

**CONTRIBUTO ALLA CONOSCENZA DEI GRANITOIDI DELLA SOMALIA
MERIDIONALE "REGIONE DEI BUR".
L'INTRUSIONE GRANITOIDE DI BUR HAYBE**

HAWA HERSI H.

Dipartimento di Geologia , UNS, Mogadiscio

PREMESSA

La regione dei Bur, situata ad Ovest di Mogadiscio, costituisce una delle due aree dove affiora estesamente il "Basamento Cristallino Precambrico" della Somalia. Essa è formata da un insieme di modesti rilievi cupoliformi, isolati o a gruppi discreti, che emergono da una pianura di suoli eluviali. Un panorama geologico-petrografico recente della zona si può trovare in ILYIN, 1965, SASSI & IBRAHIM, 1977, D'AMICO, IBRAHIM & SASSI , 1981 e BELLIENI, HAYDER, SASSI, IBRAHIM e ZIRPOLI , 1982, HAYDER , 1983.

Il presente lavoro vuole portare un contributo alla conoscenza di questa regione, ed in particolare alla individuazione dei tipi litologici affioranti, alla loro caratterizzazione petrochimica, nonché alla definizione dei rapporti che intercorrono tra le varie facies petrografiche, quali markers della successione degli eventi petrogenetici.

LINEAMENTI GEOLOGICI E PETROGRAFICI DELLA REGIONE DEI BUR

Come è noto, i dossi dei Bur, interpretati dai vecchi autori come "scheletri" di antiche catene montuose, sono costituiti prevalentemente da rocce granitiche, e raramente

lasciano vedere la relazione tra queste rocce e quelle incassanti, sempre metamorfiche, mal affioranti lungo i torrenti o incontrate da sondaggi sotto l'eluvium.

Secondo ILYIN, 1967, la tipica forma dei Bur sarebbe correlata con strutture antiformali tipo "mantled domes". L'autore, pur tentativamente, ha distinto due complessi litografici sovrapposti, chiamati successivamente "Serie Olontole" quello inferiore, e "Serie di Dinsor" quello superiore da KOZERENKO, 1970, 1972. La "Serie di Olontole" sarebbe caratterizzata prevalentemente da gneiss intimamente iniettati lit-par-lit da materiali granitici (migmatiti di base); la "Serie di Dinsor" differisce per la presenza di rocce carbonatiche varie e quarziti, spesso a magnetite. Queste ultime, secondo D'AMICO et al., 1981, sono sottostanti ai marmi.

KOZERENKO, 1970, 1972, ha avanzato una età archeozoica per il complesso inferiore ed un'età tardo-proterozoica per quello superiore. MASSOLI-NOVELLI, 1981, ha ipotizzato un'età minima di 1000 m.a. per le quarziti ferrifere della "Serie di Dinsor" sulla base di affinità con le "Banded iron formations". Tuttavia bisogna ricordare che le uniche datazioni radiometriche effettuate finora hanno fornito età intorno a 5-600 m.a. (BORSI, 1965). In particolare la migmatite di Bur Ziava ha dato un'età su roccia totale di 604 m.a., mentre le biotiti di questa migmatite, di quella di Bur Lammelevet (Labede) e del granito di Bur Hakaba sono caratterizzate rispettivamente da età di 491, 485 e 495 m.a.; la muscovite dello gneiss muscovitico di Baïdoia ha invece fornito un'età di 531 m.a. L'autore riferisce il valore più elevato di età al momento della cristallizzazione di tali rocce (da intendersi evidentemente come cristallizzazione da fusi), mentre attribuisce l'età intorno a 490 m.a. ad un "evento geologico" successivo. L'età della muscovite viene invece interpretata come età mista correlata col campo di stabilità più ampio di questa mica rispetto a quello della biotite. Da ricordare che una datazione inedita del Laboratorio di Geocronologia del C.N.R. di Pisa (Italia) ha dato un'età di 650 m.a. per il granito circoscritto di Bur Mun.

Sulla base dei dati radiometrici di BORSI, 1965, AZZAROLI e PASSERINI, 1965, hanno avanzato il seguente schema evolutivo della regione dei Bur:

lutivo della regione dei Bur:

- 1) metamorfismo regionale di grado elevato;
- 2) iniezione "lit-par-lit", mobilitazione degli gneiss e metasomatosi diffusa (600 m.a.), seguiti immediatamente da un corrugamento e probabilmente dalla formazione di corpi intrusivi maggiori (a 490 m.a.);
- 3) messa in posto dei filoni pegmatitici ed aplitici (sin. e post -corrugamento).

SASSI e BAKOS (in SASSI e IBRAHIM, 1977) hanno confermato la sequenza litostratigrafica di ILYIN (1967), ma hanno respinto lo schema evolutivo proposto da AZZAROLI e PASSERINI (1965), specie per quanto concerne l'eventuale presenza di un metasomatismo regionale. Essi sottolineano che il basamento dei Bur contiene sostanzialmente quattro litotipi: i) paragneiss a bande biotitici; ii) anfiboliti e gneiss anfibolitici, costituenti insieme ai precedenti (i) "paragneiss a bande l.s."; iii) quarziti più o meno ferrifere; iv) marmi vari. A questi tipi si associano: v) granitoidi circoscritti più o meno porfirici; vi) migmatiti; vii) pegmatiti e apliti. Le due serie di Olontole e Dinsor sarebbero in continuità stratigrafica e rappresenterebbero secondo

SASSI il risultato di una normale evoluzione sedimentologica. Il loro metamorfismo sarebbe altresì contemporaneo, così come la permeazione da parte di fusi granitici formati sostanzialmente in situ durante questo evento, forse a 600 m.a. Tale anatessi avrebbe generato una varietà di litotipi che spaziano da migmatiti ricche di paleosomi, ad arteriti a grossi corpi ultrabasici, fino a masse iniettate relativamente omogenee. I granitoidi diffusi sarebbero esclusivi della serie di Olontole, mentre quelli circoscritti si troverebbero in entrambi i complessi. Gli autori escludono che le locali anisotropie planari dei corpi granitoidi possano essere riferite a successivi eventi deformativi, considerandole ereditate dai protoliti. Con questo respingono anche una eventuale distinzione dei granitoidi in antichi e recenti basata sulla presenza o meno di anisotropie planari.

D'AMICO et al., 1981, qualche anno dopo hanno riconfermato nelle sue linee essenziali lo schema soprariportato di

SASSI e IBRAHIM, 1977. Concludono sottolineando che, pur se il quadro deformativo mesostrutturale è complesso, non esistono elementi per poter allargare la storia metamorfico-anatettica al di là di un unico grande evento, di facies anfibolitica alta e di pressione ignota, che essi tentativamente collocano intorno a 600 m.a. Le età delle miche sono interpretate come età di raffreddamento. In questo quadro, gli autori non escludono la possibilità che i granitoidi intrusi appartengano ad una fase magmatica successiva a quella metamorfico-anatettica principale, ma ritengono più probabile un loro legame con l'evento anatettico principale. Pertanto il Basamento dei Bur non avrebbe subito nessun evento termico superiore a 300°C in età post-Cambriane.

Ai fini di questo lavoro e per la vasta diffusione regionale, le rocce granitiche rappresentano il litotipo più significativo nei Bur. Secondo SASSI e IBRAHIM (1977) esistono sostanzialmente due tipi di graniti: i) "graniti diffusi" associati alle rocce migmatitiche del complesso inferiore ("Serie di Olontole"); ii) "graniti circoscritti" intrusi nelle rocce di entrambi i complessi. Gli autori ritengono che i "graniti circoscritti" rappresentino delle intrusioni cataplutoniche più o meno coeve con i fenomeni di migmatizzazione riscontrati a scala regionale. Sarebbero a favore di questa ipotesi i seguenti argomenti: a) le intrusioni si trovano entro un basamento cristallino di grado medio-alto; b) non esistono aureole termometamorfiche; c) sussistono somiglianze tra graniti circoscritti e graniti diffusi.

BELLIENI et al., (1982), hanno per la prima volta fornito un quadro generale dei caratteri petrografici e chimici dei graniti dei Bur, proponendo anche una ipotesi genetica. Essi hanno distinto tre varietà di rocce granitoidi, caratterizzate rispettivamente da:

i) grana grossa e abbondanza di K-feldspato (tipo A); ii) grana media ed abbondanza di quarzo (tipo B); iii) grana fine ed abbondanza di plagioclasio. Parallelamente a variazioni tessiturali e mineralogiche, essi hanno riscontrato chiare differenze chimiche. Ciascuna varietà appare altresì caratteristica di un'area ben definita. Quanto alla origine

di tali materiali, gli autori hanno proposto una genesi anatettica a spese di materiali leggermente diversi ed a diverse profondità.

Applicando le metodologie suggerite da H.G.F.WINKLER, 1975, hanno dedotto che i graniti dei Bur sono probabilmente cristallizzati a $P_{H_2O} = 5$ kb per il "tipo B" e di 7 kb per i "tipi A e C". A.HAYDER, 1983 ha ulteriormente approfondito le ricerche petrochimiche sui graniti dei Bur, campionando ed analizzando molti altri corpi. I suoi studi hanno confermato le distinzioni precedentemente fatte da BELLINI et al., 1982, e le relative conclusioni petrogenetiche.

