



UNIVERSITAT DE  
BARCELONA

## Estudi petrogenètic del complex intermedi-màfic-ultramàfic de Susqueda (Serralada Prelitoral Catalana)

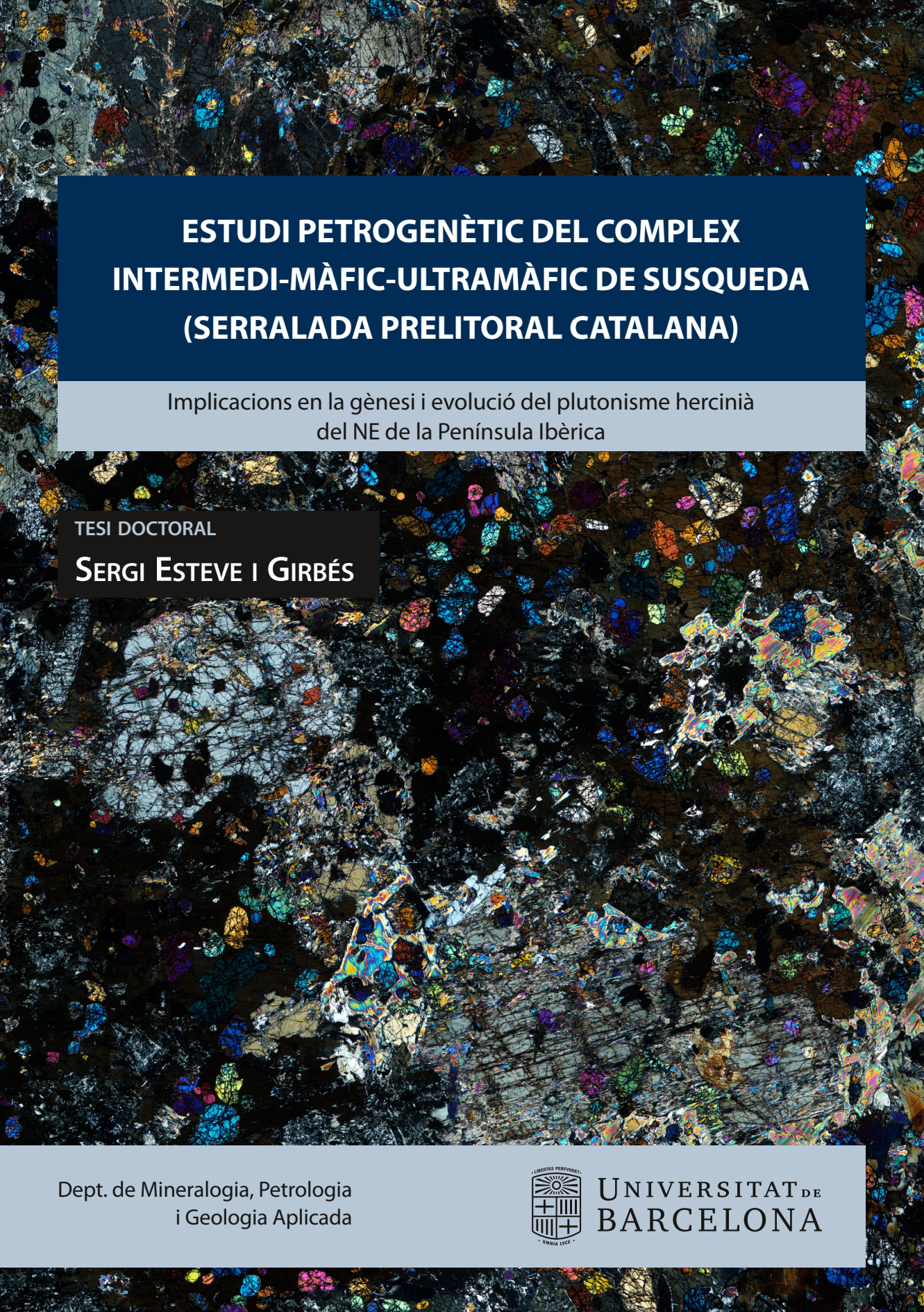
Implicacions en la gènesi i evolució del plutonisme hercinià  
del NE de la Península Ibèrica

Sergi Esteve i Girbés

**ADVERTIMENT.** La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX ([www.tdx.cat](http://www.tdx.cat)) i a través del Dipòsit Digital de la UB ([diposit.ub.edu](http://diposit.ub.edu)) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX ni al Dipòsit Digital de la UB. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX o al Dipòsit Digital de la UB (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

**ADVERTENCIA.** La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR ([www.tdx.cat](http://www.tdx.cat)) y a través del Repositorio Digital de la UB ([diposit.ub.edu](http://diposit.ub.edu)) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR o al Repositorio Digital de la UB. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR o al Repositorio Digital de la UB (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

**WARNING.** On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX ([www.tdx.cat](http://www.tdx.cat)) service and by the UB Digital Repository ([diposit.ub.edu](http://diposit.ub.edu)) has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized nor its spreading and availability from a site foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository is not authorized (framing). Those rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.



**ESTUDI PETROGENÈTIC DEL COMPLEX  
INTERMEDI-MÀFIC-ULTRAMÀFIC DE SUSQUEDA  
(SERRALADA PRELITORAL CATALANA)**

Implicacions en la gènesi i evolució del plutonisme hercinià  
del NE de la Península Ibèrica

TESI DOCTORAL

**SERGI ESTEVE I GIRBÉS**

Dept. de Mineralogia, Petrologia  
i Geologia Aplicada



UNIVERSITAT DE  
BARCELONA



UNIVERSITAT DE  
BARCELONA

Programa de Doctorat de Ciències de la Terra

Estudi petrogenètic del complex  
intermedi-màfic-ultramàfic de Susqueda  
(Serralada Prelitoral Catalana)

Implicacions en la gènesi i evolució del plutonisme hercinià  
del NE de la Península Ibèrica

SERGI ESTEVE I GIRBÉS

Directors:

Dr. PERE ENRIQUE GISBERT

Dept. de Mineralogia, Petrologia i Geologia Aplicada  
Facultat de Ciències de la Terra  
Universitat de Barcelona

Dra. GEMMA ALIAS LÓPEZ

Dept. de Mineralogia, Petrologia i Geologia Aplicada  
Facultat de Ciències de la Terra  
Universitat de Barcelona

---

© Sergi Esteve i Girbés, 2021

Tots els drets reservats.

Aquesta tesi ha estat compaginada amb  $X_{\text{La}}\text{TeX}$  usant la família tipogràfica Libertinus en cos de 10 pt.

Imprés en el Món — *Printed in the World*

*Quis leget hæc?*



# Sumari

Sumari	· v
Taula de Continguts	· vii
1 Introducció i objectius	· 1
2 Antecedents	· 3
3 Situació i context geològic	· 9
4 Metodologia	· 19
5 Nomenclatura	· 27
6 Cartografia	· 37
7 Petrografia	· 49
8 Química mineral	· 91
9 Termobarometria	· 113
10 Geoquímica de roca total	· 125
11 Petrogènesi	· 151
12 Discussió	· 175
13 Conclusions	· 183
A Mapes	· 185
B Taules	· 189
C Nomenclatura dels gabroides: una proposta	· 225
Bibliografia	· 229





# Taula de Continguts

Sumari	v
Taula de Continguts	vii
1 Introducció i objectius	1
1.1 Introducció	1
1.2 Objectius i hipòtesis	2
2 Antecedents	3
2.1 Treballs previs	3
2.2 Cartografia	6
3 Situació i context geològic	9
3.1 Situació geogràfica	9
3.1.1 <i>Clima i vegetació</i>	11
3.2 Context geològic	11
3.2.1 <i>Marc regional</i> 11, 3.2.2 <i>Estratigrafia</i> 13, 3.2.3 <i>Tectònica</i> 15, 3.2.4 <i>Metamorfisme</i> 16	
4 Metodologia	19
4.1 Cartografia i mostreig	19
4.2 Petrografia	19
4.3 Geoquímica	21
4.3.1 <i>Geoquímica de roca total</i> 21, 4.3.2 <i>Bases de dades geoquímiques</i> 23, 4.3.3 <i>Geoquímica mineral</i> 24, 4.3.4 <i>Isòtops d'Sr, Sm i Nd</i> 25	
5 Nomenclatura	27
5.1 Introducció	27
5.1.1 <i>Història</i> 27, 5.1.2 <i>Classificació moderna</i> 30, 5.1.3 <i>Classificacions químiques</i> 31, 5.1.4 <i>Nomenclatura de cumulats</i> 32	
5.2 La classificació emprada en aquesta tesi	32
5.2.1 <i>Gabroides amb amfíbol</i> 33, 5.2.2 <i>Consideracions químiques</i> 33, 5.2.3 <i>Cumulats</i> 36	
6 Cartografia	37
6.1 Introducció	37
	vii

6.2	Anàlisi de la cartografia preexistent . . . . .	38
6.3	Definició de les unitats cartogràfiques . . . . .	39
	6.3.1 Hornblendites 40, 6.3.2 Bojites 41, 6.3.3 Zones híbrides heterogènies 41, 6.3.4 Granodiorites 41, 6.3.5 Monzogranits 43, 6.3.6 Roques metamòrfiques 43, 6.3.7 Roques postpaleozoiques 44	
6.4	Relacions intrusives . . . . .	44
6.5	Sistemes de falles principals . . . . .	46
6.6	Conclusions . . . . .	47
7	Petrografia . . . . .	49
7.1	Roques ultramàfiques . . . . .	49
	7.1.1 Condicions d'aflorament i característiques macroscòpiques 49,	
	7.1.2 Petrografia 51	
7.2	Bojites . . . . .	62
	7.2.1 Condicions d'aflorament i característiques macroscòpiques 62,	
	7.2.2 Petrografia 63	
7.3	Diorites . . . . .	74
	7.3.1 Condicions d'aflorament i característiques macroscòpiques 74,	
	7.3.2 Petrografia 75	
7.4	Tonalites (zones híbrides heterogènies) . . . . .	77
	7.4.1 Condicions d'aflorament i característiques macroscòpiques 77,	
	7.4.2 Petrografia 78	
7.5	Granodiorites . . . . .	82
	7.5.1 Condicions d'aflorament i característiques macroscòpiques 82,	
	7.5.2 Petrografia 82	
7.6	Monzogranits . . . . .	84
	7.6.1 Condicions d'aflorament i característiques macroscòpiques 84,	
	7.6.2 Petrografia 84	
7.7	Altres litologies . . . . .	86
	7.7.1 Condicions d'aflorament i característiques macroscòpiques 86,	
	7.7.2 Petrografia 86	
7.8	Conclusions . . . . .	89
8	Química mineral . . . . .	91
8.1	Olivines . . . . .	91
8.2	Ortopiroxens . . . . .	93
8.3	Clinopiroxens . . . . .	94
8.4	Amfibols . . . . .	94
	8.4.1 Amfibols càlcics 95, 8.4.2 Amfibols de Fe, Mg i Mn 98	
8.5	Miques . . . . .	100
8.6	Clorita . . . . .	102
8.7	Plagiòclasis . . . . .	103
8.8	Feldspats potàssics . . . . .	106
8.9	Grup de l'espínella . . . . .	107
	8.9.1 Sèrie de l'espínella 107, 8.9.2 Sèries de la magnetita i cromita 109,	
	8.9.3 Relacions espínella–cromita fèrrica–magnetita 109	
8.10	Ilmenita . . . . .	109

