

***Contribuição para o conhecimento petrográfico e
geoquímico do maciço ígneo de Benavila (Avis)***

M. H. CANILHO

Faculdade de Ciências de Lisboa (U.L.)
Rua da Escola Politécnica, Lisboa, Portugal

Ciências da Terra (UNL)	Lisboa	Nº 11	pp. 255-273 18 figs., 11 quad.	1992
-------------------------	--------	-------	-----------------------------------	------

RESUMO

Palavras-chave: Granitóides—enclaves—comagmatismo—geoquímica—Benavila (Avis)—Portugal

O maciço ígneo de Benavila (Avis) de contorno aproximadamente elíptico, ocupa a área de cerca de 30 Km².

Caracteriza-se pela diversidade de tipos petrográficos ali existentes: granitos, granodioritos, monzonitos, dioritos e gabros olivínicos, embora estes em afloramento pouco extenso.

As composições mineralógicas e químicas levamos a considerar estas rochas comagmáticas, sendo as granitóides de quimismo calco-alcalino.

Além de numerosos filões existem, também, muitos enclaves de natureza félsica, nomeadamente os monzonitos, sempre mais básicos do que a rocha granitóide encaixante.

RÉSUMÉ

Mots - clés: granitoides—enclaves—co-magmatisme—géochimie—Benavila (Avis)—Portugal.

Ce travail apporte quelques renseignements sur le massif de Benavila (Avis), intrusif dans le Silurien et couvert en partie par des sédiments tertiaires.

L'étude pétrogéochimique a permis l'identification des granites monzonitiques, granodiorites, diorites et gabbros.

La composition minérale semblable de ces roches, surtout en ce qui concerne la présence de hornblende et biotite ainsi que les concentrations en oligoéléments, également semblables, permet de conclure que l'origine de ces roches a été une chambre magmatique commune.

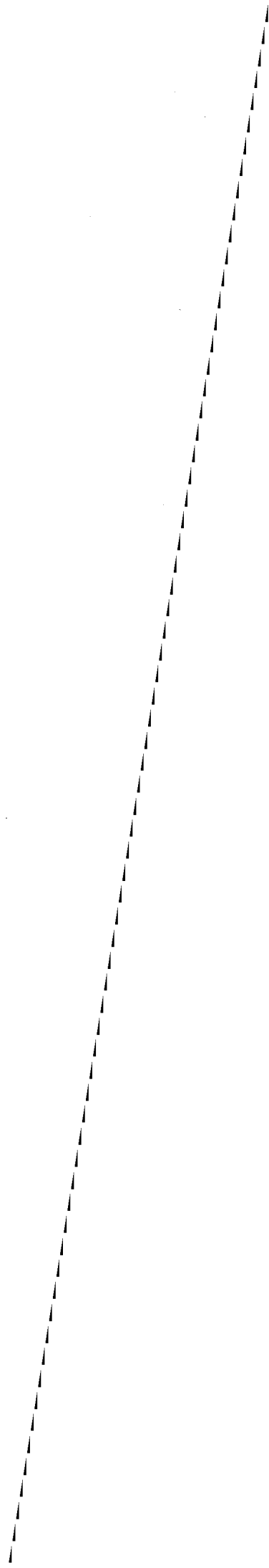
Au sein des granitoides il y a des enclaves un peu plus basiques, des monzonites.

ABSTRACT

Key-words: Granitoids—enclaves—co-magmatism—geochemistry—Benavila (Avis)—Portugal.

The igneous rocks of Benavila area consist predominantly of granodiorite and monzonitic granite. Chemically they exhibit typical calco-alkaline differentiation trends and appear to represent a co-magmatic series on the basis of major - and trace - element geochemistry.

There is a lot of somewhat more basic igneous enclaves.



1. INTRODUÇÃO

A Geologia da região de Benavila foi estudada por A. PEINADOR FERNANDES da J.E.N. que nos confiou toda a amostragem para o estudo petrográfico e geoquímico. Também o esboço geológico que incluímos neste trabalho (Fig.1), é da autoria do mesmo geólogo.

O afloramento ígneo de Benavila situa-se junto da Ribeira de Seda, a SE de Ponte de Sôr, implantado em terrenos do Silúrico inferior. O contacto com estes terrenos só é observável a leste e oeste, por estar

parcialmente coberto por depósitos da Bacia Terciária do Tejo. Estes depósitos são constituídos por "arenitos argilosos e margosos de tonalidade esverdeada, de fácies continental, provavelmente miocénicos" (GALOPIM DE CARVALHO *et alia*, 1980).

Trata-se de um pequeno maciço ígneo, de forma mais ou menos elíptica, com eixo maior de orientação E-W e uma área de cerca de 30 km².

A região, abrangida pela carta geológica de Ponte de Sôr (folha 32-A, na escala de 1/50 000), de que faz parte o maciço de Benavila, apresenta a morfologia típica do Alto Alentejo: é essencialmente

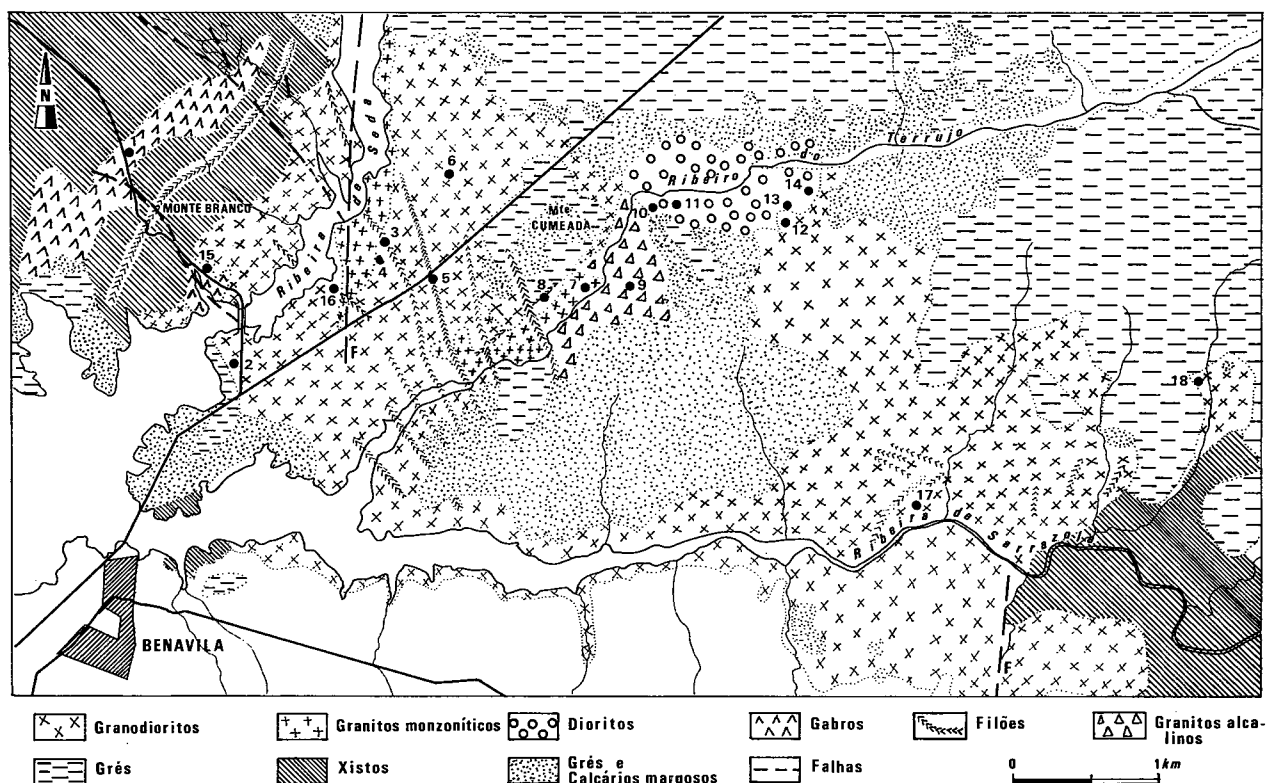


Fig. 1 — Esboço geológico do maciço ígneo de Benavila com a localização das amostras analisadas, segundo A. PEINADOR FERNANDES (inédito).

planáltica, de onde sobressaem pequenos relevos. A drenagem desta área é feita pela Ribeira de Seda, que tem como recursos de água tributário, as ribeiras de Terrujo e de Sarrazola.

São ribeiras de margens simétricas, cujas águas alimentam a albufeira de Maranhão. Estas linhas de água devem ter-se instalado em fracturas, não se tendo dúvidas quanto à Ribeira de Seda, cuja falha, para norte, apresenta rejeito horizontal.

As características petrográficas das rochas de Benavila levam a considerá-las semelhantes às dos maciços vizinhos de Ervedal, Fronteira e St^a Eulália. No entanto, as rochas de Benavila, tal como as de St^a Eulália, são mais diversificadas que as dos dois maciços primeiro citados, por se verificar, também, a presença de gabros.

Os maciços de Ervedal, Fronteira e St^a Eulália são nitidamente posteriores ao metamorfismo epizonal e estão relacionados com o alinhamento tectónico de direcção E-W (GONÇALVES, 1978). Esta direcção não é visível no maciço de Benavila ao contrário do que sucede com as direcções NW-SE e NE-SW, que estão bem expressas.

Grande parte da área deste maciço é ocupada por afloramentos de contornos irregulares de rochas granitóides, de que distinguimos três tipos principais:

- a) granodiorito, que constitui o maior afloramento;
- b) granito monzonítico;
- c) granito — pequeno afloramento.

Quanto às rochas intermédias e básicas devemos indicar a presença de:

- d) diorito — a N, junto do ribeiro de Terrujo;
- e) gabro — a NW, nas proximidades de Monte Branco.

O maciço é cortado por diversos filões, de direcção NW-SE, que, na maioria, são de rocha granítica. Por erosão da rocha encaixante, que se apresenta muito alterada, estes filões deram origem a uma série de lombas, mais ou menos paralelas, cortadas pela estrada a SE do Monte da Cumeada.

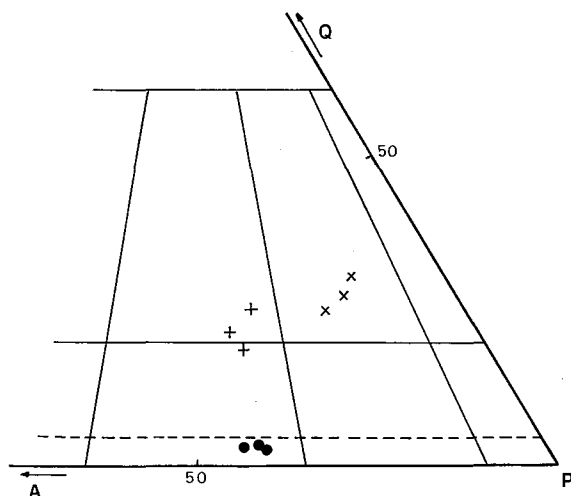


Fig. 2 — Diagrama Q-A-P de A. STRECKEISEN (1976). Projecção das análises modais das rochas granitóides (os símbolos das amostras vêm explicitados na Fig.4).

