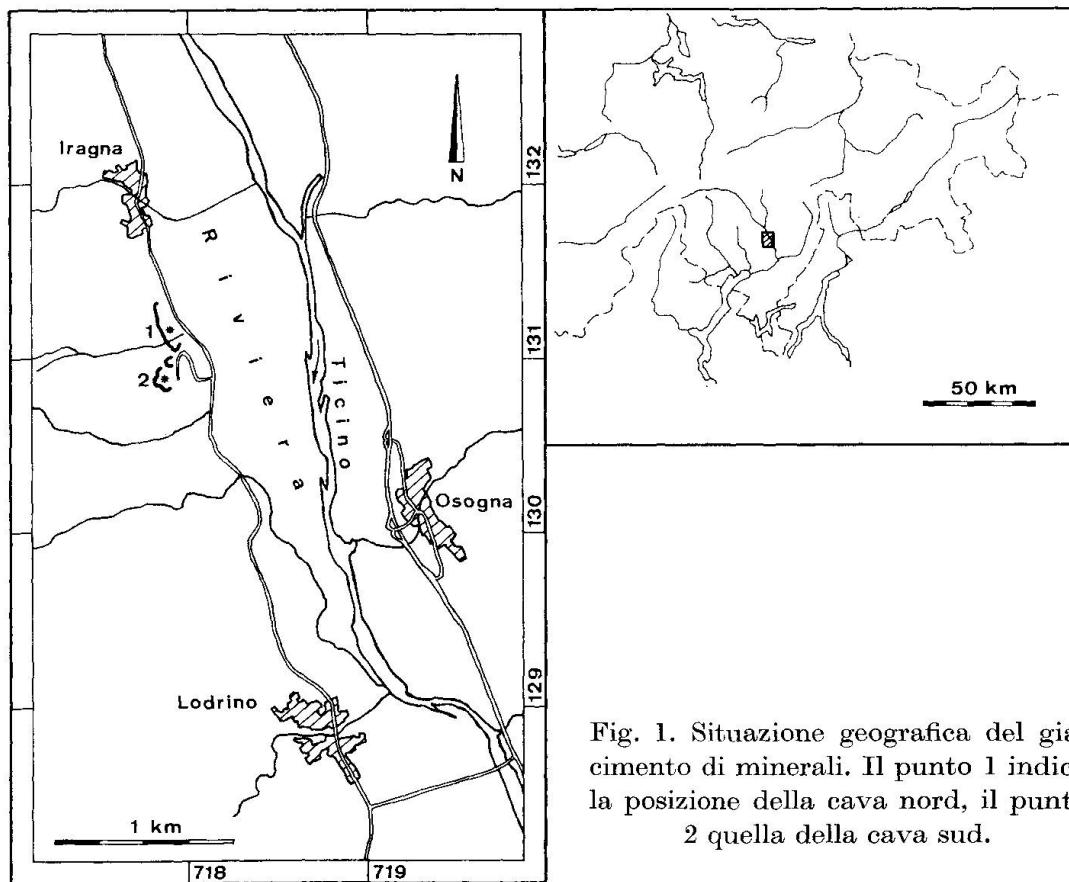


Fig. 1. Situazione geografica del giacimento di minerali. Il punto 1 indica la posizione della cava nord, il punto 2 quella della cava sud.

la varietà II (Tipo Cresciano): si tratta di un *gneis a plagioclasio e feldspato potassico, a due miche, grigio, da granuloso omogeneo a debolmente scistoso, con prevalenza di biotite* e con chimismo leuco-quarzodioritico (op. cit., p. 600). Il gneis forma banchi compatti dello spessore di più metri, con giacitura pressochè orizzontale e un'immersione di pochi gradi verso ovest.

Nell'ambito delle due cave il gneis granitico Leventina è solcato da una rete più o meno fitta di filoni e fessure, che si suddividono nei tre tipi seguenti: filoni pegmatitici, vene di quarzo, fessure, tutt'e tre ricchissimi di minerali ben cristallizzati, raggruppati in paragenesi ben definite e tipiche di ogni singolo tipo, che permettono di seguire in dettaglio il succedersi nel tempo delle varie fasi di cristallizzazione; dallo studio delle relazioni genetiche risulta con evidenza la continuità dei fenomeni postmetamorfici, che si inseriscono perfettamente nel quadro generale stabilito da CASASOPRA (op. cit., pp. 489 segg., 593 segg., 670 segg.). L'esempio di Lodrino riassume per così dire tutta la sequenza dei fenomeni postmetamorfici su di uno spazio molto ristretto, che altrimenti è dispersa in senso soprattutto orizzontale (CASASOPRA, op. cit., p. 671).

#### Le pegmatiti

Il fenomeno filoniano inizia con la fase pegmatitica, limitata alla cava 1. La giacitura delle pegmatiti, nettamente discordante rispetto al gneis Leventina, non è determinabile con esattezza, siccome le pegmatiti affioranti in posto non sono direttamente accessibili, trovandosi esse sul „cappello“ nell'angolo sud della cava: comunque dalle osservazioni possibili risulta che esse hanno un andamento all'incirca NNE-SSO, con inclinazione di 70—80° verso N, giacitura che rientra senz'altro nei limiti indicati da STERN (1966, p. 149) per le pegmatiti discordanti della zona delle radici. Il materiale pegmatitico ricco di minerali da noi elaborato proviene tutto da massi sciolti della parete sud della cava 1.

La potenza delle pegmatiti è modesta e non supera i 3 metri. Il contatto fra le pegmatiti e la roccia incassante è netto e segnato unicamente dal cambiamento subitaneo della grossezza della grana: manca cioè qualsiasi concentrazione particolare di minerali, ad es. delle miche. E' però importante sottolineare che il gneis Leventina nelle immediate vicinanze del contatto presenta un ingrossamento della grana e una diminuzione degli elementi melanocratici per uno spessore di pochi cm: questo fenomeno sta a indicare come al momento dell'intrusione la pegmatite abbia influenzato la roccia adiacente grazie all'apporto di calore, di elementi

volatili e di acqua, provocando una reazione di „pegmatitizzazione“ in posto.

Le pegmatiti stesse presentano caratteristiche macroscopiche e microscopiche praticamente identiche a quelle già riportate da CASASOPRA per il settore meridionale del gneis Leventina (op. cit., pp. 491 segg.), per cui ne riportiamo solo le salienti. Esse hanno grana grossolana, con elementi che solo eccezionalmente raggiungono 10 cm di lunghezza. Il colore è bianco-latteo, solo localmente interrotto dal bianco trasparente del quarzo, ciò che indica già la predominanza del feldspato potassico. L'omogeneità del tessuto pegmatitico è interrotta da cavità miarolitiche, occupate prevalentemente da quarzo affumicato e muscovite gialla o arancione, del diametro massimo di una decina di cm.

La *composizione mineralogica e percentuale* è la seguente:

Componenti principali: feldspato potassico (80—95% vol.), quarzo (1—10).  
 Componenti subordinati: albite (0—2), muscovite (0—1), brannerite (0—10),  
 molibdenite (0—15), quarzo affumicato (0—10), scheelite (0—1),  
 powellite (0—5), pennina (0—1).  
 Componenti accessori: apatite (0—1), titanite (0—1), rutilo (0—2).

La composizione delle pegmatiti di Lodrino è perciò caratterizzata dalla prevalenza del feldspato potassico, accompagnato da poco quarzo, dalla estrema povertà delle miche, dalla mancanza della combinazione primaria eutettica feldspato potassico-albite-quarzo, dalla mancanza di aluminosilicati quali il granato, il berillo e la tormalina e dalla presenza invece di una paragenesi, molto più rara, di ossidi e solfuri di U, Ti, Mo e W (brannerite, molibdenite, scheelite e powellite) finora sconosciuta nelle pegmatiti ticinesi.

Per la descrizione dei singoli minerali preferiamo rimandare al capitolo seguente, includendo nella descrizione cristallografica anche le osservazioni a livello microscopico.

La *tessitura* delle pegmatiti è massiccia, carattere accentuato ulteriormente dalla mancanza di minerali micacei componenti la roccia. Gli influssi cataclastici postcristallini sono invece importanti e si manifestano soprattutto nell'estinzione del quarzo da ondulata fino a campi, che nel caso del feldspato potassico arriva fino a campi disposti a scacchiera.

La *struttura* pegmatitica grossolana è intaccata unicamente dai fenomeni cataclastici citati: la grana è eterogenea, maggiore nel feldspato potassico (2—5 cm), molto più ridotta nel quarzo (0,5 mm—2 cm). La struttura granulare è determinata nelle grandi linee dal *feldspato potassico* e dal *quarzo*: in essa si inseriscono poi i cristalli idiomorfi di *brannerite*, completamente racchiusa dal feldspato potassico, quelli di *scheelite* e

*rutilo*, le lamine di *muscovite*, essi pure idiomorfi, quelli di *apatite* e *titanite* invece xenomorfi, con morfologia determinata dai componenti leucocratici, parzialmente quelli di *molibdenite*, che appaiono allineati lungo piani continui. L'*albite* compare unicamente in forma di sottilissime lamelle pertitiche nel feldspato potassico o, molto più raramente, in forma di guscio attorno a questo. La *powellite* è sicuramente secondaria: essa forma infatti pseudomorfo su *molibdenite* limitate a piani di fessurazione probabilmente contemporanei alle fessure a minerali idrotermali. Il *quarzo affumicato* in cristallini perfettamente idiomorfi, la *muscovite* giallognola o arancione in minuscole rosette e laminette di *pennina* sono invece cresciuti liberamente in piccole cavità miarolitiche della pegmatite, impiantati con la base sul feldspato potassico.

#### Le vene di quarzo

Stessa giacitura e potenze dello stesso ordine di grandezza delle pegmatiti hanno vene praticamente monomineraliche in cui l'elemento predominante è il *quarzo „crudo“*, granuloso e con lucentezza grassa, presenti in ambedue le cave, ma che raggiungono la maggiore intensità nella cava 2. Per la già citata mancanza di affioramenti in posto accessibili è impossibile definire con sicurezza quali siano le relazioni fra esse e le pegmatiti: è però plausibile l'osservazione di CASASOPRA (op. cit., pp. 492 e 671), secondo cui esse rappresentano l'estinguersi della fase pegmatitica e l'avvento della fase idrotermale. Il *quarzo* è accompagnato, e solo localmente, da tre minerali: il *rutilo*, la *biotite* e l'*ilmenite*. Il *rutilo*, molto frequente nella cava 2, si concentra nelle immediate vicinanze del contatto con la roccia incassante in cristalli, separati dalla massa quarzosa, di dimensioni ragguardevoli (fino a 2,5 cm di altezza), perfettamente idiomorfi, ma spesso attraversati da fessurette capillari che lo deformano in misura sensibile. La *biotite*, osservata solo nella cava 1, si presenta in lamine nere ondulate, completamente racchiuse nel *quarzo*, raggiungendo 5 cm di diametro: essa è molto più rara del *rutilo*.

#### Le fessure

L'ultimo atto della complessa serie filoniana è rappresentato dalle fessure di formazione idrotermale, numerose in prossimità delle pegmatiti e dei filoni di *quarzo* e che interessano il gneis Leventina. Esse si possono suddividere in tre tipi principali sulla base delle paragenesi dei minerali e delle dimensioni delle fessure stesse.

Il primo tipo è rappresentato da un sistema di fessure sottili, lunghe al massimo 10—15 cm, spesse 3 cm, con andamento solitamente normale

alla scistosità del gneis, contenenti molta *adularia*, *epidoto*, *titanite*, *pennina* e *quarzo*. Tutti questi minerali sono ben cristallizzati; il più abbondante è l'*adularia*, mentre gli altri sono presenti in quantità molto minore. Evidentemente analoghe alle precedenti sono alcune piccole fessure nelle quali, secondo l'ordine di cristallizzazione, si osservano l'*adularia* e la *titanite*. I cristalli di *titanite* sono così numerosi da ricoprire spesso completamente l'*adularia*. Sulla *titanite* o accanto ad essa stanno minuscoli globuli di *pennina* verde-nera. Raramente sopra questi minerali è adagiata la *laumontite* in cristalli bianchi.

Il secondo tipo di fessure è quello che contiene i solfuri: anche in questo tipo le fessure sono molto sottili, con un massimo di 2 cm di spessore, ma molto estese sia in lunghezza che in larghezza. Alcune di esse hanno le pareti ricoperte da una patina verde di *clorite* e chiazzate da lamine di *molibdenite*, mentre la maggior parte di esse contiene *pirite*, *calcopirite*, *bismutinite*, *marcasite* e *pirrotite*, oltre a poca *calcite* e rara *scolecite*.

Il terzo tipo raggruppa fessure molto più potenti, parzialmente parallele al piano di scistosità del gneis, altrimenti oblique rispetto a questo e con andamento irregolare, contorte e ricche di apofisi. Esse raggiungono 50—60 cm di spessore e 2—3 m di lunghezza: in questi casi limite più che di una singola fessura si tratta di un sistema di fessure subparallele e che si tagliano a vicenda, con liste di gneis fungenti da pareti divisorie. Esse sono spesso riempite di frammenti spigolosi di *quarzo*, *calcite spatica* e ammassi di *clorite*, così che la roccia assume l'aspetto di una breccia. Sia i frammenti di *quarzo*, che hanno forme allungate da lenticolari a completamente irregolari, che la *calcite spatica* sono orientati in parallelo alla direzione di allungamento della fessura e ricoperti da sottili strati di *clorite*. Incrinature del *quarzo* e della *calcite* sono farcite di *laumontite*. Le geodi vere e proprie rappresentano meno del 10% del volume di tutta la fessura. In queste geodi sono ben cristallizzati il *quarzo*, la *fluorite*, la *calcite* e la *laumontite*.

Il primo e il terzo tipo di fessure sono limitati alla cava 2, il secondo è invece più frequente nella cava 1, mentre nella cava 2 è assai raro.

Riassumendo le osservazioni fatte all'inizio di questo capitolo: nelle due cave di Lodrino abbiamo la presenza di un ciclo filoniano postmeta-morfico completo, che inizia con la fase pegmatitica, continua in quella pneumatolitica-idrotermale e termina con quella prettamente idrotermale. Le tre fasi rappresentano ovviamente una schematizzazione rigida del fenomeno, che in realtà è continuo e in cui è difficile stabilire limiti netti. Proprio per questa ragione si è preferito limitare la suddivisione

a un livello abbastanza generale per evitare interpretazioni arbitrarie: comunque le tre fasi sono rappresentate da paragenesi tipiche, in parte molto ricche, che ne permettono una buona caratterizzazione.

## B. DESCRIZIONE DEI SINGOLI MINERALI

Per la descrizione dei singoli minerali si è scelto un ordine che cerca di ridare quello della loro formazione: è ovvio che per alcuni di essi è impossibile stabilire la posizione genetica nel tempo, o perchè mancano relazioni di contatto o perchè sono contemporanei (ad es. la massima parte dei minerali metalliferi, che vengono descritti assieme alla fine del capitolo), e d'altra parte che alcuni occupano una posizione che comprende più fasi filoniane o addirittura tutt'e tre (ad es. il quarzo o la molibdenite): in quest'ultimo caso la descrizione avviene nella posizione in cui il minerale è quantitativamente predominante o in cui esso assume caratteristiche mineralogiche più interessanti.