8.11	Conclusions	109
9	Termobarometria	113
9.1	Termobarometria d'amfibols	113
	9.1.1 Introducció 113, 9.1.2 Consideracions prèvies 114, 9.1.3 Resultats 117	
9.2	Termobarometria de piroxens	118
	9.2.1 Introducció 118, 9.2.2 Consideracions prèvies 118, 9.2.3 Resultats 120	
9.3	Olivines	120
	9.3.1 Introducció 120, 9.3.2 Consideracions prèvies 120, 9.3.3 Resultats 122	
9.4	Resum dels resultats	122
9.5	Conclusions	124
10	Geoquímica de roca total	125
10.1	Elements majoritaris	125
	10.1.1 Diagrames de Harker 125, 10.1.2 Diagrama $R_1R_2$ 128, 10.1.3 Diagrama AFM 129, 10.1.4 Diagrama $Al_2O_3$ versus plagiòclasi normativa 130, 10.1.5 Diagrama de Peacock 130, 10.1.6 Diagrama catiònic de Jensen 132, 10.1.7 Diagrama TAS 132, 10.1.8 Diagrama de Shand 133, 10.1.9 Diagrama $MnO/TiO_2/P_2O_5$ 134, 10.1.10 Diagrama $K_2O$ versus $SiO_2$ 134, 10.1.11 Diagrames discriminants de Verma et al. (2006) 135	
10.2	Elements traça	135
	10.2.1 Diagrames multielementals normalitzats 135, 10.2.2 Diagrames dels lantànids 140, 10.2.3 Diagrames de Hollocher et al. (2012) 143, 10.2.4 Diagrama de Pearce (2008) 144, 10.2.5 Diagrames de Pearce et al. (1984) 144, 10.2.6 Diagrama de Wood (1980) 145, 10.2.7 Diagrama de Pearce i Norry (1979) 145	
10.3	Isotopia Rb–Sr i Sm–Nd	147
10.4	Conclusions	148
11	Petrogènesi	151
11.1	Aspectes geoquímics	151
	11.1.1 Tendència principal 153, 11.1.2 Tonalites (zones híbrides heterogènies) 154, 11.1.3 Hornblendites olivíniques s.l. 155, 11.1.4 Hornblendites amb plagiòclasi 163, 11.1.5 Interaccions amb l'encaixant 163, 11.1.6 On són les diorites? 164, 11.1.7 Sistemàtica Rb–Sr i Sm–Nd 165	
11.2	Contextualització dins el Batòlit Costaner Català	168
11.3	Origen dels magmes	169
	11.3.1 Consideracions generals 169, 11.3.2 Model petrogenètic 170	
11.4	Conclusions	173
12	Discussió	175
12.1	Edat d'emplaçament del Complex de Susqueda	175
12.2	Comparació amb el Massís Ibèric: les appinites ibèriques	180
12.3	Discussió petrogenètica	181

13 Conclusions	183
A Mapes	185
B Taules	189
C Nomenclatura dels gabroides: una proposta	225
C.1 Introducció . . . . .	225
C.2 Esquema de la IUGS . . . . .	225
C.3 El tetraedre dels gabroides . . . . .	227
Bibliografia	229

# Agraïments

Els treballs acadèmics, malgrat que sovint estan signats per una única persona, no serien possibles sense l'ajut i el suport d'un gran nombre de persones.

El suport emocional per part de la família, dels amics i companys de doctorat, el suport científic de gran quantitat de personal dels laboratoris, que ens elaboren les làmines primes, ens ajuden i assessoren amb les anàlisis de tot tipus, o les institucions que ens donen suport econòmic a través de beques i ajuts...

Entre totes aquestes persones, però, n'hi ha unes que compleixen tots aquests punts i sense les quals cap de les pàgines següents existiria: els nostres directors.

A ells, en especial, el meu agraïment exprés. Al Pere, a la Gemma. A tots dos: gràcies per aquests anys.

Finançament: Aquesta tesi ha estat possible gràcies al finançament del projecte FBG 300172 «Assessorament i Investigació aplicada en el camp de la Petrologia Ígnia i Metamòrfica» a nom de Gemma Alias i els fons de recerca FBG 305029 i FBG 310401 a nom de Pere Enrique. A més, durant els tres primers anys de tesi hom va gaudir de l'Ajut de Docència i Recerca (ADR) 2015-2016 de la Universitat de Barcelona, resolt l'1 d'octubre de 2015.









# Introducció i objectius

Ob nicht Natur zuletzt sich doch ergründe?

GOETHE

## 1.1 Introducció

L'associació de roques intrusives bàsiques amb granitoides hercinians a la Península Ibèrica és un fet que s'ha anat posant en evidència en els darrers anys al Massís Ibèric, als Pirineus i la Serralada Costanera Catalana (e.g. LETERRIER, 1972; FRANCO, 1980, 1982; FRANCO i GARCÍA DE FIGUEROLA, 1986; GALÁN, 1981a,b; GALÁN et al., 1996; ENRIQUE, 1983, 1985, 1988, 1990; BEA et al., 1999; CASTRO et al., 2003; VILÀ et al., 2005). En el Massís Ibèric, FRANCO (1980) i FRANCO i GARCÍA DE FIGUEROLA (1986) descriuen uns 25 afloraments de roques bàsiques i ultrabàsiques associats a granitoides tardans molt propers a zones de metamorfisme regional de grau mitjà a alt de les províncies d'Àvila i Salamanca, i suggereixen un possible vincle. Alguns autors com BEA et al. (1999) consideren aquests cossos bàsics com a «precursors màfics», és a dir, les primeres intrusions associades als granitoides sintectònics del l'orogen hercinià, i sovint presenten relacions d'hibridació amb alguns d'ells (MORENO-VENTAS et al., 1995; SCARROW et al., 2009).

En el cas dels Pirineus, un dels exemples més representatius és el del Massís del Quèrigut, estudiat originalment per LETERRIER (1972). Aquest autor descriu una gran varietat de roques bàsiques s.l. agrupades en dos gran grups: 1) masses de gabres, alguns d'ells hornblèndics, al si de cossos diorítics, associats a hornblendites olivíniques i altres litologies; 2) un complex diorític en forma de masses aïllades al si de granits. Els models petrogenètics d'estudis posteriors (e.g. ROBERTS et al., 2000) no només relacionen la presència de magmes bàsics d'origen mantèllic amb l'aportació de calor necessària per l'anatèxia, sinó que, a més a més, indiquen que hi ha una complexa relació d'hibridació i posterior evolució entre aquests magmes i els magmes anatèctics granítics.

En la Serralada Costanera Catalana es troba el Complex Màfic del Montnegre, constituït per un conjunt de petits afloraments dispersos de quarsodiorites, gabres hornblèn-

dics i hornblendites olivíniques, a més d'una zona híbrida heterogènia d'enclavaments quarsodiorítics en una matriu granodiorítica o tonalítica (ENRIQUE, 1983, 1990).

Totes aquestes roques bàsiques, a diferència del que és habitual, es caracteritzen pel seu caràcter hidratat que es manifesta amb la presència d'amfibol com a fase màfica dominant. En conseqüència, el seu espectre composicional varia des de les peridotites hornblèndiques, les hornblendites i els gabres hornblèndics fins a les quarsodiorites. Aquesta característica les relaciona composicionalment amb les sèries appinitiques de l'Orogen Caledonià d'Escòcia i Irlanda (PITCHER i BERGER, 1972; MURPHY, 2013, 2019).

Aquesta tipologia particular presenta diverses qüestions que poden ser rellevants per esbrinar el context geodinàmic de la seva formació, com per exemple:

1. Quines són les característiques dels magmes parentals que les van originar?
2. Quin tipus de protòlit mantèllic va poder donar lloc a aquests magmes particulars?
3. Quina relació genètica tenen amb els magmes granítics amb què es troben associats i sovint híbrids?

### 1.2 Objectius i hipòtesis

L'objectiu d'aquest treball pretén aprofundir en l'origen dels magmes bàsics i en la seva posterior evolució, emplaçament i interaccions amb altres litologies presents.

En aquest context, les intrusions bàsiques i intermèdies de Susqueda representen el volum més important d'aquests magmes reconeguts en el conjunt del batòlit de la Serralada Costanera Catalana. A més a més, la presència de litologies poc comunes com les hornblendites i les hornblendites olivíniques podrien donar claus per obtenir informació de les característiques del mantell terrestre subjacent en els temps hercinians i sobre els mecanismes que formaren els magmes de què provenen —amb les conseqüents implicacions geodinàmiques—.

La diversitat litològica d'aquesta àrea tan restringida podria estar relacionada bé amb processos de contaminació d'un magma bàsic amb elements corticals (e.g. les foses anatèctiques de RIESCO et al., 2004); bé per un procés de cristallització fraccionada que, a més a més, originaria les hornblendites s.l.; bé per procedir de magmes encara més bàsics; o bé per una complexa interacció de més d'un d'aquests factors (e.g. el cas del Quèrigut segons ROBERTS et al., 2000).

Finalment, l'híbridisme entre magmes de diferents composicions podria aportar indicis pel que fa a la generació de magmes granítics gràcies a l'aportació de calor de magmes bàsics d'origen mantèllic implicades, a més a més, en el metamorfisme regional (e.g. FRANCO, 1980, i FRANCO i GARCÍA DE FIGUEROLA, 1986, en el cas del Massís Ibèric).

# Antecedents

Nihil ergo magis praestandum est quam ne pecorum ritu sequamur antecedentium gregem, pergentes non quo eundum est sed quo itur.

---

SÈNECA

## 2.1 Treballs previs

El coneixement de la geologia de la zona de les Guilleries començà ben aviat gràcies al treball pioner de BAUZÀ (1874), qui en féu la primera ressenya basada en un esbós inèdit.<sup>1</sup> Si bé BAUZÀ esmenta les diorites entre les roques plutòniques que es poden trobar al territori gironí, no és fins al treball posterior realitzat per VIDAL (1886) que s'esmenta específicament la zona de Susqueda. L'autor descriu les roques ígnies entre el Pasteral i el poble de Susqueda, posant especial èmfasi en l'abundància de dics de pòfir que travessen les formacions granítiques i les roques metamòrfiques, fet que queda reflectit en la cartografia preliminar a escala 1 : 400.000 que acompanya la memòria.

A començaments del s. xx la troballa d'enstatita a la població de Susqueda (Figura 2.1) portaria a la petita població selvatana a aparèixer en importants manuals de mineralogia (e.g. TOMÀS, 1910, 1920; CALDERÓN, 1910; KLOCKMANN i RAMDOHR, 1947). FERNÁNDEZ NAVARRO (1905) relatà així el descobriment d'aquesta espècie mineral en el *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*:

De color gris casi negro, con lustre algo resinoso y estructura lamelar entrecruzada. Tiene los caracteres micrográficos de la especie y es muy rica en inclusiones. Según el Sr. Cazorro, que ha regalado el ejemplar al Museo, este mineral forma un gran filón. Hasta ahora no había sido citada de España sino formando parte de algunas rocas olivínicas o serpentínicas.