Além destes filões de grão fino e médio, leucocráticos, vêem-se outros de textura aplítica e alguns quartzosos, pouco espessos, mesmo veios, que nalguns locais se intersectam com aspectos de redes.

2. PETROGRAFIA

2.1 Granitóides

O afloramento maior é constituído por granodiorito, sendo outro, mais pequeno, de granito monzonítico. As diferenças entre estes tipos de rochas são pouco expressivas em amostra de mão, baseando-se, principalmente, na diferente granularidade, que, no entanto, lhes confere tonalidade desigual. Esta diversidade de cor é o único critério que pode facilitar a separação destas duas rochas, nos reconhecimentos de campo.

A composição mineralógica é muito semelhante, sendo, no entanto, o feldspato potássico um pouco mais abundante nos granitos monzoníticos.

A oligoclase é a plagioclase predominante. Contém, também, quartzo em quantidade moderada, biotite, anfíbola verde, esfena, apatite, zircão, clorite e minerais opacos (muito escassos). A biotite, subeuédrica, apresenta numerosas inclusões de esfena e zircão, sendo frequentes os halos pleocróicos.

A hornblenda verde pode ocorrer em cristais individualizados, mas encontra-se, frequentemente, em massas granulares, talvez como resultado da substituição de piroxena original, pois em algumas lâminas observaram-se pequenos núcleos piroxénicos anfíbolizados.

Em todas as lâminas estudadas, quer de granodiorito, quer de granito monzonítico, se observa alteração da anfíbola em biotite, e deste mineral em clorite.

Estas rochas apresentam numerosos encraves mais cálcicos, todos da mesma natureza - monzonitos.

Na amostra nº10 (granito monzonítico), o enclave é de diorito, devido, sem dúvida, à proximidade daquela rocha com o afloramento diorítico.

Foram feitas análises modais das referidas rochas e dos encraves monzoníticos (Quadro I), que se projectaram no triângulo quartzo-feldspatos calcínicos-plagioclases (STRECKEISEN, 1976). Os pontos distribuem-se pelos campos 3b, 4 e 8, da

QUADRO I - Análises modais dos granitóides.

	3 (a)	10 (a)	12 (a)	2 (b)	4 (b)	6 (b)	4A (c)	7A (c)	10A (c)
Quartzo	14,2	17,5	15,3	21,5	18,7	16,8	2,2	2,6	1,6
Feldspato K	23,5	21,0	23,7	8,1	10,1	12,2	28,5	26,0	26,4
Plagioclase	34,2	31,3	31,2	40,8	38,7	36,5	38,0	38,6	40,3
Anfíbola	11,4	11,3	12,2	11,0	12,3	14,1	12,8	13,2	11,2
Biot.+clorit.	14,4	15,2	14,7	16,0	17,2	18,3	16,9	15,7	18,5
Acessórios	2,3	3,7	2,9	2,6	3,0	2,1	1,6	3,9	2,0

citada classificação, que correspondem a granitos-quartzo-monzonitos, granodioritos e monzonitos, respectivamente (Fig.2).

Na região do Monte da Cumeada, a SW, observa-se, numa das trincheiras talhada no granodiorito, uma disposição estrutural bandada, ondulante. Esta resulta de acumulação alternante de minerais máficos e félsicos, que originou bandas escuras e claras.

A pequena mancha representada pela amostra 9 é de granito. Trata-se de rocha de grão fino, leucocrática, constituída por quartzo, feldspato potássico e albite, moscovite e biotite (em pequena quantidade e quase completamente cloritizada) e, ainda, por alguma esfena.

2.2 Diorito

O diorito forma pequeno afloramento na parte N do maciço, junto do Ribeiro de Terrujo.

É rocha meso-melanocrática, de grão fino, constituída por plagioclase andesínica, anfíbola verde, biotite, quartzo, minerais opacos (poucos), esfena, apatite, zircão e clorite.

A constituição mineralógica não difere grandemente da das rochas atrás descritas, a não ser pela maior abundância de mafitos, decréscimo na quantidade de quartzo e aumento do teor de An na plagioclase.

No diorito, podemos também observar a mesma alteração da anfíbola, assinalada no granodiorito e no granito monzonítico; neste caso, porém, (embora raramente), ainda se observa passagem de anfíbola verde a anfíbola castanha.

2.3 Gabro

A amostragem deste tipo petrográfico representa dois afloramentos; um, de maior extensão, a oeste de Monte Branco, de forma alongada, com orientação NE-SW; outro, constitui pequena mancha a Sul daquela elevação.

Trata-se de rocha melanocrática, de grão grosseiro, constituída, quase exclusivamente, por minerais máficos como piroxena, anfíbola castanha, anfíbola verde, olivina, biotite, esfena, poucos minerais opacos e alguma clorite. Foi impossível determinar a plagioclase por processos ópticos.

No Quadro IV verifica-se que a amostra 15 se distingue da amostra 1 por ter pouco Al_2O_3 em contraste com a elevada percentagem de MgO.

Poderá explicar-se a diferença por excepcional acumulação de minerais máficos na amostra 15, mas isto não invalida a natureza gabrótica da rocha.

Os gabros apresentam a sequência de alteração que já referimos nas rochas precedentes; no entanto, neste caso, a piroxena faz parte dessa sequência como elemento primário, pois são evidentes fenómenos de anfibolização deste mineral:

piroxena → anfíbola castanha → anfíbola verde → biotite → clorite.

2.4 Filões

As rochas filonianas do maciço ígneo de Benavila são essencialmente graníticas. Todos estes filões têm, aproximadamente, direcção NNW-SSE.

São rochas leucocráticas de grão médio, ricas de quartzo, feldspato potássico, albite e moscovite.

A biotite aparece em muito pouca quantidade e completamente cloritizada. A esfena é, também, mineral acessório.

Cortando os filões graníticos, foi encontrado filão de pórfiro monzonítico com abundante anfíbola castanha em micrólitos e em cristais de maiores dimensões, que conferem textura porfírica à rocha; contêm, ainda, quartzo intersticial, feldspato de difícil determinação, epídoto, apatite e abundantes e pequeninos cristais euédricos de minerais opacos.

Junto da Ribeira de Seda e aflorando em ambas as margens desta ribeira, foi detectado um filão de rocha gabrótica, em tudo semelhante aos gabros já descritos.

2.5 Encraves

Os granodioritos e os granitos monzoníticos contêm encraves de rocha granular, às vezes de grandes dimensões, dispersos de maneira irregular.

Alguns apresentam contornos arredondados, outros, bordos angulosos e de contacto um pouco difuso com a rocha hospedeira. Distinguem-se facilmente no terreno por terem cor mais escura que a rocha encaixante.

Têm textura normal das rochas ígneas, não se notando sinais de recristalização nem estruturas de deformação, o que parece indicar equilíbrio térmico entre os encraves e as rochas que os contêm. Este equilíbrio origina, também, um conjunto mineralógico comum. De facto, os minerais que constituem os encraves são da mesma natureza dos das rochas hospedeiras, apresentando-se igualmente alterados.

Os resultados das análises químicas dos minerais ferromagnesianos são quase idênticos, relativamente aos encraves e às rochas encaixantes. De maneira geral, o quimismo das rochas que constituem os encraves é ligeiramente mais básico.

Estas características parecem traduzir consanguinidade entre os encraves e as rochas graníticas que os incluem.

2.6 Rochas circundantes do maciço

As rochas xistosas, atravessadas por este maciço, são consideradas do Silúrico inferior, por se encontrarem no prolongamento de outras da mesma natureza, assinaladas desde Sudeste da região de Fronteira, e que são interrompidas pelo maciço ígneo de Benavila.

Na região do Monte Branco o metamorfismo foi bastante intenso, pois, a Sul deste monte, estão à vista cristais de andaluzite que atingem cerca de 4 cm de comprimento.

A natureza e composição destes xistos dificulta, em parte, a observação de sinais da acção metamórfica de contacto. Apesar disso, verifica-se, com bastante nitidez no local de Monte Branco, haver marcas de metamorfismo, na orla ocidental do maciço, que alternam com retalhos de xisto não metamorfizado.

No bordo oriental, atravessado pela Ribeira de Sarrazola, não se vislumbrou sinais de metamorfismo.

3. GEOQUÍMICA

Foram seleccionadas algumas amostras representativas das diferentes facies litológicas, para análises químicas dos elementos maiores e menores.

A determinação da sílica foi feita por processos gravimétricos. O ferro ferroso foi determinado por métodos volumétricos, usando solução de permanganato de potássio estandardizado como agente oxidante. O fósforo foi calculado por colorimetria; os restantes elementos maiores foram analisados por espectrometria de absorção atómica.

Os elementos menores foram determinados por espectrometria de fluorescência de Raios X, utilizando um espectrómetro Philips PW 1410/00 com tubo W, a 50 Kv e 50 mA, com cristal analisador de LiF 220.

3.1 Elementos maiores

Os resultados destas análises, bem como as respectivas normas encontram-se nos quadros II, III, IV e V.

As rochas que representam os maiores afloramentos são semelhantes. Não mostram, de facto, variações muito sensíveis no que diz respeito à quase totalidade dos óxidos. O teor de SiO₂ varia um pouco (de 60,08% a 67,10%), o que vem reflectir-se na diferente classificação que se lhes atribui, baseada, também, na diferença (ainda que pequena) das percentagens dos constituintes félsicos normativos.

Os teores de Al₂O₃ são relativamente altos, entre 13,97% e 19,08%, idênticos à média referida por NOCKOLDS (1954) para rochas granitóides (15,66%).

K₂O varia entre 1,69% e 4,85%, o que corresponde aos valores estabelecidos pelo mesmo autor para os granodioritos (3,07%).

Os teores de Na₂O são um pouco inferiores à média indicada pelo mesmo autor (*op.cit.*)-3,84%, pois variam entre 2,56% e 3,37%.

Os teores de CaO são elevados (de 3,75% a 6,57%); MgO varia entre 2,22% e 3,64%, e o ferro total entre 3,46% e 6,28%.

A maior parte destas rochas exhibe valores de TiO₂ (de 0,40% a 0,94%) sensivelmente constantes.

Quadro II - Análises químicas e normas das rochas granitóides.