Per quanto riguarda le rocce granitiche di Bur Haybe, oggetto del presente lavoro, esse sono riferibili ai graniti del "tipo A", se ne differenziano per la comparsa di orneblenda fra i costituenti principali, un carattere ritrovato in poche altre masse granitoidi della regione dei Bur (Qalin, Goray; BELLINI et al., 1982).

L'INTRUSIONE GRANITICA DI BUR HAYBE

Osservazioni geologiche

La zona di Bur Haybe è situata circa 37 km a NE di Bur Hacaba, (Regione di Beydhaba). L'intrusione granitica costituisce oltre al Bur principale (Haybe 558 m.), un insieme di altri Bur minori, come è indicato nella Fig.1.

L'area circostante questi rilievi è ricoperta da prodotti quaternari. Ciò rende difficile l'osservazione diretta dei rapporti tra il granito ed il basamento a contatto. Secondo ILYIN (1967), il granito di Bur Haybe potrebbe essere intruso nel complesso scistoso di Olontole, caratterizzato da ampio sviluppo di migmatiti. Tale ipotesi sembrerebbe confermata dalla mancanza delle facies carbonatiche e delle quarziti ferrifere, tipiche della serie di Dinsor. In pratica, i rapporti tra granito e basamento possono essere dedotti solo indirettamente, attraverso l'osservazione del numero di lembi metamorfici presenti entro il corpo granitico principale ed a Bur Duale*. Si tratta di xenoliti lunghi anche

* Successive indagini di campagna hanno evidenziato la possibilità che le migmatiti della porzione interna del Bur Sakarta più che grossi corpi xenolitici, rappresentano termini affioranti della formazione di Olontole. Tale ipotesi potrà essere confermata da ricerche tutt'ora in corso.

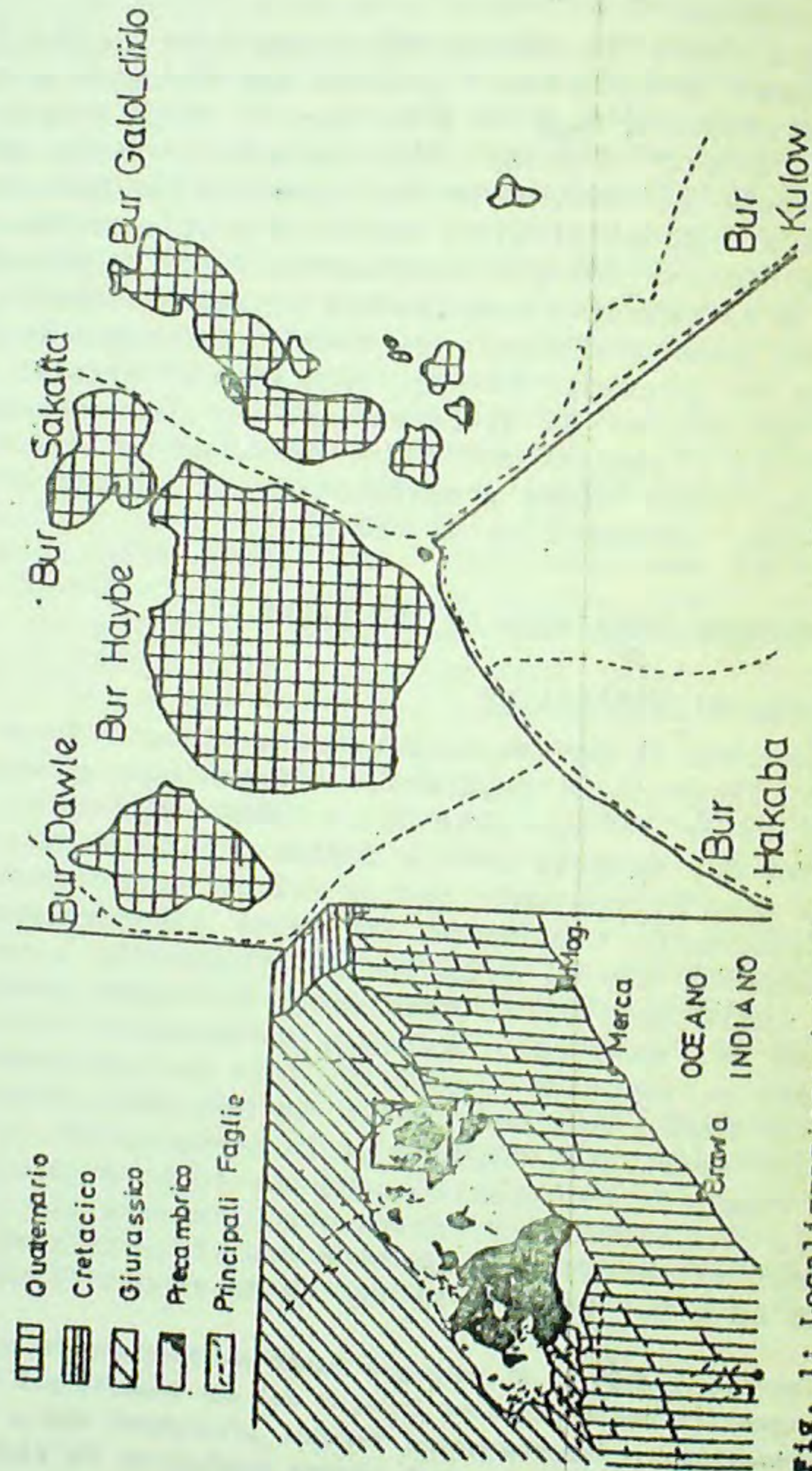


Fig. 1: Localizzazione dei principali corpi plutonici dell'area di Bur Haybe.

qualche centinaio di metri e potenti fino ad una decina di metri, di solito allineati tra loro. La scistosità interna è spesso parallela alla forma esterna. Anche il granito principale incassante ha una leggera foliazione con direzione NW-SE, egualmente parallela alle direzioni sopradette e particolarmente sviluppata sul versante meridionale di Bur Haybe. Significativi risultano i rapporti tra questa foliazione con gli inclusi sopracitati e con i filoni tardivi di microgranito. Mentre i piccoli inclusi gneissici mostrano di regola la forma lenticolare e sono allineati nella citata foliazione, gli inclusi metrici possono mostrare chiare discordanze tra foliazione interna e quella esterna. Anche quelli di grandi dimensioni, allineati tra loro e allungati secondo la foliazione del granito, possono presentare evidenti rapporti discordanti a piccola scala. La struttura interna degli inclusi maggiori è molto complicata. Sono presenti pieghe intrafoliali che interessano vene leucosomatiche, porzioni paleosomatiche e bande feldspatizzate. Non mancano tuttavia zone quasi del tutto prive di foliazione, con aspetto microgranitico (vedi oltre "granito" grigio minuto). I contatti tra granito a grana grossa e inclusi sono spesso sottolineati da concentrazioni di minerali femici o da bordi di reazioni quarzoso-feldspatici. Gli xenoliti sono tipicamente interessati dalla presenza di vene granitiche alimentate dal granito a grana grossa. Tali vene possono essere concordanti o discordanti. A volte si osserva la formazione di vere e proprie agmatiti associate ad una più o meno evidente rotazione dei singoli blocchi di gneiss. Sia gli inclusi che il granito principale sono tagliati da filoni, vene e sacche di microgranito rosa e di pegmatiti, di regola privi di tessitura orientata.

La presenza dei rapporti descritti tra inclusi, granito a grana grossa e vene tardive segnalano che il granito principale ha intruso una serie già interessata da fenomeni di migmatizzazione e successivamente foliata. L'evento deformativo responsabile della foliazione del granito ha in parte ristrutturato gli inclusi senza tuttavia obliterare del tutto la vecchia foliazione. La foliazione del granito principa

le ha la stessa orientazione in tutto il complesso intrusivo, ad eccezione di casi limitati. La sua formazione si colloca tra l'atto della intrusione del granito e quello della intrusione delle vene di microgranito rosa e delle pegmatiti, due eventi verosimilmente non molto distanti tra loro. Si tratta quindi di una deformazione la cui durata è stata piuttosto limitata nel tempo. La sua attribuzione ad un fenomeno tettonico regionale è al momento piuttosto incerta.

Litotipi affioranti

Sul terreno sono riconoscibili i seguenti litotipi fondamentali:

A)- Granito a grana grossa: si tratta del litotipo predominante. Sul terreno presenta una tessitura leggermente foliata, colore rossastro. Esso è costituito da grossi cristalli di feldspato potassico immersi in una matrice più minuta formata da quarzo, altri feldspati e piccole lamine micacee. Talora l'aspetto diventa marcatamente "porfirico" per la abbondanza di grossi cristalli di feldspato potassico. Alla scala dell'affioramento la roccia è caratterizzata da fratture frequentemente riempite da quarzo tardivo.

B)- "Granito" grigio a grana minuta: è rappresentato da rocce piuttosto compatte, grigio e moderatamente ricche di biotite, con grana distintamente più fine di quella del granito sopraccitato. Spesso risulta orientato, tanto da simulare una tessitura gneissica. Al pari del granito principale, il "granito" grigio risulta permeato da filoncelli di leucogranito rosa. E' altresì di norma associato a porzioni restitiche di aspetto distintamente gneissico, verso le quali mostra limiti sfumati. I caratteri descritti pertanto suggeriscono che si tratta in realtà dei possibili livelli magmatici più evoluti.