### 1. Brannerite

La brannerite, ossido multiplo di Ti, U e Th, è stata scoperta solamente qualche decennio fa e precisamente nel 1915 (HESS e WELLS, 1920): attualmente se ne conoscono una ventina di giacimenti, che, a parte quello citato, vennero scoperti nel corso degli ultimi quindici anni, così che il „*Dana's System of Mineralogy*“ (PALACHE et al., 1946, pp. 774—775) contiene unicamente i dati del primo giacimento, ancora imprecisi, specie per quanto riguarda il chimismo. Il giacimento di Lodrino è il primo in Svizzera con brannerite ben cristallizzata e di diagnosi indubbia, documentata da analisi chimica e röntgenografica.

#### *Proprietà fisiche*

La brannerite si trova unicamente nei filoni pegmatitici della cava 1, quale componente roccia, in cristalli singoli isolati nella pasta fondamentale di microclino e, per quanto lo permettono le osservazioni fatte sul materiale sciolto della cava, concentrata in pochissimi filoni, dove arriva a formare il 10% del volume. Localmente essa è concentrata in quantità più abbondanti in prossimità del gneis. Le piccole cavità miarolitiche con quarzo affumicato, muscovite giallognola e arancione e penina sembrano essere più numerose nelle immediate vicinanze della brannerite. Essa può essere accompagnata dalla molibdenite, ma nel caso normale rappresenta l'unico minerale componente roccia accanto al microclino e al quarzo.

L'abito dei cristalli è prismatico tozzo, e la forma dei cristalli è uguale a quella descritta da BRANCHE et al. (1951) di Château-Lambert nei Vosgi e di Mono County in California descritta da PABST (1954, p. 110). I cristalli di brannerite hanno colore nero brillante e sono spesso ricoperti da una sottilissima patina di alterazione di colore bruno-verde. La traccia è di colore bruno oscuro. Non si osserva una sfaldatura regolare, bensì una incrinatura capillare che non supera il mm di spessore, riempita di microclino, indubbiamente da ascrivere alle sollecitazioni meccaniche postcristalline; distinta è invece la frattura concoide, che, come l'incrinatura cataclastica, è orientata di sbieco rispetto all'asse di allungamento dei cristalli. La durezza è pari a ca. 7, valore decisamente in contrasto con quelli indicati nella letteratura, che si aggirano attorno a 4 e 5. La durezza Vicker (che il dr. T. Labhart di Berna ha avuto la gentilezza di determinare) è pari a 852 (media di 5 misurazioni con valori estremi di 782 e 907). Il peso specifico, determinato col picnometro su due cristalli, è uguale a 5,45, rispettivamente 5,56; il peso specifico, determinato con lo stesso metodo su di un cristallo riscaldato a 950°C per 3 giorni, è aumentato a 5,79. La lucentezza è resinosa-adamantina, più viva, quasi metallica, sulle superfici di frattura. Nelle sezioni sottili la brannerite si presenta con sezioni idiomorfe ed è opaca (cfr. tav. I, figg. 3 e 4). Solo in preparati estremamente sottili essa diventa translucida ai margini, assumendo un colore rosso mattone oscuro; non è però abbastanza trasparente da poterne determinare l'indice di rifrazione.

Al microscopio a luce riflessa la brannerite di Lodrino mostra le seguenti caratteristiche: potere riflettente basso (determinazione al fotometro Leitz, nell'aria e con filtro verde: 17,5%), isotropia completa sia nell'aria che nell'olio, quindi nessun pleocroismo, mancanza di riflessi interni sia nell'aria che nell'olio, colore grigio biancastro, nessuna sfaldatura e nessuna geminazione (cfr. tav. I, figg. 5 e 6).

I cristalli della fig. 1 (tav. I) a contatto diretto con il cilindro di misurazione di un scintillometro LgsB („Lagerstättensuchgerät Laboratorium Prof. Berthold, Wildbad Schwarzwald, Deutschland) hanno dato un'attività  $\gamma$  di ca. 0,27 mr/h.

### *Morfologia*

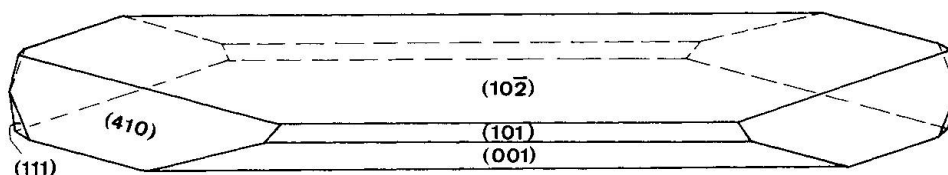
I cristalli terminati di brannerite sono molto rari: se ne è trovato uno solo con tutte le terminazioni indicate nella fig. 2, e le facce terminali erano presenti solo a una estremità. La qualità dei riflessi al goniometro è cattiva a causa della rugosità e opacità delle facce e degli influssi

cataclastici importanti, per cui le misurazioni goniometriche sono alquanto inesatte e vanno accettate con un errore di  $\pm 30'$ : esse sono riportate nella tabella che segue.

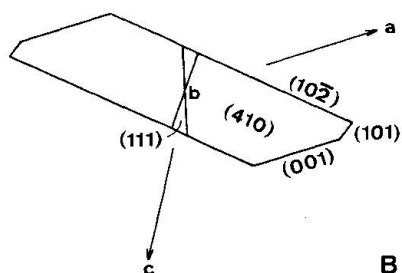
Tabella 1. *Misurazioni goniometriche della brannerite*

Forma	Angolo $\varphi$	Angolo $\rho$
$\bar{1}02$	$89^\circ 30'$	$90^\circ 00'$
001	$133^\circ 00'$	$90^\circ 00'$
101	$346^\circ 00'$	$90^\circ 00'$
410	$111^\circ 30'$	$55^\circ 00'$
111	$166^\circ 00'$	$30^\circ 00'$

Dalle misurazioni risulta che la brannerite appartiene al sistema monoclino, classe dell'ortoclasio (2/m). Le forme misurate sono tre pinacoidi:  $\{\bar{1}02\}$ ,  $\{001\}$  e  $\{101\}$  e due prismi:  $\{410\}$  e  $\{111\}$ .



A



B

Fig. 2. Cristallo ideale di brannerite. A: „posizione normale“, B: „figura laterale“ (cfr. PARKER, 1929).

I simboli delle facce sono stati calcolati in modo da ottenere indici semplici. Non sono stati presi in considerazione i lavori eseguiti con metodi röntgenografici su cristalli di brannerite sintetica o di brannerite naturale riscaldata (PATCHETT e NUFFIELD, 1960), poichè si ignorano le condizioni fisiche esatte di formazione della brannerite di Lodrino, per cui è impossibile eseguire paragoni con i risultati contenuti nei lavori precedenti.

*Analisi röntgenografiche*

Con una prima analisi röntgenografica (metodo delle polveri cristalline, sistema de Wolff) eseguita per la diagnosi del minerale, si ottennero, anche dopo lunga esposizione, solo poche linee debolissime e molto diffuse, specie nell'area compresa tra 2,5 e 3,5 Å, impossibili da misurare: il minerale è infatti metamictico (ingl. „metamict“, cfr. PABST, 1952).

In seguito si sono riscaldati alcuni campioni a diverse temperature, sottoponendoli poi all'analisi röntgenografica (sistema Jagodzinski, sostanza di riferimento Si, radiazione Cu  $K_{\alpha}$ ): i valori ottenuti sono riportati nella tabella 2, e sotto forma di grafici („Strichdiagramme“) nella figura 3.

Il minerale riscaldato a 400 e 600° presenta gli stessi diagrammi per quanto concerne la posizione delle linee; queste hanno però intensità diverse. Inoltre a 400° le linee sono più diffuse e in minor numero che non a 600°. A 700° il diagramma è analogo a quello di 600°. Gli ultimi due diagrammi (a 850° e 1200°) sono diversi fra di loro e diversi dai primi. Nella tabella 2 si sono riportati anche i dati di PATCHETT e NUFFIELD (1960) di una brannerite sintetica.

Dati più precisi sulle diverse modificazioni della brannerite in funzione della temperatura sono in corso di elaborazione e faranno l'oggetto di un lavoro a parte. A questo proposito va notato come i dati strutturali sulla brannerite siano ancora piuttosto scarsi; KAIMAN (1959) si occupa della sintesi della brannerite, ÖZTUNALI (1959) riporta dati strutturali della brannerite sintetica, che sono però in netto disaccordo con quelli più recenti di PATCHETT e NUFFIELD (1960), pure ottenuti su di brannerite sintetica; SEELIGER e STRUNZ (1965) hanno determinato le costanti reticolari della brannerite naturale di Wölsendorf, le quali si avvicinano sensibilmente a quelle della brannerite sintetica determinate da PATCHETT e NUFFIELD (op. cit.).

Le conoscenze sul modo di passaggio dallo stato metamictico a quello completamente cristallino sono limitate. La cattiva qualità dei riflessi nei diagrammi a 400 e 600° indica che si è ancora di fronte a uno stato di relativo disordine del reticolo, che non cambia anche prolungando il tempo di riscaldamento (fino a 48 ore). Per ora non è ancora possibile pronunciarsi sul numero delle modificazioni cristalline in funzione della temperatura di riscaldamento. A questo proposito è interessante citare il recentissimo lavoro di RUH e WADSLEY (1966) sulla struttura di  $\text{ThTi}_2\text{O}_6$  (brannerite) sintetica, in cui si osserva appunto come passando dallo stato metamictico a quello cristallino mediante riscaldamento sia

Tabella 2. *Dati röntgenografici della brannerite di Lodrino confrontati con quelli della brannerite sintetica (le intensità sono stimate)*

A		B		C		D		E		F		
d Å	I	d Å	I	d Å	I	d Å	I	d Å	I	d Å	I	hkl
6,043	2	6,04	5	6,018	15	6,037	15	6,062	10	6,04	36	001
5,458	20	5,447	15	5,447	25	4,929	70	5,758	6			
		4,729	15	4,732	35	4,739	25	5,004	1			
4,668	20	4,634	15	4,658	20	4,323	8	4,956	1			
4,391	5	4,376	10	4,377	18	4,134	8	4,875	1			
4,232	5	4,308	2	4,308	15	3,921	75	4,761	45	4,74	96	$\bar{2}01$
3,937	5	3,923	5	3,929	16	3,516	6	4,326	15	4,29	19	200
3,502	4	3,688	3	3,678	7	3,425	70	4,153	80			
3,434	20	3,425	90	3,428	100	3,342	10	3,662	45			
3,331	5	3,310	15	3,325	30	3,320	10	3,418	100	3,44	100	110
				3,254	9	3,251	6	3,369	60			
				3,196	10	3,195	100	3,332	40	3,35	100	$\bar{2}02$
3,053	30	3,051	20	3,051	22	3,014	10	3,252	60	3,28	13	$\bar{1}11$
				3,009	12	2,915	15	3,019	20	3,02	36	002
2,971	45	2,963	40	2,966	30	2,857	5	2,957	1			
				2,911	30	2,764	15	2,911	25	2,90	36	201
2,892	100	2,884	100	2,889	100	2,626	10	2,763	20	2,77	33	111
2,756	40	2,751	80	2,759	55	2,507	10	2,740	1			
		2,620	5	2,624	10	2,468	75	2,712	1			
				2,579	8	2,432	6	2,635	60			
		2,557	25	2,552	14	2,415	6	2,613	55			
		2,499	10	2,511	20	2,377	2	2,514	22	2,53	31	$\bar{1}12$
		2,459	15	2,462	30	2,298	12	2,492	25			
		2,432	5	2,432	12	2,278	14	2,460	28	2,47	33	$\bar{3}11$
		2,402	5	2,406	8	2,186	4	2,431	15	2,41	17	
		2,363	5	2,375	7	2,161	6	2,299	2	2,303	8	$\bar{2}03$
		2,310	5			2,132	8	2,291	4	2,292	27	312
		2,274	15			2,075	8	2,278	25	2,276	12	310
		2,238	5	2,252	30	2,026	12	2,251	4			
		2,212	15	2,218	12	2,010	12	2,190	4			
				2,190	7	1,958	14	2,173	1			
		2,156	10	2,154	10	1,907	12	2,155	4	2,144	9	400
		2,121	3			1,892	12	2,077	2	2,080	7	
		2,097	10	2,100	6	1,864	15	2,072	30			
		2,069	5	2,074	8	1,848	15	2,052	4	2,043	36	
		2,017	15	2,019	10	1,831	10	2,034	10			
		1,964	18	1,970	4	1,782	6	2,013	8	2,015	23	
		1,935	15	1,936	15	1,767	15	1,997	4			
		1,904	12	1,905	14	1,730	15	1,982	10			
		1,891	12	1,893	12	1,705	10	1,954	30	1,911	5	
		1,865	20	1,866	14	1,688	10	1,905	20	1,903	19	
		1,843	15	1,843	15	1,667	35	1,866	20	1,881	24	
		1,825	12	1,825	8	1,621	12	1,798	1	1,798	4	
		1,808	12	1,813	8	1,606	8	1,788	5			
		1,763	5	1,761	9	1,595	12	1,772	50			
		1,746	5	1,738	8	1,584	6	1,766	50	1,749	8	
		1,732	5			1,569	14	1,736	10	1,732	5	
		1,709	10	1,709	6	1,554	6	1,728	20	1,723	3	
		1,686	8			1,539	3	1,689	25	1,709	20	
		1,665	8	1,668	8	1,524	2	1,623	20	1,630	19	

A		B		C		D		E		F		
d Å	I	d Å	I	d Å	I	d Å	I	d Å	I	d Å	I	hkl
		1,620	5	1,622	10	1,517	2	1,607	5	1,609	18	
		1,594	5	1,603	9	1,480	20	1,587	5			
		1,581	5	1,571	20	1,441	10	1,579	25	1,578	9	
		1,566	35	1,565	15	1,411	6	1,571	15	1,569	7	
		1,552	20	1,554	4	1,370	10	1,565	12			
		1,513	10	1,517	8	1,348	6	1,560	15	1,561	6	
				1,498	10	1,338	10	1,490	2	1,493	1	
		1,488	20	1,489	8	1,309	9	1,482	2	1,486	3	
		1,461	15	1,482	12	1,254	6	1,455	3	1,450	4	
		1,455	8	1,457	10	1,251	5	1,437	2			
		1,449	8			1,237	4	1,433	3	1,431	2	
		1,373	8	1,373	7	1,230	10	1,421	12	1,415	2	
				1,309	6	1,208	15	1,411	1			
		1,279	8	1,274	8	1,180	3	1,381	2	1,384	3	
		1,229	8	1,230	8	1,139	12	1,375	2	1,376	4	
		1,187	15	1,187	9	1,084	12	1,369	2			
				1,139	8	1,063	6	1,361	2			
				1,084	6			1,349	1			
				1,061	5			1,318	2			
								1,308	2	1,308	3	
								1,304	2			
								1,281	12			
								1,279	4	1,266	5	
								1,256	2	1,263	5	
								1,236	2	1,242	2	
								1,230	2	1,239	2	
								1,225	2	1,234	5	
								1,218	4	1,218	3	
								1,212	2			
								1,205	2			
								1,201	2	1,200	3	
								1,195	2			
								1,190	2			
								1,127	8			
								1,084	10			

A Brannerite di Lodrino, riscaldata a 400° C per 3 ore.

B Idem, riscaldata a 600° per 3 ore.

C Idem, riscaldata a 700° per 3 ore.

D Idem, riscaldata a 850° per 12 ore.

E Idem, riscaldata a 1200° per 24 ore.

F Brannerite sintetica [PATCHETT e NUFFIELD (1960)].

possibile che i cristalli risultino policristallini e come sia dubbio se il cristallo ritrasformato abbia una struttura identica a quella originaria.