	2 (a)	3(1) (a)	4 (a)	6 (a)	17 (a)	18 (a)	7 (b)	10 (b)	12 (b)	9 (c)
SiO ₂	61,46	61,79	60,85	65,36	63,09	60,08	67,10	64,37	65,65	72,03
Al ₂ O ₃	19,08	16,62	17,18	13,97	16,24	16,61	14,25	16,24	15,11	15,30
Fe ₂ O ₃	0,29	1,53	2,43	1,21	1,23	1,60	1,12	1,37	0,95	0,37
FeO	4,69	4,42	3,67	2,77	4,05	4,68	2,34	3,69	3,01	0,32
MgO	2,65	3,64	3,31	2,48	3,58	3,58	2,22	2,82	2,82	0,44
CaO	3,75	5,81	5,39	5,02	5,45	6,57	3,85	4,47	4,19	1,86
Na ₂ O	3,10	2,70	2,56	3,10	2,70	2,70	3,77	3,37	2,70	3,37
K ₂ O	3,49	1,69	3,21	4,82	2,23	2,41	4,40	1,80	3,92	4,85
TiO ₂	0,58	0,58	0,58	0,58	0,66	0,94	0,40	0,66	0,53	0,10
P ₂ O ₅	0,25	0,17	0,73	0,15	0,21	0,27	0,14	0,21	0,15	0,06
MnO	0,11	0,12	0,11	0,07	0,10	0,11	0,07	0,07	0,07	0,01
H ₂ O	0,73	0,76	0,89	0,74	0,71	0,92	0,63	0,04	0,88	0,78
Total	100,18	99,83	100,41	100,27	100,25	100,47	100,29	100,11	99,98	99,89

Normas

Q	15,35	19,44	16,03	16,40	19,97	14,86	17,89	22,58	20,89	27,02
C	3,98	0,16	0,21					1,11		0,58
or	20,63	10,01	18,96	28,52	13,18	14,23	26,02	10,63	23,19	28,69
ab	26,20	22,78	21,64	26,20	22,79	22,79	31,86	28,50	22,79	31,86
an	16,96	27,74	25,27	9,92	25,58	26,05	8,92	20,78	17,49	8,87
di				11,29	0,06	3,93	7,51		1,85	
hy	14,22	15,20	12,25	3,97	14,42	12,95	4,75	11,73	10,15	1,22
mt	0,42	2,23	3,53	1,76	1,79	2,32	1,62	1,99	1,37	0,53
il	1,11	1,11	1,09	1,11	1,26	1,78	0,76	1,25	1,00	0,20
ap	0,60	0,40	0,54	0,36	0,50	0,64	0,34	0,50	0,37	0,13

Anal. L. Peres Rodrigues e M.R. Baiões. (a) Granodioritos; (b) Granitos monzoníticos; (c) Granito.

Quadro III - Análises químicas e normas dos encraves.

	3A (a)	3B (b)	3B' (b)	4A (b)	6A (b)	6A' (b)	7A (b)	7A' (b)	10A (c)	12A (b)	18A (b)
SiO ₂	63,68	54,43	54,98	54,87	56,77	54,92	54,82	56,58	52,33	58,73	55,85
TiO ₂	0,48	0,95	0,75	0,93	0,83	0,75	1,10	0,90	0,78	0,77	0,55
Al ₂ O ₃	16,05	16,05	17,94	17,93	16,05	16,84	16,49	17,18	14,92	16,81	18,01
Fe ₂ O ₃	0,92	2,68	1,28	1,38	1,16	1,29	2,10	1,41	2,24	1,66	1,64
FeO	3,44	5,95	6,57	6,23	6,03	6,47	6,28	5,17	7,65	4,95	5,17
MnO	0,09	0,14	0,12	0,15	0,13	0,15	0,14	0,13	0,20	0,11	0,13
MgO	2,91	6,06	4,97	5,20	5,30	5,11	4,34	5,30	7,87	4,14	4,01
CaO	5,29	8,09	6,95	6,74	7,09	7,02	7,03	6,34	8,34	6,70	7,20
Na ₂ O	3,10	1,62	3,10	3,20	3,10	2,02	3,68	3,24	2,43	3,10	3,67
K ₂ O	3,49	2,71	2,41	2,91	2,71	4,46	2,51	3,01	1,51	2,05	1,79
P ₂ O ₅	0,19	0,15	0,26	0,25	0,18	0,08	0,17	0,28	0,27	0,15	0,34
H ₂ O	0,62	0,99	1,24	0,18	0,72	0,80	1,18	0,75	1,89	0,97	1,47
Total	100,26	99,83	100,57	99,97	100,07	99,91	99,84	100,29	100,43	100,14	99,83

Normas

Q	16,09	7,62	2,67	0,81	4,31	1,48	1,78	3,64	1,49	11,12	5,16
or	20,62	16,01	14,23	17,18	16,01	26,35	14,84	17,79	8,95	12,12	10,55
ab	26,20	13,67	26,20	27,04	26,20	17,08	31,07	27,40	20,53	26,20	31,02
an	19,54	28,50	27,88	25,94	21,91	23,66	21,05	23,38	25,29	25,85	27,33
di	4,51	8,60	4,05	4,77	9,87	8,70	10,43	5,04	11,65	5,19	5,06
hy	10,00	18,37	20,40	19,71	17,39	18,33	13,97	17,87	25,25	14,45	14,92
mt	1,34	3,90	1,86	1,99	1,69	1,88	3,04	2,04	3,25	2,41	2,39
il	0,91	1,81	1,43	1,76	1,58	1,43	2,08	1,72	1,49	1,46	1,05
ap	0,44	0,37	0,60	0,60	0,44	0,20	0,40	0,67	0,64	0,37	0,81

Anal.L.Peres Rodrigues e M.R.Baiões. (a) Granito monzonítico; (b) Monzonito; (c) Diorito

Os encraves granulares incluídos nestas rochas são, como referimos, granitóides. Apresentam, no entanto, teores mais baixos de SiO₂ e mais elevados de CaO, ferro total e MgO em consequência do empobrecimento de quartzo e enriquecimento de minerais ferromagnesianos.

Com base no conjunto das análises, verificamos que os diagramas de variação dos óxidos com a sílica (Fig.3), mostram orientação geral típica das rochas calco-alcálicas, com TiO₂, ferro total, MgO, MnO e CaO diminuindo com o aumento de SiO₂.

Na₂O, K₂O, Al₂O₃ e P₂O₅ não definem qualquer tendência especial com o aumento de SiO₂.

O carácter calco-alcálico parece confirmado pelo diagrama alcalis-sílica (Fig.4), no qual a grande maioria dos pontos representativos das amostras se projecta no campo sub-alcálico, segundo IRVINE & BARAGAR (1971); no entanto, algumas das amostras analisadas têm composição que permite considerá-las como de tendência alcalina.

Este aspecto é, também, evidenciado no diagrama triangular AFM (Fig.5), onde a distribuição dos pontos indica menores percentagens de ferro em relação aos outros dois componentes. De facto, a linha geral do fraccionamento encurva para valores inferiores a 50% de FeO+Fe₂O₃ e, assim, os pontos projectam-se no campo das rochas alcalinas e calco-alcálicas (abaixo da linha tracejada), segundo IRVINE & BARAGAR (*op.cit.*).

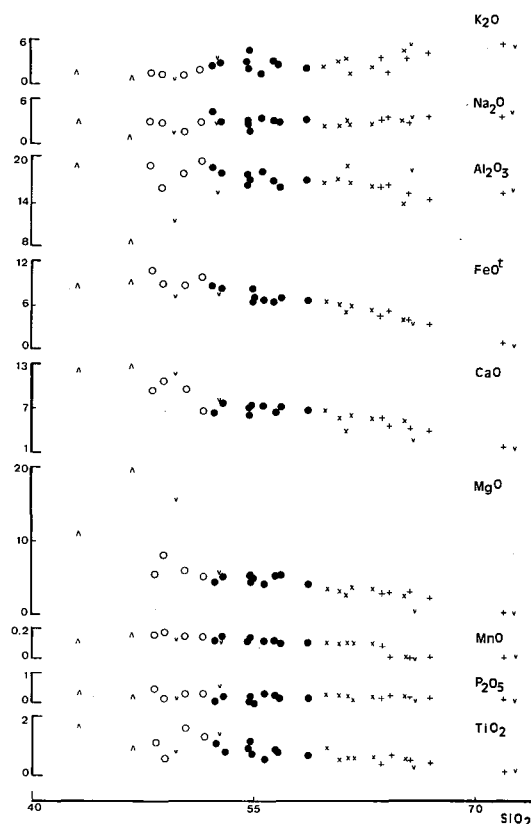


Fig. 3 — Diagrama de variação dos óxidos com a sílica.

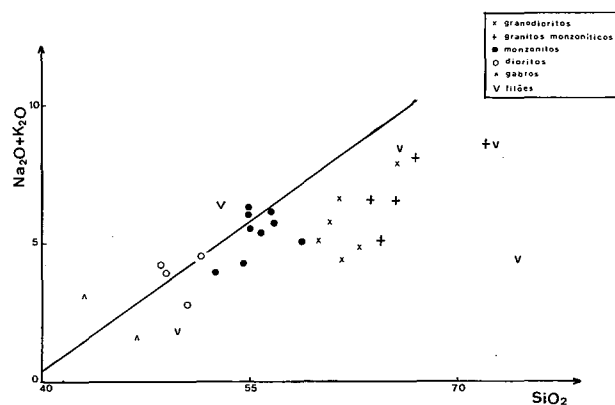


Fig. 4 — Diagrama SiO₂ - álcalis totais. A linha separa o campo alcalino do sub-alcálico, segundo IRVINE & BARAGAR (1971).

Quadro IV - Análises químicas e normas de dioritos e gabros.

	11 (a)	13 (a)	14 (a)	29 (a)	1 (b)	15 (b)
SiO ₂	48,33	51,59	50,43	48,99	43,15	46,84
Al ₂ O ₃	18,69	19,83	17,94	16,06	18,89	8,12
Fe ₂ O ₃	1,96	3,14	2,16	1,79	2,08	1,67
FeO	8,55	6,84	6,75	7,20	6,71	7,42
MgO	5,83	4,80	5,96	8,15	10,77	19,88
CaO	9,31	6,50	9,51	10,78	12,32	12,64
Na ₂ O	2,70	2,70	1,62	2,62	2,43	0,94
K ₂ O	1,51	1,80	1,20	1,35	0,66	0,58
TiO ₂	1,10	1,35	1,66	0,55	1,75	0,96
P ₂ O ₅	0,44	0,29	0,33	0,16	0,31	0,17
MnO	0,17	0,15	0,15	0,18	0,12	0,15
H ₂ O	1,78	1,19	2,14	1,92	1,24	0,87
Total	100,37	100,18	99,85	99,75	100,43	100,24

Normas

Q		5,09	5,84			
C		2,28				
or	8,95	10,62	7,12	8,01	3,89	3,45
ab	22,79	22,79	13,67	21,95	5,96	7,96
an	34,36	30,41	38,09	28,01	38,64	16,18
ne				0,11	7,89	
en		12,00				
ac		8,00				
di	7,63		5,65	19,84	16,34	36,06
hy	7,06		20,29			0,16
for	6,48			9,90	14,63	24,89
fai	5,36			5,98	4,75	6,04
mt	2,85	4,55	3,13	2,60	3,02	2,41
il	2,10	2,57	3,15	1,05	3,33	1,82
ap	1,04	0,67	0,77	0,37	0,74	0,40

Anal.L.Peres Rodrigues e M.R.Baiões. (a) Granito monzonítico; (b) Monzonito; (c) Diorito.