C)- Leucograniti rosa passanti ad apliti: questa facies in genere costituisce una fitta ragnatela di filoni che tagliano tutti gli altri litotipi, di solito con direzione NW-SE leggermente discordante con la foliazione del granito principale e degli inclusi. In altri casi formano piccoli stocks o sacche a contorni sfumati entro il granito principale. Di

regola il granito rosa non è orientato.

D)- Xenoliti migmatitici: si tratta di metamorfiti talora piuttosto femiche in quanto ricche di biotite ed anfibolo, tanto da far passaggio ad anfiboliti, e che come già accennato costituiscono corpi lenticolari subparalleli o blocchi dispersi, anche ruotati, entro il granito a grana grossa. E' già stato sottolineato che tali rocce sono state interessate da un fenomeno di migmatizzazione precedentemente al loro inglobamento nel granito a grana grossa. Questo ultimo ed il leucogranito rosa permeano gli gneiss sia in modo discordante, sia secondo la foliazione interna (peraltro parallela a quella esterna, poco marcata, del granito a grana grossa). Tali rapporti ed i bordi di reazione biotitici o quarzoso-feldspatici, presenti presso i contatti, suggeriscono che queste rocce non hanno subito sostanzialmente modificazioni ad opera del granito incassante.

Caratteri petrografici

Sui litotipi distinti in precedenza sono state effettuate analisi modali mediante un contatore di punti. I dati ottenuti sono riassunti nella Tab.1 e nella Fig.2, dove è anche riportato il triangolo classificativo di Streckeis (1973) relativo alle rocce plutoniche con quarzo. I dati ottenuti mostrano che le rocce analizzate cadono essenzialmente nel campo dei monzograniti. Si osservano tuttavia alcune variazioni sistematiche, legate soprattutto a diversa abbondanza del plagioclasio. Infatti passando dai termini grigi a grana minuta, ai graniti a megacristalli di K-feldspato fino ai leucograniti rosa si osserva una progressiva riduzione della quantità di plagioclasio, mentre il rapporto Q/A si mantiene approssimativamente costante. Tra i leucograniti rosa sono presenti anche termini che ricadono nel campo dei sienograniti.

Una descrizione petrografica dei litotipi affioranti è riportata qui di seguito.

Granito a grossi cristalli di K-feldspato: si tratta di una roccia con struttura granulare a grana grossa (0,5-2 cm), che tende ad assumere carattere moderatamente "porfi-

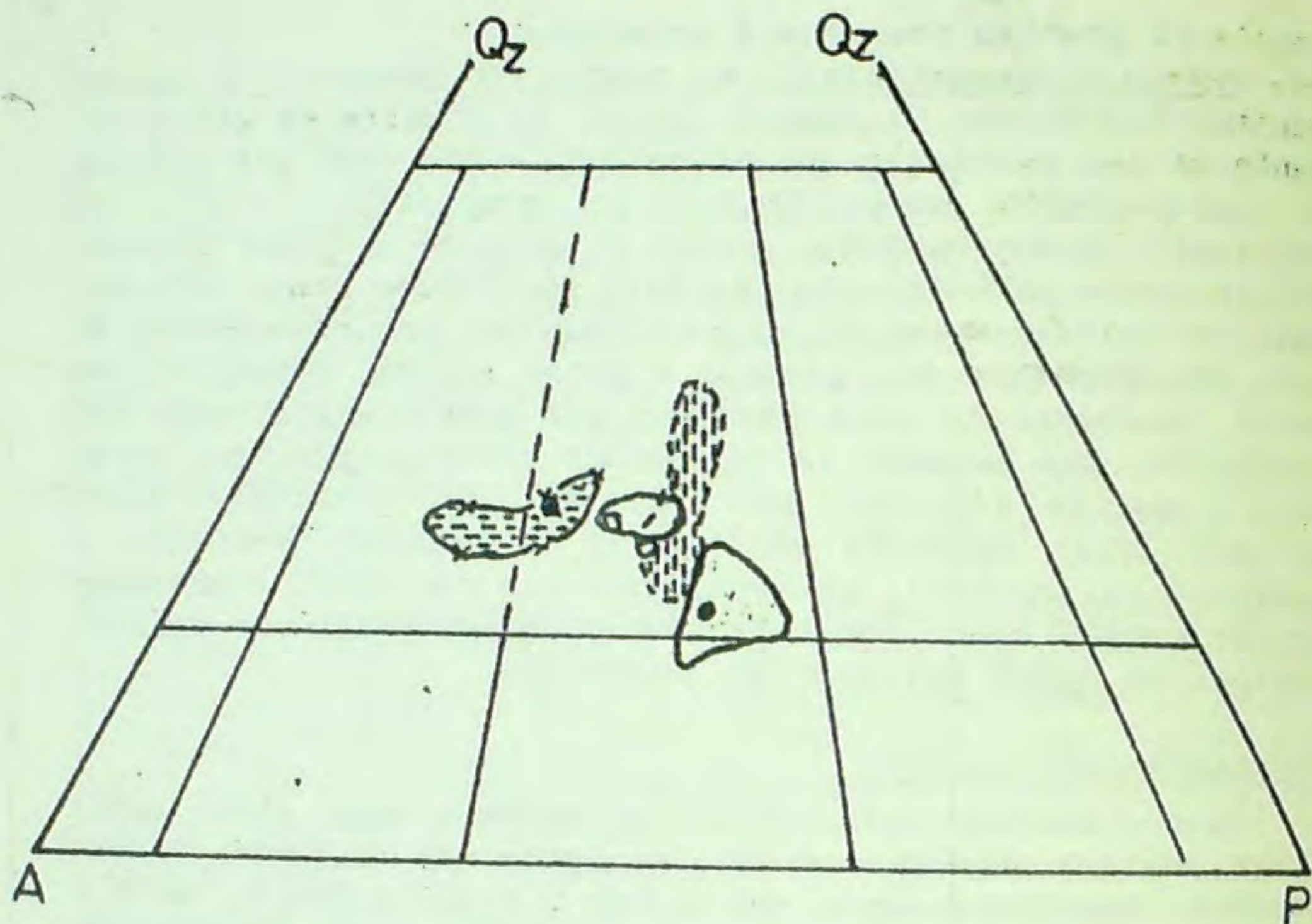


FIG. 2

Composizione modale delle rocce di Bur Haybe. E' riportato il campo di variazione del granito grigio a grana minuta (campo grigio); del granito a grana grossa (campo a linee orizzontali); delle sacche (in bianco) e dei filoni (righe verticali).

rico" là dove il feldspato potassico prende uno sviluppo superiore a quello medio degli altri componenti (massimo allungamento 4 cm).

Al microscopio si osserva una struttura ipidiomorfa caratterizzata dall'aspetto automorfo e subautomorfo di alcuni costituenti quali plagioclasio, biotite, zircone, apatite, allanite, e dal carattere per lo più allotriomorfo del quarzo e del K-feldspato. I grossi cristalli di K-feldspato pur avendo una tendenza subautomorfa contengono inclusi tutti gli altri componenti, a volte con chiari segni di sostituzione specie sul plagioclasio.

La composizione mineralogica essenziale è data da plagioclasio, microclino-micropertite, quarzo, biotite. Taluni campioni si differenziano per la presenza di orneblenda. I rapporti quantitativi fra questi costituenti sono riportati nella tabella 1. Come costituenti accessori compaiono: zircone (xenotimo), apatite, allanite, minerali opachi e titanite.

Questo litotipo nel complesso è abbastanza fresco. Lievi alterazioni secondarie si notano quà e là a spese dei plagioclasii e della biotite con sviluppo di sericite e clorite rispettivamente. Più accentuata è invece, anche se con una distribuzione irregolare, l'alterazione dell'anfibolo che appare trasformato più o meno parzialmente in un prodotto microcristallino bruno-rossastro con birifrangenza d'aggregato, probabilmente in buona parte costituito da ossidi di Fe. Una pronunciata alterazione di tipo metamittico si riscontra anche nell'allanite. Ciò denota per quest'ultima una notevole abbondanza di elementi radioattivi, come evidenziato anche dai marcati aloni pleocroici sui femici e dallo sviluppo di microfratture nei minerali che circondano l'allanite stessa.

Largamente diffusi sono i fenomeni di riequilibrio in condizioni solide, evidenziate in modo particolare dall'ampio sviluppo di strutture mirmechitiche, dalla frequente comparsa di sottili orli albitici al limite plagioclasio-K-feldspato, dalla presenza di sostituzioni di biotite su anfibolo, dalla sovracrescita di titanite su minerali opachi. I plagioclasii hanno per lo più un carattere subautomorfo;

molte volte però i loro margini appaiono un po' irregolari. Tenuto conto del fatto che il plagioclasio include solo raramente alcuni componenti essenziali (qz, biot.) mentre, invece, lo si trova frequentemente come incluso idiomorfo nel quarzo e nel K-feldspato, si può pensare che gran parte della sua cristallizzazione sia avvenuta prima della segregazione di questi ultimi minerali.

In alcuni campioni sono stati notati nei plagioclasii alcuni individui di quarzo di dimensioni medio-piccole a margini arrotondati, che potrebbero essere interpretati come fasi precoci di cristallizzazioni magmatiche divenute successivamente instabili o come xenocristalli riassorbiti.