Posteriorment, SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (1916, 1917) estudià més detalladament mitjançant el microscopi petrogràfic les roques ígnies i metamòrfiques que afloren al

---

1. Una fotografia a color d'aquest esbós apareix publicada més d'un segle després en SOLÉ SABARÍS (1981).

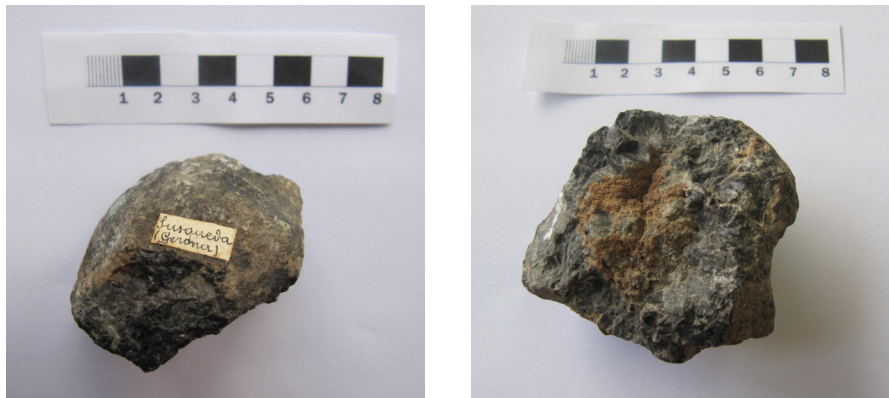


Figura 2.1: Exemplar d'enstatita recollit a Susqueda per Manuel Cazorro. Actualment es conserva al Museo Nacional de Ciencias Naturales – CSIC. Fotos cortesia d'Aurelio Nieto.

llarg del llit del Ter entre el Pasteral i Susqueda. La importància d'aquests estudis rau en el fet de contenir la primera descripció d'hornblendites en el territori català. L'autor descriu les hornblendites com a roques fosques, de gra gros amb grans amfibols i una petita proporció de plagiòclasi (que identifica com a anortita) de mida de gra inferior. Si bé la descripció de l'hornblendita és idèntica en ambdós treballs citats, SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (1917) apunta una dada interessant al final d'aquesta última que constituïria la primera referència al que s'ha anomenat «diorita de Susqueda»:

Algunos bloques recogidos en los bordes del Ter son más ricos en feldespatos y pasa así la roca a una *diorita hornbléndica*, a la vez que el feldespatos es más ácido, pues en la preparación se reconoce el labrador y oligoclasa.

El mateix SAN MIGUEL DE LA CÁMARA en la seva obra *Estudio de las rocas eruptivas de España* publicada l'any 1936 descriu aquesta diorita com a la «més típica de Catalunya que conozco», de color gris verdós obscur, gra mitjà i molt amfibòlica, formada per proporcions semblants de plagiòclasi andesina-labradorita bastant idiomorfa i cristalls irregulars d'hornblenda, de vegades amb textura poiquilitica. A més, comenta sobre les hornblendites que aquestes podrien ser en realitat gabres uralititzats (p. 84).

ASHAUER i TEICHMÜLLER (1935), en el seu estudi tectònic sobre les serralades catalanes, mencionen les diorites de Susqueda i suggereixen per primer cop un emplaçament precoç respecte la massa granítica principal. La cartografia realitzada pels autors mostra un cos de diorita de dimensions exagerades. Posteriorment LLOPIS (1947) es basarà en aquesta cartografia per fer el seu mapa del NE de la Serralada Costanera Catalana a escala 1 : 200.000.<sup>2</sup>

És a partir de mitjans del s. XX que el coneixement sobre la geologia de la regió fa un gran avanç amb la publicació de la tesi doctoral de VAN DER SIJP (1951), qui realitzà una extensa cartografia de les Guilleries i el Montseny, delimitant per primer cop dos cossos

2. L'autor avisa, no obstant això, que la zona a l'oest de Girona ofereix poques garanties d'exactitud per no haver estat revisada.



Figura 2.2: Vista del pantà de Susqueda cap a l'est des del Roquedam del Quer.

intrusius d'afinitat diorítica-gabroica en contacte amb les roques encaixants metamòrfiques. La representació cartogràfica que en fa l'autor dóna a entendre que considera les roques bàsiques estretament relacionades amb els granitoides (ESTEVE et al., 2018).

Prèviament a l'inici de la construcció de l'embassament de Susqueda l'any 1963 (Figura 2.2), es portaren a terme una sèrie d'estudis geològics inèdits per avaluar la idoneïtat de l'emplaçament i la viabilitat del projecte (REBOLLO, 1972).

SAN MIGUEL ARRIBAS i BELTRÁN (1966) estudiaren la petrogènesi dels dics de pòfir entre la presa de Susqueda i el Pasteral des del punt de vista transformista.

FONT (1983), en el seu estudi sobre les mineralitzacions del Montseny-Guilleries, cartografià nous afloraments de diorita als vessants de la muntanya de Sant Benet i la Roca de Cercenedes que drenen cap a la Riera d'Osor.

La tesi doctoral de DURÁN (1985), posteriorment sintetitzada i publicada en DURÁN (1990), constitueix una altra de les fites en l'estudi d'aquesta àrea de les Guilleries, consolidant-se com el treball de referència en estudis posteriors sobre l'aurèola de metamorfisme de contacte que afecta l'encaixant metamòrfic (e.g. RIESCO et al., 2004). Si bé aquesta tesi se centra principalment en aspectes estructurals i en la caracterització del metamorfisme regional que afecta als materials metasedimentaris, l'autora treu algunes conclusions respecte l'emplaçament de la «diorita de Susqueda» en relació als granitoides clarament post-tectònics, encara que no observa cap relació directa amb cap fase de deformació (p. 224).

En una breu comunicació, ENRIQUE (1988) posà de manifest l'existència d'un aflorament d'hornblendites olivíniques (les *cortlandtites* de WILLIAMS, 1886) associades a al-

tres roques com hornblendites s.s., bojites i diorites, similars a les existents en el massís del Montnegre estudiades per ENRIQUE (1983, 1985), ENRIQUE i GALÁN (1989), BUTJOSA et al. (2013) i GALÁN et al. (2017). És en ENRIQUE (1990) on trobem una descripció més detallada d'aquestes roques, a més de les primeres anàlisis químiques publicades.

La tesi de màster de RIESCO (2001) reprèn l'estudi de l'aureola de metamorfisme de contacte iniciat per DURÁN (1985). Els resultats d'aquest treball són presentats en un congrés (RIESCO et al., 2001a,b), posteriorment ampliat i publicat en RIESCO et al. (2004). Aquest últim proposa un procés de mescla de magmes bàsics i altres més àcids, producte de l'anatèxia induïda, que donaria lloc a les variacions composicionals observades en les roques ígnies i que, a més, justifica la manca de residus anatèctics en les roques encaixants.

Per la banda de la petrologia ígnia, el treball de final de llicenciatura de SUÑÉ (2004) serveix de precedent per a l'article d'ESTEVE et al. (2016), on per primer cop s'estableixen alguns dels principals tipus petrogràfics en base a la seva composició modal així com la seva classificació en els diagrames triangulars recomanats per la IUGS (LE MAITRE et al., 2002). Posteriorment, ESTEVE et al. (2018) presenten evidències petrogràfiques i geològiques de camp per tal d'intentar resoldre alguns dels problemes plantejats a partir dels estudis previs sobre l'emplaçament de les roques bàsiques del complex i les relacions amb les roques metamòrfiques encaixants.

## 2.2 Cartografia

Els primers mapes geològics on apareix representada la zona de Susqueda, com s'ha esmentat en la § 2.1, són les cartografies preliminars a escala 1 : 400.000 fetes per la Comisió del Mapa Geològic de España (BAUZÁ, 1874; VIDAL, 1886). A causa, possiblement, de l'escala d'aquests mapes les litologies que formen el substrat de Susqueda queden emmascarades per l'abundància de dics de pòfirs.

El següent en ser publicat, gairebé un segle després, és el mapa de síntesi a escala 1 : 200.000 de l'IGME (1970). En aquest mapa, basat en part en la cartografia de VAN DER SIJF (1951), es representen diversos cossos de roques ígnies, indicats tots ells com a granodiorita, al voltant del recentment construït embassament de Susqueda (Figura 2.3a). La versió definitiva del mapa 1 : 200.000 de l'IGME (1984a) difereix notablement de la síntesi anterior (Figura 2.3b).

El *Mapa geològic de España* a escala 1 : 50.000 (IGME, 1984b), pertanyent a la sèrie MAGNA, és el primer que representa de manera aproximada l'eixam de dics que travessa el complex (Figura 2.3c). A més, posa de manifest la complexitat dels contactes entre granitoides, roques bàsiques i l'encaixant metamòrfic.

El *Mapa geològic de Catalunya* a escala 1 : 250.000 (LOSANTOS et al., 1989), fruit de la síntesi de 125 mapes, una gran part d'ells inèdits, mostra dos cossos intrusius de diorita a banda i banda de la muntanya de Sant Benet (Figura 2.3d). Aquesta part del mapa possiblement es basa en la cartografia de FONT (1983).

El mapa publicat més recent de la zona és el full 333-1-1 del *Mapa geològic de Catalunya* a escala 1 : 25.000 de CULÍ et al. (2013) (Figura 2.3e). Si bé aquest mapa es basa àmpliament en la cartografia de DURÁN (1985), incorpora en la representació dels cossos intrusius bàsics el model conceptual de RIESCO et al. (2004), segons el qual existiria una zonació des del centre a la vora de les bojites i diorites a causa de l'assimilació de

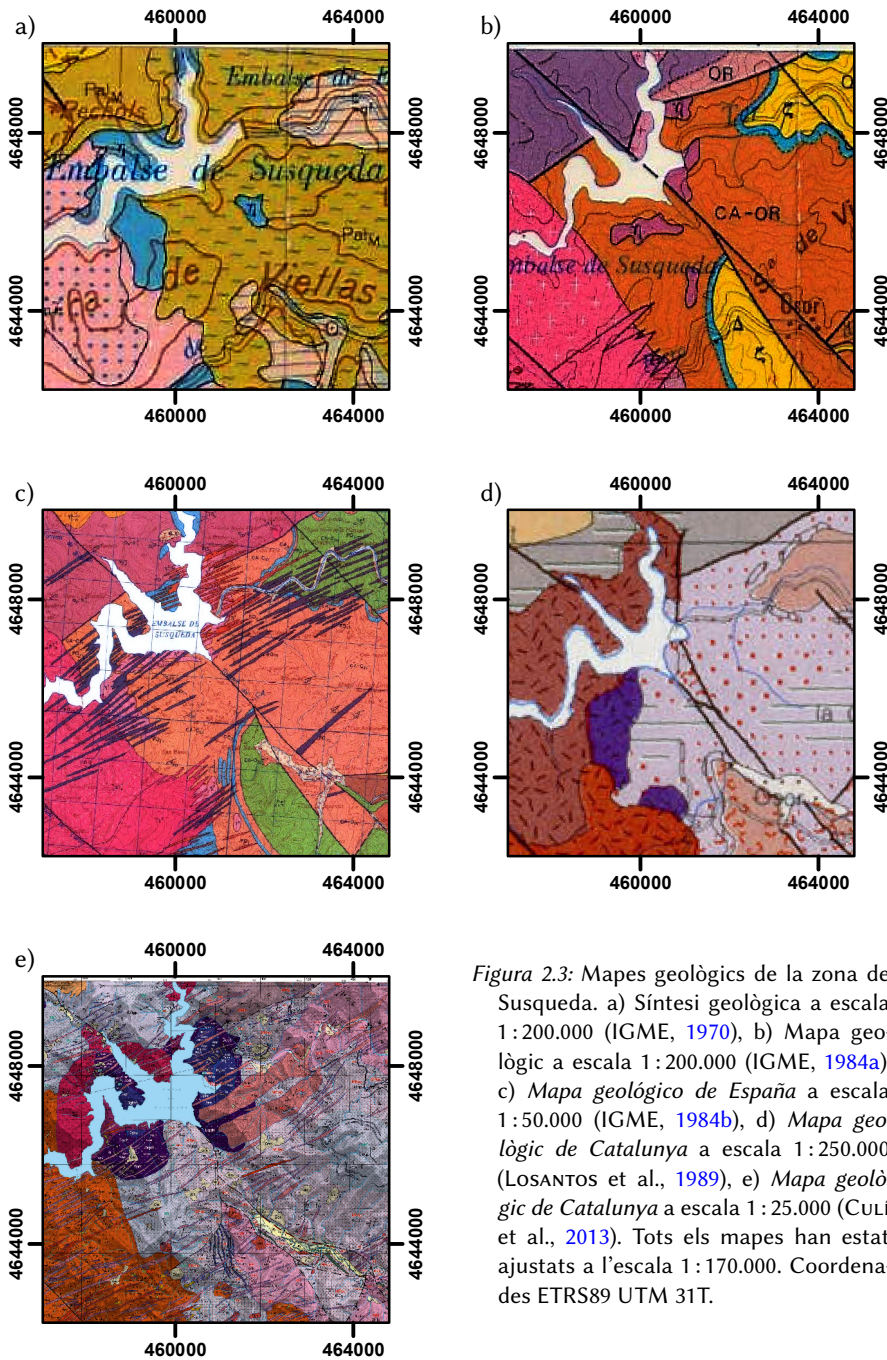


Figura 2.3: Mapes geològics de la zona de Susqueda. a) Síntesi geològica a escala 1:200.000 (IGME, 1970), b) Mapa geològic a escala 1:200.000 (IGME, 1984a), c) Mapa geològic de España a escala 1:50.000 (IGME, 1984b), d) Mapa geològic de Catalunya a escala 1:250.000 (LOSANTOS et al., 1989), e) Mapa geològic de Catalunya a escala 1:25.000 (CULÍ et al., 2013). Tots els mapes han estat ajustats a l'escala 1:170.000. Coordenades ETRS89 UTM 31T.

magmes anatèctics procedents de la fusió parcial de l'encaixant metamòrfic. Tanmateix, l'aportació més important d'aquest mapa és el reconeixement d'una zona de mescla heterogènia on interactuen magmes àcids i bàsics, fet que contrasta amb el model que s'ha mantingut fins ara pel qual les roques bàsiques són significativament anteriors al gruix dels granitoides (e.g. DURÁN (1985) interpretà els enclavaments de roca melanocràtica com a xenòlits).