### Chimismo

I dati sul chimismo della brannerite sono relativamente rari: infatti le analisi chimiche complete riportate nella bibliografia sono solamente

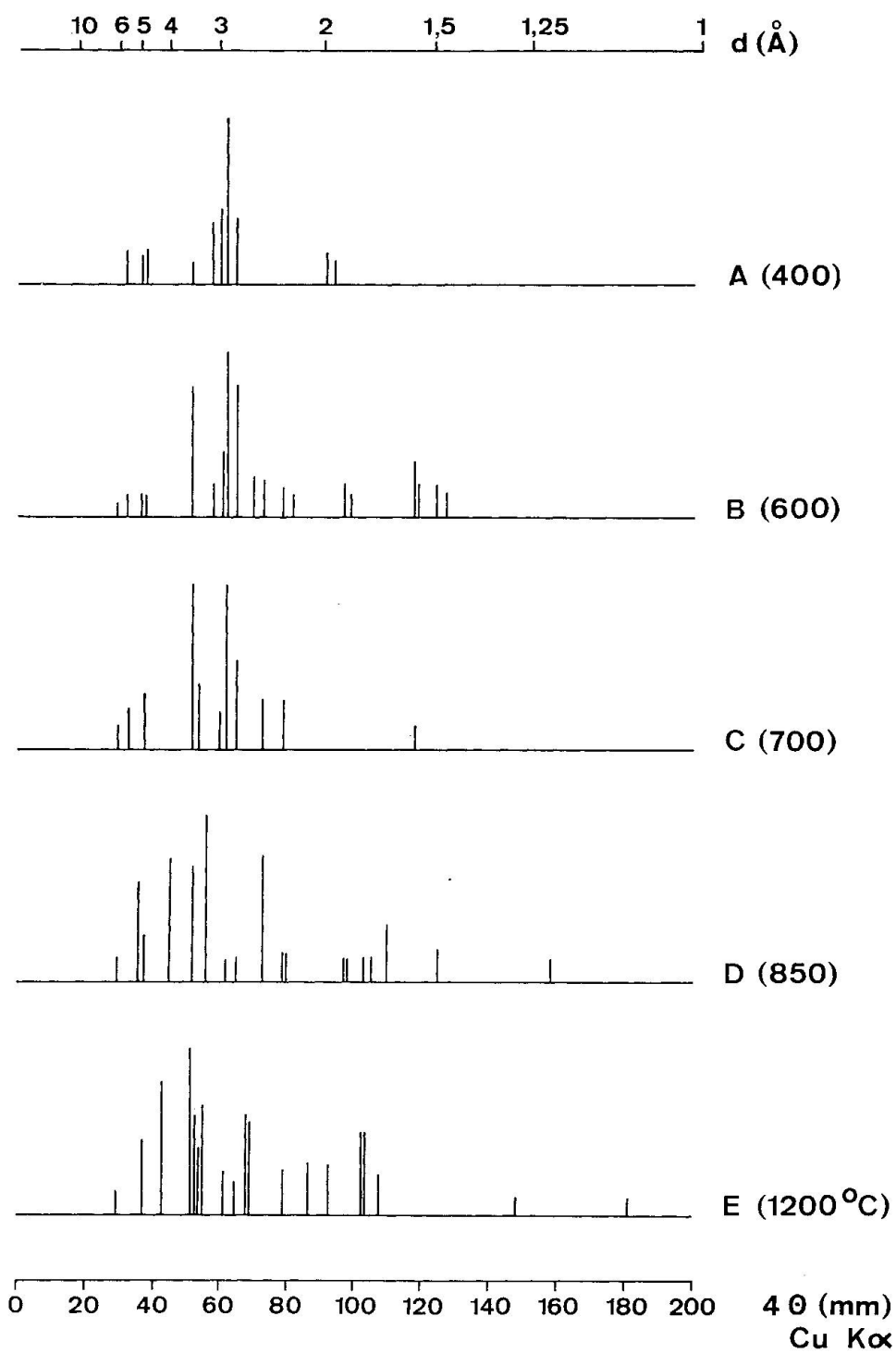


Fig. 3. Dati röntgenografici della brannerite di Lodrino riportati graficamente („Strichdiagramme“).

sette e presentano variazioni notevoli sia nelle percentuali del peso degli ossidi principali sia, e soprattutto, in quelle degli ossidi subordinati.

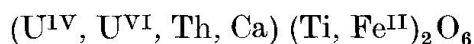
La brannerite di Lodrino è stata analizzata dal prof. M. Weibel, dell'Istituto di Cristallografia e Petrografia: il risultato dell'analisi è riportato nella tabella seguente.

Tabella 3. *Chimismo della brannerite di Lodrino. Analisi di M. WEIBEL*

		Numeri dei cationi (sulla base di 6,00 anioni di O)
UO <sub>2</sub>	52 %	0,84
UO <sub>3</sub>	6	0,09
ThO <sub>2</sub>	2,5	0,04
CaO	0,1	0,01
TiO <sub>2</sub>	36	1,96
FeO	0,7	0,04
H <sub>2</sub> O	1,0	0,24
	<u>98,3</u>	6,00 (Ossigeno)

I numeri dei cationi, calcolati sulla base di 6,00 anioni di O, dimostrano come il manco di 1,7% (del peso) sia soprattutto da computare agli ossidi di U, la determinazione quantitativa dei quali, eseguita mediante titolazione, è quella maggiormente soggetta ad errori: infatti aggiungendo 1,7% agli ossidi di U, il loro numero dei cationi diventerebbe pari a 1,00. D'altra parte va notato come la presenza dell'H<sub>2</sub>O sia di origine incerta: è impossibile distinguere se essa è effettivamente legata al reticolo della brannerite oppure se essa sia entrata nella composizione solo al momento della polverizzazione del preparato (secondo le comunicazioni orali del prof. M. Weibel): a questo proposito cfr. i risultati ottenuti con la DTA (cfr. p. 902).

Dal calcolo del rapporto degli ossidi sulla base di 6 O si ricava la formula effettiva:



che, ridotta alla forma ideale, corrisponde perfettamente con quella riportata da PATCHETT e NUFFIELD (1960):  $UTi_2O_6$ .

Una parte trascurabile del manco dell'1,7% è invece da computare agli elementi presenti unicamente a livello di tracce, diagnosticati per mezzo della microsonda a elettroni ARL, i seguenti: Mn (tracce), Pb (tracce), Si (con distribuzione inomogenea); inoltre si sono osservate

inclusioni puntiformi e filiformi in concentrazioni irregolari, non diagnosticabili per via delle dimensioni troppo piccole; le terre rare mancano completamente.

T. RYBACH ha determinato per mezzo di analisi radiometriche il contenuto di elementi radioattivi nella brannerite, ottenendo le seguenti percentuali:

$$\text{U}_3\text{O}_8 \ 55\% \pm 5 \text{ e } \text{ThO}_2 > 5\%.$$

Concludendo, il chimismo della brannerite di Lodrino è quello più semplice e contemporaneamente il più vicino alla formula ideale delle otto branneriti analizzate, come si può facilmente dedurre dalla tabella 4.

#### *Analisi termica differenziale (DTA)*

Un cristallo di brannerite è stato sottoposto a un'analisi termica differenziale, eseguita presso l'Istituto di Chimica agraria da N. MÜLLER, con le condizioni seguenti: aumento della temperatura:  $10^\circ\text{C}/\text{min}$ ; 50 mg di brannerite; sostanza di riferimento: 40 mg di caolino crogiolato; atmosfera: aria 10 SKT, ca. 5, 72 l/h. La figura 4 mostra la curva termica, caratterizzata dalla mancanza di „peak“ endotermico e con un unico „peak“ esotermico a  $676^\circ$ . Durante il riscaldamento non v'è stata nessuna perdita di peso: questa osservazione, combinata con la mancanza del „peak“ endotermico, permette di affermare che la brannerite di Lodrino non contiene  $\text{H}_2\text{O}$ : l'1% (peso) determinato con l'analisi chimica (cfr. tab. 3) è perciò probabilmente entrato nella composizione solo al momento della polverizzazione del preparato.

Confrontando la curva termica della brannerite di Lodrino con quelle pubblicate da ADLER e PUIG (1961) risultano subito con evidenza importanti differenze: infatti tutt'e cinque le branneriti analizzate dai due autori citati presentano un „peak“ endotermico per la perdita dell'acqua e due „peak“ esotermici, compresi tra  $520$  e  $910^\circ$ ; mentre la curva termica della brannerite di Lodrino coincide quasi perfettamente con quella della brannerite di Cordoba (Spagna) preriscaldata a  $550^\circ$  durante 9 ore (op. cit., fig. 2, curva no. 4). Secondo i due autori citati il comportamento termico sarebbe in funzione dello stato di disordine del reticolo cristallino e del chimismo (rapporto  $\text{UO}_2/\text{UO}_3$ , importante poichè il disordine del reticolo cristallino può essere parzialmente imputato a cambiamenti delle dimensioni e della valenza dello ione di U provocati da processi di ossidazione) (ADLER e PUIG, op. cit., pp. 1090 sgg.). Ammettendo la validità di queste considerazioni bisogna concludere che lo stato di disordine del

Tabella 4. *Analisi chimiche di brannerite*

	1	2	3	4	5	6	7	8
CaO	2,9	2,74	2,7	2,8	2,70	—	—	0,1
BaO	0,3	0,01			Tr.*)	—		—
SrO	0,1	0,01				—		—
MgO		—		Tr.	0,82		0,68	—
PbO	0,2	2,34	3,2	Tr.	1,75	2,79	0,13	Tr.
FeO	2,9	3,11	5,4	2,4	1,28	—		0,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Tr.				2,73	1,37	0,25	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Tr.				1,24		0,12	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Tr.					0,13		—
Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						0,19		—
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> **)	3,9	1,10	2,2	6,5	9,75	5,14		—
UO <sub>2</sub>	10,3	—		8,2	Tr.	—	16,45	52,0
UO <sub>3</sub>	33,5	—		32,0	26,74	31,83	35,41	6,0
U <sub>3</sub> O <sub>8</sub>		51,76	43,3	—		—		—
ThO <sub>2</sub>	4,1	1,20	0,3	5,0	9,15	12,81	3,96	2,5
SnO <sub>2</sub>			1,3	—				—
ZrO <sub>2</sub>	0,2			Tr.	Tr.	—		—
TiO <sub>2</sub>	39,0	32,45	35,2	32,9	39,60	35,13	42,05	36,0
SiO <sub>2</sub>	0,6	0,16	3,3	0,5	2,25	—	0,21	Tr.
CO <sub>2</sub>	0,2	—		—			0,12	—
H <sub>2</sub> O	2,0	2,35	3,7	2,6	2,40	9,95	0,04	1,0
Manco				5,3			0,69	
Totale	100,2	97,21	100,6	98,2	100,41	99,34	100,11	98,3
P. sp.	5,42	5,17	4,82	5,43	4,76	4,2	5,48	5,45

\*) Ossidi presenti a livello di tracce.

\*\*\*) Ossidi delle terre rare: soprattutto Y, Ce, Er, oltre a tracce di Yb, Gd, Dy, Lu, Tm, Ho, La.

1. Brannerite. Kelly Gulch, Custer County, Idaho. Analisi di Wells in HESS e WELLS (1920). Tracce di He.
2. Brannerite. Fuenteovejuna, Cordoba, Spagna. Analisi del Nat. Bureau of Standards in GEORGE (1949).
3. Brannerite. Château-Lambert, Vosgi. BRANCHE et al. (1951).
4. Brannerite. Mono County, California. Analisi di May in PABST (1954). Manco di 5,3% dovuto a Pb, Cb, Ni, Bi, Zr, Ta.
5. Brannerite. San Bernardino County, California. Analisi di Levine in HEWETT et al. (1957). Tracce di Mn, B, Nb, Cr, Ag, Be.
6. Brannerite (varietà particolarmente ricca di Th: „absite“). Crocker's Well, Australia del Sud. Analisi di Dalwood in WHITTLE (1954).
7. „Lodochnikite“. Russia. Analisi di Bucherov in FLEISCHER (1958). (Nb, Ta)<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 0,14%, perdita al fuoco: 0,55%.
8. Brannerite. Lodrino, Ticino. (Questo lavoro, tab. 3.)

reticolo cristallino della brannerite di Lodrino non è così pronunciato come negli esempi riportati dagli autori citati; una conferma è altresì la semplicità della composizione chimica, dove quasi tutto l'uranio è presente come  $\text{UO}_2$ .

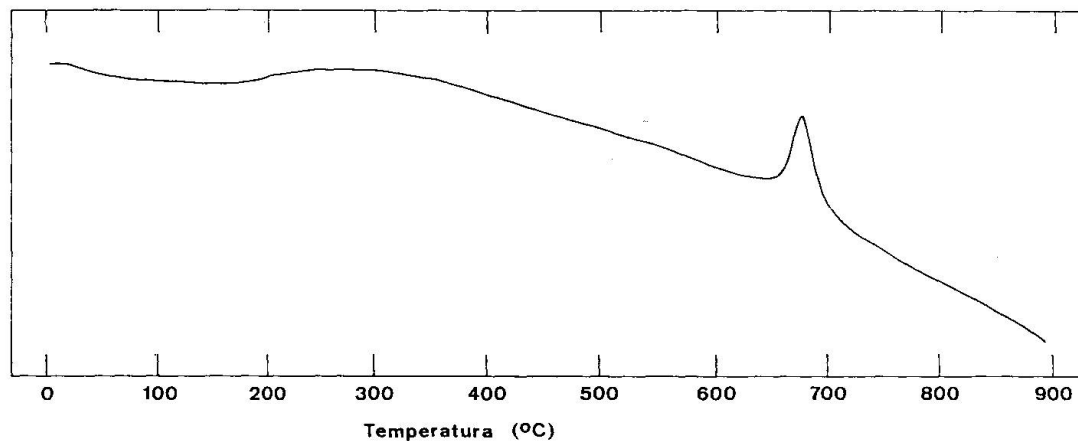


Fig. 4. Curva termica della brannerite di Lodrino.

### 2. Apatite

L'apatite è stata osservata unicamente su scala microscopica in una sezione sottile di pegmatite, in minuti grani tondeggianti o ellittici, dai margini sinuosi, lunghi al massimo 5 mm, a contatto con microclino, e con caratteristiche morfologiche e ottiche comuni.

### 3. Microclino

Il feldspato potassico è il minerale predominante dei filoni pegmatitici e si presenta in individui di dimensioni relativamente modeste per una pegmatite (al massimo 10 cm di lunghezza), di colore bianco-latteo, con facile sfaldatura e con lucentezza madreperlacea. Le forme ben cristallizzate sono rare e limitate alle pareti dei miaroli, dove esse si sono sviluppate liberamente; si sono osservate le seguenti forme:  $M\{010\}$ ,  $P\{001\}$  e  $T\{110\}$ . Al microscopio esso si presenta in fenocristalli xenomorfi o subidiomorfi, con margini piani o ondulati, limpidi o offuscati da finissime inclusioni e da una incipiente sericitizzazione. La sfaldatura è ben sviluppata, come pure la geminazione a graticcio, spesso a maglie strette. Solitamente esso è percorso da esili lamelle pertitiche a concentrazione variabile e di forme lenticolari irregolari, di dimensioni insufficienti per poter essere determinate al tavolino universale; CASASOPRA (1939, p. 492) le ha determinate quali albite (2% An). Non tutti gli indi-

vidui hanno il graticcio visibile e lamelle pertitiche: questa diversità morfologica si manifesta chiaramente anche nelle caratteristiche ottiche; infatti gli individui con graticcio e lamelle pertitiche hanno  $2V = -63^\circ$ , mentre quelli omogenei, senza lamelle pertitiche e con graticcio impercettibile hanno  $2V = -78/-80^\circ$  (determinazioni al tavolino universale). CASASOPRA (op. cit., p. 492) riporta dati analoghi:  $63^\circ$ , rispettivamente  $80^\circ$ . Nel primo caso si tratta di *microclino*, nel secondo, molto più frequente, di *microclino pertitico*. Ai fenomeni cataclastici, marcati, si è già accennato (cfr. p. 891).