I plagioclasii sono geminati secondo le leggi albite, periclino e albite-karlsbad, in ordine di frequenza. La composizione misurata risulta di 27-30% An al nucleo e di 22-23% An alla periferia. Frequentemente si trova un sottilissimo orlo di composizione albitica. Meno frequenti orli di K-feldspato.

Il feldspato potassico è del tipo microclin-micropertite con diversi sistemi di segregazione perititica. E' sovente geminato secondo la legge Karlsbad, con sovraimpressa una fine geminazione di tipo Albite e Periclino. Si trova in cristalli di taglia media e grossa che conferiscono spesso alla roccia un carattere "porfirico". I cristalli, indipendentemente dalle loro dimensioni includono tutti gli altri costituenti della roccia. I minerali inclusi possono essere sia distintamente idiomorfi oppure mostrare contorni fortemente irregolari che suggeriscono una loro parziale sostituzione ad opera del K-feldspato. Una parziale fino ad avanzata sostituzione di plagioclasio da parte di K-feldspato si osserva qua e là anche nei plagioclasii non inclusi nel feldspato potassico, e ciò dovrebbe in parte testimoniare l'attività di fluidi ricchi di potassio nelle fasi terminali della cristallizzazione e nell'immediato sub-solido. Sono abbastanza comuni inclusi di quarzo simile a quelli precedentemente descritti per il plagioclasio.

Il quarzo compare per lo più in granuli euedrali caratterizzati spesso da estinzione di tipo ondulato. I cristalli di

quarzo figurano in diverse forme: piccoli individui, leggermente arrotondati (descritti come inclusi nel microclino e nel plagioclasio), altri invece con forma vermicolare nelle mirmecchiti.

La biotite si trova in lamelle sovente riunite a gruppi senza evidenti orientazioni. Spesso ad essa si associano anche orneblenda e minerali accessori (soprattutto minerali con pleocroismo su toni bruno-scuro per β e α e giallo bruno-chiaro per α). A volte si notano lamelle di probabile origine tardiva sviluppate entro sfaldature dei plagioclasii o in concrescimenti su orneblenda.

L'anfibolo si presenta in granuli per lo più euedrali e solo raramente in individui prismatici ben conservati. Poiché esso include sovente piccoli plagioclasii idiomorfi è probabile che sia cristallizzato posteriormente a questi ultimi. L'anfibolo presenta i seguenti caratteri ottici: α) = giallo, verde chiaro; β) = verde brucicco carico; γ) = verde brillante o verde azzurro; $2V_x = 40-45^\circ$.

Il granito a grossi cristalli di K-feldspato è ricco di minerali accessori. Essi mostrano in genere una chiara successione paragenetica con zircone ed apatite sicuramente anteriori a tutti gli altri componenti essenziali ed accessori, seguiti dalla allanite ed infine dai minerali opachi.

I minerali opachi sono per lo più interstiziali nei confronti dei plagioclasii, mentre si trovano ripetutamente inclusi nei femici; la loro cristallizzazione pertanto dovrebbe precedere ed accompagnare questi ultimi. Gli opachi includono apatite e zircone, ed appaiono sovente avvolti da un orlo più o meno spesso di titanite. Ciò fa pensare che il minerale opaco fosse originariamente una magnetite titanifera.

Lo zircone compare di solito in piccoli individui ad abito prismatico, con una fitta zonatura oscillatoria. In vari casi la parte marginale del cristallo mostra un rilievo più basso a parità di birifrangenza, caratteri propri dello xenotino. A contatto con i femici si notano vistose aureole policriche.

L'apatite si rinviene in cristalli euedrali con abito prisma-

tico più o meno allungato o tozzo. E' comunemente associata allo zirconio ed ai minerali opachi.

L'allanite: solo raramente è ben conservata, in tali casi mostra un pleocroismo su toni bruno-rossastro. Il più delle volte, tuttavia, il minerale è sostituito da prodotti bruno-rossastro in parte isotropi, in parte con birifrangenza d'aggregato, derivati da un evidente processo di metamitizzazione.

"Granito" grigio a grana minuta: si tratta di un litotipo di composizione granitica, a biotite e orneblenda; ha grana variabile da media a medio-minuta, e localmente presenta rari grossi individui di plagioclasio. La roccia è un po' orientata per la disposizione della biotite. La struttura autoallotriomorfa è tendenzialmente pavimentosa. Il rapporto strutturale biotite-plagioclasio è invertito rispetto a quello presente nel granito a grana grossa nel senso che la biotite è più euedrale. Il plagioclasio inoltre non si distingue sensibilmente dagli altri costituenti per il suo idiomorfismo. La composizione mineralogica è qualitativamente identica a quella del granito a grana grossa descritto precedentemente, differisce solamente per la grana più minuta e per l'abbondanza di femici. Il plagioclasio è altresì più abbondante del K-feldspato. In questa roccia l'orneblenda è un costituente caratteristico. La titanite è scarsa e forma per lo più orli sui minerali opachi. L'allanite è un accessorio caratteristico, sovente in grossi individui con fitta zonatura oscillatoria e solo parzialmente mitamittico. L'apatite è relativamente scarsa. Gli zirconio figurano in piccoli cristalli ad abito prismatico di color rosato e leggermente intorbiditi.

Leucograniti rosa passanti ad apliti in filoni piccoli stocks e sacche: si tratta di rocce mineralogicamente molto simili al granito a grana grossa con struttura variabile da autoallotriomorfa a subipidiomorfa. La paragenesi mineralogica è sempre dominata dal quarzo e dal K-feldspato. In alcuni campioni tali minerali formano una tessitura subporfirica. Il feldspato potassico è di tipo microclino ed è pertitico. Il plagioclasio è quantitativamente subordinato rispetto alle altre specie mineralogiche leucocrate; è zonato con compo-

sizione variabile da An 30-32% al nucleo fino ad orli albitici. In alcuni casi l'albite penetra in cristalli attraverso un fitto reticolato di fratture (esempio Hw19 Hw11). Relativamente diffusa l'alterazione in prodotti sericitici.

Talora il plagioclasio è orlato da K-feldspato e mostra evidenti segni di reazione (camp. Hw 12-Hw 14). Ciò sembrerebbe suggerire che durante la cristallizzazione è stato raggiunto il punto critico sulla curva cotettica feldspato alcalino plagioclasio. Se ciò è vero, si deve dedurre che la cristallizzazione di questi materiali è molto più superficiale di quella proposta da BELLINI et al., 1982. Sempre presente è la biotite che in alcuni casi è parzialmente trasformata in prodotti opacitici, saltuariamente è presente la muscovite (Hw 20), sia in lamelle isolate che concresciuta con la biotite. Tra i minerali accessori relativamente diffusi sono apatite, titanite, magnetite, ortite e zirconio.

Gneiss migmatitici: sono rocce metamorfiche di composizione mineralogica qualitativamente identica a quella del granito principale, ma differiscono per la ricchezza di componenti femici ed accessori e per la struttura. Hanno in generale composizione da granodioritica fino a tonalitica. Non sono presenti minerali caratterizzanti di una paragenesi metamorfica di contatto.

Questi gneiss sono caratterizzati da una compagine abbastanza scistosa, biotitica, a due feldspati, più o meno anfibolica e relativamente povera di quarzo. In questo tipo litologico, oltre ai componenti fondamentali sopramenzionati non mancano anche accessori fra i quali è relativamente abbondante la titanite che si presenta in orli sui minerali opachi e con forme ameboidi. Altri accessori sono l'apatite, lo zirconio ed l'allanite. Si notano inoltre alcuni individui di ossidi di Fe. In un campione particolarmente anfibolico l'orneblenda appare distintamente pecilitica, inglobando gli altri costituenti. L'abbondanza modale dei vari minerali è abbastanza variabile per cui queste rocce mostrano una discreta eterogeneità. Sono presenti infatti livelli relativamente arricchiti in biotite (fino ad oltre il 20% in volume) e più poveri in quarzo (che può raggiungere valori minimi intorno al 10%) accanto a livelli con composizione più feld-