## Situació i context geològic

[...] existe una comarca, no tal vez la más laberíntica, pero sí de las más intrincadas y de las menos conocidas, enclavada en tierra catalana, y cuyo nombre de LAS GUILLERÍAS, por su fama, va unido siempre á la idea de un suelo selvático y agreste, de primitivo aspecto, engendrado sin duda tras de esfuerzos gigantescos que desgarraron el seno de la tierra, sacudida en parto geológico por poderosas convulsiones seculares.

J. SERRA, *Las Guillerías*, 1891.

### 3.1 Situació geogràfica

La zona de Susqueda se situa en l'extrem septentrional de l'anomenat massís del Montseny–Guilleries, el qual, al seu torn, constitueix part més septentrional de la Serralada Prelitoral. Aquesta serralada defineix, juntament amb la Serralada Litoral, una alineació muntanyosa orientada ENE–WSW paral·lela a la costa mediterrània. Tradicionalment, des del punt de vista morfoestructural ambdós alineacions muntanyoses formen l'anomenada Serralada Costanera Catalana (LLOPIS, 1947; SOLÉ SABARÍS, 1958). La zona d'estudi es troba just al límit d'aquesta amb els cingles del Collsacabra, que són part del Sistema Transversal (SOLÉ SABARÍS, 1958).

L'àrea estudiada forma part principalment dels termes municipals de Susqueda i Osor, a més de Sant Hilari Sacalm (aquests tres a la comarca de la Selva) i el terme de Rupit i Pruit (Osona). L'accés més fàcil i directe és per la carretera GI-542 d'Anglès a Sant Hilari Sacalm (Figura 3.1). També s'hi pot accedir de manera ràpida per la carretera que va del Pasteral (Cellera de Ter) a la presa del pantà de Susqueda. Altres accessos per pista forestal, si bé són possibles, són poc recomanables atès el mal estat generalitzat en què es troben aquestes.

La geomorfologia dels relleus està fortament lligada a factors litològics i estructurals, com els contrastes de competència o les direccions dominants dels sistemes de falles, que tenen un impacte directe en la xarxa de drenatge (e.g. CASTELLTORT et al., 2017).

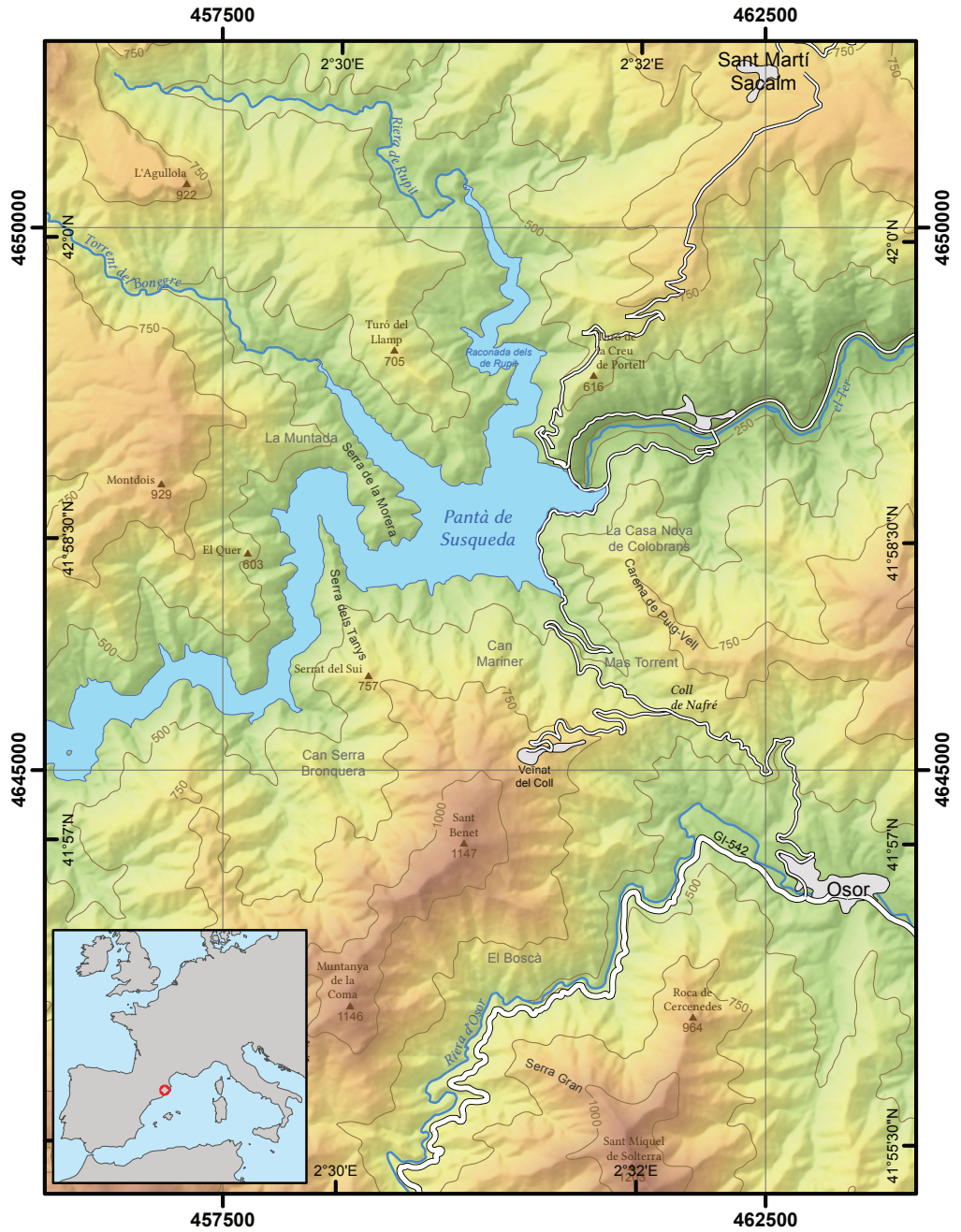


Figura 3.1: Mapa de localització de la zona d'estudi. Coordenades ETRS89 UTM 31T, equidistància de 250 m.

Els cims plans, anomenats *calmes*, estan condicionats per la discordança prepaleògena i són un dels elements del relleu més destacables (Figura 3.4).

La muntanya de St. Miquel de Solterra, amb 1203 m d'alçada, és el punt més elevat de la zona, mentre que el punt més baix se situa a la llera del riu Ter i ronda els 250 m. Els pendents són molt pronunciats, amb desnivells que poden arribar a 20° o més amb facilitat.

### 3.1.1 Clima i vegetació

El clima de les Guilleries pertany al tipus submediterrani axeromèric (FOLCH I GUILLÈN et al., 1984) ja que les seves característiques orogràfiques provoquen un augment de les precipitacions estiuenques i una lleugera disminució de les temperatures a causa de l'alçada, fet que el diferencia del tipus mediterrani, caracteritzat per estius calorosos i eixuts amb poca precipitació (XERCAVINS I COMAS, 1987). Les temperatures mitjanes anuals oscil·len entre els 10 °C i els 14 °C, mentre que les precipitacions mitjanes anuals oscil·len entre els 850 mm–1000 mm, sent la primavera i la tardor les estacions més plujoses (XERCAVINS I COMAS, 1987).

Tot i que l'element predominant en el paisatge de les Guilleries és el bosc mediterrani, l'element centreeuropeu té una presència significativa en les parts més elevades del massís. Aquesta diversitat d'ambients es veu accentuada per la complexitat orogràfica determinada per importants gradients altitudinals i constants canvis d'orientacions. Malgrat les transformacions dels boscos a causa de l'abundància d'aprofitaments silvícoles, el massís està cobert majoritàriament per boscos mediterranis perennifolis, principalment l'alzinar (*Quercetum ilicis galloprovinciale*, subass. *pistacietosum* i subass. *arbutetosum*), amb sotabosc típic de marfull (*Viburnum tinus*), arboç (*Arbutus unedo*), galzeran (*Ruscus aculeatus*), etc. a les parts baixes assolellades; i alzinar muntanyenc (*Quercetum mediterraneo-montanum*) i rouredes de roure martinenc (*Buxo-Quercenion pubescentis*), amb menys presència d'arbustos, entre els 700 m i els 1000 m (FOLCH I GUILLÈN et al., 1984). És en els vessants obacs del país de l'alzinar muntanyenc i de les rouredes on els boscos han estat sovint substituïts per plantacions de castanyers (*Castanea sativa*), ja des de l'època romana (FOLCH I GUILLÈN et al., 1984; XERCAVINS I COMAS, 1987). La vegetació humida de caràcter centreeuropeu, com les avellanoses i les vernedes, ocupa una extensió important als fondals humits del massís, caràcter que el diferencia i el fa més divers que a d'altres zones properes (XERCAVINS I COMAS, 1987).

Als nivells més alts es troba, encara que de forma molt localitzada, la fageda acidòfila (*Luzulo niveae-Fagetum*), alternant en alguns llocs amb landes i pastures (FOLCH I GUILLÈN et al., 1984; XERCAVINS I COMAS, 1987).

Les coníferes foranes (e.g. *Pseudotsuga menziesii* i diverses espècies del gènere *Abies*) ocupen importants extensions, destinades a l'explotació de la fusta i l'arbre de Nadal.