#### 4. Albite

L'albite, oltre a costituire le lamelle pertitiche (cfr. sotto a microclino), nelle pegmatiti si presenta anche sotto forma di un esile guscio limpido attorno al microclino, con passaggio netto e subitaneo; la composizione è di 8% An ( $2V = +78^\circ$ ) (determinazione al tavolino universale). Essa presenta la geminazione polisintetica secondo la legge del periclino. Questa seconda forma dell'albite è estremamente rara e probabilmente da collegare, come nel caso delle lamelle pertitiche, a fenomeni di dissociazione della componente sodica.

#### 5. Molibdenite

La molibdenite è abbondante nei filoni pegmatitici, dove di regola è adagiata su piani dall'andamento leggermente ondulato, ovviamente prediletti dagli influssi meccanici tardi, o, più raramente, inclusa nella roccia stessa senza un'orientazione particolare. Essa si presenta in lamine che localmente mostrano contorno esagonale; nel primo caso esse raggiungono 15 cm di diametro e uno spessore di 5 cm, mentre nel secondo non superano i 3 cm di diametro. Esse, specie nel primo caso, sono alquanto contorte per effetto dei fenomeni cataclastici. La molibdenite si trova pure in fessure esilissime nel gneis, molto scarsa, accompagnata da clorite. Essa presenta una facilissima sfaldatura basale, è untuosa e tenera al tatto. La lucentezza è metallica e il colore grigio plumbeo.

Al microscopio a luce riflessa la molibdenite presenta caratteristiche comuni: debole anisotropia, pleocroismo per riflessione da bianco a grigio, mancanza di riflessi interni, colore grigio biancastro e una struttura lamellare con intensi influssi cataclastici che si esplicano nelle lamelle estremamente contorte e frantumate. Essa include grani di arsenopirite e löllingite (cfr. p. 907).

*Analisi röntgenografiche*

I valori ottenuti col metodo delle polveri cristalline (sistema Jagodzinski, sostanza di riferimento Si, radiazione Cu K $\alpha$ ), confrontati con quelli di una molibdenite sintetica (ASTM) sono riportati nella tabella seguente.

Tabella 5. *Dati röntgenografici della molibdenite di Lodrino, confrontati con quelli standard (le intensità sono stimate)*

h k l	Molibdenite di Lodrino		Molibdenite sintetica SWANSON et al. (1955)	
	I	d in Å	I	d in Å
0 0 2	70	6,181	100	6,15
0 0 4	1	3,070	4	3,075
1 0 0	40	2,738	16	2,737
1 0 1	20	2,673	9	2,674
1 0 2	30	2,501	8	2,501
1 0 3	100	2,278	45	2,277
0 0 6	10	2,050	14	2,049
1 0 5	30	1,830	25	1,830
1 1 0	70	1,580	11	1,581
0 0 8	50	1,531	12	1,538
1 0 7	3	1,478	2	1,4784
2 0 0	10	1,369	2	1,3688
1 0 8	9	1,336	4	1,3401
2 0 3	50	1,2984	5	1,2983
1 1 6	8	1,251	4	1,2513
0 0 10	2	1,2295	2	1,2295
1 0 9	2	1,222	1	1,2224
2 0 5	10	1,195	4	1,1960
1 1 8	7	1,102	6	1,1015
2 1 0	10	1,0345	6	1,0347
2 0 8	5	1,0205	1	1,0215
2 1 3	10	1,004	5	1,0029

Dal confronto della molibdenite di Lodrino con quella sintetica risulta con evidenza la coincidenza quasi perfetta dei valori reticolari, da cui si deduce che quella di Lodrino rappresenta un termine estremo appartenente alla modificazione 2H (esagonale).

*Chimismo*

Allo scopo di accertare l'eventuale presenza di W è stata eseguita un'analisi per mezzo della microsonda a elettroni ARL: la prova risultò negativa. Si tratta perciò di un termine chimicamente puro: risultato che collima con i dati röntgenografici.

**6. Arsenopirite e löllingite**

Questi due arseniuri si osservano solo a scala microscopica: al microscopio a luce riflessa essi si presentano sotto forma di minuscole inclusioni appaiate (e per questo si sono descritte contemporaneamente) nella molibdenite delle pegmatiti, e sono ordinati secondo lo schema seguente: l'arsenopirite si trova al centro in grani idiomorfi a sviluppo isometrico, con potere riflettente pari al 46% (fotometro Leitz, nell'aria e con filtro verde), con anisotropia e pleocroismo per riflessione intensi, colore bianco con debole tono rosa, mentre la löllingite circonda parzialmente l'arsenopirite, essa pure in grani idiomorfi, con potere riflettente pari al 52% (fotometro Leitz, nell'aria e con filtro verde), anisotropia debole, pleocroismo per riflessione da grigio a grigio azzurro, colore bianco con leggero tono azzurro. Dalle relazioni morfologiche fra i due cristalli sembrerebbe che la löllingite sia di formazione posteriore rispetto all'arsenopirite e che la löllingite sostituisca l'arsenopirite in strutture zonate, un caso piuttosto raro, ma citato dal RAMDOHR (1960, p. 789).

**7. Scheelite**

La scheelite appare unicamente nei filoni pegmatitici, in cui essa è un rarissimo minerale accessorio, forse il più raro: infatti si sono rinvenuti non più di una decina di cristalli. Essa si trova in cristalli isolati, completamente racchiusi da quarzo e microclino o impiantati per metà in minuscole cavità miarolitiche della pegmatite. Essa mostra il tipico abito bipyramidale e pseudo-ottaedrico e raggiunge al massimo 3 mm di altezza. Le misure goniometriche hanno rivelato la presenza di due sole forme:  $g\{122\}$  e  $\delta\{121\}$ , una combinazione insolita; è inoltre interessante la mancanza del pinacoide  $c\{001\}$ , la intensa striatura della faccia  $\delta$ , che dimostra la presenza di un geminato di contatto (cfr. NIGGLI, 1927, p. 57, fig. K), e l'accostamento di una metà di ognuna delle due piramidi (cfr. fig. 5).

La lucentezza è vitrea o resinosa, il colore giallo-ambra con debole tono arancione. I cristalli sono semitrasparenti e non mostrano alterazione

Tabella 6. *Dati röntgenografici della scheelite di Lodrino confrontati con quelli standard. (Le intensità sono stimate)*

h k l	Scheelite di Lodrino		Scheelite delle Greenhorn Mts., California. SWANSON et al. (1956)	
	I	d in Å	I	d in Å
1 0 1	40	4,763	53	4,76
1 1 2	100	3,108	100	3,10
1 0 3	35	3,072	31	3,072
0 0 4	40	2,844	14	2,844
2 0 0	60	2,604	23	2,622
2 1 1	60	2,298	19	2,296
1 1 4	5	2,256	3	2,256
1 0 5	10	2,087	5	2,0864
2 1 3	30	1,995	13	1,9951
2 0 4	40	1,928	28	1,9278
2 2 0	40	1,854	12	1,8538
3 0 1	10	1,727	5	1,7278
1 1 6	40	1,687	16	1,6882
2 1 5	10	1,631	10	1,6332
3 1 2	80	1,591	30	1,5921
2 2 4	30	1,551	14	1,5532
3 2 1	10	1,443	6	1,4427
0 0 8	10	1,422	2	1,4219
3 0 5	10	1,385	3	1,3859
3 2 3	3	1,357	4	1,3577
2 1 7	10	1,349	3	1,3358
4 0 0	10	1,311	3	1,3106
4 1 1	10	1,264	2	1,2638
3 1 6	15	1,248	13	1,2488
1 0 9	7	1,226	2	1,2284
3 3 2	10	1,207	5	1,2074
4 0 4	15	1,190	4	1,1901
4 2 0	15	1,1725	1	1,1728
2 2 8	10	1,127	5	1,1280
4 1 5	10	1,107	2	1,1096
3 2 7	10	1,084	8	1,0838
5 0 1	5	1,045	3	1,0439
3 3 6	10	1,036	2	1,0351
1 0 11	15	1,012	6	1,0140
5 1 2	4	1,001	4	1,0116

alcuna. Alla lampada a raggi ultravioletti essi sviluppano una intensa fluorescenza di colore bianco.

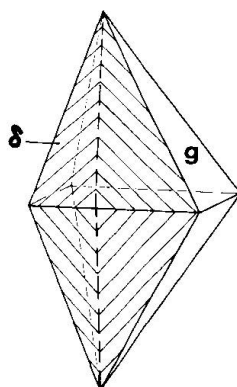


Fig. 5. Cristallo ideale di scheelite di Lodrino.

### *Analisi röntgenografiche*

I valori ottenuti con il metodo delle polveri cristalline (sistema Jagodzinski, sostanza di riferimento Si, radiazione Cu  $K_{\alpha}$ ), confrontati con quelli standard (scheelite delle Greenhorn Mountains presso Kernville, California, con minime impurità di Mo, Na, Al, Si, Sr, ecc., da SWANSON et al., 1956, pp. 23—25) sono riportati nella tabella 6.

Dal confronto appare con evidenza l'analogia dei valori reticolari, che coincidono quasi perfettamente, salvo pochissime linee: la scheelite di Lodrino va perciò considerata come un termine molto vicino al teorico.

### *Chimismo*

L'analisi eseguita con la microsonda a elettroni ARL ha dimostrato la mancanza assoluta di U e quella molto più importante di Mo, confermando così i risultati dell'analisi röntgenografica.

### **8. Powellite ( $\text{CaMoO}_4$ )**

La powellite, rinvenuta per la prima volta in Svizzera, si trova solamente nella cava nord, nei filoni pegmatitici; essa è piuttosto rara e la sua presenza è legata a quella della molibdenite. Essa è infatti pseudomorfa su questa e forma incrostazioni lamellari adagiate su piani di fessurazione che attraversano la pegmatite e chiazzati di rosso ruggine da una sottilissima patina di limonite. Le pseudomorfofi raggiungono un diametro di 3 cm e uno spessore di alcuni mm e localmente includono piccole lamelle inalterate di molibdenite. La powellite ha lucentezza da grassa a madreperlacea e colore verde pistacchio. Ai raggi ultravioletti

sviluppa un'intensa fluorescenza gialla. La mancanza di cristalli distinti rende impossibile la determinazione del peso specifico, della durezza e ovviamente di tutte le proprietà morfologiche.

Tabella 7. *Dati röntgenografici della powellite di Lodrino confrontati con quelli standard. (Le intensità sono stimate)*

h k l	Powellite di Lodrino		Powellite sintetica SWANSON et al. (1956)	
	I	d in Å	I	d in Å
1 0 1	35	4,765	28	4,76
1 1 2	100	3,107	100	3,10
1 0 3	25	3,079	—	—
0 0 4	30	2,860	13	2,86
2 0 0	38	2,614	16	2,61
2 0 2	7	2,378	3	2,38
2 1 1	27	2,291	10	2,290
1 1 4	15	2,2625	6	2,262
2 1 3	15	1,9925	5	1,993
2 0 4	80	1,930	30	1,929
2 2 0	40	1,8495	13	1,848
1 1 6	40	1,694	14	1,694
2 1 5	18	1,6345	5	1,635
3 1 2	60	1,588	22	1,588
2 2 4	28	1,551	9	1,552
3 2 1	12	1,439	3	1,438
0 0 8	9	1,430	2	1,429
3 0 5	8	1,387	3	1,386
3 2 3	8	1,356	4	1,355
2 1 7	8	1,339	3	1,399
4 0 0	12	1,3075	4	1,307
4 1 1	7	1,261	2	1,260
2 0 8	10	1,255	7	1,254
3 1 6	25	1,249	12	1,249
3 3 2	20	1,204	5	1,204
4 0 4	17	1,1885	5	1,188
4 2 0	22	1,1695	4	1,169
2 2 8	18	1,1305	3	1,130
1 1 10	18	1,0925	3	1,092
4 2 4	25	1,082	4	1,082
5 0 1	7	1,041	2	1,041
3 3 6	14	1,035	3	1,0344
5 1 2	25	1,009	5	1,0087

*Analisi röntgenografiche*

I valori reticolari ottenuti per mezzo del metodo delle polveri cristalline (sistema Jagodzinski, sostanza di riferimento Si, radiazione Cu  $K_{\alpha}$ ), confrontati con quelli della powellite sintetica (SWANSON et al., 1956) sono riportati nella tabella 7.

Dal confronto dei valori reticolari della powellite di Lodrino con quelli della powellite sintetica, (con impurità a livello di tracce di Al, Fe, K, Si, Na, Sr, assolutamente priva di W) risulta l'identità quasi perfetta: l'unica differenza importante è la mancanza della linea a 3,079 Å nella powellite sintetica (questa linea appare anche nei diagrammi della scheelite).

*Chimismo*

L'analisi per mezzo della microsonda a elettroni ARL, che d'altronde ha fornito la prima diagnosi del minerale, ha stabilito la distribuzione omogenea di Ca e Mo e la mancanza di Cu, Fe e W. La powellite di Lodrino si avvicina quindi sensibilmente alla composizione teorica ( $\text{CaMoO}_4$ ), non contenendo W, che sarebbe il caso comune (cfr. PALACHE et al., 1946, vol. II, p. 1080). Una conferma indiretta è l'analogo comportamento chimico della molibdenite, che non contiene W: è perciò ovvio che neppure la powellite, originatasi dalla molibdenite, non contenga W. I risultati dell'analisi alla microsonda hanno reso inutile un'analisi chimica quantitativa.

**9. Rutilo**

Il rutilo è il minerale ben cristallizzato più abbondante del giacimento ed affiora in ambedue le cave, raggiungendo concentrazioni notevoli nella cava sud, dove arriva a formare circa un quarto della roccia. Esso è comunissimo nelle vene di quarzo, in cristalli idiomorfi singoli, concentrati al contatto della vena con la roccia incassante: è in questo settore che il rutilo raggiunge le dimensioni massime: 2,5 cm di altezza per 1,5 cm di lunghezza. Esso si trova pure, sebbene in quantità molto minori, in esili fessure riempite di materiale pegmatitico a grana media, in cristalli minuti e liberi, che forniscono il materiale cristallograficamente migliore.

Il rutilo si presenta in cristalli prismatici tozzi con lo sviluppo morfologico comune della regione alpina; particolarmente ricca di forme è la zona {001}, con i prismi tetragonali:  $a$  {010},  $m$  {110}, e i prismi ditetragonali:  $h$  {120},  $r$  {230},  $x$  {140}, mentre le terminazioni piramidali com-

prendono due piramidi tetragonali  $e \{101\}$  e  $s \{111\}$  e la piramide ditetragonale  $t \{313\}$ ; le terminazioni piramidali sono raramente sovrastate dal pinacoide  $c \{001\}$  (cfr. fig. 6). I geminati „a ginocchio“, secondo  $\{101\}$ , sono abbastanza rari, solitamente singoli (cfr. tav. I, fig. 2).