O diagrama de variação Na₂O-K₂O-CaO (Fig.6) mostra a tendência típica de um magma calco-alcalino que terá sofrido enriquecimento de CaO nos últimos estágios da cristalização.

3.2 Elementos menores

As concentrações dos elementos menores encontram-se no Quadro VI.

Os diagramas de distribuição dos elementos menores com a sílica (Fig.7) mostram um comportamento semelhante nas rochas granitóides. Não há acentuadas variações de concentração com o aumento de SiO₂, com exceção do Ba que, com teores muito variáveis (de 18 a 1026 ppm) apresenta distribuição dispersiva, não sendo possível estabelecer qualquer sentido correlativo.

A existência de semelhanças químicas entre as rochas granitóides é, sem dúvida, significativa quanto a inter-relações genéticas.

As quantidades absolutas de Rb nas rochas graníticas são, às vezes, elevadas, seguindo em linhas gerais o esquema de distribuição do K (Fig.8).

O diagrama da fig.9 mostra correlação negativa entre o Rb e o Sr, ainda que pouco nítida nas rochas graníticas.

A relação Sr - Ca (Fig.10) não mostra uma distribuição linear muito acentuada, em especial para os maiores teores de Ca, onde se nota alguma irregularidade. A distribuição de Sr parece ter pouca relação com as variações do Ca.

A Fig. 11 representa o diagrama ternário Rb-Ba-Sr de BOUSEILY & SOKKARY (1975), e dá ideia do sentido da diferenciação.

Os granitóides, distribuem-se pelos grupos II e III, localizando-se, os encaves, na fronteira do grupo III (granitos "anómalos"); estes situam-se, portanto, no domínio de composição das correspondentes matrizes.

Quadro V - Análises químicas e normas das rochas filonianas.

	3 (a)	5 (b)	19 (b)	8 (c)	16 (d)
SiO ₂	65,96	72,78	74,25	52,70	49,76
Al ₂ O ₃	18,14	15,86	15,67	15,67	11,71
Fe ₂ O ₃	0,84	0,29	0,66	3,26	0,87
FeO	1,97	0,31	0,18	4,47	6,30
MgO	0,70	0,22	0,46	5,14	15,74
CaO	2,81	1,27	3,42	7,67	11,89
Na ₂ O	3,87	4,18	4,18	2,56	1,35
K ₂ O	4,62	4,40	0,30	3,81	0,51
TiO ₂	0,30	0,12	0,05	1,43	0,83
P ₂ O ₅	0,18	0,07	0,01	0,55	0,17
MnO	0,06	0,02	0,01	0,10	0,13
H ₂ O	0,45	0,80	0,57		1,05
perda ao rubro				3,07	
Total	99,90	100,32	99,78	99,93	100,31

Normas

Q	18,11	28,74	40,85	3,87	
C	2,08	2,07	1,78		
or	27,30	26,02	2,26	19,56	3,00
ab	32,69	35,32	35,32	21,63	11,42
an	12,75	5,84	16,90	21,43	24,35
ne					
di	4,27	0,72		10,38	26,68
hy				11,24	16,04
en			1,15		
for					11,41
fai					3,12
mt	1,23	0,42	0,46	4,73	1,25
il	0,58	0,23	0,09	2,72	1,58
ap	0,44	0,17	0,03	1,31	0,40
hm			0,34		

Anal.L.Peres Rodrigues e M.R.Baiões.(a) Dioritos; (b) Gabros.

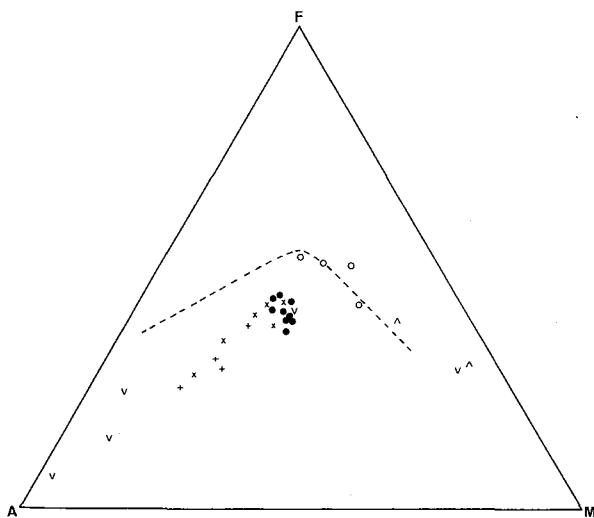


Fig. 5 — Diagrama AFM.

(Fig.12). A composição química dos feldspatos potássicos dos granitos monzoníticos e do granodiorito ronda os 80% de Or, enquanto os encraves apresentam uma percentagem de Or pouco superior a 50%.

b) Plagioclases

O Quadro VIII e a Fig. 12 resumem a informação obtida pelas análises das plagioclases; a molécula anortítica varia de An_{11,7} a An_{54,8}. Nos granitos monzoníticos, a plagioclase é oligoclase sódica, nos granodioritos é oligoclase cálcica e, nos encraves incluídos nestas rochas, o teor de An aumenta um pouco, apresentando composição andesínica.

Os valores mais elevados de An verificam-se nos dioritos e gabros com teores anortíticos entre 44,5 e 54,8. No diorito este mesmo feldspato é, naturalmente andesina, mas mais cálcica do que a plagioclase dos monzonitos. Por sua vez, tem

Quadro VI - Elementos menores (ppm).

	2 (a)	3(1) (a)	4 (a)	6 (a)	17 (a)	18 (a)	7 (b)	10 (b)	12 (b)	3 (b)	5 (c)	9 (c)	19 (c)	11 (d)	13 (d)	14 (d)	1 (e)	15 (e)	16 (e)	4A (f)	6A (f)	7A (f)	7A' (f)	12A (f)
Ba	675	369	518	587	494	639	390	365	431	806	19	1026	18	600	643	568	227	137	228	378	234	493	355	327
Ce	65	72	76	61	65	62	58	57	63	65	49	59	49	62	60	65	64	59	58	62	62	72	66	67
Cr	62	102	98	82	94	64	48	81	72	17	16	19	25	27	14	34	217	1321	889	77	185	18	180	59
Cu	10	29	33	10	17	19	23	10	24	20	20	20	9	30	7	32	71	36	85	114	26	32	8	26
Nd	48	35	60	18	38	43	31	27	29	34	2	23	13	45	41	47	n.d.	23	34	n.d.	40	55	35	33
Ni	17	32	14	27	22	20	19	26	23	7	7	9	10	11	9	19	162	306	270	14	18	8	32	21
Rb	126	86	139	169	110	100	160	99	155	130	187	134	9	52	59	50	24	17	14	157	174	190	219	158
Sc	12	12	12	11	12	12	10	12	11	11	8	9	11	17	15	14	28	22	19	15	14	14	13	15
Sr	268	261	211	189	230	262	179	307	195	274	50	235	355	321	355	310	569	125	151	208	144	247	193	189
Th	11	10	28	17	14	17	20	5	31	13	1	21	7	n.d.	4	3	n.d.	n.d.	2	n.d.	11	3	7	13
V	88	96	94	66	89	92	49	76	68	29	19	26	23	239	230	254	159	174	193	150	147	193	104	126
Y	54	53	54	55	54	53	55	54	55	55	57	56	52	51	52	51	51	52	51	55	55	55	57	55
Zn	68	88	67	50	81	71	39	62	46	49	25	24	25	101	93	77	98	64	58	92	92	86	76	69
Zr	140	143	204	169	148	219	137	192	176	168	59	115	72	149	115	107	148	64	68	166	135	161	172	141

(a) - Granodiorito; (b) - Granito monzonítico; (c) - Granito; (d) - Diorito; (e) - Gabro; (f) - Monzonito; n.d - não detectado.

4. MINERALOGIA

As análises químicas de alguns minerais dos diferentes tipos litológicos foram feitas por microsonda electrónica, com uma corrente de 15kv, 25nA e feixe fino (d=5µm). As fórmulas estruturais dos minerais analisados foram calculadas utilizando programas de aplicação à Petrologia e Geoquímica, disponíveis no Departamento de Geologia.

4.1 Feldspatos

a) Feldspatos potássicos

Os feldspatos potássicos ocorrem em todos os granitóides sob a forma de cristais euédricos a subeuédricos.

Foram obtidas algumas análises destes feldspatos, cujos valores se encontram expressos no Quadro VII e representados no diagrama Or-Ab-An

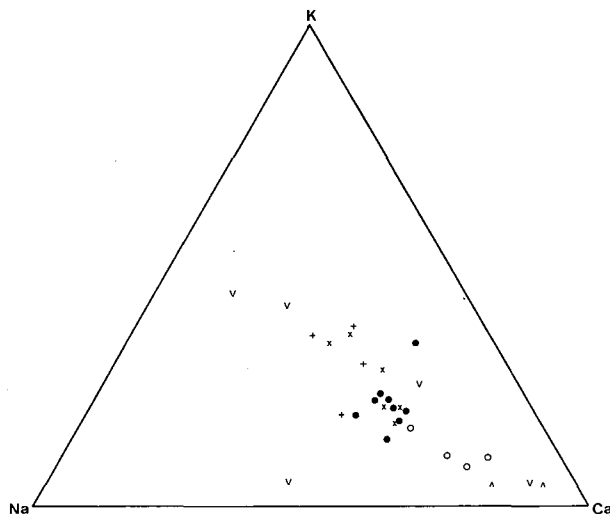


Fig. 6 — Diagrama de variação Na₂O-K₂O-CaO.