## 3.2 Context geològic

### 3.2.1 Marc regional

La zona d'estudi forma part del Batòlit Costaner Català, el qual aflora de manera discontinua al llarg d'uns 200 km i forma part de la Serralada Costanera Catalana (ENRIQUE,

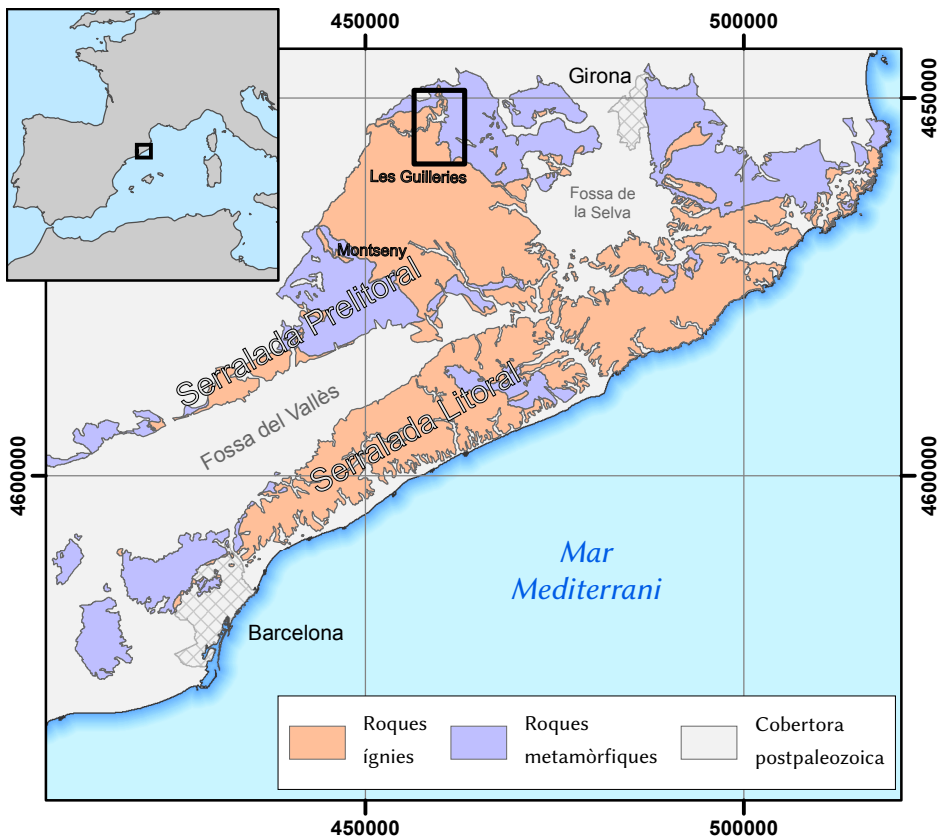


Figura 3.2: Afloraments de roques paleozoiques de la part nord-oriental de la Serralada Costanera Catalana i situació de l'àrea d'estudi. Elaborat a partir del *Mapa geològic de Catalunya* a escala 1 : 250.000 (LOSANTOS et al., 2002). Coordenades ETRS89 UTM 31T.

1990). Concretament, constitueix l'extrem nord de l'anomenada Serralada Prelitoral (Figura 3.2), més al nord de la qual els materials del basament paleozoic queden ocults per la cobertura sedimentària d'edat cenozoica (SOLÉ SABARÍS, 1958; SOLÉ SABARÍS, 1991).

La Serralada Costanera Catalana forma part de la branca nord de l'arc Iberoarmoricà (JULIVERT i DURÁN, 1990a). Els diferents autors, basant-se en criteris tectonometamòrfics, atribueixen la Serralada Costanera Catalana a diferents zones dins l'arc. D'una banda, alguns autors la consideren part de la Zona d'Astúries occidental i Lleó (JULIVERT i DURÁN, 1990a), mentre que d'altres la consideren afí a la Zona centreibèrica (MARTÍNEZ CATALÁN et al., 2007).

En base a criteris petrològics i geoquímics ENRIQUE (1985, 1990) nota diferències importants entre el plutonisme predominant a la Serralada Costanera Catalana i el de la Zona d'Astúries occidental i Lleó. D'altra banda, existeixen similituds notables amb el plutonisme calcoalcalí dels Pirineus (ENRIQUE, 1985, 1996) i Sardenya (ENRIQUE, 1985; CARMIGNANI et al., 2001).

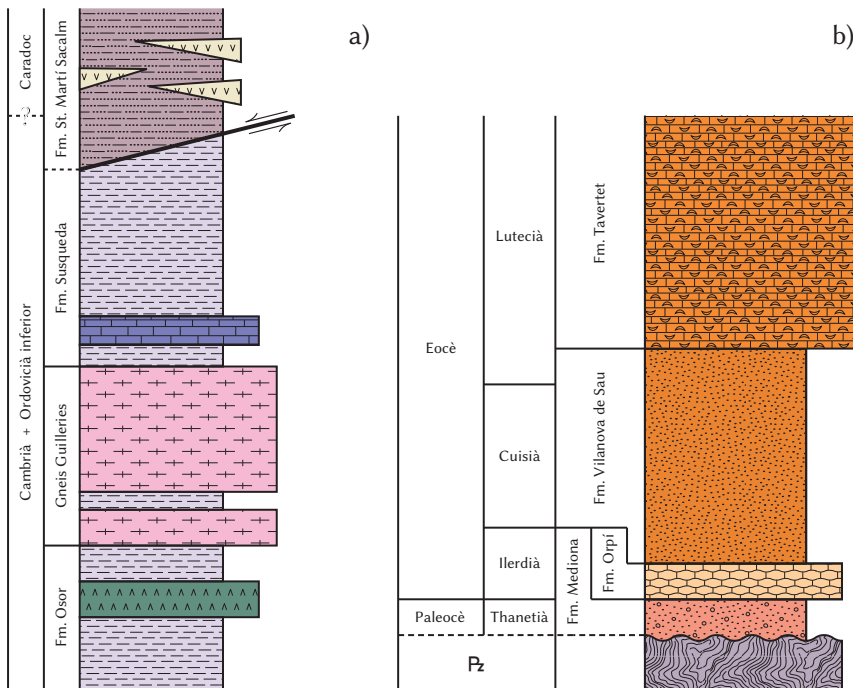


Figura 3.3: Columnes estratigràfiques sintètiques dels materials aflorants a la zona d'estudi. a) Paleozoic basat en DURÁN (1990). b) Paleogen basat en COLOMBO (1980).

### 3.2.2 Estratigrafia

La successió estratigràfica paleozoica de les Guillerles (Figura 3.3), considerada una de les més completes de la Serralada Costanera Catalana, comprèn des de materials d'una suposada edat cambriana fins al Devonià, si bé la sèrie no està completa a causa de l'existència de falles normals NE-SW (DURÁN, 1985, 1990).

A l'àrea estudiada només afloren els materials corresponents als nivells inferiors de la sèrie atribuïts al cambroordovicià (pre-Caradoc) i Ordovicià Superior.

Els materials cambroordovicians formen una potent sèrie pelítica azoica, d'una potència estimada superior als 1000 m, afectada per un metamorfisme regional que arriba a la part alta de la fàcies de l'amfibolita (DURÁN, 1990; SEBASTIÁN et al., 1990). DURÁN (1985) considerà la sèrie correlacionable a les sèries de Canavelles i Jújols dels Pirineus.

La part inferior de la sèrie, anomenada Fm. Osor, amb una potència observable de com a mínim 300 m, és essencialment pelítica amb intercalacions de poca potència de gresos i roques calcàries més o menys pures que donen lloc a marbres i roques calcosilicatades. Es caracteritza per la presència de nivells d'amfibolites de fins a 50 m de potència, massives i uniformes, els quals presenten contactes nets amb l'encaixant. DURÁN (1990) atribueix un origen ortoderivat a aquestes roques basant-se en la presència d'algunes característiques que considera primàries (e.g. nòduls mil·limètrics de plagiòclasi deformada) i pel fet de no trobar-les relacionades espacialment amb roques carbonatades (i.e. marbres, cf. VAN DER SIJF, 1951). Posteriorment RECHE (1994), basant-

se en la geoquímica, reafirma el caràcter ortoderivat de les amfibolites i les considera derivades de magmes basàltics tholeiïtics associats a un context de rift continental. Segons una datació feta per Gebauer (1993) (en MARTÍNEZ et al., 2011) mitjançant U–Pb en zircons, el protòlit de les amfibolites té una edat de 475 Ma.

La part superior de la successió correspon a la Fm. Susqueda, que queda separada de la Fm. Osor per un potent nivell de gneissos. La seua potència és d'uns 1000 m. També de caràcter bàsicament pelític, es caracteritza per un nivell de marbres d'aproximadament 20 m, a poca distància del contacte amb els gneissos. Per sobre d'aquest nivell de marbres la sèrie és molt monòtona i només presenta algunes intercalacions quarzítiques que es fan més abundants cap a la part alta. La part superior no aflora degut a una falla de direcció NE–SW (DURÁN, 1990).

Els gneissos que separen les dues formacions de la sèrie estratigràfica cambroordoviciana són leucocràtics, de gra mig a fi, tenen una potència d'entre 100 m i 300 m, i presenten contactes nets i concordants amb la foliació dels esquistos. Per la seua uniformitat, la presència d'algunes textures relictcs, presència de xenòlits, una zona de gra més fi a prop del contacte, així com una aureola al voltant d'aquest en què abunden els filons pegmatoides, tant VAN DER SIJ (1951) com posteriorment DURÁN (1985) atribueixen als gneissos un origen ortoderivat. Una datació recent pel mètode de l'U–Pb en zircons permet atribuir al protòlit dels gneissos una edat de  $459 \pm 3$  Ma (MARTÍNEZ et al., 2011), concordant amb una datació anterior feta per Gebauer (1993) (en RECHE ESTRADA i MARTÍNEZ, 2002, p. 114).

Els materials paleozoics més moderns que afluoren en l'àrea corresponen a la denominada Fm. St. Martí Sacalm (DURÁN, 1985, 1990), atribuïda a l'Ordovicià Superior (Caradoc) en base a l'associació faunística de braquiòpodes que presenta (VILLAS et al., 1987). Aquesta formació està constituïda per una successió d'aproximadament 1000 m de potència de pissarres i grauvaques amb intercalacions de quarzites, conglomerats i roques volcàniques àcides d'afinitat calcoalcalina (DURÁN, 1985; FERRER, 1989), les quals han estat datades en  $452 \pm 15$  Ma (MARTÍNEZ et al., 2011). El contacte inferior amb la Fm. Susqueda, malgrat l'existència de falles que trunquen la sèrie, es considera discordant (CULÍ et al., 2013). La part de la successió que conté roques volcàniques àcides s'ha correlacionat amb la Fm. Cava, mentre que els conglomerats han estat correlacionats amb la Fm. Rabassa dels Pirineus (JULIVERT i DURÁN, 1990b). Pel que fa a l'ambient deposicional, s'interpreta que aquests materials es dipositaren en un ambient turbidític (DURÁN, 1990).

Sobre aquesta sèrie que conforma el basament paleozoic es disposa discordantment el tram inferior d'una successió d'unitats principalment detrítiques d'edat paleògena (Figura 3.3b, Figura 3.4). La primera d'aquestes unitats és la Fm. Mediona, d'uns 40 m de potència, atribuïda al Thanetià superior i constituïda predominantment per lutites amb intercalacions detrítiques gresoses i conglomeràtiques, així com calitxes i nivells carbonatats d'origen lacustre i palustre. Cap al sostre, la Fm. Mediona passa gradualment però ràpida a les calcàries noduloses de la Fm. Orpí, d'edat ilerdiana. A sobre es troba la Fm. Vilanova de Sau, constituïda principalment per lutites i gresos associats a nivells més o menys conglomeràtics. Finalment, la Fm. Tavertet, constituïda per un potent nivell de calcàries amb abundants *Nummulites*, representa l'última de les formacions presents en la zona d'estudi (FERRER, 1971; ANADÓN, 1978; COLOMBO, 1980).

Els materials més recents corresponen als dipòsits de vessant i terrasses fluvials de les valls del Ter i la Riera d'Osor. En general, es tracta de dipòsits amb abundats clastos



*Figura 3.4:* Discordança del Cenozoic a Sant Martí Sacalm vista des de Montdois. A la dreta de la fotografia s'observa el pla d'erosió prepaleogen; a l'esquerra els estrats inferiors de la sèrie paleògena defineixen els cingles del Collsacabra.

de roques ígnies i metamòrfiques amb proporcions variables de matriu argilosa. Les edats atribuïdes a aquests dipòsits abasten des del Plistocè superior a l'Holocè (CULÍ et al., 2013).