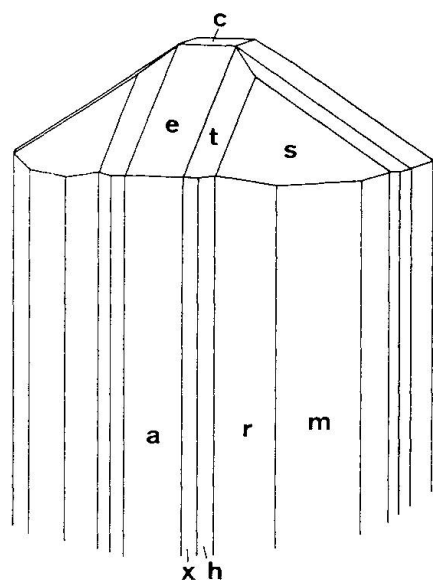


Fig. 6. Cristallo ideale di rutilo di Lodrino.

Le facce prismatiche sono generalmente percorse da una striatura parallela all'asse cristallografico  $c$ . La sfaldatura è imperfetta o manca, mentre molto più marcati sono gli effetti meccanici, che si manifestano in un sistema di incrinature capillari, normali o oblique rispetto all'asse  $c$ , accompagnate da una debole deformazione dei cristalli: ciò ha reso alquanto difficoltose e imprecise le misurazioni goniometriche. La lucentezza è viva, adamantina nel caso dei cristallini di fessura, più debole nei grossi cristalli delle vene di quarzo; il colore da rosso cupo a bruno oscuro. I cristalli sono trasparenti solo in schegge sottili.

Infine il rutilo si trova anche nelle fessure idrotermali, in cristalli aciculari (lunghi fino a 1 cm), di colore bruno oscuro, sull'adularia e accompagnato da pennina.

#### *Analisi röntenografiche*

Le linee ottenute col metodo delle polveri cristalline (sistema Jagodzinski, sostanza di riferimento Si, radiazione  $Fe K_{\alpha}$ ) coincidono quasi perfettamente con i valori standard del rutilo sintetico contenuti nella cartoteca dell'ASTM, per cui riteniamo superfluo riportare i dati.

*Chemismo*

Un cristallo è stato esaminato alla microsonda a elettroni ARL: è stata accertata la presenza di Nb, a livello di tracce, per cui il rutilo di Lodrino può essere considerato chimicamente pressochè puro.

**10. Biotite**

La biotite è uno dei minerali più rari di tutto il giacimento: essa manca infatti completamente nei filoni pegmatitici e nelle fessure a minerali idrotermali ed è unicamente rappresentata nelle vene di quarzo della cava I, dove si presenta in lamine nere ondulate, completamente racchiuse nel quarzo „crudo“ e che raggiungono 5 cm di diametro.

**11. Ilmenite**

L'ilmenite nel giacimento di Lodrino è molto rara e si trova concentrata al contatto tra le vene di quarzo e il gneis, in lamelle per lo più leggermente ondulate, di ca. 1 cm<sup>2</sup> di superficie e dello spessore massimo di 4 mm. L'abito è tabulare, con grande sviluppo della forma {0001}. Non è stato possibile accertare la presenza di altre forme cristalline. Il colore è nero, la lucentezza spesso metallica, talvolta però opaca. Con la microsonda a elettroni ARL è stato determinato un contenuto dell'1—2% di Mn.

**12. Quarzo**

Il quarzo, uno dei minerali più abbondanti del giacimento descritto, si presenta sotto tre aspetti fondamentalmente diversi: quale componente roccia nelle pegmatiti e nelle vene di quarzo, in cristalli affumicati nei miaroli delle pegmatiti e in cristalli ialini nelle fessure.

*Quarzo „crudo“*

Il quarzo componente roccia è il secondo per importanza quantitativa nelle pegmatiti e il primo nelle vene di quarzo. Nel primo caso esso si presenta in piccoli aggregati lenticolari o irregolari di grani xenomorfi vagamente isometrici, limpidi, con estinzione intensamente ondolata o a campi, a grana tra 0,5 mm e 2 cm. Nelle vene di quarzo esso è il componente di gran lunga predominante o addirittura l'unico e allora si presenta in agglomerati granulosi di colore bianco latteo ed estremamente tenaci.

*Quarzo affumicato*

I cristalli di questo tipo si trovano unicamente nella pegmatite, dove essi sono intrecciati riempiendo i miaroli della pegmatite stessa: talvolta i cristalli sono distinti e ben terminati e raggiungono l'altezza di 15 mm. I miaroli sono frequenti in prossimità della brannerite e il quarzo che contengono ha la caratteristica di essere affumicato. Esso mostra abito prismatico normale, comprendente le seguenti forme, determinate al goniometro:  $\{1\bar{1}00\}$ ,  $\{2\bar{1}\bar{1}\bar{1}\}$ ,  $\{10\bar{1}1\}$ ,  $\{40\bar{4}3\}$  e  $\{5\bar{4}\bar{1}1\}$ . Esso è sempre intensamente affumicato, maggiormente nella regione terminale, più debolmente alla base del prisma. L'intensità di questa proprietà diminuisce con la distanza dalla brannerite.

*Quarzo ialino*

I cristalli di questo tipo si limitano alle fessure idrotermali e sono spesso ricoperti da aghi di epidoto, mentre talvolta racchiudono pennina. Nelle fessure il quarzo raggiunge dimensioni notevoli, fino a 20 cm, solitamente però non supera 3 cm. L'abito è quello del Delfinato, con tendenze locali all'abito ticinese; i cristalli biterminati sono piuttosto rari. Perfettamente ialino se in piccoli cristalli è invece latteo se le dimensioni sono maggiori: in un cristallo biterminato si sono osservati due stadi di crescita, con nucleo latteo e mantello più trasparente.

Si sono eseguite misurazioni della termoluminescenza su cristalli affumicati e su cristalli ialini: in tutte le prove la termoluminescenza è di intensità media; questa proprietà inoltre varia di intensità nei singoli cristalli, in modo troppo pronunciato per poter stabilire delle regole generali, per cui si è preferito tralasciare di pubblicare le curve relative.

**13. Muscovite**

La muscovite si trova sul quarzo affumicato o sul microclino nei miaroli della pegmatite. Si tratta di rosette del diametro di 3—4 mm, di colore giallo o arancione. Con la microsonda a elettroni ARL si è accertata la presenza di Fe e Mg: la particolare colorazione è quindi da imputare al ferro. I dati röntgenografici, ottenuti col metodo delle polveri cristalline (sistema Jagodzinski, radiazione  $\text{Cu K}_\alpha$ ) corrispondono ottimamente con quelli di una muscovite standard della cartoteca ASTM. Le linee dei diagrammi röntgenografici sono sempre alquanto diffuse: presumibilmente il minerale non è perfettamente omogeneo. La muscovite si incontra inoltre in piccole rosette di lamine argenteo sul quarzo, accompagnate da epidoto, nelle fessure.

#### 14. Adularia

L'adularia si trova in sottili fessure del gneis in ambedue le cave, spesso ricoperta da globuli di pennina e accompagnata da titanite, epidoto e talvolta anche da quarzo. I cristalli sono piccoli e raggiungono al massimo 1 cm di sviluppo dell'asse maggiore. Si è potuto accertare la presenza delle forme:  $x$  {101},  $T$  { $\bar{1}$ 10},  $M$  {010},  $n$  {021},  $P$  {001}. Il colore è bianco latteo e i cristalli sono raramente trasparenti; la lucentezza è madreperlacea. La sfaldatura è perfetta secondo (010) e (001).

#### *Analisi röntgenografiche*

I campioni esaminati per mezzo del metodo delle polveri cristalline (sistema de Wolff, sostanza di riferimento spinello, radiazione Cu  $K_{\alpha}$ ) sono risultati appartenenti al sistema monoclinico. Dal riflesso (400) è stato calcolato  $a^* = 0,01301$ : da questo valore si deduce che l'adularia di Lodrino contiene il 12% del peso di albite, per mezzo delle curve elaborate da GUBSER e LAVES (1967).

#### 15. Berillo

Il berillo compare un'unica volta in una sottile fessura del gneis, insieme con quarzo, pennina e calcite. I cristalli sono prismatici, fascicolati-raggiati, lunghi in media 3 mm, al massimo 5 mm. Il colore è azzurro cielo; alcuni cristalli sono trasparenti, altri torbidi, e mostrano tracce indistinte di sfaldatura secondo (0001). L'identificazione del minerale è avvenuta per via röntgenografica.

#### 16. Titanite

La titanite è stata rinvenuta in quasi tutte le fessure della cava 2, in cristallini singoli oppure in aggregati subparalleli. Essa giace ordinariamente su adularia, più raramente su quarzo, ed è accompagnata da epidoto e pennina. L'abito dei cristalli è quasi sempre lamellare o cuneiforme, più raramente pseudo-ottaedrico. I cristalli misurano al massimo 6—7 mm secondo l'asse di maggiore allungamento. Le forme osservate sono le seguenti: {100}, {001}, {110}, {102}, {111}, {112}. La lucentezza è adamantina, il colore rosa carnicino o rosso-bruno.

#### 17. Pennina

La pennina è rappresentata sia nei miaroli delle pegmatiti, sia soprattutto nelle fessure. Essa accompagna il quarzo affumicato in piccoli

cristalli nelle pegmatiti. Nelle fessure con adularia, epidoto e clorite essa è sviluppata in bei globuli distinti di colore verde oscuro che risultano dall'aggregato di più cristalli e che raggiungono il diametro di 4 mm. Nelle fessure a calcite e laumontite invece i cristalli globulari sono più piccoli, addossati uno all'altro e di colore verde brillante.

### 18. Epidoto

L'epidoto è piuttosto raro e si presenta sotto due aspetti. Lo si trova in cristalli aciculari, che raggiungono al massimo 1,5 cm di lunghezza, intrecciati sul quarzo e accompagnati da rosette di muscovite bianca. La sua proprietà più interessante è il costrutto zonato, con nucleo di colore verde marcio e sottile mantello verde erba pallido; i due domini sono separati nettamente, per cui si deve ammettere la crescita dei cristalli in due stadi, il primo più ricco di Fe, il secondo meno. In altre fessure invece l'epidoto forma cristalli più piccoli, tozzi, di colore giallo verdognolo, essi pure impiantati sul quarzo e solitamente accompagnati da globuli di pennina di colore verde-nero.

### 19. Fluorite

La fluorite è un minerale abbastanza abbondante nelle fessure del gneis: quella rosea, la più comune, e quella limpida, molto più rara, si trovano associate a clorite, quarzo, titanite, calcite e laumontite. Talvolta i cristalli sono concresciuti fra quarzo e clorite e sono ricoperti da laumontite. Altre volte essi sono ben cristallizzati, non disturbati da altri minerali. I cristalli più grossi raggiungono 2 cm di lato. La forma

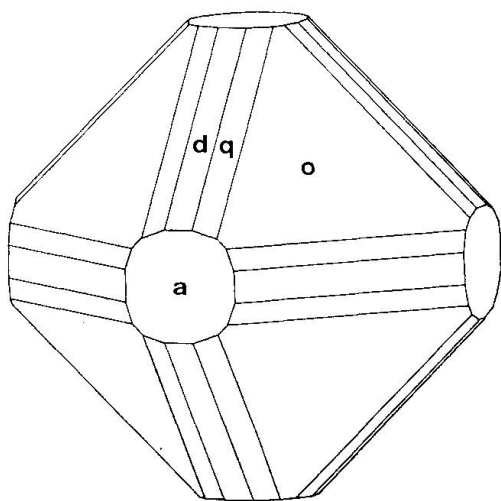


Fig. 7. Cristallo ideale di fluorite di Lodrino (per la spiegazione confronta il testo).

predominante è l'ottaedro  $o\{111\}$ ; si è osservato anche il cubo  $a\{100\}$ , il rombododecaedro  $d\{110\}$  e il trisottaedro  $q\{331\}$  (cfr. fig. 7). I cristalli sono perfettamente limpidi. La fluorite verde e quella verde-azzurra su adularia, titanite e pennina sono molto più rare.

### *Termoluminescenza*

Sono state esaminate quattro differenti fluoriti con lo spettrometro a due raggi (cfr. BRUNNER, 1964): la fig. 8 mostra le quattro curve relative, in cui le intensità sono espresse con unità arbitrarie.

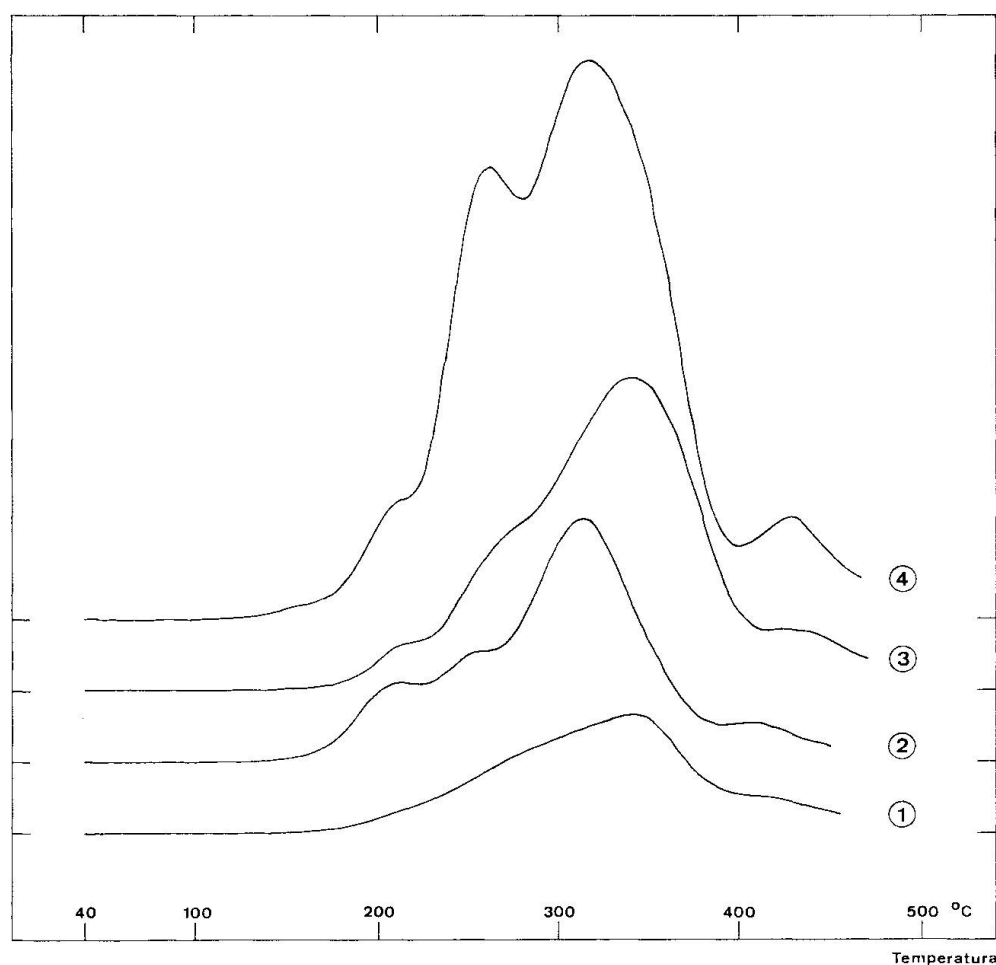


Fig. 8. Curve della termoluminescenza di quattro fluoriti di Lodrino.