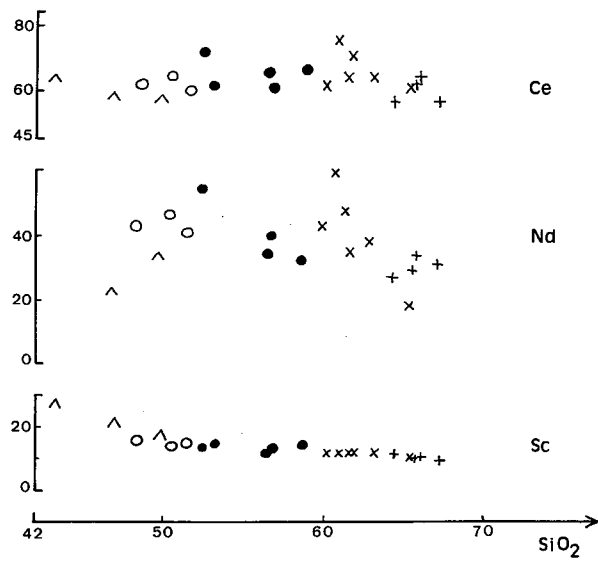
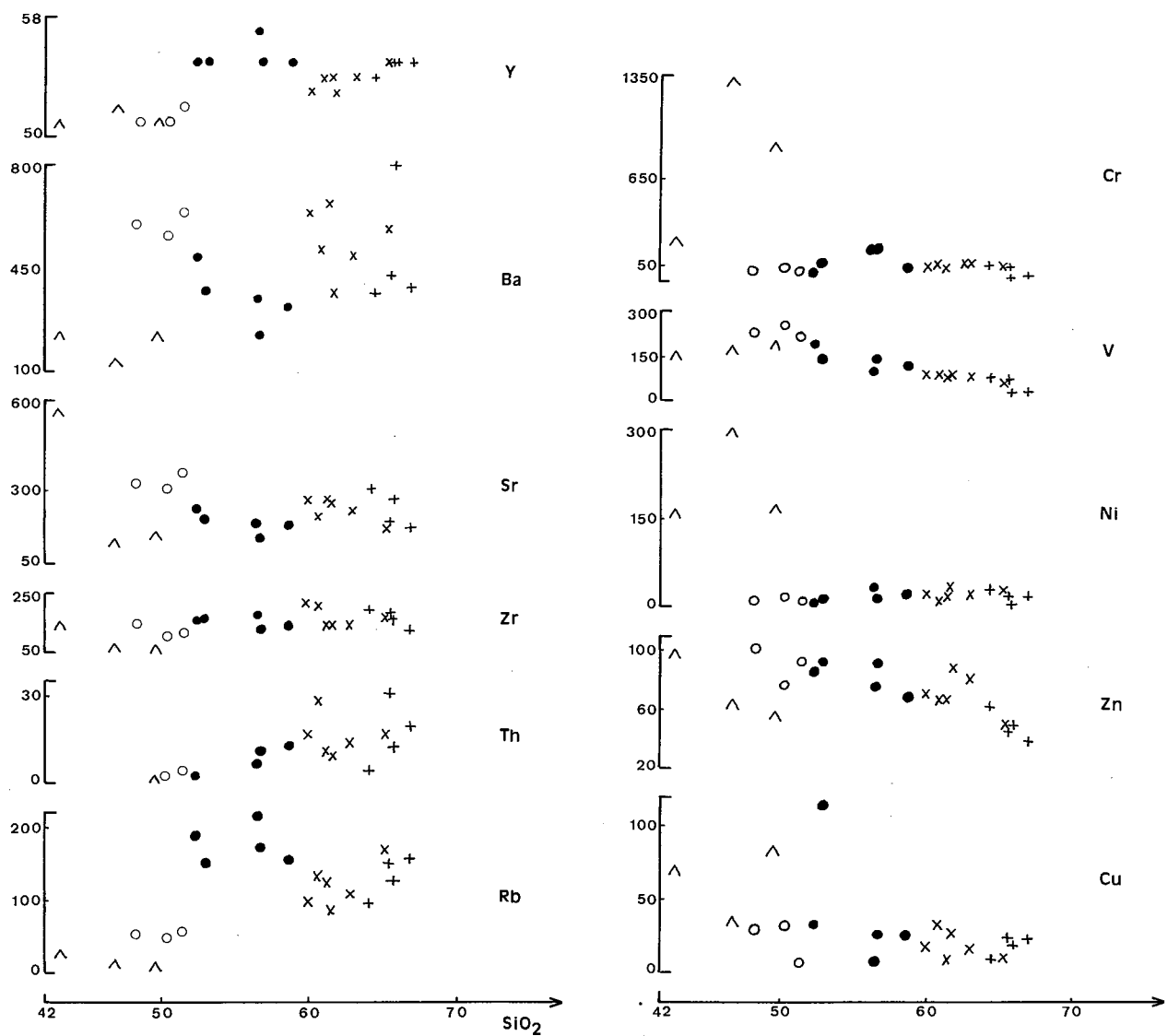


Fig. 7 — Diagramas de distribuição dos elementos menores (ppm) com SiO₂ (%).

composição labradorítica no gabro. A sua determinação limitou-se a uma amostra, em virtude da alteração apresentada por esta rocha.

Quadro VII - Análises químicas dos feldspatos potássicos.

	3 (a)	2 (b)	4A (c)	7A (c)
SiO ₂	64,75	64,19	65,65	64,85
Al ₂ O ₃	18,64	18,90	18,12	18,32
CaO	0,02	0,06	0,10	0,10
Na ₂ O	1,90	3,01	6,09	5,80
K ₂ O	14,59	13,70	9,57	10,39
Total	99,90	99,86	99,53	99,46

Nº. de iões na base de 32 oxigénios

Si	11,935	11,842	11,968	11,891
Al	4,048	4,095	3,895	3,960
Ca	0,000	0,011	0,022	0,022
Na	0,686	1,084	2,144	2,068
K	3,428	3,232	2,232	2,442
[X]	4,114	4,327	4,398	4,532
[Z]	15,983	15,937	15,863	15,851

% mol.	or	83,3	74,8	50,8	53,9
	ab	16,7	25,0	48,7	45,7
	an	0,0	0,2	0,5	0,4

(a) - Granito monzonítico; (b) - Granodiorito; (c) - Monzonito (enclave).

4.2 Anfíbola

As rochas deste maciço caracterizam-se pela presença constante de anfíbola verde, sofrendo alterações tardias, que se traduzem, essencialmente, pela transformação em biotite.

As análises químicas e as fórmulas estruturais estão referidas no Quadro IX e revelam a grande uniformidade da composição química, tratando-se sem dúvida, de anfíbola cálcica e, segundo a classificação de LEAKE (1978) modificada por HAWTHORNE (1981), podemos considerá-la ferro-hornblenda, na maior parte dos casos; duas das

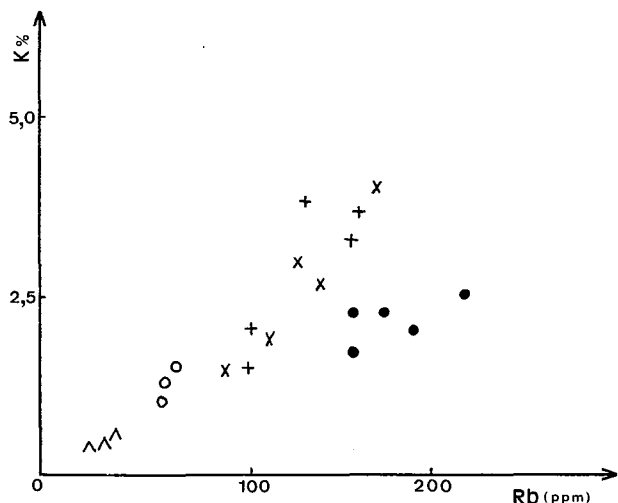


Fig. 8 — Diagrama Rb (ppm)-K (%).

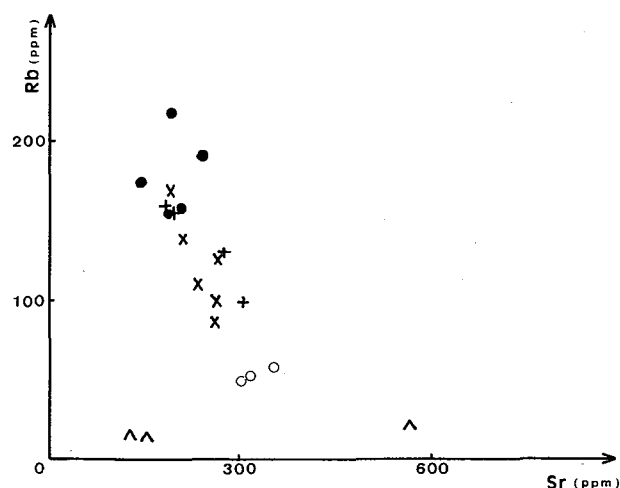


Fig. 9 — Diagrama Rb-Sr.

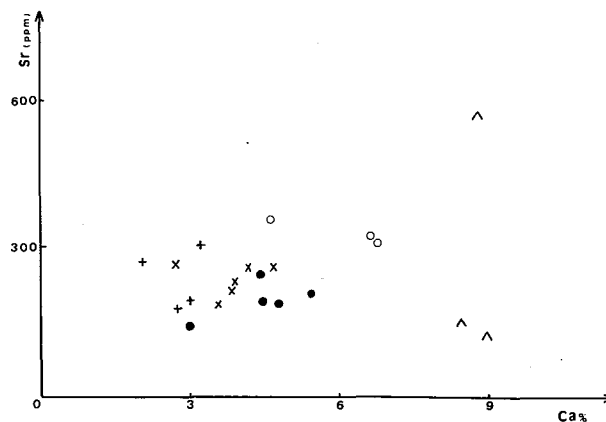


Fig.10 — Diagrama Sr (ppm)-Ca (%).

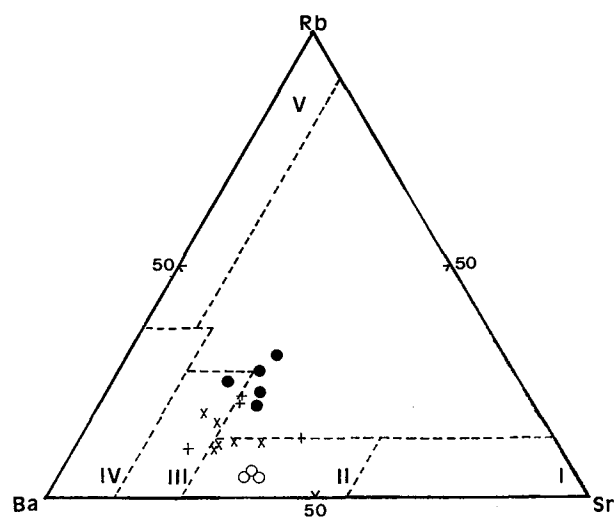


Fig. 11 — Diagrama ternário R-Ba-Sr de BOUSEILEY & SOKKARY (1975). I - dioritos; II- granodioritos e quartzodioritos; III - granitos anómalos; IV - granitos normais; V - granitos fortemente diferenciados.

Quadro VIII - Análises químicas das plagioclases.