### 3.2.3 Tectònica

Els estudis estructurals realitzats en la zona dels voltants de Susqueda diferencien tres fases de deformació herciniana, seguint el model general aplicat al massís Ibèric, que afecten diferentment les zones d'alt i baix grau metamòrfic. És per això que la seua distribució no és homogènia i no totes les fases estan representades en totes les litologies (DURÁN, 1985, 1990). La tectònica neògena, en canvi, es manifesta en forma d'un sistema de falles normals de direcció NW-SE (DURÁN, 1985, 1990; SAULA et al., 1994).

En els materials de més alt grau metamòrfic la foliació dominant que s'observa a nivell regional és una crenulació de fase 2 ben desenvolupada, la qual se sobreimposa a una esquistositat anterior que correspon a la fase 1. Aquesta primera fase està poc preservada i es manifesta en forma d'arcs poligonals en minerals com la biotita o la sillimanita. La direcció de la foliació regional de fase 2 és molt uniforme i presenta màxims entre 170/30 i 155/30, depenent de la litologia. La tercera fase de deformació, en canvi, no s'observa en aquestes litologies (DURÁN, 1985, 1990).

Per contra, les zones de baix grau presenten un clivatge penetratiu corresponent a la primera fase de deformació, si bé no s'observen estructures de plegament associades. Aquest clivatge és oblic a l'estratificació (Figura 3.5) i genera una lineació d'intersecció amb direcció aproximada E-W en les roques pelítiques. No s'observa en cap cas la



*Figura 3.5:* Intersecció entre el clivatge de fase 1 i el bandat composicional en les grauques de baix grau de la Fm. St. Martí Sacalm als voltants del Llomà. La roca està afectada pel metamorfisme de contacte. Llargada del llapis: 14,5 cm.

crenulació ni cap altra estructura equivalent a la segona fase de les zones d'alt grau metamòrfic. A més, a diferència de les zones d'alt grau, les zones de baix grau presenten sovint plecs i crenulacions associats a una tercera fase de deformació (DURÁN, 1985, 1990).

RECHE ESTRADA i MARTÍNEZ (2002), si bé no tracten directament qüestions estructurals, proposen un model evolutiu per al metamorfisme regional on la fase 1 genera una família de plecs asimètrics amb vergència SE, mentre que la fase 2 genera un gran plec recumbent, també amb vergència SE. Per a aquests autors la fase 3 és extensiva i indica el col·lapse gravitacional de l'escorça.

L'activitat tectònica postherciniana es manifesta en forma d'un sistema de falles normals de geometria lítrica, associat puntualment a vulcanisme, el qual està relacionat amb el rift europeu (DONVILLE, 1976; SAULA et al., 1994; BOLÓS et al., 2015). A la zona d'estudi la més destacable d'aquest sistema, tot i que es considera secundària (SAULA et al., 1994), és la falla de Sant Joan de Fàbregues. Travessa l'àrea d'estudi amb direcció NW-SE i té un salt de falla d'uns 100 m aproximadament (SOLÉ SABARÍS, 1991).

#### 3.2.4 Metamorfisme

Tots els materials del basament en què s'encaixen les roques plutòniques presenten un metamorfisme regional d'edat herciniana. Localment, en les zones perifèriques l'em-



plaçament de les roques plutòniques genera un metamorfisme de contacte d'extensió variable (DURÁN, 1985, 1990; RIESCO et al., 2004).

El conjunt de roques de composició pelítica presenta una successió d'associacions minerals que permet definir una zonació metamòrfica ben definida, indicativa de condicions de metamorfisme regional de baixa pressió i alta temperatura. El grau de metamorfisme disminueix a grans trets de S a N. La zona de l'andalusita-cordierita és la que ocupa una major extensió, seguida de la zona de la sillimanita. En l'àrea d'estudi les zones de la clorita i de la biotita queden molt restringides a la franja nord que voreja els cingles del Collsacabra. Atès que tot el basament està afectat per una sèrie de fractures que l'individualitzen en blocs amb desplaçaments verticals variables, les isògrades de les diferents zones són rarament cartografiables (DURÁN, 1985, 1990).

Les roques de més baix grau metamòrfic, corresponent a la zona de la clorita, mostren una reestructuració textural molt poc important, fins al punt que freqüentment es conserven estructures sedimentàries i fòssils. A partir de la zona de la biotita, les roques mostren un augment de la mida de gra i una reestructuració textural més important, fins arribar a la zona de la cordierita-feldspat potàssic on les roques es poden considerar gneissos pelítics. En zones molt localitzades s'observa l'aparició de mobilitzats anatèctics, com per exemple en alguns punts de la Riera d'Osor (VAN DER SIJF, 1951; DURÁN, 1985, 1990).

A les zones adjacents a les intrusions s'observa el desenvolupament d'una aurèola de metamorfisme de contacte posterior al metamorfisme regional (DURÁN, 1985, 1990; RIESCO et al., 2004).

DURÁN (1985, 1990) diferencia dos dominis amb metamorfisme de contacte, segons les condicions a què arriba: el metamorfisme de contacte produït per la intrusió dels granitoides i el metamorfisme de contacte produït per la intrusió de les roques de composició bàsica. Segons l'autora, el metamorfisme de contacte induït pels granitoides arriba a produir cordierita i andalusita, mentre que el metamorfisme induït per les roques bàsiques genera cornianes amb granat i cordierita i correspon a condicions de pressió i temperatura més altes. Per a aquestes últimes, RIESCO et al. (2004) obtenen unes condicions de 750 °C de temperatura i 3 kbar de pressió.



# Metodologia

## 4.1 Cartografia i mostreig

Per al treball de cartografia s'ha usat la base topogràfica a escala 1 : 10.000 de l'Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC). Les dades obtingudes al camp, així com del mostreig realitzat en l'àrea d'estudi, han estat totes georeferenciades mitjançant l'ús del GPS. El model usat, un Garmin GPSMAP 64s, permet una precisió de fins a 3 m en la geolocalització gràcies a l'ús combinat dels sistemes de posicionament GPS i GLONASS. El procés de transformació de les dades des del seu format natiu a un format compatible amb les eines de GIS ha consistit en:

- Exportació de les dades al format GPX des del programa BaseCamp v. 4.7.0, proveït pel fabricant del GPS.
- Transformació de les dades des del sistema de referència WGS84 a ETRS89 i projecció de les coordenades geogràfiques a UTM 31T amb el programa DNRGPS v. 6.1.0.6 del Minnesota Department of Natural Resources.
- Exportació de les dades transformades al format SHP d'ESRI.

Un cop transformades al format adequat, les dades han estat elaborades amb el paquet de programari de GIS ArcGIS v. 10.2.2 d'ESRI.

S'han pres dades de més de 1000 estacions al llarg de les campanyes de cartografia (v. Figura 6.1a al Capítol 6) i s'han pres un total 287 mostres d'una gran varietat de litologies del Complex (v. Figura A.1 a l'Apèndix A).

## 4.2 Petrografia

De les 287 mostres recollides s'han fet un total de 171 làmines primes per a l'estudi petrogràfic amb el microscopi òptic. A aquestes 171 làmines s'hi han afegit altres 70 làmines fetes en estudis anteriors (e.g. ENRIQUE, 1988), a més de 3 làmines antigues de la col·lecció de petrologia del Departament de Mineralogia, Petrologia i Geoquímica

Aplicada de la Universitat de Barcelona. En total, el nombre de làmines estudiades és de 244.

En l'estudi petrogràfic s'ha fet servir els microscopis i instruments òptics següents:

- Per a l'estudi rutinari de les làmines primes s'ha usat el fotomicroscopi Ultraphot II POL fabricat per Carl Zeiss.
- Per a la presa de fotomicrografies s'ha fet servir el fotomicroscopi Axiophot POL de Carl Zeiss equipat amb una càmera sCMEX de 20 MP, fabricada per Euro-mex; juntament amb el programari ImageFocusAlpha v. 1.3.7 del mateix fabricant. Aquest microscopi també ha estat utilitzat en l'estudi dels minerals opacs amb llum reflectida.
- Per a la presa de fotografies a baix augment s'ha usat l'estereomicroscopi Leica MS5 equipat amb una càmera DFC 420 del mateix fabricant. L'adquisició de les imatges s'ha dut a terme amb el controlador del fabricant juntament amb el programari de processat d'imatges ImageJ 1.52d.
- Per a l'escaneig de les làmines primes s'ha usat un escàner de sobretaula EPSON Perfection v100 PHOTO amb sistema d'escaneig de negatiu, amb una resolució de 4800 ppp.

Els comptatges modals de mostres representatives s'han realitzat tant amb un comptador de punts automàtic Model F fabricat per James Swift com amb una platina mecànica manual amb rosca de pas de 0,2 mm fabricada per Carl Zeiss. Per a facilitar la tasca del comptatge en aquest últim cas, s'ha escrit un petit programa per dur el control dels punts i els percentatges modals. En tots els casos, el nombre de punts ha estat entre 2000 i 4000, depenent de les característiques individuals de la mostra, com per exemple la mida de gra i la fàbrica.

En aquells casos en què ha estat necessari realitzar una tinció per tal de detectar la presència de feldspat potàssic en la mostra s'ha usat el cobaltinitrit de sodi,  $\text{Na}_3\text{Co}(\text{NO}_2)_6$ , seguint la metodologia de HOUGHTON (1980).

En el cas d'algunes de les roques metamòrfiques examinades, s'han realitzat algunes tincions segons el mètode de GREGNANIN i VITERBO (1965), basat en l'ús del ferricianur potàssic,  $\text{K}_3[\text{Fe}(\text{CN})_6]$ , per tal de facilitar la identificació i quantificació de la cordierita.

Les difraccions de raigs X per a la identificació de fases minerals s'ha realitzat als Centres Científics i Tecnològics de la Universitat de Barcelona (CCiT-UB) amb el difractor X'Pert PRO MPD alpha1, amb geometria Bragg-Brentano  $\theta/2\theta$ , fabricat per PANalytical. Les mostres en pols s'han muntat en portamostres estàndard de 27 mm de diàmetre i 2,5 mm d'alçada (PW1811/27). Per a l'anàlisi s'ha usat la línia espectral  $K\alpha$  del Cu, que correspon a la longitud d'ona de 1,5406 Å, amb un corrent de 45 kV i 40 mA i un temps de mesura de 150 s. La identificació de les fases minerals a partir dels difractograms s'ha realitzat al Dept. de Mineralogia, Petrologia i Geologia Aplicada amb el programari X'Pert HighScore v. 2.2.5 de PANalytical, el qual disposa de la base de dades Powder Diffraction File 2 (PDF-2) de la International Centre for Diffraction Data (ICDD).

## 4.3 Geoquímica

### 4.3.1 Geoquímica de roca total

De les 287 mostres recollides en les campanyes de camp han estat seleccionades, d'entre les més representatives, les que presentaven un menor grau de meteorització per a la seua anàlisi química.

El primer pas en la preparació de les mostres ha estat eliminar les possibles patines que pogueren recobrir-les, a més d'eliminar zones fracturades amb reompliment de minerals secundaris. Posteriorment els blocs s'han triturat fins a la mida grava usant les matxucadores de mandíbules del Servei de Làmina Prima de la Facultat de Ciències de la Terra. Per tal d'evitar contaminacions innecessàries, només s'han usat aquelles amb mandíbules de ferro. Els fragments de roca, un cop quarterejats, han estat mòlts al Dept. de Mineralogia, Petrologia i Geologia Aplicada en un molí de carbur de tungstè fins a una mida  $<75 \mu\text{m}$ , ajustant el temps de mòlta segons la tenacitat i les característiques de cada mostra. Les mostres, un cop convertides en pols, s'han desat en recipients plàstics no contaminants.