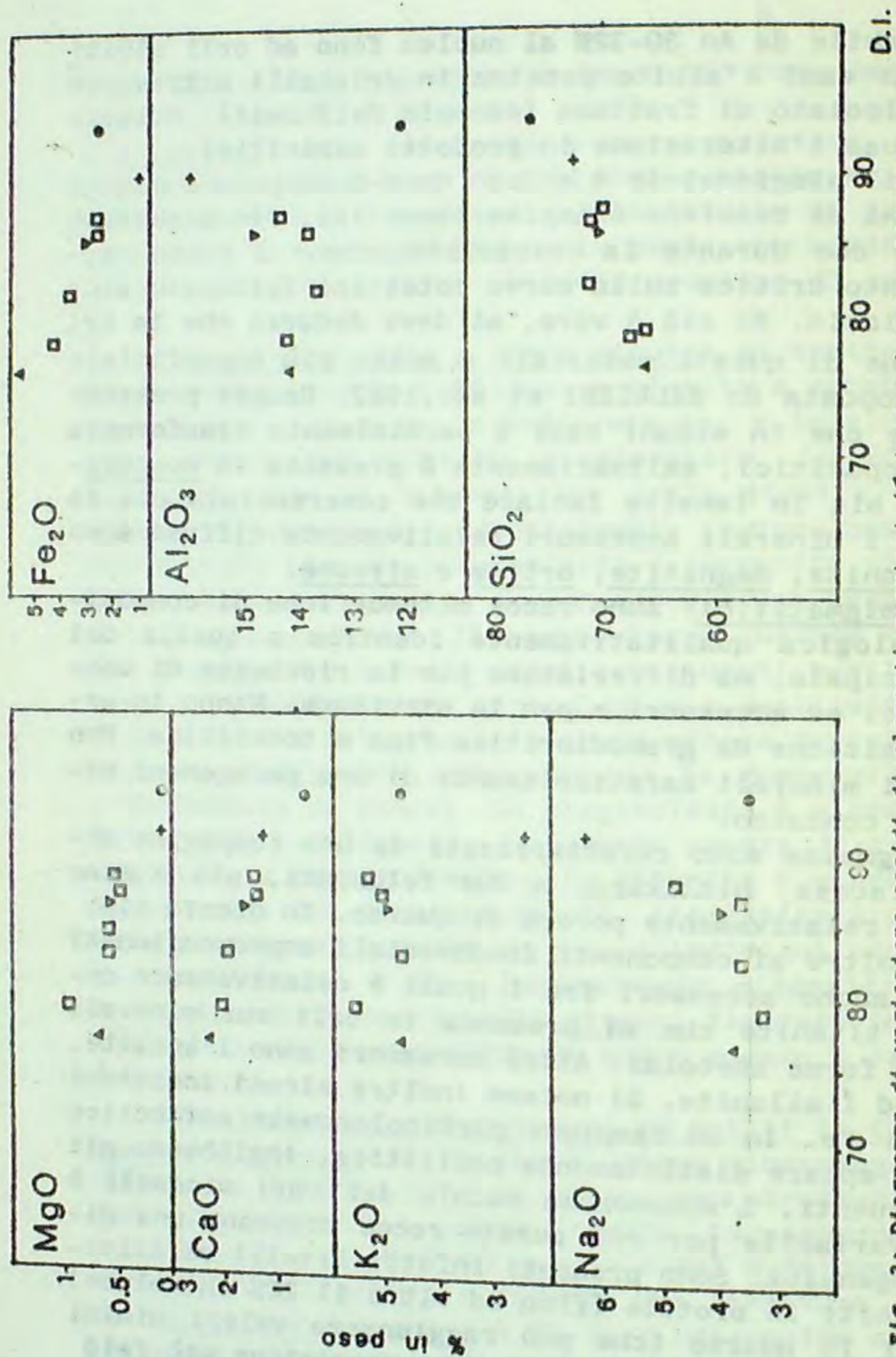


Fig. 3: Diagrammi di variazione ossidi di elementi maggiori (% in peso) verso l'indice di differenziazione (D.I.). □ granito a grana grossa; ▲ granito grigio a grana minuta; ▽ Gruppo A; + Gruppo C; ● Gruppo B; questi ultimi tre gruppi sono tratti da Bellieni ed altri.

spatica. Talora la presenza di alcune vene quarzoso-feldspatiche, distintamente più chiare, suggerisce l'azione di un fenomeno di migmatizzazione. Esse di solito costituiscono pieghe intrafoliari all'interno della scistosità dello gneiss. Nell'insieme i caratteri strutturali e composizionali di queste rocce possono essere considerati come un effetto di un processo metamorfico-anatettico che ha preceduto l'intrusione della massa granitica principale e le successive permeazioni da parte dei leucograniti.

Chimismo

La composizione chimica dell'intrusione di Bur Haybe è stata studiata selezionando alcuni campioni rappresentativi dei diversi tipi petrografici riconosciuti. I dati ottenuti compaiono in Tabella 2, dove per confronto sono state riportate anche le composizioni medie dei graniti di tipo A, B e C distinti da BELLINI et al., 1982 e confermati da HAYDER, 1983, per la regione dei Bur. Nella Tabella n.4 compaiono altresì le norme calcolate secondo la procedura proposta da MIELKE e WINKLER, 1979.

Le variazioni chimiche sono osservabili in Figura 3, dove i vari ossidi sono diagrammati in funzione del DI (Indice di Differenziazione di Thornton e Tuttle (1960) $(Q+Or+Ab+Ne+Lc)$ normativi). Nella stessa figura sono riportati anche i punti relativi alle composizioni medie dei graniti A, B e C (Tab.2).

Nell'insieme i dati ottenuti indicano una variabilità sistematica nel grado di evoluzione dei campioni analizzati, in accordo alle osservazioni petrografiche. Infatti il campione meno evoluto risulta il granito grigio (Hw66) a grana minuta (DI=77.2). Le facies a grana grossa presentano un incremento nel grado di evoluzione passando da un valore di (DI=79.4) Hw68 ad (DI=86.9) Hw67. Queste variazioni sono sottolineate da una continua e graduale diminuzione di MgO, CaO, FeO_{tot} , TiO_2 ed un aumento di SiO_2 . Anche Na_2O e K_2O tendono ad aumentare, seppure in modo molto leggero, e talora irregolare, come nel caso soprattutto di K_2O la cui abbondanza può essere stata influenzata da una disomogenea di-

TABELLA 1 : ANALISI MODALE MEDIA

Campioni (N)	QZ	K-f	Plag.	Biot.	Ornebl.	Acc.	A	P	Q
A (8)+	27,6	34,4	31,6	4,4	-	1,9	36,75	33,76	29,48
B (9)	26,0	33,2	31,5	5,8	1,5	2,0	36,60	34,72	28,66
C (5)	19,2	30,6	36,8	8,6	1,7	3,0	35,33	42,49	22,17
D (4)	27,3	36,6	29,3	4,3	-	2,4	39,27	31,43	29,29
E (6)	28,6	41,3	24,1	3,9	-	2,0	43,93	25,63	30,42

- A-- Granito a grana grossa a biotite;
- B-- Granito a grana grossa con orneblenda;
- C-- "granito" grigio a grana minuta;
- D-- microgranito rosa in sacche nel granito principale;
- E-- microgranito con giacitura filoniana (filoni aplittici);
- + La somma dei campioni analizzati.

TABELLA 2 : ANALISI CHIMICHE DEI GRANITI DI BUR HAYBE E
COMPOSIZIONE MEDIE DEI GRANITOIDI DEI BUR.

CAMPIONE	Hw66	Hw62	Hw67	Hw68	Hw70	B4	A(4)	B(14)	C(6)
S102	66.22	71.89	71.54	67.85	69.98	70.10	70.39(+1.38)	76.23(+1.42)	72.48(+0.46)
T102	1.02	0.59	0.43	0.81	0.41	0.56	0.42(+0.18)	0.19(+0.05)	0.11(+0.02)
Al ₂ O ₃	14.26	13.56	13.75	14.36	14.54	14.35	14.79(+0.29)	12.00(+0.87)	15.98(+0.46)
Fe ₂ O ₃	5.58	2.49	2.71	4.20	2.48	1.20	1.14(+0.39)	1.64(+0.99)	0.38(+0.15)
FeO	-	-	-	-	-	1.94	1.50(+0.32)	0.70(+0.37)	0.42(+0.08)
MnO	0.07	0.05	0.04	0.06	0.04	0.05	0.04(+0.01)	0.05(+0.11)	0.01(+0.005)
MgO	0.83	0.66	0.49	0.90	0.50	0.59	0.51(+0.14)	0.06(+0.07)	0.15(+0.05)
CaO	2.28	1.90	1.34	2.03	1.37	1.46	1.51(+0.11)	0.45(+0.20)	1.25(+0.09)
SiO ₂	3.71	3.60	3.56	3.28	4.74	3.74	3.88(+0.15)	3.55(+0.60)	6.33(+0.46)
K ₂ O	4.72	4.64	5.06	5.50	5.33	4.91	4.93(+0.39)	4.71(+0.67)	2.41(+0.36)
P ₂ O ₅	0.31	0.20	0.43	0.26	0.16	0.21	0.14(+0.06)	0.04(+0.02)	0.09(+0.08)
H ₂ O	1.01	0.42	0.63	0.75	0.44	0.75	0.65(+0.14)	0.27(+0.11)	0.29(+0.12)
DI	77	83	87	79	88	86.75	86.75	94.35	91.40

Hw66 granito grigio a grana minuta; Hw62-67-68-70, granito a grana grossa; il campione B4 è tratto da BELLINI et al., 1982, ed è stato campionato a Bur Haybe, A(4), B(14) e C(6) rappresentano le posizioni chimiche medie dei gruppi distinti da BELLINI et al., 1982. Le analisi dei primi cinque campioni sono state determinate in XRF, da Dr. Bargini a Parma, tranne Na e Mg determinati in AA da Nannetti a Bologna.

TABELLA 3 : ELEMENTI IN TRACCE PPM

	Hw66	Hw62	Hw67	Hw68	Hw70
Rb	171	146	161	184	157
Ba	1543	798	797	1179	1064
Sr	256	249	189	283	238
Y	126	97	25	57	14
Nb	33	51	21	38	12
Zr	960	408	285	817	238
Co	9	8	7	12	10
Ni	13	7	5	8	4
V	54	21	18	40	23
Cr	13	10	11	9	10
Th	45	46	27	43	22

Elementi in tracce tutti determinati in fluorescenza XRF a Parma, tranne Ba a Bologna da Dr. Bargossi.