	3 (1) (a)	3 (2) (a)	2 (1) (b)	2 (2) (b)	4(A ¹) (c)	4 (A ²) (c)	7 (A ¹) (c)	7 (A ²) (c)	14 (1) (d)	14 (2) (d)	15 (e)
SiO ₂	62,82	62,72	62,25	61,08	58,29	58,95	59,52	59,90	57,02	57,12	53,76
Al ₂ O ₃	21,43	20,67	25,95	24,36	25,95	25,58	25,50	25,47	26,82	26,90	27,42
CaO	3,12	3,09	5,99	5,96	7,74	7,78	7,42	7,70	9,41	9,19	12,20
Na ₂ O	11,60	12,18	7,37	8,02	6,93	6,92	6,57	6,36	6,05	6,27	5,53
K ₂ O	1,04	1,01	0,10	0,12	0,16	0,18	0,19	0,13	0,06	0,09	0,10
Total	100,01	96,67	99,66	99,54	99,07	99,41	99,20	99,56	99,36	99,57	99,01

Nº de íões na base de 32 oxigénios

Si	11,250	11,293	10,719	10,898	10,515	10,584	10,670	10,689	10,284	10,277	9,863
Al	4,512	4,387	5,424	5,117	5,495	5,405	5,378	5,355	5,694	5,712	5,922
Ca	0,602	0,594	1,142	1,135	1,493	1,497	1,431	1,478	1,819	1,774	2,400
Na	4,018	4,236	2,542	2,762	2,424	2,412	2,280	2,206	2,122	2,186	1,960
K	0,236	0,238	0,022	0,022	0,044	0,044	0,044	0,022	0,022	0,022	0,022
[X]	4,856	5,068	3,706	3,919	3,961	3,953	3,755	3,706	3,963	3,982	4,382
[Z]	15,762	15,680	16,143	16,015	16,010	15,989	16,048	16,044	15,978	15,989	15,785

%mol.	or	4,9	4,7	0,6	0,5	1,0	1,0	1,1	0,6	0,5	0,5	0,5
	ab	82,7	83,6	68,6	70,4	61,3	61,0	60,8	59,6	53,5	55,0	44,7
	an	12,4	11,7	30,8	29,1	37,7	38,0	38,1	39,8	46,0	44,5	54,8

(a) - Granito monzonítico; (b) - Granodiorito; (c) - Monzonito; (d) - Diorito; (e) - Gabro.

anfíbulas analisadas apresentam menor teor de Si e maior de Al^{IV}, revelando uma tendência pargasítica. No entanto, convém assinalar que este mineral, no gabro, não obedece a esta uniformidade quanto aos teores de FeO total e de MgO; verifica-se um enriquecimento considerável de MgO e nota-se o contrário quanto ao ferro total. Adiante se verá, no Quadro XI, no qual figuram os resultados das análises das piroxenas, que os teores de FeO^t são ainda mais baixos, em contraste com os de MgO.

O diagrama da Fig.13 representa uma versão modificada da recomendada pela International Mineralogical Association para classificação das anfíbulas cálcicas, em função de Al^{IV} e Mg/(Mg+Fe). Neste caso, os pontos representativos destas anfíbulas distribuem-se pelos campos da edenite, ferro-edenite e magnésio-hornblenda; as duas anfíbulas com maior teor de Al^{IV} são pargasites.

Os nomes foram atribuídos tendo em atenção as seguintes condições: (Na+K)_A ≥ 0,50, Fe³⁺ ≤ Al^{VI} e ainda (Na+K)_A < 0,50. Em ambos os casos, o teor de Ti é sempre inferior a 0,50.

A Fig.14 (a,b,c,d) é um conjunto de diagramas de variação das anfíbulas:

(a) apresenta variação dispersiva, o que parece indicar não existir qualquer correlação entre os elementos considerados.

As composições das anfíbulas cálcicas podem variar devido a substituições do Ti por Mg, dando produtos finais do tipo glaucófano ou do tipo tschermaquite. Não se verificando qualquer tipo de

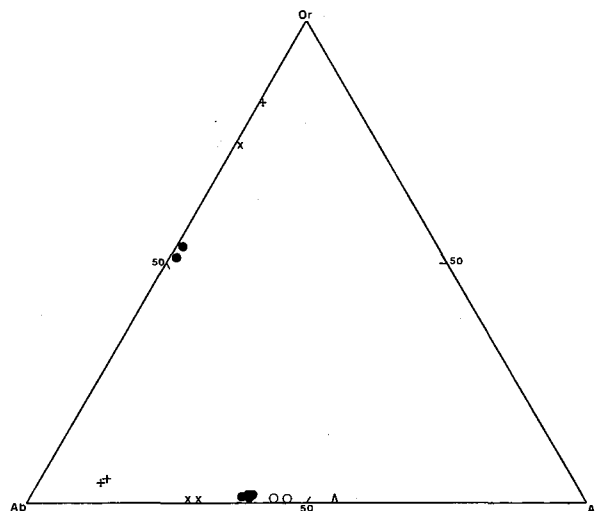


Fig. 12 — Distribuição da composição dos feldspatos potássicos e das plagioclases no diagrama triangular Or-Ab-An.

substituição deste elemento, a incorporação de Ti será acompanhada por um aumento de Al^{IV} e consequentemente, de Al^t;

(b) a localização das projecções dos teores do íão Ti em função de Al na posição tetraédrica demonstra uma nítida correlação positiva;

(c) o Mg e o Fe²⁺, devido a ocuparem posições estruturais idênticas, sofrem substituições mútuas, que se traduzem na correlação negativa entre aqueles dois elementos;

Quadro IX - Análises químicas das anfíbulas.

	3 (1) (a)	3 (2) (a)	2 (1) (b)	2 (2) (b)	4A(1) (c)	4A(2) (c)	7A(1) (c)	7A(2) (c)	14 (d)	15 (e)
SiO ₂	45,76	46,05	44,90	44,64	45,42	54,09	45,81	44,75	42,51	43,55
TiO ₂	0,67	0,89	0,89	1,08	1,10	1,06	0,80	0,73	0,94	1,42
Al ₂ O ₃	9,72	8,10	8,89	9,14	9,11	8,58	11,37	10,40	11,14	12,98
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01	0,33
FeO ^t	15,36	15,94	17,91	18,17	13,70	15,18	15,53	15,44	17,85	8,11
MnO	0,40	0,39	0,48	0,52	0,50	0,59	0,11	0,21	0,60	0,12
MgO	10,90	10,60	9,14	9,16	12,06	11,98	9,56	10,40	9,40	15,19
CaO	11,29	11,91	11,63	11,57	11,63	11,66	11,75	11,90	11,54	11,59
Na ₂ O	1,98	0,86	2,00	1,13	1,86	1,88	1,11	1,82	1,12	2,09
K ₂ O	0,63	0,91	0,74	1,09	1,08	1,04	0,99	1,06	1,17	0,96
Total	96,73	95,66	96,61	96,51	96,48	97,08	97,04	96,74	96,28	96,34

Nº de íões na base de 23 oxigénios

Si	6,850	6,786	6,824	6,983	6,302	6,441	6,798	6,732	6,817	6,736
Al ^{IV}	1,150	1,214	1,176	1,017	1,698	1,559	1,202	1,268	1,183	1,264
Al ^{VI}	0,448	0,423	0,533	0,430	0,517	0,430	0,405	0,242	0,811	0,581
Ti	0,102	0,123	0,075	0,101	0,155	0,107	0,124	0,119	0,090	0,083
Cr	0,004	0,001	0,002	0,001	0,038	0,001	0,002	0,002	0,001	0,004
Fe ³⁺	0,000	0,231	0,192	0,085	0,514	0,613	0,074	0,315	0,000	0,000
Fe ²⁺	2,284	2,078	1,723	1,936	0,467	1,648	1,641	1,580	1,932	1,943
Mn	0,062	0,067	0,051	0,050	0,015	0,077	0,063	0,075	0,014	0,027
Mg	2,078	2,075	2,423	2,395	3,276	2,123	2,690	2,666	2,120	2,333
Ca	1,901	1,884	1,804	1,935	1,797	1,873	1,865	1,865	1,873	1,919
Na-M ⁴	0,099	0,116	0,196	0,065	0,203	0,127	0,135	0,135	0,127	0,081
Na-A	0,493	0,218	0,377	0,188	0,384	0,202	0,405	0,410	0,194	0,450
K	0,144	0,211	0,120	0,176	0,177	0,226	0,206	0,198	0,188	0,204

(a) - Granito monzonítico; (b) - Granodiorito; (c) - Monzonito; (d) - Diorito; (e) - Gabro. FeO^t - ferro total sob a forma de FeO. Fe³⁺ - calculado pelo método de PAPIKE *et al.* (1974).

(d) a semelhança composicional das anfíbulas pode ser confirmada através da relação Mg/(Mg+Fe²⁺), que não sofre grandes variações com o aumento de Si.

A variação da composição das anfíbulas pode ser ilustrada pelo diagrama da Fig.15, que define uma tendência linear em termos dos teores de Al total, e de Al na posição tetraédrica (Al^{IV}). Há correlação positiva entre estes dois componentes, traduzida por uma recta cuja equação de regressão é: Al^{IV}=0,12+0,66 Al^t, semelhante à obtida por HAMMARSTROM & ZEN (1986) para anfíbulas de complexos plutónicos de natureza calco-alcalina.

Segundo LEAKE(1971), as hornoblendas ígneas têm mais baixo teor de Al^{VI} do que as metamórficas. Este autor propôs um limite para Al^{VI} nas anfíbulas cálcicas: Al^{VI}= 0,6 Al^{IV} + 0,25.

A recta que representa esta equação, assim como a que traduz o valor mínimo de Al^{VI}(Al^{VI}=0), encontram-se, também, projectadas na fig.15, limitando o campo das composições das hornoblendas

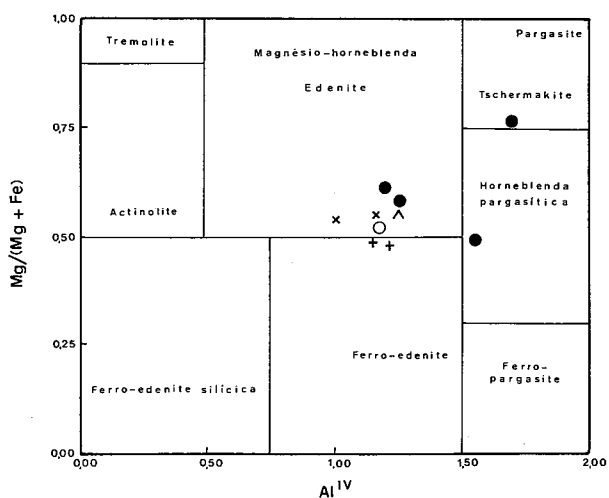


Fig. 13 — Variação química das anfíbulas cálcicas, expressa em função do número de átomos por fórmula unitária (Mg/(Mg+Fe) - Al^{IV}). Versão modificada da recomendada pela IMA para classificação das anfíbulas cálcicas.