- 1 = Fluorite verde: sensibilità 0,5.
- 2 = Fluorite rosea: sensibilità 0,5.
- 3 = Fluorite limpida: sensibilità inferiore (0,2).
- 4 = Fluorite verde-azzurra: sensibilità 0,05, cioè dieci volte inferiore a quella delle curve 1 e 2.

La termoluminescenza è intensa in tutte le prove esaminate, in particolare modo nella fluorite verde-azzurra. Oltre ai massimi di emissione ben visibili nella fig. 8, nel grafico originale si osservano numerosi massimi che si susseguono ogni ca.  $5^{\circ}\text{C}$  di aumento di temperatura, con una intensità relativa rispetto alle curve disegnate di qualche mm (caso tipico per la fluorite).

#### 20. Prenite

La prenite è uno dei minerali più rari del giacimento: infatti si è riscontrata unicamente nella cava 2 solo in due fessure del gneis. Essa forma croste di alcuni cm di estensione e dello spessore di un mezzo cm, che ricoprono il quarzo o che riempiono esili fessure nel gneis. I cristalli sono tabulari, abito determinato dalla predominanza della faccia  $\{001\}$ , e sono raggruppati in piccole rosette. Essa mostra la sfaldatura basale ed è relativamente fragile. La lucentezza è vitrea, il colore giallo pallido, con leggero tono verdognolo.

Una prova è stata analizzata ai raggi X col metodo delle polveri cristalline: i valori ottenuti collimano con quelli della prenite standard della cartoteca ASTM per cui riteniamo inutile riportarli.

#### 21. Calcite

La calcite è il minerale di fessura più abbondante. Essa è spatica, raramente in cristalli distinti e riempie fessure per alcune decine di cm di lunghezza e 4—5 cm di potenza. Una pellicola di clorite verde funge di separazione tra la calcite e la parete della fessura. Essa è spesso ricoperta di cristalli di laumontite, la quale localmente ne riempie anche piccole fessure risultanti dalla sfaldatura romboedrica.

L'abito della calcite è tabulare, con prevalenza della forma  $\{0001\}$ , combinata con le forme  $\{1010\}$  e  $\{1011\}$ . La sfaldatura è perfetta secondo il romboedro, meno perfetta secondo il pinacoide. La lucentezza varia da vitrea a madreperlacea, il colore è bianco, talvolta giallognolo. Essa è raramente trasparente, più spesso lattea. Una calcite limpida analizzata per mezzo della microsonda a elettroni ARL è risultata completamente priva di Fe, Mg e Y.

#### *Termoluminescenza*

La termoluminescenza naturale della calcite è molto intensa: nella fig. 9 la curva 1 è quella della calcite di Lodrino, caratterizzata da due massimi, il più accentuato a  $260^{\circ}$ , il secondo a  $360^{\circ}$ . La curva 2 è quella del calcare di Pontis, usato come sostanza di riferimento.

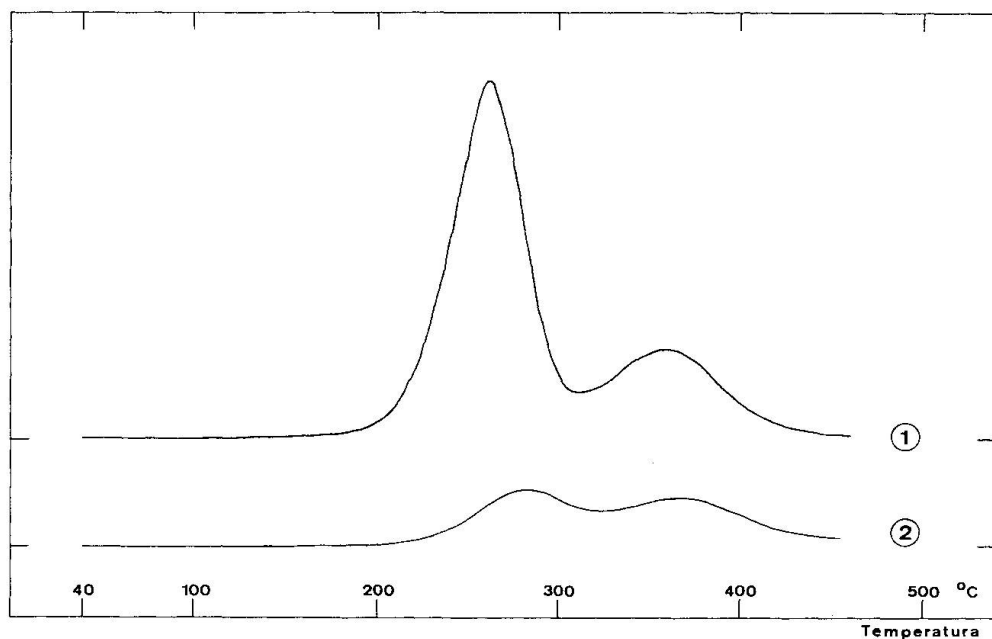


Fig. 9. Curve della termoluminescenza della calcite di Lodrino (curva 1) e del calcare di Pontis (curva di riferimento, no. 2). Per le spiegazioni cfr. il testo.

## 22. Scolecite

La scolecite è stata trovata una sola volta in una fessura del gneis con epidoto, clorite e calcite. I cristalli sono bianchi, lunghi al massimo 3 cm, hanno lucentezza sericea e formano aggregati fascicolati-raggiati o subparalleli.

E' stata eseguita un'analisi röntgenografica secondo il sistema Jagodzinski (sostanza di riferimento Si, radiazione  $\text{Cu K}_\alpha$ ): i valori ottenuti sono in buon accordo con quelli della scolecite standard della cartoteca ASTM.

## 23. Laumontite

La laumontite è, dopo la calcite, il minerale più abbondante nelle fessure. Essa ricopre tutti gli altri minerali che l'accompagnano, compresa la calcite. I cristalli sono situati parallelamente o poco inclinati rispetto al piano delle fessure e raggiungono 1 cm di lunghezza. L'abito dei cristalli è sempre prismatico, con la terminazione occupata da una faccia di base molto obliqua. La sfaldatura è perfetta secondo  $\{110\}$  e  $\{010\}$ . Il colore è bianco, la lucentezza madreperlacea. L'analisi röntgenografica ha rivelato la presenza delle linee 1,627 e 1,646 Å, tipiche per la laumontite e indispensabili per la distinzione dalla leonardite (COOMBS,

1952). Il rapporto dei pesi fra la laumontite intatta e la stessa completamente disidratata è pari a 1,18, valore che coincide perfettamente con quello calcolato sulla base della formula teorica riportata da LAPHAM (1963) per la laumontite.

#### 24. Marcasite

La marcasite, come la calcopirite, è accertabile solamente a livello microscopico: essa forma inclusioni xenomorfe nella pirrotite, in aggregati granulosi e non ordinate in lamelle come nel caso comune (RAMDOHR, 1960, p. 776).

#### 25. Pirite

La pirite forma cristalli cubici appiattiti, che si trovano nelle fessure capillari della cava 1, di 1 cm di lato e fino a 3 mm di altezza, attorniata da una corona di clorite in squamette verdi. Colore e lucentezza sono quelli comuni. Al microscopio a luce riflessa la si trova pure inclusa in pirrotite, in grani quasi idiomorfi.

#### 26. Calcopirite

La calcopirite è stata accertata solo al livello microscopico in grani gialli associati alla pirrotite.

#### 27. Pirrotite

La pirrotite affiora unicamente nella cava 1, in fessure capillari del gneis, in agglomerati di ca. 1 cm<sup>2</sup> di superficie e dello spessore massimo di 0,5 cm di cristalli tabulari senza margini ben definiti. Il colore è giallo-bronzo, la lucentezza distintamente metallica. Essa è associata a pirite, calcopirite, marcasite e clorite. Al microscopio a luce riflessa essa si presenta in grani xenomorfi giallo-bruni, a contatto con la calcopirite, senza che fra le due specie vi siano fenomeni di reazione o di sostituzione. Include pirite e marcasite. Per mezzo del metodo delle polveri cristalline (sistema Jagodzinski, sostanza di riferimento Si, radiazione Fe K<sub>α</sub>) si è potuto accertare che la pirrotite di Lodrino è esclusivamente monoclina: infatti i riflessi (202) e (20 $\bar{2}$ ) hanno uguale intensità (BYSTRÖM, 1945; ARNOLD, 1966).

#### 28. Bismutinite

La bismutinite come gli altri solfuri, si trova unicamente nelle fessure capillari del gneis della cava 1, in cristalli bacillari paralleli, lunghi fino

Tabella 8. *Dati röntgenografici della bismutinite di Lodrino confrontati con quelli standard. (Le intensità sono stimate)*

Bismutinite di Lodrino		Bismutinite di La Corne Township, Canada (BERRY e THOMPSON, 1962)			
d in Å	I	d Å (calc.)	d Å (mis.)	I	hkl
5,662	15	5,645)			
5,577	15	5,575)	5,68	2	020
5,045	18	5,038	5,10	2	200
3,975	25	3,968	4,00	3	120
3,752	3	3,746	3,77	0,5	220
3,573	100	3,566	3,58	10	101
3,259	7	3,251	3,25	0,5	130
3,117	60	3,120	3,14	5	021
2,814	15	2,809	2,82	2	230
2,718	12	2,716	2,73	1	221
2,644	5	2,645	2,66	0,5	301
2,524	50	2,519)			330
2,501	40	2,500)	2,51	6	240
2,458	3	2,455	2,46	0,5	420
2,308	15	2,302	2,32	1	231
2,260	20	2,254)			041
2,240	15	2,248)	2,26	3	141
2,187	8	2,188	2,19	0,5	340
2,130	6	2,128)			510
2,119	4	2,116)	2,13	0,5	241
2,097	7	2,093)			421
2,076	6	2,074)	2,09	1	250
1,991	10	1,990)			520
1,986	9	1,984)	1,989	1	002
1,955	15	1,957)			440
1,947	12	1,946)	1,953	2	341
1,934	18	1,934	1,933	2	501
1,887	2	1,882	1,892	1	151
1,877	3	1,876)			060
1,857	2	1,858)	1,866	0,5	022
1,835	4	1,833	1,834	0,5	600
1,737	15	1,737	1,743	2	610
1,703	4		1,710	0,5	132
1,680	3		1,687	0,5	
1,666	3				
1,604	2				
1,563	8		1,561	1	
1,534	6		1,537	1	
1,518	4				
1,505	6				
1,483	14		1,486	2	
1,446	2		1,447	0,5	
1,438	8		1,435	1	
1,432	6				
1,405	2		1,402	1	
1,387	2		1,391	0,5	
1,383	6				
1,370	2		1,373	0,5	
1,324	6		1,329	0,5	
1,311	7		1,315	1	
1,297	2		1,299	0,5	
1,284	1		1,285	0,5	
1,260	6				
1,250	15		1,252	2	
1,232	1		1,232	0,5	
1,222	1		1,220	0,5	
1,214	3				
1,202	2		1,207	0,5	
1,189	4		1,191	1	
1,167	8		1,168	1	
1,143	10		1,147	2	
1,123	3		1,128	0,5	

a 2 cm. Il colore è grigio argenteo, la lucentezza metallica. Al microscopio a luce riflessa essa spicca per l'alto potere riflettente, compreso tra 41 e 49% (nell'aria e con filtro verde) e l'intensità dei fenomeni cataclastici, per cui essa è di difficile levigatura. Il pleocroismo è debole sia nell'aria che nell'olio, il colore bianco; l'anisotropia si esplica nella variazione da grigio intenso a grigio oliva. I riflessi interni sono grigi, ben visibili nelle incrinature. La bismutinite si presenta in cristalli idiomorfi a sezioni prismatiche allungate. Essa include lamelle lanceolate di un minerale di diagnosi dubbia (le caratteristiche al microscopio a luce riflessa indicano la possibilità che si tratti di *emphlectite*), visibili solo al microscopio, mentre già macroscopicamente si può stabilire la presenza dei seguenti minerali associati: pirite, pirrotite, clorite e calcite.

#### *Analisi röntgenografiche*

I valori ottenuti per mezzo del metodo delle polveri (sistema de Wolff, sostanza di riferimento Si, radiazione Cu  $K_{\alpha}$ ) coincidono molto bene con quelli teorici (cfr. tab. 8) calcolati sulla base delle seguenti costanti reticolari:  $a = 11,15$ ,  $b = 11,29$ ,  $c = 3,98$ ;  $Z = 4$  (in BERRY e THOMPSON, 1962, pp. 83—84).

#### **29. Limonite**

La limonite è ovviamente molto frequente quale prodotto di alterazione superficiale: basti ricordare che si trova nelle fessure, associata ai solfuri e con clorite e calcite, e sui piani di fessurazione che interessano le pegmatiti in patine a chiazze che accompagnano la powellite e la molibdenite.

### C. CONSIDERAZIONI GENERALI

Dalle descrizioni precedenti riguardanti il fenomeno filoniano e i singoli minerali s'è visto come la serie filoniana di Lodrino sia continua e si estenda attraverso le tre fasi pegmatitica, pneumatolitica e idrotermale.

#### **Pegmatiti**

Consideriamo dapprima la fase pegmatitica. La prima domanda a sorgere è ovviamente quella della loro genesi e della loro età: tenendo conto degli studi finora eseguiti sulle pegmatiti a nord della Linea del Tonale bisogna prendere in considerazione le seguenti tre possibilità:

- a) Pegmatiti di origine magmatica, pre-alpine.
- b) Idem, post-alpine.
- c) Pseudopegmatiti (o pegmatiti palingenetiche, risultanti da processi di fusione anatettica in situ).

La prima ipotesi, che si tratti cioè di pegmatiti di origine magmatica pre-alpine può essere senz'altro scartata in base alle loro caratteristiche fenomenologiche: giacitura nettamente discordante rispetto alla roccia incassante, debole margine di pegmatizzazione tra vene e roccia incassante, indicante una reazione endomorfa della pegmatite, nessun indizio di ricristallizzazione o laminazione imputabile al processo metamorfico alpino, bensì solamente influssi cataclastici tardi. Appare quindi evidente che le vene pegmatitiche sono post-metamorfiche, cioè posteriori all'atto principale del metamorfismo alpino. A questo proposito va notato che sono in corso gli esami per la determinazione dell'età assoluta della brannerite, uno dei primi, se non il primo minerale a essersi cristallizzato nelle pegmatiti, nel laboratorio di geochimica degli isotopi e di spettrometria di massa dell'Istituto di Cristallografia e Petrografia della Scuola Politecnica Federale di Zurigo.

Accettata l'età post-metamorfica delle pegmatiti di Lodrino, restano da discutere le due ultime possibilità, che toccano la genesi: sono esse magmatiche (laddove la genesi del magma da cui si sono differenziati i filoni pegmatitici ci sembra di secondaria importanza, vista l'impossibilità di stabilirla con una anche minima sicurezza), ipotesi sostenuta da CASASOPRA (op. cit., pp. 670 sgg.), o palingenetiche, essudati anatettici in situ, come postula STERN (1966) per la maggior parte delle pegmatiti da lui esaminate?

Gli autori si riallacciano senz'altro alle conclusioni di CASASOPRA (op. cit.), cui egli giunge dopo l'esame approfondito di numerosi filoni sparsi nella Riviera: essi rivelano un'omogeneità e una regolarità nella distribuzione geografica e nel tempo dei vari tipi, tali da escluderne la genesi anatettica. Nel caso delle pegmatiti di Lodrino la presenza relativamente abbondante di minerali di elementi rari (U, Th, Ti, Mo, W) quali la brannerite, la molibdenite, la scheelite, ecc., è tipica per le pegmatiti di origine magmatica: si tratta, secondo la nomenclatura di SCHNEIDERHÖHN (1961, p. 628) di pegmatiti di „razza pura“ („rassenreine Pegmatite“, cioè di origine magmatica), o, secondo quella del FERSMAN (1930, II, pp. 207—209), di „Pegmatiten der reinen Linie“, del tipo no. 2, quelle con elementi rari.