TABELLA 4 : MESONORMA SECONDO MIELKE E WINKLER

	Hw66	Hw62	Hw67	Hw68	Hw70	B4
Q	22.36	29.01	27.79	23.90	20.85	27.03
Ab	31.23	30.49	30.16	27.78	40.15	31.72
Or	24.69	25.80	27.73	28.78	29.35	28.80
An	7.27	6.12	3.83	7.99	2.63	5.87
B1	4.56	2.43	3.28	5.60	3.24	7.14
Hb	2.87	2.93	-	0.66	-	-
Mt	-	-	-	-	-	-
Hm	-	-	-	-	-	0.53
Hm	5.55	2.49	2.71	4.20	2.48	1.20
C	-	-	1.01	-	-	0.72
AP	0.73	0.47	1.02	0.59	0.38	0.50

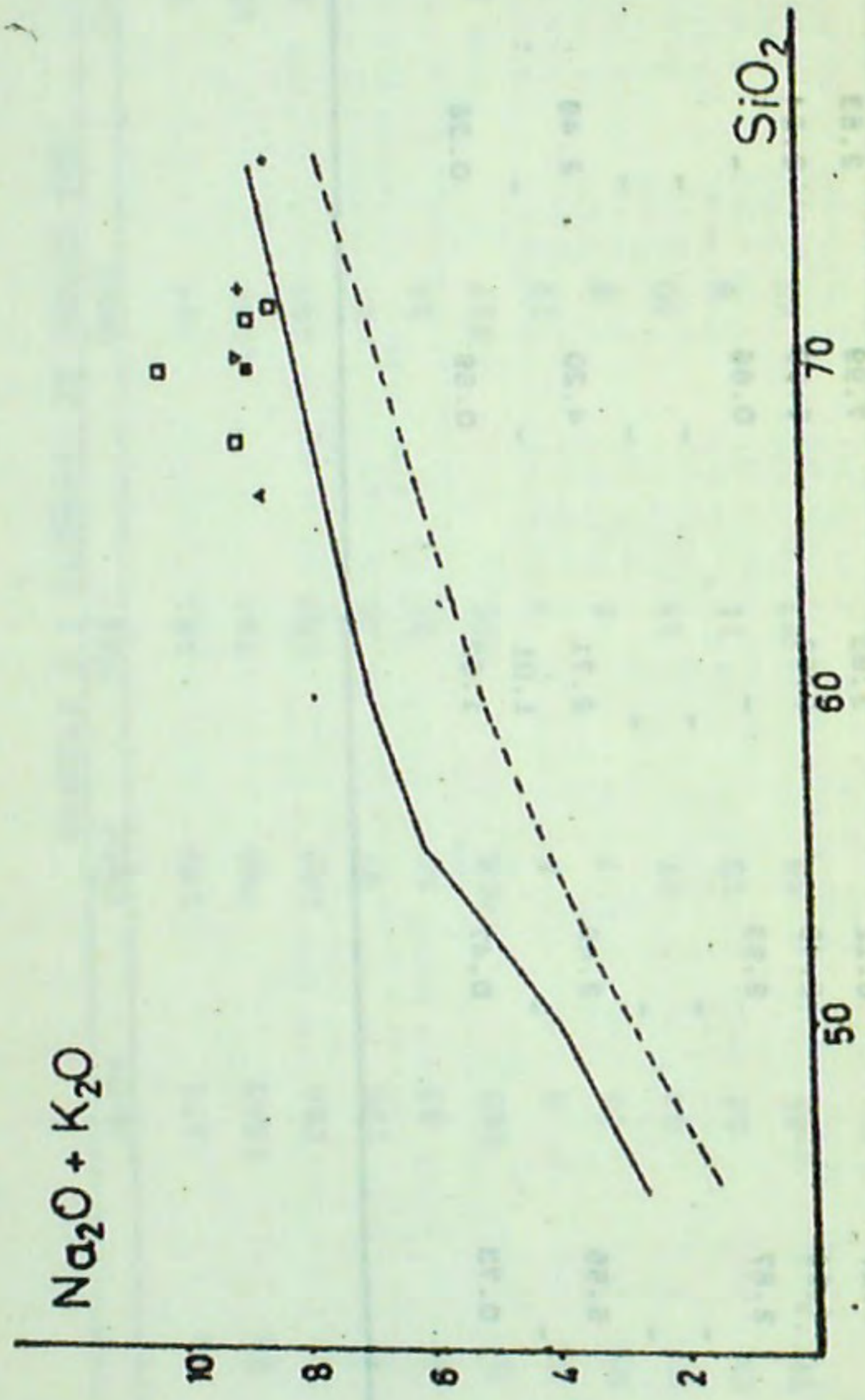


Fig. 4: Diagramma SiO_2 Vs alcali. Le linee sono tratte da KUNO (1969).

I simboli rappresentano successivamente: □ granito a grana grossa; ▲ granito grigio a grana minuta; ● campione B₄; ∇ graniti del gruppo A. caratterizzati da una grana grossa e l'abbondanza di K-feldspato; • graniti del gruppo B caratterizzati da una grana media e abbondanza di quarzo; + graniti del gruppo C a grana media minuta e abbondanza di plagioclasio. Gli ultimi quattro sono graniti studiati da Bellieni ed Al.

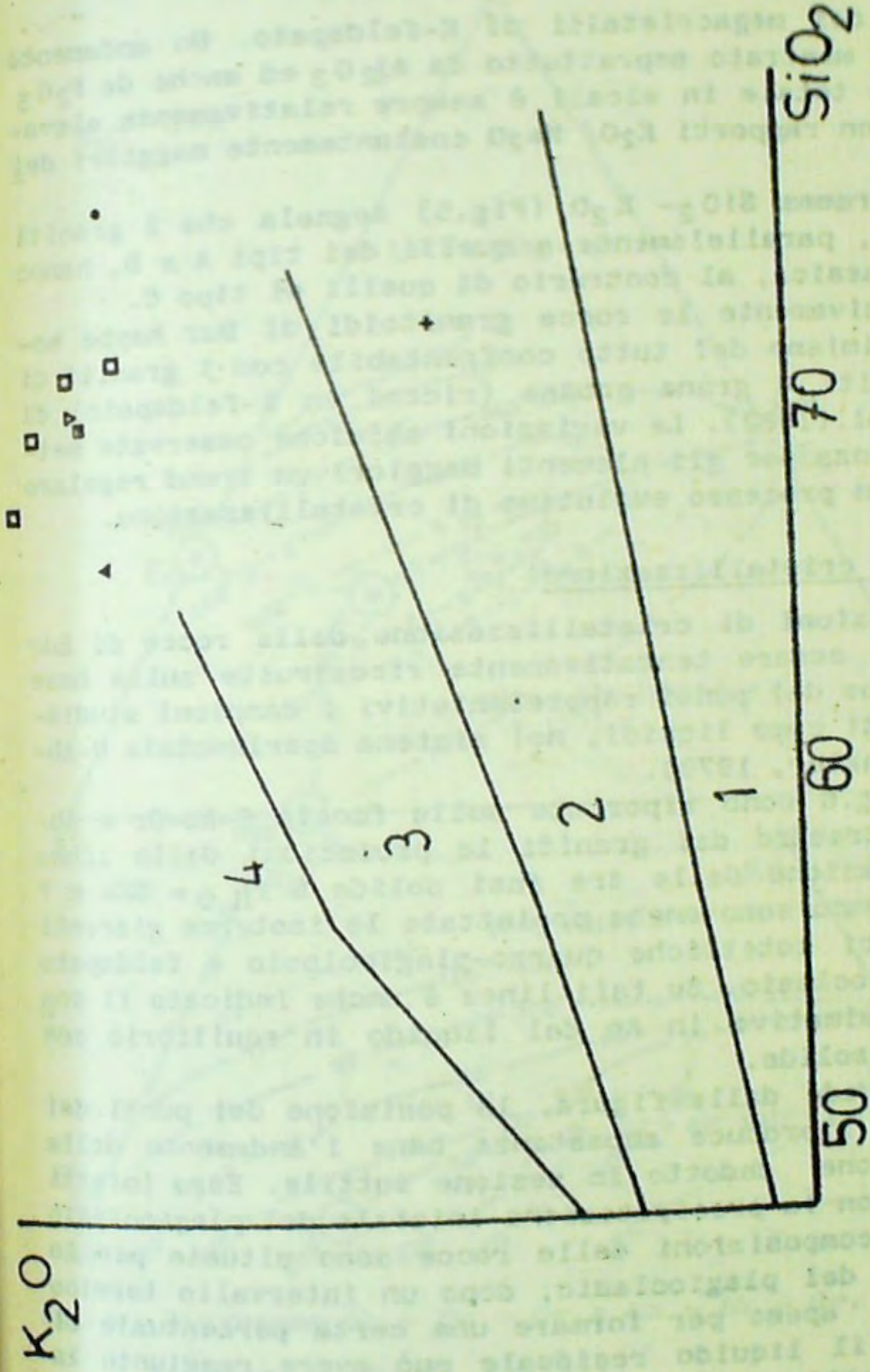


Fig. 5: Diagramma SiO_2 Vs K_2O . 1 - Serie a basso contenuto di K; 2 - Serie calcalcaline; 3 - Serie calcalcaline ad alto contenuto di K; 4 - Serie shoshonitiche.

I campi sono tratti da A. Peccerillo e Taylor (1976).

istribuzione dei megacristalli di K-feldspato. Un andamento irregolare è mostrato soprattutto da Al_2O_3 ed anche da P_2O_5 . Il contenuto totale in alcali è sempre relativamente elevato (Fig.4) con rapporti K_2O/Na_2O costantemente maggiori dell'unità.