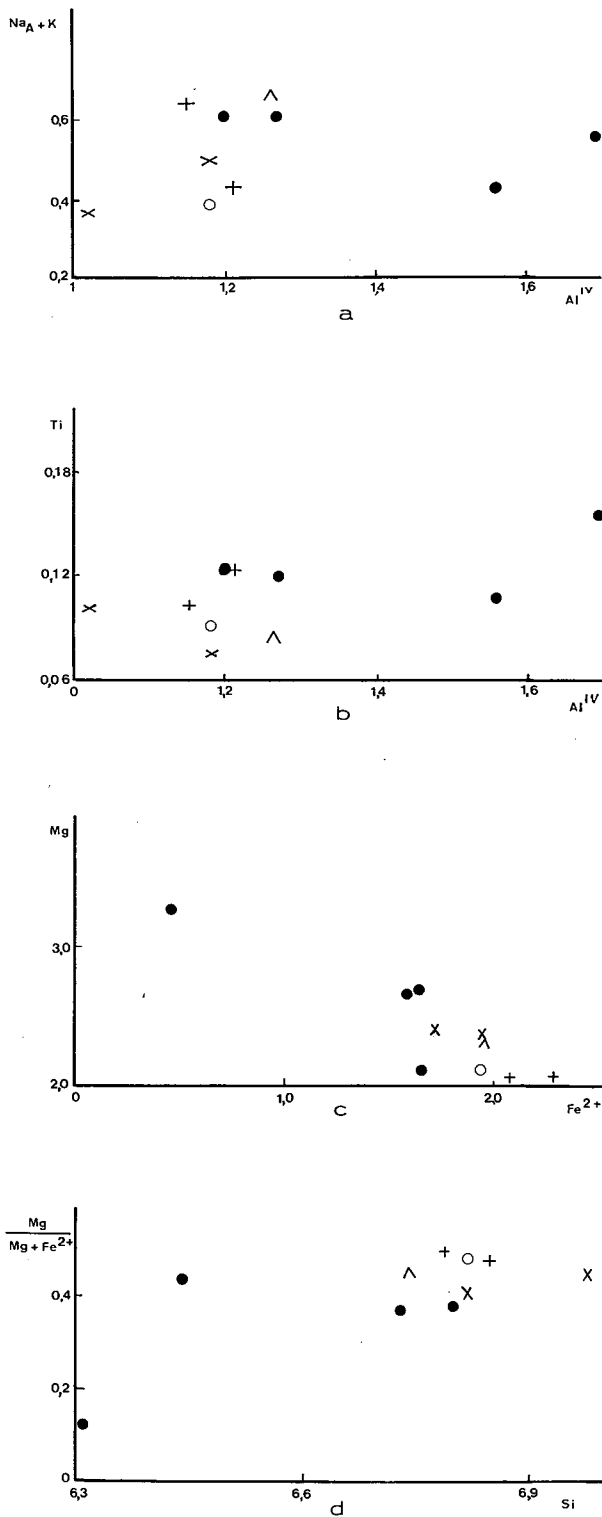


Fig. 14 — Diagramas de variação das anfíbulas. (a) : $[Na_A + K] - Al^{IV}$; (b): $Ti - Al^{IV}$; (c): $Mg - Fe^{2+}$; (d): $Mg/Mg + Fe^{2+} - Si$.

ígneas. Os dados apresentados neste trabalho projectam-se dentro do intervalo citado. Este autor propôs, ainda, um limite para os valores de silício e do cálcio nas anfíbulas ígneas: $Si < 7,5$ e $Ca \geq 1,6$.

As anfíbulas cálcicas de rochas plutônicas calcoalcalinas têm sido utilizadas por diversos autores, como geobarômetros. Segundo HELZ (1982), há

uma relação entre o Al na hornblenda e a pressão de cristalização destas rochas; o teor de Al^{VI} aumenta com o aumento da pressão. As anfíbulas mais ricas de Al são encontradas em séries de alta pressão, independentemente da composição química.

NABELEK & LINDSLEY (1985) propuseram uma equação para determinação da temperatura, usando o Al^{IV} , nas anfíbulas cálcicas, como geotermómetro.

O alumínio na posição tetraédrica está correlacionado positivamente com T. Também o Ti apresenta igual comportamento; pelo contrário, o Al^{VI} não mostra qualquer correlação com a temperatura.

Considerando a presença de anfíbulas em todos os tipos petrográficos de Benavila, justifica-se um estudo mais pormenorizado, pela importância que têm como indicadores de determinados aspectos da gênese das rochas.

4.3 Biotite

Este mineral é muito comum nas rochas de Benavila. Normalmente resulta da transformação da anfíbola, apresentando, por sua vez, alteração em clorite.

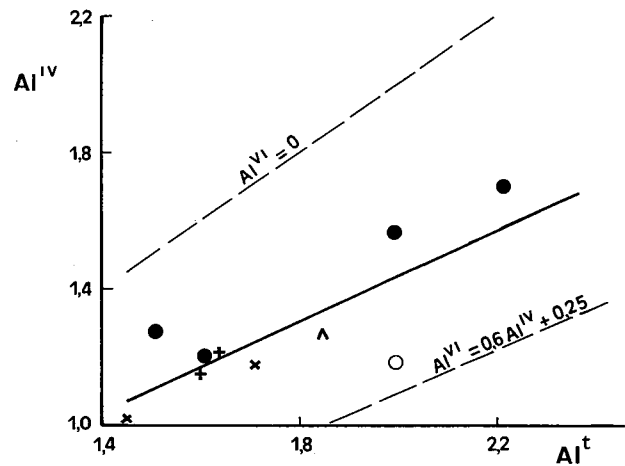


Fig. 15 — Diagrama $Al^{IV} - Al$ total.

Foram analisadas biotites dos granitóides, do diorito e do gabro em secções seleccionadas que não apresentavam indícios de alteração.

As análises químicas e as fórmulas estruturais deste mineral estão referidas no Quadro X. Trata-se de biotite (s.l.) cuja razão Mg/Fe é sempre inferior a 2. Quando sintetizadas no sistema flogopite-anitestonite-siderofilite (fig. 16), ocupam a região central do domínio composicional das biotites, em função das principais moléculas componentes.

Quadro X - Análises químicas das biotites.

	3 (a)	21 (b)	22 (b)	4A (c)	7A (c)	14(1) (d)	14(2) (d)	15 (e)
SiO ₂	36,07	36,49	36,30	36,19	36,78	36,30	36,49	36,48
TiO ₂	2,47	2,86	2,82	2,57	2,62	2,52	2,45	2,65
Al ₂ O ₃	15,75	15,11	15,46	15,17	15,51	15,70	16,29	14,96
Cr ₂ O ₃	0,04	0,01	0,03	0,01	0,05	0,01	0,05	0,06
FeO ^t	19,12	19,29	19,20	19,01	18,95	18,99	18,21	19,09
MnO	0,30	0,31	0,33	0,43	0,50	0,15	0,19	0,17
MgO	10,43	9,58	9,45	10,42	10,14	10,70	11,19	11,12
CaO	0,01	0,03	0,01	0,02	0,02	0,05	0,01	0,01
Na ₂ O	0,10	0,12	0,13	0,18	0,20	0,06	0,04	0,37
K ₂ O	9,85	10,74	10,63	10,23	10,35	10,53	9,27	9,76
Total	94,14	94,54	94,36	94,23	95,12	95,01	94,19	94,67

Nº de iões na base de 22 oxigénios

Si	5,666	5,642	5,591	5,623	5,651	5,587	5,592	5,622
Al ^{IV}	2,334	2,358	2,409	2,377	2,349	2,413	2,408	2,378
Al ^{VI}	0,432	0,474	0,469	0,402	0,460	0,435	0,535	0,340
Ti	0,334	0,330	0,288	0,300	0,303	0,292	0,282	0,307
Cr	0,001	0,004	0,005	0,001	0,006	0,001	0,006	0,007
Fe ²⁺	2,505	2,496	2,479	2,470	2,435	2,444	2,334	2,461
Mn	0,041	0,043	0,039	0,057	0,065	0,020	0,025	0,022
Mg	2,217	2,189	2,409	2,413	2,322	2,454	2,556	2,554
Ca	0,005	0,002	0,002	0,003	0,003	0,008	0,002	0,002
Na	0,036	0,039	0,030	0,054	0,060	0,018	0,012	0,111
K	2,128	2,108	1,948	2,028	2,029	2,068	1,812	1,919
(X+Y)	7,698	7,684	7,669	7,728	7,683	7,740	7,563	7,723
(Z)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000

(a) - Granito monzonítico; (b) - Granodiorito; (c) - Monzonito; (d) - Diorito; (e) - Gabro.

No diagrama de NOCKOLDS (1947), modificado por ALBUQUERQUE (1973) (fig.17), os pontos representativos das biotites caem nos campos de coexistência com a moscovite e com silicatos de alumínio, muito próximos da linha de separação destes dois domínios.

Utilizando o diagrama Al₂O₃ - f (ISK) de RAZAFIMAHEFA (1982), em que ISK=100 MgO/(MgO+FeO^t+K₂O+Na₂O), verifica-se que as biotites dos granitóides se situam nos domínios composicionais correspondentes aos granitos subcalinos e calco-alcalinos (Fig.18).

De modo geral, não se verificam diferenças de composição entre as biotites dos encraves e as que correspondem às fácies graníticas onde estão incluídos.

As biotites das diferentes rochas deste maciço não apresentam individualidade geoquímica. Ao contrário, mostram-se uniformes, apesar da evolução magmática destas rochas.

4.4 Piroxena

Este mineral foi apenas detectado nos gabros, onde ocorre em cristais de tendência euédrica e subeuédrica. É mineral pouco corado, ligeiramente pleocróico e, com frequência, anfíbolizado.

Foram analisadas na microsonda electrónica secções de piroxena que não apresentavam qualquer alteração.

Quadro XI - Análises químicas das piroxenas do gabro.