Si è già accennato all'analogia chimica, strutturale e mineralogica

delle pegmatiti di Lodrino con quelle della Riviera, descritte da CASASOPRA (op. cit.). D'altro canto è interessante citare le seguenti pegmatiti con elementi rari della striscia lunga la Linea del Tonale, tutte appartenenti al tipo no. 2 della già citata nomenclatura di FERSMAN: quella a tapiolite, berillo, granato, ecc., di Cresciano (CASASOPRA, 1938; TADDEI, 1938), quella a columbite di Ponte Brolla (PARKER et al., 1939), quella a graftonite di Brissago (DE QUERVAIN, 1932 a e b; PARKER et al., 1939), e infine, estremamente rare, quelle a minerali radioattivi, vale a dire: quelle a uraninite di Orselina (HIRSCHI, 1937) e in Bregaglia (HIRSCHI, 1924), quella a torbernite di Sementina (TADDEI, 1937 e 1940). V'è quindi fra tutte queste pegmatiti una parentela stretta che ne rende possibile la derivazione da un magma comune. CASASOPRA (op. cit., pp. 671—672) spinge ancor oltre le conclusioni, postulando la consanguineità delle pegmatiti della zona delle radici addirittura con quelle a sud della Linea del Tonale: queste ultime sono però, almeno in parte, di età ercinica, ad es. quelle di Piona-Olgiasca, di cui recentemente è stata determinata l'età assoluta (cfr. EL TAHLAWI, 1965, pp. 120—122).

Stabilita la genesi magmatica delle pegmatiti di Lodrino restano da fare alcune considerazioni sulle condizioni fisiche al momento della loro formazione e sulla serie di cristallizzazione. Già dalle descrizioni macroscopiche risulta chiaramente come i vari minerali contenuti nelle pegmatiti di Lodrino non si siano cristallizzati contemporaneamente. Il primo minerale a formarsi, se si tralasciano la titanite e l'apatite, di posizione incerta, ma probabilmente cristallizzate in un primo tempo, è senza dubbio la brannerite, idiomorfa e racchiusa in microclino, che permette di stabilire il punto di partenza della cristallizzazione delle pegmatiti nella fase C di FERSMAN (in: SCHNEIDERHÖHN, 1961, tab. 135, p. 500), comprendente le pegmatiti vere e proprie, a „minerali neri“, con temperature attorno a 700° e a una distanza dall'ammasso magmatico dell'ordine di grandezza di  $1/2$  km, sempre secondo i due autori citati. Il secondo minerale è probabilmente una prima fase della molibdenite, toccata da fenomeni molto intensi di cataclasi e racchiusa in microclino molto meno deformato. Seguono poi, nell'ordine: microclino, albite, quarzo, scheelite e rutilo, gli ultimi due già in una fase a minore termalità, al passaggio tra il dominio pegmatitico e quello pneumatolitico: secondo la nomenclatura degli autori citati prima, nella fase F (zona a wolframite) con temperature attorno a 500°. Una posizione incerta assumono i minerali cristallizzati nelle cavità miarolitiche, quarzo più o meno intensamente affumicato, muscovite gialla e arancione e pennina. Il primo a cristallizzarsi è stato senza dubbio il quarzo affumicato (fase D o E?), seguito

dalla muscovite e infine dalla pennina, questa indubbiamente molto tarda, appartenente al dominio idrotermale, come la powellite, derivato secondario della molibdenite.

A questo punto, prima di continuare la discussione sui domini seguenti, quello pneumatolitico e quello idrotermale, ci sembra utile descrivere criticamente la posizione genetica della brannerite, confrontando quella di Lodrino con in dati della letteratura.

#### Considerazioni di ordine genetico sulla brannerite

In tutto il mondo i giacimenti di brannerite non sorpassano di molto la ventina: purtuttavia sulla base di questi pochi dati è possibile una buona caratterizzazione delle condizioni fisiche e dell'ambiente di formazione del minerale. Un ottimo sguardo generale è riportato da HEINRICH (1958). Per la completezza delle nostre considerazioni preferiamo però discutere tutti i giacimenti.

Le due forme principali di giacitura della brannerite sono i differenziati magmatici acidi (pegmatiti e vene di quarzo) e i depositi alluvionali. Un terzo gruppo comprende infine forme isolate di giacitura che in un modo o nell'altro esulano dalle caratteristiche dei primi due.

*A. Giacimenti in pegmatiti.* Se ne conoscono solamente tre, i seguenti:

1. Fuenteovejuna presso Cordoba, Spagna (GEORGE, 1949); nessuna indicazione sulla paragenesi.

2. Mount Antero Region, Chaffee County, Colorado (cfr. tab. 9, colonna 3), con paragenesi molto ricca, analoga a quella di Lodrino, in più con silicati di Al e Be (berillo, tormalina, granato, topazio, fenacite). La brannerite si trova sia nelle pegmatiti che nelle vene di quarzo (ADAMS, 1953).

3. Lodrino, Ticino, Svizzera (questo lavoro) (cfr. tab. 9, colonna 9).

*B. Giacimenti in vene di quarzo.* Se ne conoscono quattro: in tutti la brannerite è associata a rutilo o a molibdenite.

1. Château-Lambert nei Vosgi: la brannerite affiora nel quarzo filoniano bianco grigiastro ed è accompagnata da uraninite e da molibdenite (BRANCHE et al., 1951; GEFFROY e SARCIA, 1954) (cfr. tab. 9, colonna 1).

2. Crocker's Well, Australia: si tratta di absite, una varietà particolarmente ricca di torio della brannerite, con rutilo, in vene di quarzo (cfr. tab. 9, colonna 5) (WHITTLE, 1954; GREENHALGH e JEFFERY, 1959).

3. Bou Azzer, Marocco: la brannerite è associata a molibdenite (cfr. tab. 9, colonna 2). (JOURAVSKI, 1952; PABST, 1954).

4. Coleville, Mono County, California: la brannerite presenta caratteristiche morfologiche e paragenetiche vicine a quella di Lodrino, ed è associata a molibdenite (cfr. tab. 9, colonna 4) (PABST, 1954).

*C. Giacimenti in depositi alluvionali.* Se ne conoscono sei e vi appartiene il giacimento quantitativamente più importante di brannerite, quello dell'Ontario in Canada, e il primo giacimento di brannerite, scoperto nel 1915 (HESS e WELLS, 1920).

1. Kelly Gulch, Custer County, Idaho: in un'alluvione con oro, poco distante da un granito con pegmatiti. La brannerite è quasi sicuramente detritica, elaborata dalle vene pegmatitiche (HESS e WELLS, 1920).

2. Blind River District, Ontario, Canada: la brannerite occorre in conglomerati quarzosi, nella matrice; essa è probabilmente più recente del conglomerato e si è formata grazie alla cosiddetta „reazione Pronto“ (cfr. più sotto) (NUFFIELD, 1954; HEINRICH, 1958).

3. Regione di Puket-Pangnga, Siam: in depositi alluvionali con samarskite e monazite; detritica? (DAVIDSON, 1956.)

4. Elk City, Idaho: in grani detritici in alluvioni con rutilo, ecc. (ADLER e PUIG, 1961).

5. Florence, Montana: grani detritici in sabbie pesanti con rutilo e granato (ADLER e PUIG, 1961).

6. Miniere del Dominion Reef, Klerksdorp, Africa del Sud: in un conglomerato con ciottoli di quarzo, assieme a rutilo; probabilmente secondaria dalla reazione Pronto (cfr. tab. 9, colonna 8) (TAYLOR et al., 1962).

In questo gruppo la brannerite è solo in parte sicuramente detritica e derivante da materiale pegmatitico (o da vene di quarzo) rielaborato. Almeno parzialmente si deve ammettere che essa si sia formata nel sedimento a partire da uraninite e rutilo in condizioni idrotermali: si tratta della reazione Pronto (RAMDOHR, 1960, p. 955).

*D. Giacimenti di vario tipo.* Sei altri giacimenti contengono brannerite la cui presenza è legata a unità petrografiche differenti da quelle descritte prima.

1. Modum Area, Norvegia: la brannerite si trova in fessure in uno scisto verde con rutilo, quarzo, ecc.; nelle vicinanze affiorano però pegmatiti. E' opinione degli autori che la descrivono che essa sia di origine metasomatica idrotermale (deposito mesotermale) (cfr. tab. 9, colonna 6). (VAN AUTENBOER e SKJERLIE, 1957).

2. San Bernardino County, California: la brannerite forma noduli lenticolari o sferici nel gneis granitico grigio, con euxenite e rutilo. Non legata a pegmatiti bensì a piccole cavità con cristalli di ortoclasio (cfr. tab. 9, colonna 7) (HEWETT et al., 1957).

3. Eastern Ontario, Canada. La brannerite è contenuta in una massa irregolare di grammatite raggiata in rocce metamorfiche precambrie (MODDLE, 1957).

4. Russia: in vene carbonatate in rocce a nefelina, microclino e muscovite (in: FLEISCHER, 1958).

5. Mürtchenalp, Ct. Glarona, Svizzera: la brannerite, con uraninite, rutilo, anatasio, ecc. si trova in mineralizzazioni in rocce sedimentarie, ed è, secondo l'autore, generata dalla reazione Pronto in condizioni meso-fino epitermali (BÄCHTIGER, 1963).

6. Olsa presso Friesach, Austria: la brannerite, d'altronde di diagnosi incerta, accompagnata da löllingite, bismuto nativo, bismutinite, chloantite, rammels-

Tabella 9. *Paragenesi a brannerite di nove giacimenti*

Minerale	Giacimento								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Brannerite									
Uraninite .ecc.									
Molibdenite									
Rutilo									
Quarzo									
Quarzo affumicato									
Albite									
Microclino									
Sanidino									
Columbite									
Scheelite									
Powellite									
Molibdite									
Monazite									
Zircone									
Apatite									
Berillo									
Tormalina									
Granato									
Anfibolo									
Biotite									
Muscovite									
Topazio									
Fenacite									
Fluorite									
Adularia									
Epidoto									
Titanite									
Calcite									
Clorite									
Zeoliti									
Ilmenite									
Magnetite									
Pirrotite									
Galena									
Pirite									
Marcasite									
Calcopirite									
Bornite									
Tetraedrite									
Bismutinite									
Limonite									

1. Château-Lambert nei Vosgi (Francia). BRANCHE et al. (1951).
2. Bou Azzer, Marocco. JOURAVSKI (1952); PABST (1954).
3. Mount Antero Region, Chaffee County, Colorado. Inoltre con hübnerite e bertrandite. ADAMS (1953).
4. Mono County, California. PABST (1954).
5. Crocker's Well, Australia. WHITTLE (1954).
6. Modum Area, Norvegia. VAN AUTENBOER e SKJERLIE (1957).
7. San Bernardino County, California. HEWETT et al. (1957).
8. Dominion Reef, Kleksdorp, Africa del Sud. Inoltre con euxenite, uranotorite, cromite, cassiterite, arsenopirite, sfalerite e oro. TAYLOR et al. (1962).
9. Lodrino, Ticino, Svizzera. Inoltre prenite, arsenopirite e löllingite. Questo lavoro.

bergite, oro e argento nativi, korynite, gersdorffite, ullmannite, titanite, anatasio, quarzo, ankerite, siderite, brookite, rutilo, uraninite, coffinite, si trova in mineralizzazioni metasomatiche in serie di marmi. Secondo i due autori generata dalla reazione Pronto (EL GORESEY e MEIXNER, 1965).

Nella tabella 9 sono riportate le paragenesi dei giacimenti più importanti di brannerite, descritti sopra: da questa risulta come alcuni minerali che accompagnano la brannerite siano presenti in quasi tutti i giacimenti, ad es. la molibdenite, il rutilo e il quarzo affumicato.

Dal quadro sinottico precedente risulta chiaramente come la brannerite dei giacimenti primari si possa formare in un dominio abbastanza vasto, compreso fra le pegmatiti vere e proprie (a temperature attorno a 700°, come nel caso di Lodrino descritto in questo lavoro) e le venute idrotermali (a temperature molto più modeste), oltre all'altra possibilità, quella della reazione Pronto, che si verifica in alcuni giacimenti alluvionali. A queste varie possibilità aveva già accennato RAMDOHR (1960, p. 956).

#### Vene di quarzo

Le vene di quarzo rappresentano l'estinguersi della fase pegmatitica, ovvero il termine di passaggio alle fessure a minerali idrotermali e sono caratterizzate dall'importante contenuto di rutilo, accompagnato da rara biotite e ilmenite. Il rutilo è incluso nel quarzo in forma di cristalli idiomorfi o ricopre le pareti di sottili fessure nel quarzo in prossimità del gneis; l'ilmenite occupa piccole fessure nel quarzo a contatto col gneis e infine la biotite si trova sotto forma di lamine racchiuse completamente nel quarzo. La serie di cristallizzazione è presumibilmente la seguente: biotite, ilmenite, rutilo; il quarzo ha iniziato la cristallizzazione prima dell'ilmenite, continuandola poi oltre la formazione del rutilo.

#### Fessure a minerali idrotermali

Le fessure della fase idrotermale segnano la fine del fenomeno filoniano postmetamorfico. I minerali in esse contenuti si sono formati in tempi susseguenti durante varie fasi, come lo dimostrano la loro giacitura e le relazioni di contatto. La cristallizzazione del quarzo è senz'altro quella che di tutti i minerali si estende su di un lasso di tempo più lungo, dalla formazione dei filoni ai cristalli torbidi e grossi nelle fessure fino ai cristallini più limpidi. L'adularia è stato il primo minerale a cristallizzarsi, seguita dall'epidoto, in parte però contemporaneo al quarzo. La rara muscovite incolore delle fessure è di formazione posteriore a quella del quarzo. Un

altro minerale, la cui formazione occupa uno spazio di tempo relativamente lungo, è la pennina: essa infatti da una parte è inclusa nel quarzo, mentre dall'altra ricopre adularia, rutilo aciculare e titanite, mentre non ricopre mai l'epidoto. Il berillo occupa una posizione incerta: presumibilmente la sua cristallizzazione segue immediatamente quella dell'adularia, sulla quale si trova adagiato. La prenite è posteriore al quarzo ed è contemporanea fino posteriore alla pennina, precedendo inoltre immediatamente la formazione della fluorite e della calcite, seguite a loro volta dalle uniche due zeoliti, nell'ordine scolecite e laumontite. Una posizione pure incerta occupano i minerali metalliferi, in parte sicuramente precedenti la formazione della pennina, dalla quale alcuni di essi sono circondati (ad es. la pirite).

E' interessante osservare come il chimismo del complesso dei minerali di fessura riproduca alcune caratteristiche già rilevate nei minerali delle pegmatiti e delle vene di quarzo, cioè: ricchezza di K e povertà di Na, abbondanza di Ti e di Mo; ciò dimostra una volta ancora la continuità del fenomeno filoniano attraverso le tre fasi. D'altra parte i minerali di formazione idrotermale del giacimento di Lodrino presentano caratteristiche paragenetiche e mineralogiche del tutto analoghe a quelle dei giacimenti della stessa fase nella regione lepontinica.