Per al càlcul de la *loss on ignition* (LOI) o pèrdua al foc el primer pas ha consistit en assecar les mostres durant 24 h a una temperatura de  $105^\circ\text{C}$  per tal d'eliminar la humitat adsorbida. Posteriorment, un cop la mostra s'ha refredat fins a la temperatura ambiental, s'ha pesat aproximadament 0,5 g en una balança Sartorius MC1, amb precisió de  $10 \mu\text{g}$ , en un gresol ceràmic prèviament pesat. Les mostres s'han escalfat en una mufla model CSF 11/7 de Carbolite Furnaces a una temperatura de  $950^\circ\text{C}$  durant un mínim de 8 h (cf. LECHLER i DESILETS, 1987). La mostra un cop calcinada i ja freda s'ha tornat a pesar amb la mateixa balança per tal de calcular la diferència de pes abans i després de la calcinació.

Les anàlisis d'elements majoritaris mitjançant la tècnica de la fluorescència de raigs X (FRX) s'han realitzat en el laboratori dels CCIT-UB. La preparació de les mostres ha consistit en la preparació de perles de 30 mm de diàmetre a partir d'una dilució 1 : 20 en tetraborat de liti. Un cop feta la dilució, s'ha fos la mescla a  $1120^\circ\text{C}$  en un forn d'inducció per radiofreqüència Perl'X de PANalytical durant 8 min, seguit d'un període de refredament natural de 2 min i un de refredament forçat de 1,5 min. La intensitat de la fluorescència s'ha mesurat amb espectrofotòmetre Axios-Max Advanced de PANalytical, emprant com a font d'excitació un ànode de Rh. La quantificació s'ha realitzat mitjançant una recta de calibratge confeccionada amb mostres geològiques de referència internacional (Taula 4.1).

Les anàlisis químiques d'elements traça, incloent-hi les terres rares,<sup>1</sup> s'han realitzat als laboratoris ALS Group de Sevilla i Loughrea, Irlanda, mitjançant l'espectrometria de masses per plasma d'acoblament inductiu (ICP-MS) (v. Taula 4.2 per als límits de detecció).

Totes les anàlisis de dades, els càlculs i la modelització geoquímica, així com els gràfics, s'han dut a terme usant el llenguatge de programació R (R CORE TEAM, 2020) i el paquet GCDkit v. 5.0 de JANOŠEK et al. (2006, 2016).

1. Les terres rares inclouen els lantànids, l'escandi i l'itri (viz. La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Sc i Y) (CONNELLY et al., 2005). Tanmateix, en el llenguatge geoquímic se sol usar el terme només referit als lantànids o als lantànids juntament amb l'itri, creant certa confusió (McLENNAN, 1999; McLENNAN i TAYLOR, 2012).

Taula 4.1: Desviació estàndard ( $\sigma$ ) de la recta de calibratge i rang de concentració dels patrons de la recta (% en pes) de les anàlisis per FRX.

	$\sigma$	rang de concentració
SiO <sub>2</sub>	0,40	0,50–90,36
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,01–2,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,22	0,15–59,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,09	0,70–25,65
MnO	0,04	0,01–1,0
MgO	0,12	0,12–43,43
CaO	0,04	0,04–15,9
Na <sub>2</sub> O	0,07	0,50–10,59
K <sub>2</sub> O	0,04	0,05–12,81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,01–1,39

Taula 4.2: Límits de detecció per als elements traça i terres rares analitzades amb ICP-MS (unitats en ppm excepte que s'indique el contrari).

Li	0,2	As	0,2	Te	0,05	Er	0,03
Be	0,05	Se	1	Cs	0,05	Tm	0,01
P	10	Rb	0,1	Ba	10	Yb	0,03
S (%)	0,01	Sr	0,2	La	0,5	Lu	0,01
Sc	0,1	Y	0,1	Ce	0,01	Hf	0,1
V	1	Zr	0,5	Pr	0,03	Ta	0,05
Cr	1	Nb	0,1	Nd	0,1	W	0,1
Mn	5	Mo	0,05	Sm	0,03	Re	0,002
Co	0,1	Ag	0,01	Eu	0,03	Tl	0,02
Ni	0,2	Cd	0,02	Gd	0,05	Pb	0,5
Cu	0,2	In	0,005	Tb	0,01	Bi	0,01
Zn	2	Sn	0,2	Dy	0,05	Th	0,01
Ga	0,05	Sb	0,05	Ho	0,01	U	0,1
Ge	0,05						

Pel que fa al càlcul de la norma CIPW, el mètode usat ha estat el de HUTCHISON (1974, 1975), mentre que per al càlcul de la relació FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> s'ha usat el mètode de LE MAITRE (1976b), si bé prèviament s'ha fet una comparativa de diversos mètodes alternatius (e.g. MIDDLEMOST, 1989; EL-HINNAWI, 2016) que no han resultat tan satisfactoris. Per designar els minerals normatius s'han usat les abreviatures originals de CROSS et al. (1902) en cursiva per distingir-les dels minerals reals, que usen les abreviatures de WHITNEY i EVANS (2010).

El càlcul de la densitat de les mostres s'ha realitzat segons la metodologia descrita en ENRIQUE (2017). Les densitats obtingudes es troben a la Taula B.4.

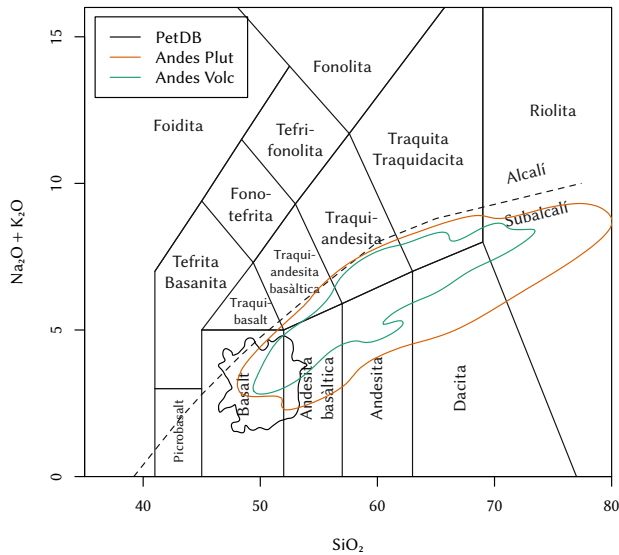


Figura 4.1: Distribució de les diferents bases de dades utilitzades en el diagrama TAS de LE BAS et al. (1986) amb la línia de divisió entre roques alcalines i subalcalines d'IRVINE i BARAGAR (1971). Contorns al 90% a partir del KDE (*kernel density estimate*) de les dades.

#### 4.3.2 Bases de dades geoquímiques

Per a l'estudi i comparació de les mostres s'han consultat un total de 2767 anàlisis de basalts i gabres ( $45\% < \text{SiO}_2 < 57\%$ ) de marges convergents de la base de dades PetDB.<sup>2</sup> Les dades han estat filtrades per assegurar la qualitat dels resultats. S'han eliminat les anàlisis amb valors de LOI superiors a l'1% i amb sumatoris de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  i  $\text{P}_2\text{O}_5$  superiors al 102% i inferiors al 97%. Posteriorment s'han eliminat les anàlisis de roques alcalines, i.e. amb nefelina (*ne*) normativa, així com les que presentaven els minerals normatius corindó (*C*), metasilicat de sodi (*ns*), wollastonita (*wo*) i perovskita (*pf*). Seguidament s'han eliminat les anàlisis amb una relació molar  $\text{Ca}/\text{Al} > 1$ . La base de dades filtrada consta d'un total de 1708 anàlisis, que principalment es classifiquen com a basalts en el diagrama TAS (Figura 4.1).

A més a més, s'ha fet una compilació d'anàlisis de roques plutòniques i volcàniques dels Andes. La base de dades consta de 255 anàlisis de roques plutòniques (PITCHER et al., 1985) i 502 anàlisis de roques volcàniques (WINTER, 2014, p. 373, fig. 3 i referències). El procés de filtrat de les dades ha estat similar a l'anteriorment descrit. Les anàlisis amb *ne*, *wo* i acmita (*ac*) normatives han estat eliminades de la base de dades. Després del filtrat la base de dades consta de 484 anàlisis de roques volcàniques i 248 anàlisis de roques plutòniques.

2. Data de consulta: 1 d'abril de 2020. [www.earthchem.org/petdb](http://www.earthchem.org/petdb)

### 4.3.3 Geoquímica mineral

Per a les anàlisis químiques puntuals dels minerals s'ha usat la microsonda electrònica JEOL JXA-8230 dels CCiT-UB. El voltatge d'acceleració ha estat de 20 V amb una intensitat de 15 nA i un temps de comptatge de 10 s.

El càlcul de les fórmules estructurals dels amfibols ha seguit la classificació actual de la International Mineralogical Association (IMA) (HAWTHORNE et al., 2012; OBERTI et al., 2012; LOCOCK, 2014). Atès que els resultats de la microsonda electrònica no inclouen l'H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>, s'ha assumit un contingut de (OH, F, Cl) = 2 – 2 Ti per unitat de fórmula (puf) que recomana HAWTHORNE et al. (2012) en lloc de l'habitual (OH, F, Cl)=2 (i.e. normalitzat a 22 O + 2 (OH, F, Cl), equivalent en càrrega a 23 O). S'ha de tenir present que aquesta elecció en la normalització produeix un valor màxim en O<sup>2-</sup> (HAWTHORNE et al., 2012).

En el cas dels piroxens, la classificació segueix l'esquema proposat per la International Mineralogical Association (IMA, MORIMOTO et al., 1988). Els cations s'han calculat en base a 6 O i han estat repartits segons les posicions tetraèdrica (Si, <sup>[4]</sup>Al) i octaèdrica (<sup>[6]</sup>Al, etc.) sense distinció de les posicions octaèdriques M1 i M2.

Les fórmules estructurals de les miques han estat calculades seguint la metodologia de LI et al. (2020). Aquest mètode de càlcul basat en la regressió de components principals d'una base de dades de biotites ben caracteritzades estructuralment i química permet assignar els cations en les corresponents posicions estructurals, incloent el Fe<sup>3+</sup> en coordinació tetraèdrica i octaèdrica, el Fe<sup>2+</sup> en posició octaèdrica, grups OH, vacants, etc.

El càlcul de les fórmules de les clorites s'ha basat en la metodologia de ZANE i WEISS (1998), la qual és adequada per a anàlisis obtingudes amb la microsonda electrònica. Atès que el Fe<sup>3+</sup> representa només una petita proporció del Fe present en les clorites i donada la impossibilitat del mètode analític per discriminar la valència del Fe, els autors recomanen considerar tot el Fe com a Fe<sup>2+</sup>. El càlcul es basa en la normalització a 28 O i en la normalització a 12 cations en la posició octaèdrica, la qual cosa permet el càlcul de les posicions vacants.

Per a la resta de minerals, el càlcul de les fórmules s'ha realitzat amb una sèrie de programes i funcions escrites *ad hoc* en el llenguatge R, tot seguint el procediment general descrit a l'Apèndix 1 de DEER et al. (2013).

La relació Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> s'ha estimat seguint criteris estequiomètrics segons la metodologia de DROOP (1987), excepte en el cas dels amfibols, on s'ha normalitzat ajustant a un nombre fix de cations seguint els esquemes recomanats per HAWTHORNE et al. (2012).

#### 4.3.3.1 Ablació làser

Per a l'estudi dels elements traça en alguns minerals seleccionats s'ha realitzat una sèrie d'anàlisis en els laboratoris de geocronologia i geoquímica isotòpica SGiker de la Universitat del País Basc (UPV/EHU) amb un espectròmetre de masses quadrupolar amb font de plasma (Q-ICP-MS) model iCAP-Qc de Thermo. La introducció de la mostra s'ha realitzat mitjançant un sistema d'ablació làser d'excimer i 193 nm de longitud d'ona model RESOLUTION SE d'Applied Spectra. El mostreig puntual consta d'un diàmetre nominal de 50 µm emprant una fluència de 4 J cm<sup>-2</sup> i una freqüència de 10 Hz (Figura 4.2).