Il diagramma $SiO_2 - K_2O$ (Fig.5) segnala che i graniti di Bur Haybe, parallelamente a quelli dei tipi A e B, hanno tendenza potassica, al contrario di quelli di tipo C.

Complessivamente le rocce granitoidi di Bur haybe mostrano un chimismo del tutto confrontabile con i graniti di tipo A, graniti a grana grossa (ricchi in K-feldspato) di BELLINI et al.(1982). Le variazioni chimiche osservate mettono in evidenza per gli elementi maggiori un trend regolare conforme ad un processo evolutivo di cristallizzazione.

Condizioni di cristallizzazione

Le condizioni di cristallizzazione delle rocce di Bur Haybe possono essere tentativamente ricostruite sulla base della posizione dei punti rappresentativi i campioni studiati, considerati come liquidi, nel sistema sperimentale Q-Ab-Or-An- H_2O (Winkler, 1979).

Nella Fig.6 sono riportate sulle faccie Q-Ab+Or e Ab-Or-An del tetraedro dei graniti le proiezioni della linea di coprecipitazione delle tre fasi solide a $P_{H_2O} = 5Kb$ e 7 Kb. Nel diagramma sono anche proiettate le isoterme giacenti sulle superfici cotettiche quarzo-plagioclasio e feldspato alcalino-plagioclasio. Su tali linee è anche indicato il contenuto approssimativo in An del liquido in equilibrio con le varie fasi solide.

Come si vede dalla figura, la posizione dei punti dei vari campioni riproduce abbastanza bene l'andamento della cristallizzazione dedotto in sezione sottile. Essa infatti è congruente con la precipitazione iniziale del plagioclasio in quanto le composizioni delle rocce sono situate per lo più nel campo del plagioclasio; dopo un intervallo termico molto piccolo, spesso per formare una certa percentuale di plagioclasio, il liquido residuale può avere raggiunto la superficie cotettica plagioclasio più feldspato alcalino ed

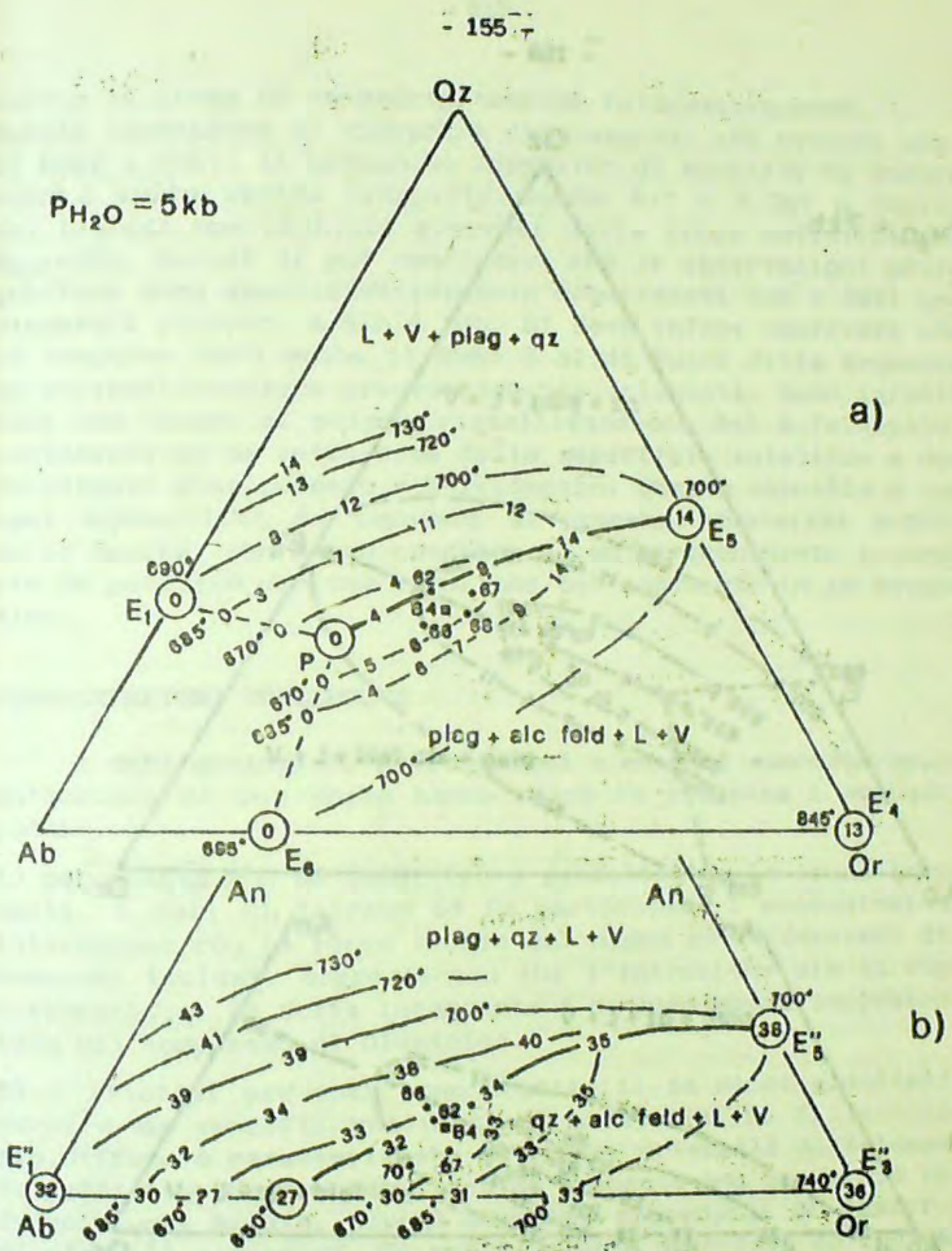


Fig. 6a: Diagramma Ab - Qz - Or e An - Ab - Or. A $P_{H_2O} = 5 \text{ Kb}$.

Winkler H. G. F. (1979).