Gli autori tengono a ringraziare numerose persone, senza la preziosa collaborazione delle quali le conoscenze sui minerali di Lodrino sarebbero state molto più limitate: innanzitutto il gruppo bellinzonese dei cristallieri, sempre generosi di materiale e di notizie particolareggiate; la Commissione Geotecnica Svizzera e in particolar modo il suo presidente, prof. F. de Quervain, per aver accolto il lavoro nella Serie geotecnica (Memorie brevi) e per avere coperto le spese relative ai lavori di elaborazione del materiale; i proff. F. Laves e A. Gansser, direttori dell'Istituto di Cristallografia e di Petrografia, rispettivamente dell'Istituto di Geologia della Scuola Politecnica Federale di Zurigo, per avere appoggiato lo svolgimento di questo lavoro, il prof. E. Dal Vesco per le sue osservazioni critiche in merito al problema genetico, il prof. M. Weibel per avere eseguito l'analisi chimica della brannerite, il dott. T. Rybach per le analisi radiometriche del contenuto di elementi radioattivi della brannerite, il dott. N. Müller per l'analisi termica differenziale della brannerite, R. Gubser per le numerose analisi con la microsonda a elettroni, V. Dietrich per la assistenza durante i lavori al microscopio a luce riflessa, la sig.na M. Corlett per la traduzione del sunto inglese, il dott. R. Schmid per quella del sunto tedesco, E. Schärli per la confezione dei preparati, M. Zuber e W. Bauer per i lavori fotografici.

## OPERE CITATE E CONSULTATE

BSMP = Bollettino svizzero di Mineralogia e Petrografia

- ADAMS, J. W. (1953): Beryllium Deposits of the Mount Antero Region, Chaffee County, Colorado. Geol. Surv. Bull. 982-D.
- ADLER, H. H. e PUIG, J. A. (1961): Observations on the Thermal Behaviour of Brannerite. Amer. Mineral. 46, 1086—1096.
- ARNOLD, R. G. (1966): Mixtures of hexagonal and monoclinic Pyrrhotite by X-Ray Diffraction. Amer. Mineral. 51, 1221—1227.
- BÄCHTIGER, K. (1963): Die Kupfer- und Uranmineralisationen der Mürtschenalp. Mat. geol. Svizzera, Ser. geotecnica 38.
- BERMAN, J. (1955): Identification of Metamict Minerals by X-Ray Diffraction. Amer. Mineral. 40, 805—827.
- BERRY, L. G. e THOMPSON, R. M. (1962): X-Ray Powder Data for Ore Minerals: The Peacock Atlas. Geol. Soc. Amer., Mem. 85.
- BRANCHE, G., CHERVET, J. e GUILLEMIN, C. (1951): Nouvelles espèces uranifères françaises. Bull. soc. franç. min. crist. 74, 457—488.
- BRUNNER, G. O. (1964): Thermolumineszenzmessung mit Doppelstrahlspektrometer. Helv. Phys. Acta 37, 1, 51—54.
- BYSTRÖM, A. (1945): Monoclinic magnetic pyrites. Arkiv. Kemi, Mineral. Geol. 19 B (8), 1—8.
- CASASOPRA, S. (1938): La presenza della tapiolite nelle pegmatiti di Cresciano. BSMP 18, 441—450.
- (1939): Studio petrografico dello Gneiss granitico Leventina. BSMP 19, 449—709.
- COOMBS, D. S. (1952): Cell Size, Optical Properties and Chemical Composition of Laumontite and Leonhardite. Amer. Mineral. 37, 812—830.
- CORLETT, M. (in stampa): Low-iron Polimorphous in the Pyrrhotite group. Z. Krist.
- DAVIDSON, C. F. (1956): The Economic Geology of Thorium. Mining Mag. 94, 4, 197—208.
- EL GORESY, A. e MEIXNER, H. (1965): Brannerit aus den Eisenspatlagerstätten von Olsa bei Friesach, Kärnten. N. Jb. Mineral. Abh. 103, 1, 94—98.
- EL TAHLAWI, M. R. (1965): Geologie und Petrographie des nordöstlichen Comerseegebietes. Diss. Zurigo.
- FERSMAN, A. E. (1952) Les pegmatites. I: Les pegmatites granitiques (traduzione francese della 1a. ed., 1931). Louvain et Bruxelles.
- FLEISCHER, M. (1958): New Mineral Names. Amer. Mineral. 43, 378—384.
- FRONDEL, C. (1958): Systematic Mineralogy of Uranium and Thorium. U.S. Geol. Surv. Bull. 1064, 333—337.
- GEFFROY, J. e SARCIA, J. A. (1954): Contribution à l'étude des pechblendes françaises. Sciences de la Terre. Ann. école nat. sup. géol. appl. prosp. minière univ. Nancy, vol. II, no. 1—2.
- GEORGE, D. (1949): Mineralogy of Uranium and Thorium Bearing Minerals. U.S. Atomic Energy Comm. RMO-563 rev.
- GREENHALGH, D. e JEFFERY, P. M. (1959): A contribution to the pre-Cambrian chronology of Australia. Geochim. Cosmoch. Acta 16, 39—57.

- GUBSER, R. e LAVES, F. (1967): On X-ray properties of Adularia (K, Na)  $AlSi_3O_8$ . BSMP 47, 1, 177—188.
- HEINRICH, E. W. (1958): Mineralogy and Geology of Radioactive Raw Materials. McGraw-Hill, New York.
- HESS, F. L. e WELLS, R. C. (1920): Brannerite, a new Uranium Mineral. J. Franklin Inst. 189, 225—237 e 779—780.
- HEWETT, D. F., STONE, J. e LEVINE, H. (1957): Brannerite from San Bernardino County, California. Amer. Mineral. 42, 30—38.
- HIRSCHI, H. (1924): Ein Pechblendevorkommen in der Schweiz. BSMP 4, 368.
- (1937): Radioaktive Gesteinszone von Orselina (Tessin). BSMP 17, 179—181.
- JOURAVSKI, G. (1952): Découverte de la molybdénite à Bou Azzer, Sud-Marocain. Acad. Sci. Paris, C. r. 234, 124.
- KAIMAN, S. (1959): Synthesis of Brannerite. Can. Min. 6, 3, 389—390.
- LAPHAM, D. M. (1963): Leonhardite and Laumontite in Diabase from Dilloburg, Pennsylvania. Amer. Mineral. 48, 683—689.
- MODDLE, D. A. (1957): Brannerite from Eastern Ontario. Can. Min. 6, 1, 155—157.
- NIGGLI, P. (1927): Tabellen zur allgemeinen und speziellen Mineralogie. Bornträger, Berlino.
- NUFFIELD, E. W. (1954): Brannerite from Ontario, Canada. Contr. Can. Min. 5, 6, 520—522, e Amer. Mineral. 39, 520—522.
- ÖZTUNALI, Ö. (1959): Über die Struktur von Brannerit. N. Jb. Mineral. Mh., 187—188.
- PABST, A. (1952): The Metamict State. Amer. Mineral. 37, 137—157.
- (1954): Brannerite from California. Amer. Mineral. 39, 109—117.
- PALACHE, C., BERMAN, H. e FRONDEL, C.: Dana's System of Mineralogy, vol. I (1946), vol. II (1951). 7a. ed. New York.
- PARKER, R. L. (1929): Kristallzeichnen. Bornträger, Berlino.
- PARKER, R. L., DE QUERVAIN, F. e WEBER, F. (1939): Über einige neue und seltene Mineralien der Schweizeralpen. BSMP 19, 293—306.
- PATCHETT, J. E. e NUFFIELD, E. W. (1960): Studies of Radioactive Compounds. X — The Synthesis and Crystallography of Brannerite. Can. Min. 6, 4, 483—490.
- PEREZ Y JORBA, M., MONDANGE, H. e COLLONGES, R. (1961): Sur les composés formés par la thorine avec les oxydes de métaux tétravalants. Bull. Soc. chim. France, 79—81.
- DE QUERVAIN, F. (1932a): Pegmatitbildungen von Brissago. BSMP 12, 539—540.
- (1932b): Pegmatitbildungen von Valle della Madonna bei Brissago. Mitt. Natw. Ges. Thun, 1—5.
- RAMDOHR, P. (1960): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akad. Berlino.
- RUH, R. e WADSLEY, A. D. (1966): The Crystal Structure of  $ThTi_2O_6$  (Brannerite). Acta Cryst. 21, 974—978.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1961): Die Erzlagerstätten der Erde. Vol. II: Die Pegmatite. G. Fischer, Stoccarda.
- SCHRÖCKE, H. (1958): Zur Synthese von  $AB_2O_6$ -Verbindungen. N. Jb. Mineral. Mh., 70—71.
- SEELIGER, E. e STRUNZ, H. (1965): Erzpetrographie der Uran-Mineralien von Wölsendorf. II. Mitteilung: Brannerit, Lermontovit (?), Selen und Selenide, Ni- und Bi-Begleitminerale etc. N. Jb. Mineral. Abh. 103, 2, 163—178.

- STERN, W. B. (1966): Zur Mineralchemie von Glimmern aus Tessiner Pegmatiten. BSMP 46, 1, 137—188.
- SWANSON, GILFRICH e COOK (1955): Nat. Bureau Standards, Circ. 539, vol. 5.  
— (1956): Nat. Bureau Standards, Circ. 6, 22—25.
- TADDEI, C. (1937): Dalle Alpi Lepontine al Ceneri. Bellinzona.  
— (1938): Notizie mineralogiche ticinesi: berillo e prenite di Cresciano sul Sasso. BSMP 18, 437—440.  
— (1940): Pegmatiti della Svizzera Italiana e minerali in esse contenuti. BSMP 20, 247—252.
- TAYLOR, K., BOWIE, S. H. U. e HORNE, J. T. E. (1962): Radioactive Minerals in the Dominion Reef. Mining Mag. 107, 6, 329—332.
- VAN AUTENBOER, T. e SKYERLIE, F. J. (1957): Brannerite, a new mineral in Norway. Norges Geol. Unders., Årbok 1956, 5—7.
- WEIBEL, M. (1964): Scheelit und Synchisit aus dem Tavetsch. BSMP 44, 1, 133—135.
- WHITTLE, A. W. G. (1954): Absite, a new mineral related to brannerite. Mining Rev. South Australia Dept. Mines 97, 99—106.

Manoscritto ricevuto il 15 febbraio 1967.

---

### SPIEGAZIONI DELLA TAVOLA I

- Fig. 1. Due cristalli di brannerite nella pegmatite. Il cristallo più lungo misura 1 cm. Coll. M. Weibel.
- Fig. 2. Due geminati „a ginocchio“ di rutilo su quarzo. Il cristallo a destra misura 1,7 cm. Coll. M. Weibel.
- Fig. 3. Microfotografia di una sezione sottile di brannerite (opaca, idiomorfa) racchiusa da microclino in parte pertitico. Nicol incrociati.  $\times 13$ .
- Fig. 4. Stessa sezione sottile: il cristallo idiomorfo di brannerite è rotto e cementato da microclino a grana fine. Nicol incrociati.  $\times 13$ .
- Fig. 5. Microfotografia di un preparato levigato con brannerite in microclino. La brannerite è idiomorfa, omogenea e inalterata. Nicol paralleli, immersione in olio.  $\times 80$ .
- Fig. 6. Idem: la brannerite è incrinata da influssi cataclastici e alterata ai margini. Nicol paralleli, immersione in olio.  $\times 80$ .

Le fotografie 1 e 2 sono di W. Bauer, 3 e 4 di M. Zuber, 5 e 6 di F. Bianconi.

TAVOLA I

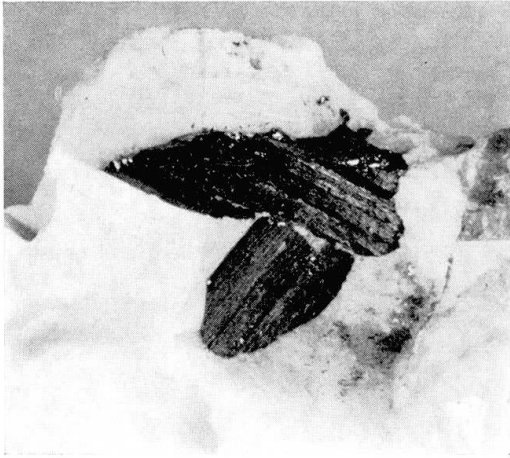


Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.

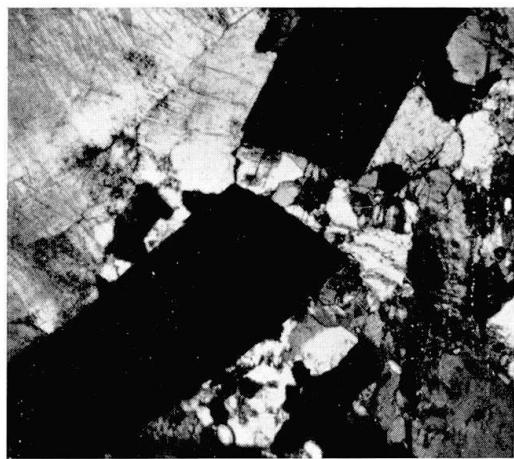


Fig. 4.

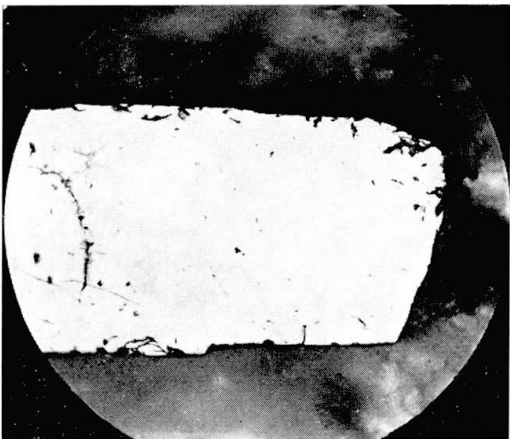


Fig. 5.

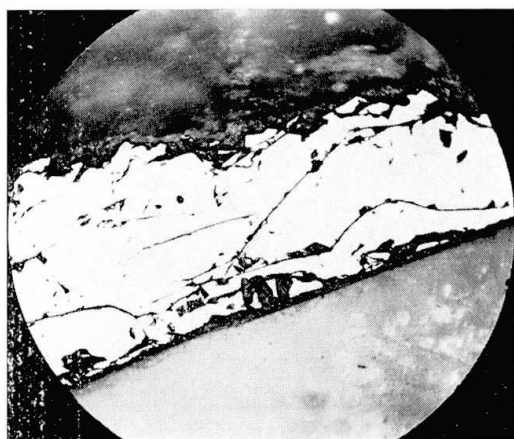


Fig. 6.

**Addendum**

Dopo la consegna del manoscritto nelle cave di Lodrino sono stati trovati tre altri minerali: orneblenda, anatasio e brookite.

*Orneblenda.* Essa si trova nelle vene di quarzo della cava 1 in cristalli colonnari subidiomorfi ricchi di inclusioni di quarzo, della lunghezza di alcuni cm.

Gli altri due minerali, anatasio e brookite, si trovano nelle fessure della cava 2, in paragenesi con quarzo, adularia e titanite.

*Anatasio.* Esso si presenta in minuti cristalli (al massimo 1 mm) con abito bipiramidale, la tipica striatura basale, colore nero bluastrò e lucentezza metallica. Con titanite e brookite, impiantato sul quarzo ialino o direttamente sulle pareti delle fessure.

*Brookite.* In cristalli di 5 mm di sviluppo massimo, impiantati sul quarzo o sull'adularia. Essi hanno abito tabulare o lamellare, colore bruno rossiccio e sono traslucidi.