	15 (1)	15 (2)	15 (3)	15 (4)
SiO ₂	52,49	52,16	51,77	52,11
TiO ₂	0,24	0,43	0,41	0,35
Al ₂ O ₃	2,45	3,63	3,32	2,83
Cr ₂ O ₃	0,45	0,55	0,68	0,47
FeO ^t	4,44	4,65	4,99	4,82
MnO	0,09	0,14	0,18	0,12
MgO	15,91	15,50	15,41	15,94
CaO	22,52	22,37	22,28	22,70
Na ₂ O	0,18	0,19	0,28	0,18
K ₂ O	0,01	0,01	0,04	0,04
Total	98,78	99,63	99,36	99,56

Nº de iões na base de 6 oxigénios

Si	1,944	1,916	1,913	1,918
Al ^{IV}	0,056	0,084	0,087	0,082
Al ^{VI}	0,051	0,074	0,057	0,041
Ti	0,007	0,012	0,011	0,010
Cr	0,013	0,016	0,020	0,014
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,007	0,021
Fe ²⁺	0,138	0,143	0,147	0,128
Mn	0,003	0,004	0,006	0,004
Mg	0,878	0,849	0,849	0,874
Ca	0,894	0,881	0,882	0,895
Na	0,013	0,014	0,020	0,013
K	0,000	0,000	0,002	0,002

Os resultados das análises e as fórmulas estruturais encontram-se no Quadro XI. Trata-se de piroxena cálcica de composição diopsídica.

As composições da piroxena e da anfíbola desta mesma rocha, atrás referida, sugerem magma predominantemente magnésiano.

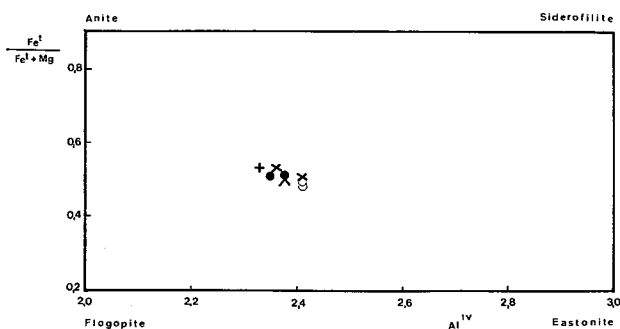


Fig.16 — Projecção dos pontos representativos das biotites, em função das principais moléculas componentes.

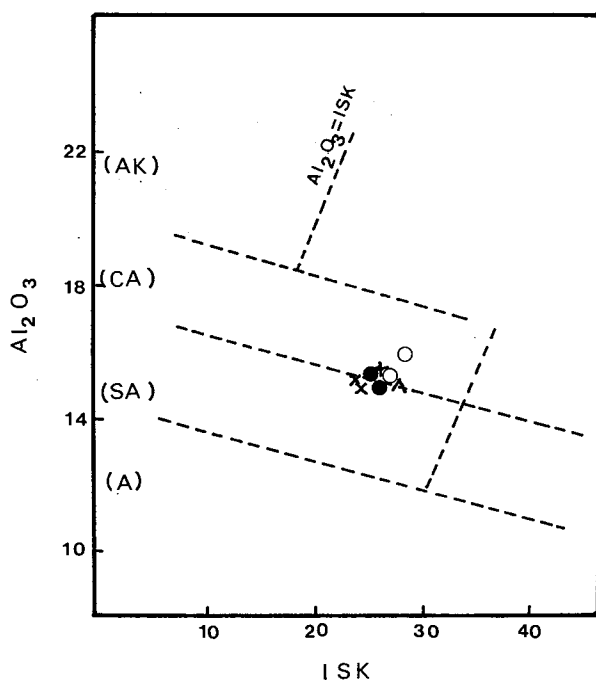


Fig. 17 — Representação da composição das biotites no diagram de NOCKOLDS (1947), modificado por ALBUQUERQUE (1973). I: biotite + anfíbola; II: biotite; III: biotite + moscovite; IV: biotite + silicatos de alumínio.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O maciço ígneo de Benavila (Avis), com cerca de 7 Km de comprimento (E-W) e 4 Km de largura (N-S), foi objecto de estudo petrográfico, mineralógico e geoquímico.

Este maciço atravessou xistos silúricos, muito metamorfizados no contacto W, mas sem vestígios de metamorfização a E. A N e S os contactos não são visíveis, devido à cobertura de sedimentos cenozóicos.

É constituído por granitóides, dioritos quártzicos e gabros, que têm como característica comum a presença de anfíbola homeblêndica de cor verde apresentando, em todas as rochas, o mesmo tipo de alteração.

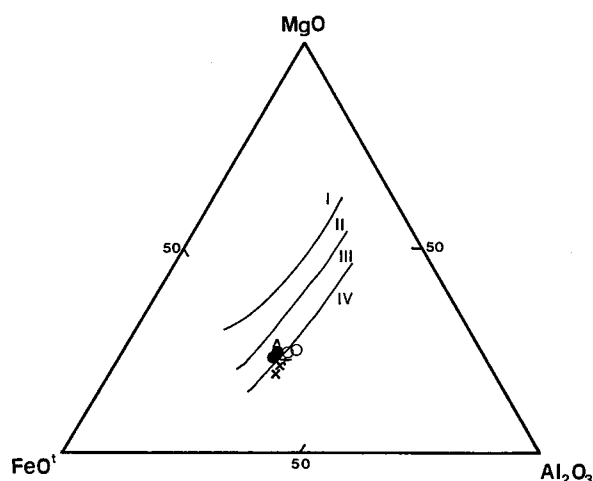


Fig. 18 — Representação das biotites no diagrama tipológico Al_2O_3 - ISK (RAZAFIMAHEFA, 1982). ISK = 100 Mg/(Mg + FeO^t + K_2O + Na_2O). (A): série alcalina; (SA): série sub-alcalina; (CA): série calco-alcalina; (AK): série alumino-potássica.

Do ponto de vista químico é nítida a semelhança dos teores dos diversos óxidos, sendo ainda mais acentuada esta semelhança no que diz respeito aos teores dos elementos menores (os quais não apresentam grandes variações de concentração).

Nas rochas granitóides encontram-se dispersos encraves da mesma natureza, ainda que ligeiramente mais básicos. As características mineralógicas e químicas levam a considerar estes encraves como congêneres da rocha hospedeira.

Os litótipos de Benavila constituem uma série comagmática de carácter calco-alcalino. Os dados geoquímicos obtidos em diversos minerais e sobre rocha total são compatíveis com uma evolução magmática contínua, sem desvios apreciáveis na composição considerada no conjunto.

BIBLIOGRAFIA

- ALBUQUERQUE, C. A. R. (1973) — Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal. *Geochem. Cosmoch. Acta*, nº 37, pp.1779-1802.
- CAPDEVILA, R. & FLOOR, P. (1970) — Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord ouest de l'Espagne. *Boletín Geológico y Minero*, Tomo LXXXI, III, pp.215-298.
- CARTA GEOLÓGICA DE PORTUGAL na escala 1/50 000. Notícia Explicativa da folha 32-A (ponte de Sor). *Serv. Geol. Port.* Lisboa.
- CARVALHO, A. M. G. (1968) — Contribuição para o conhecimento geológico da bacia terciária do Tejo. *Memórias dos Serv. Geol. Portugal*, Nova Série, nº15, Lisboa, pp.1-210.

- CARVALHO, A. M. G.; ALEGRIA, M. F. & AZEVEDO, T. M. (1980) — Aspectos de alteração em rochas dioríticas de Benavila (Avis). *Comun.dos Serv.Geol. Portugal*, 66, pp.67-70.
- DIDIER, J. (1973) — Granites and their enclaves. The bearing of enclaves on the origin of granites. *Developments in Petrology*, 3. Elsevier Sc.Publ.Co, Amsterdam, 393 p.
- EL BOUSEILY, A. M. & EL SOKKARY, A. A. (1975) — The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chem.Geol.*, 16, pp.207-219.
- FOSTER, M. D. (1960) — Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *Prof. Pap.U. S. Geol. Surv.*, 354 B, pp.1-49.
- GONÇALVES, F. (1957) — Granito biotítico de St^a Eulália (Elvas). *Bol.Mus.Lab.Miner.Geol.Fac.Ciênc.Lisboa*, 7^a. Série 25, pp.183-190.
- GONÇALVES, F. (1978) — Estado actual do conhecimento geológico do Nordeste Alentejano. *IV Curso de Extensão Universitária de Ciências Geológicas. Fac.Ciências de Lisboa*, pp.193-213.
- GONÇALVES, F. & COELHO, A. V. P. (1971) — Nota prévia sobre o provável carácter subvulcânico do maciço granítico de St^a Eulália (Alto Alentejo). *Bol. Mus. Lab. Miner. Geol. Fac. Ciênc. Lisboa*, 11, fasc. 2^o, pp. 251-263.
- GOKHALE, N. W. (1968) — Chemical composition of biotites as a guide to ascertain the origin of granites. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, n^o 40, pp.107-112.
- HAMMARSTROM, J. & ZEN, E.-AN (1986) -Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Amer. Mineral.*, n^o 71, pp.1297-1313.
- HAWTHORNE, F. C. (1981) — Crystal chemistry of the amphiboles. *Reviews in Mineralogy*, 9A, pp. 1-95.
- HELZ, R. T. (1982) — Phase relations and compositions of amphiboles produced in studies of the melting behavior of rocks. *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, 9B, pp. 279-346.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. (1971) — A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sc.*, 8, pp. 523-548.
- LEAKE, B. E. (1971) — On aluminous and edenitic hornblendes. *Mineralogical Magazine*, 38, pp. 389-407.
- LEAKE, B. E. (1978) — Nomenclature of amphiboles. *Miner. Mag.*, n^o 42, pp.533-563.
- MENDES, F.(1967/68) — Contribution à l'étude géocronologique par la méthode du strontium des formations cristallines au Portugal. *Bol. Mus. Lab. Miner. Geol. Fac. Ciênc. Lisboa*, n^o 11, pp.1 -50.
- NABELEK, C. R. & LINDSLEY, D. H. (1985) — Tetrahedral Al in amphibole: a potential thermometer for some mafic rocks. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, n^o 11, 673.
- NOCKOLDS, S. R. (1954) — Average chemical composition of some igneous rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 65, pp. 1007-1032.
- PAPIKE, J. J., CAMERON, K. L. & BALDWIN, K. (1974) — Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Geol. Soc. Amer. Abstracts with programs*, 6, 7, pp.1053-1054.
- RAZAFIMAHEFA, N. (1982) — Affinement de la typologie des granitoides à l'aide du chimisme des biotites. Cas de la chaîne hercynienne française. *Mém. D. E. A.*, Université de Nancy, I, 27 p.
- RUB, M. B.; MARKEYEV, B. V. & VASIL'YEVA, G. L. (1963) — Comagmatism criteria of intrusive, subvolcanic and effusive rocks (Miao-Chang region). *Inter. Geol. Rev.*, 10, n^o 5, pp.585-602.
- STRECKEISEN, A. (1976) — To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, n^o 12, pp.1-33.
- TAYLOR, S. R. (1965) — The application of trace element data to problems in petrology. *Phy. Chem. Earth.*, Oxford, n^o 6, pp.113-214.