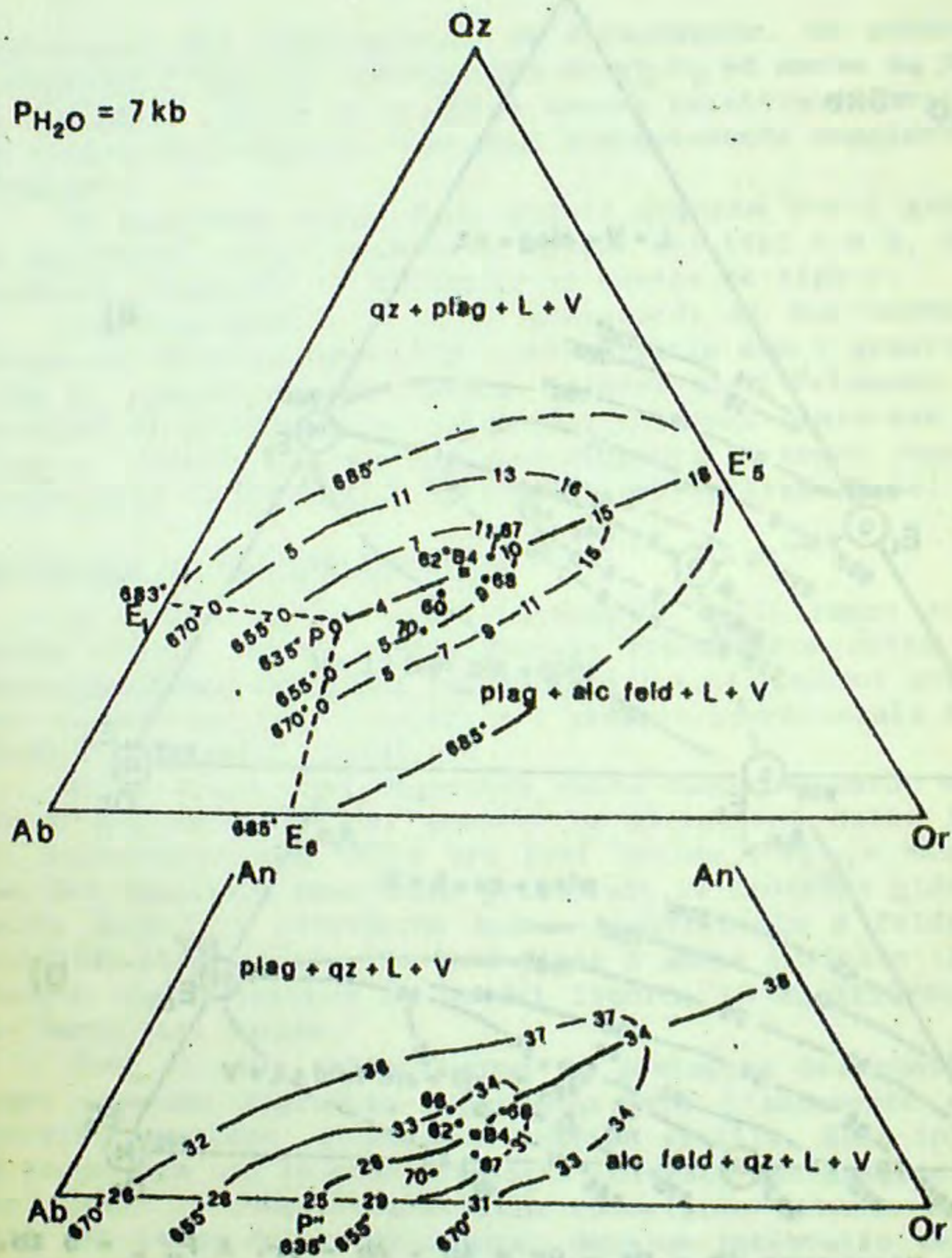


Fig. 6b: Diagramma Ab - Qz - Or e Ab - An - Or a $P_{H_2O} = 7 \text{ Kb}$

infine la linea di co-precipitazione feldspati-quarzo. Questa condizione si riscontra nei campioni più evoluti quali Hw62 e Hw67. Il contenuto normativo di anortite di queste rocce è molto vicino (rispettivamente 6-7 e 4,2%) a quello dei liquidi sperimentali giacenti sulla linea cotettica per $P_{H_2O} = 5 \text{ Kb}$. Quindi si può concludere che le osservazioni petrografiche sono approssimativamente concordanti con i dati sperimentali ottenuti a 5Kb e 7Kb. Si deve infine osservare che il campione Hw70 anche il Hw67 è al di fuori della sequenza di cristallizzazione precedentemente delineata. Esso infatti cade nel campo di prima cristallizzazione del K-feldspato, nettamente al di sotto cioè della superficie cotettica a due feldspati plagioclasio - K-feldspato. Questa anomalia è con ogni probabilità da imputare ai processi deutericici subiti dalla roccia, che hanno condotto ad un arricchimento secondario in potassio con una riduzione del contenuto in An normativo.

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

I dati geologici, petrografici e chimici raccolti sulla intrusione di Bur Haybe hanno messo in evidenza i seguenti punti:

- 1) per quanto non si osservino i contatti con le rocce incassanti, i dati di terreno ed in particolare i meccanismi di interazione con le rocce invase dal magma ed evidenziati dai numerosi inclusi, suggeriscono che l'intrusione sia di tipo circoscritto. La serie incassante è probabilmente rappresentata dal complesso di Olontole;
- 2) i litotipi presenti sono costituiti da rocce granitoidi varie e da xenoliti gneissici ed anfibolitici. Il litotipo più diffuso è caratterizzato da grossi cristalli di feldspato potassico. Un secondo litotipo presenta una grana più uniforme e più minuta, nonché maggiore abbondanza di femici e di minerali accessori. Di solito esso è associato ad inclusi gneissici. Un terzo litotipo egualmente granitico ed a grana minuta costituisce filoncelli e sacche distintamente tardivi

(leucograniti rosa);

3) i rapporti giacitureali tra i litotipi granitici suggeriscono che il monzogranito a grossi cristalli corrisponde ad una venuta di magma, che ha incluso il "granito" grigio a grana minuta e che è stata immediatamente seguita da quella che ha poi originato la facies equigranulare rosa (leucogranito rosa);

4) i rapporti tra graniti e inclusi segnalano che il granito principale ha intruso una serie già interessata da fenomeni di migmatizzazione e successivamente foliata. Non sono stati notati negli inclusi particolari effetti di contatto, ad eccezione di sottili orli biotitici o quarzoso-feldspatici. La foliazione del granito si colloca tra l'atto intrusivo principale e la venuta dei filoni tardivi indeformati di microgranito rosa e di pegmatiti. Si tratta pertanto di un evento deformativo di durata molto limitata;

5) nell'insieme i vari termini riconosciuti mostrano significative, seppure limitate, variazioni chimiche e petrografiche che tuttavia si sviluppano interamente nel campo dei monzograniti. Modalmente si osserva un trend caratterizzato da un impoverimento di plagioclasio, con rapporto K-feldspato-quarzo poco variabile;

6) petrograficamente le rocce granitiche di Bur Haybe si distinguono per la presenza di due feldspati, dei quali quello alcalino corrisponde ad una microclin-micropertite; tra i minerali femici oltre alla biotite compare sempre orneblenda, seppure in quantità subordinata. Tra gli accessori oltre a zircone e apatite, si osservano titanite, Ti-magnetite e allanite. Chimicamente i vari campioni mostrano una composizione moderatamente alcalina, con rapporti K_2O/Na_2O costantemente maggiori all'unità e con contenuti di K_2O tipici di graniti leggermente potassici;

7) come in molte plutoniti acide, i grossi cristalli di K-feldspato includono tutti gli altri componenti della roccia; questo permette di escludere che si tratti di "primi cristalli"; il loro maggiore sviluppo è legato con ogni probabilità

ad una elevata velocità di crescita in uno stadio relativamente tardivo, come confermato anche dai fenomeni di sostituzione del K-feldspato nei confronti degli altri minerali;

8) nei plagioclasii ed anche nel feldspato potassico, si nota talora piccoli individui di quarzo. Se non si tratta di relitti di anatesi essi potrebbero indicare che prima del plagioclasio od in parallelo ad esso vi è stata una segregazione di quarzo, successivamente bloccata. Una spiegazione di questo fenomeno può essere individuata nella contrazione del campo di fase primaria del quarzo, quale effetto di una depressurizzazione; un supporto a tale ipotesi potrebbe essere rappresentato dagli esempi di riassorbimento del plagioclasio ad opera del K-feldspato e dagli orli di questa fase sul primo, qualora ciò venga interpretato come raggiungimento della linea critica sulla superficie cotettica dei feldspati;

9) le variazioni chimiche evidenziate da andamenti regolari, sono interpretabili come risultato di deboli frazionamenti di minerali femici e di feldspati, piuttosto che una conseguenza di processi di fusione.

A sostegno di questa ipotesi va riportata la scarso probabilità di una mancata omogeneizzazione del fuso durante i processi di sprimitura e trasporto, nonché la presenza entro il granito di sciami melanocrati con i caratteri dei "flow-layers", ricchi di fasi precoci (plagioclasio, orneblenda, biotite, zircone, apatite);

10) il chimismo del granito di Bur Haybe e le ricostruite condizioni di cristallizzazione indicano che esso va collocato nel gruppo dei graniti di tipo A della regione dei Bur (BELLIENI et al., 1982).

Le conclusioni fin ora raggiunte ed esposte poco sopra, non rappresentano che un primo tentativo di chiarimento della complessa storia geologica delle manifestazioni granitoidi della zona di Bur Haybe. Tuttavia, ulteriori ricerche di dettaglio sono in corso sia nell'area studiata sia nella regione più occidentale dei Bur. Da esse si spera di ottenere

un quadro più soddisfacente e ampio di questa storia.

BIBLIOGRAFIA

- ALOISI P. & DE ANGELIS A.M. (1938): Le rocce della Somalia, in Geologia della Somalia R.Soc.Geogr., 2, 1-166.
- AZZAROLI A. & PASSERINI P. (1965): Lineamenti geologici della regione dei Bur in Somalia. Atti Soc.Tosc. Sc.Nat., 72, 537-545.
- BAKOS F. & SASSI F.P. (1975): Il basamento cristallino della regione dei Bur in Somalia.
- BELLIENI G., HAYDER A., IBRAHIM H.A., SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1982): Caratteri geochimico-petrografici dei graniti dei Bur (Somalia meridionale). Quaderni di Geologia della Somalia, 6, 35-50.
- BORSI S. (1965): Determinazione di età con il metodo Rb/Sr di alcune rocce della regione dei Bur in Somalia. Atti Soc.Tosc.Sc.Nat., serie A., 72, 3-6.
- CECIONI G. (1940): I Bur della Somalia. Riv.Colonie, 14/10, 1427-1437.
- D'AMICO, IBRAHIM H.A. & SASSI F.P. (1981): Outline of the Somali basement. Geol.Rundschau, 70/3, 882-896.
- DANIELS J.L. (1965): A photogeological interpretation of the Bur Region, Somali Republic. Boll.Oversea Geol. Miner.Res. 9, 427-437.
- HAYDER A. (1983): Contributo alla conoscenza delle masse granitoidi dei Bur (Somalia meridionale). Quad. di Geologia della Somalia, 7, 39-54.
- ILYIN A. (1967): Geology of the Bur Area. UNDP inedito, 1-67.
- ILYIN A. (1965): Geological map of the Bur Acab Area. Explanatory notes (unpubl.).
- KUNO H. (1969): Differentiation of basal mgmas in basalts 2. Wiley & Sons, N.Y.
- MASSOLI-NOVELLI (1981): Il deposito ferrifero Precambrico di Bur Galan (Somalia meridionale). Estratto

- dal Boll.della Assoc.Min.Subalpina. Anno XVIII 1-2.
- PECCERILLO A., TAYLOR S.R. (1976): Geochemistry of Eocene Calc-Alcaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contrib.Mineral. Petrol., 58, 63-81.
- SASSI F.P., IBRAHIM H. (1977): Il basamento cristallino in Somalia. Quaderni di Geologia della Somalia, 1, 1-16.
- STEFANINI G. (1925): Primi risultati geologici della missione della R.Soc.Geogr.in Somalia. Atti R.Acc. Lincei, Rend.Cl, Sc.Fis.Nat.Mat., 6, 182-188.
- THORNTON C.P., TUTTLE O.F. (1960): Chemistry of igneous rocks. I. Differentiation index. Am.Jour.Science, 258, 664-684.
- WINKLER H.G.F. (1979): Come possiamo capire i magmi granitici ? Ed.Soc.It.Min.Petr.Milano.