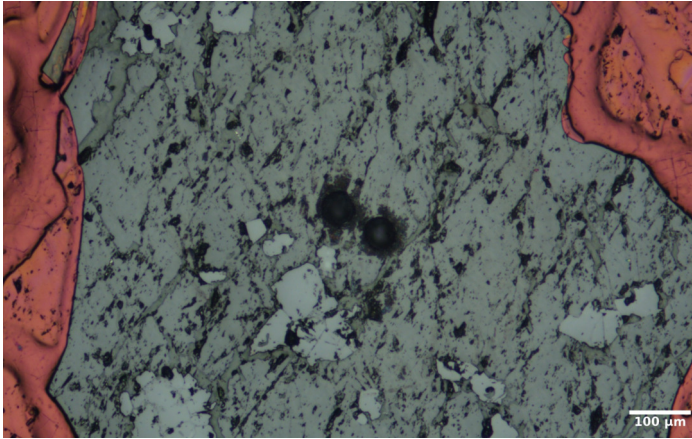


Figura 4.2: Clots realitzats a la superfície de la mostra pel làser d'ablació. Imatge de llum polaritzada reflectida.

Per a la sintonització de l'equip s'ha usat el vidre NIST 612 i per al calibratge s'ha emprat el material de referència BCR-2G del Servei Geològic dels Estats Units (USGS, JOCHUM et al., 2009). Per al control dels resultats s'ha analitzat el patró BVHO-2G i GSD-1G (JOCHUM et al., 2009, 2011) repetidament amb les mateixes condicions analítiques que les mostres problema.

Les dades espectromètriques s'han tractat amb el programari Iolite en la versió 3.32 (PATON et al., 2011; PAUL et al., 2012) i s'ha usat el  $^{55}\text{Mn}$  com a estàndard intern amb una concentració de 0,155 % per al BCR-2G.

#### 4.3.4 Isòtops d'Sr, Sm i Nd

Les anàlisis isotòpiques per als sistemes Rb–Sr i Sm–Nd s'han realitzat en els laboratoris de geocronologia i geoquímica isotòpica SGiker de la Universitat del País Basc (UPV/EHU).

La preparació de les mostres ha consistit en una dissolució en àcid (HF,  $\text{HNO}_3$  i  $\text{HClO}_4$  purificats per destil·lació) d'entre 0,05 g–0,2 g de mostra a què s'ha afegit un traçador isotòpic mixt  $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$  seguint els protocols adaptats de PIN et al. (1994) i PIN i SANTOS ZALDUEGUI (1997).

La purificació de l'Sr s'ha realitzat mitjançant cromatografia d'extracció en resina *Sr-resin* d'Eichrom Technologies segons els mètodes adaptats de DE MUYNCK et al. (2009). El Nd i el Sm s'han separat amb les resines *TRU-resin* i *Ln-resin* d'Eichrom Technologies seguint els protocols de PIN i SANTOS ZALDUEGUI (1997).

##### 4.3.4.1 Espectrometria de masses

La mostra d'estronci s'ha dissolt en 2 mL d' $\text{HNO}_3$  al 3 % i diluït fins a una concentració final d'Sr de 200 ng/g. Les fraccions individuals de Sm i Nd s'han dissolt en 2 mL d' $\text{HNO}_3$  al 3 % i diluït fins a una concentració final de 200 ng/g de Nd i 200 ng/g de Sm.

Les mostres s'han introduït com a aerosols humits en un espectròmetre Thermo Neptune MC-ICP-MS mitjançant un micronebulitzador PFA d'ESI amb aspiració nominal de 100 mL/min i una càmera d'expansió dual ciclònica Scott de doble pas.

Per a l'Sr i el Nd, les mesures espectromètriques s'han realitzat en tres blocs de 25 cicles de mesura amb un temps d'integració de 8 s per cicle. Per al Sm, s'ha realitzat en un únic bloc de 40 cicles amb un temps d'integració de 4 s. Les línies de base electròniques dels amplificadors s'han extret al començament de cada cicle. Per al Sr, el fraccionament de masses instrumental i la interferència del Kr s'han corregit segons el protocol de BALCAEN et al. (2005). Per al Nd, el fraccionament i la contribució del traçador isotòpic s'han corregit mitjançant algorismes específics. Per al Sm, el fraccionament s'ha corregit segons HOFMANN (1971).

Els materials de referència per verificar la fiabilitat i la reproductibilitat del mètode han estat el NBS987 per al Sr i el JNdi-1 per al Sm i Nd, intercalats entre les mostres a analitzar. L'error en el càlcul per dilució isotòpica de la relació  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  és normalment inferior al 0,2 %.

# Nomenclatura

We can classify rocks, for petrological purposes, exactly, definitely, and strictly only by creating arbitrary divisions, cutting them up by sharp planes and putting them into man-devised pigeon-holes [...]. Such a classification is a pis-aller, a makeshift, a classification of convenience; it may or may not correspond to the evolution of igneous rocks as it really is. That is for the future to determine.

---

H.S. WASHINGTON

## 5.1 Introducció

L'evolució de la nomenclatura d'una disciplina científica reflecteix l'evolució del coneixement de la disciplina en qüestió. A mesura que els nous avanços tecnològics i científics permeten nivells de detall cada cop superiors es fa necessari expressar, de la manera més precisa possible, els nous matisos i conceptes.

La geologia en general, i la petrologia en particular, conté una notable quantitat de terminologia amb gran càrrega i recorregut històric (e.g. YOUNG, 2003; LE MAITRE et al., 2002).

L'objectiu d'aquest capítol és fer un breu repàs històric de l'evolució i adopció dels termes *gabre* i *diorita* per entendre les dificultats que plantegen. Finalment, en un breu assaig, s'exposen els criteris adoptats en aquesta tesi.

### 5.1.1 Història

El terme *gabbro* —derivat de l'adjectiu llatí *glaber*, glabre— era usat originalment pels toscans per referir-se a les roques de color entre el verd i el negre de duresa similar al marbre usades en la construcció (TARGIONI TOZZETTI, 1751) (Figura 5.1), i.e. les roques serpentinitzades de l'associació ofiolítica dels Apenins (BAROLOTTI et al., 2001). Va ser VON BUCH (1810) qui en restringí el significat al seu ús modern, diferenciant gabres de

340 M A R M I

chè *Gabbro*, il quale abbia acquistata durezza maggiore dell'ordinaria, e molto accosto a quella del *Diaspro*. Il *Gabbro* è una specie di Pietra, della quale ioia in Toscana sono composti molti gran Monti: ella è notissima con questo nome, anzi da lei hanno preso il nome molti Castelli, ma non ho peranco saputo come ella sia chiamata dagli Scrittori di Litologia; e neppure lo seppe il *Cesalpino*, poichè così la circoferisse <sup>1</sup>: *Lapidem nigrum quod multum Amianti complectitur*: di essa verrà in acconcio discorrere in altro luogo. Questa *Nefritica* di Pisa è

Figura 5.1: Fragment de la pàgina 340 de TARGIONI TOZZETTI (1751, vol. 1) on apareix per primer cop la paraula *gabbro* en referència a les serpentinites.

serpentinites.<sup>1</sup> Posteriorment ZIRKEL (1866) i ROSENBUSCH (1877) van adoptar aquest significat en la seva classificació qualitativa i van definir el gabre com a la roca formada essencialment per plagiòclasi i clinopiroxè, amb l'observació que la plagiòclasi sol ser de la sèrie labradorita–anortita:

Der Plagioklas der Gabbros ist wohl ausnahmslos ein recht basischer aus der Labradorit- oder Anortitreihe und zwar scheint es, als ob besonders die olivinführenden Gesteine dieser familie gern einen Anorthit enthalten.<sup>2</sup>

Uns paràgrafs més avall va afegir, a més a més, que en casos rars la plagiòclasi pot pertànyer a membres més àcids de la sèrie.

D'altra banda, el terme *diorita* —del grec *διορίζω*, distingir— va ser usat originalment per Haüy (v. D'AUBUISSON DE VOISINS, 1819; HAÜY, 1822a) per descriure la roca formada per feldspat i amfibol (el *Grünstein* de Werner). Val a dir, però, que en l'època de Haüy no s'havien definit encara les diferents espècies del grup (v. HAÜY, 1822b) i, per tant, el significat de la paraula «feldspat» era molt proper al sentit original que li va donar TILAS (1740).

Malgrat el fet que per aquella època les idees sobre l'isomorfisme dels feldspats originalment proposades per HUNT (1854, 1855) ja havien estat extensament investigades per TSCHERMAK (1865), la definició original de Haüy (i.e. amb l'èmfasi en el component màfic com a element discriminador de la classificació) es va mantenir en la classificació de ZIRKEL (1866) i posteriorment la de ROSENBUSCH (1877). En aquesta última, l'autor comentava que la plagiòclasi de les diorites és «químicament de tipus molt diferent en roques diferents» (p. 255).

En una edició posterior, ROSENBUSCH (1887) va modificar la seva classificació qualitativa i va distingir diorites i gabres no només pel mineral màfic dominant sinó també pel caràcter àcid o bàsic de la plagiòclasi, de manera que va crear la divisió entre els dos grups en el límit An<sub>50</sub> que s'ha mantingut fins ara (p. 132):

1. La mateixa roca, formada per feldspat i clinopiroxè era anomenada *euphotide* per HAÜY (1822a).

2. «La plagiòclasi dels gabres és, sense excepció, bastant bàsica, membre de la sèrie de la labradorita o l'anortita, i, de fet, sembla que a les roques amb olivina d'aquesta família els agrada particularment l'anortita.»

Die Gabbrogesteine sind hypidiomorph-körnige Tiefengesteine, an deren Zusammensetzung sich im unveränderten Zustande vorwiegend basische Kalk-Natronfeldspathe aus der Labradorit-, Bytownit- oder Anorthitreihe, Diallag oder ihm sehr nahe stehende monokline Pyroxene [...].<sup>3</sup>

Malgrat que la separació entre gabre i diorita havia quedat explícitament establerta en el límit andesina-labradorita, Rosenbusch reconeixia que algunes roques diorítiques poden presentar plagiòclasis més bàsiques que l'andesina, i va ampliar el comentari original de la 1a edició (p. 100):

Der Kalknatronfeldspath dieser Gesteine entspricht überaus verschiedenen Mischungsverhältnissen von Albit und Anorthit. Man kennt durch die Analyse den Oligoklas, Andesin, Labradorit und Anorthit, doch sind Gesteine mit basischen Plagioklasen verhältnismässig selten; es herrschen augenscheinlich der Oligoklas und der Andesin.<sup>4,5</sup>

El terme *Hornblende-Gabbro* va ser usat originalment per STRENG i KLOOS (1877) en el seu estudi de les roques cristallines de Minnesota. Els autors definiren una nova tipologia per referir-se al gabre del Complex de Duluth, que en els estudis previs apareixia simplement com a gabre o «hiperstenita»:

Basische Gesteine, welche neben Hornblende viel selbständig auftretenden Diallag, sowie reichliche Mengen von Magnet- und Titaneisen enthalten. Sie sind als Hornblende-Gabbro bezeichnet.<sup>6</sup>

La roca tipus, situada al riu St. Louis a prop de Duluth, consistia predominantment en plagiòclasi (labradorita), poca ortosa, una mica d'hornblenda, diallaga, magnetita i ilmenita, així com apatita i una molt petita quantitat de calcopirita i epidota, aquesta última ocasionalment associada al quars.

És important notar, no obstant això, que els autors no pretenien crear nous tipus de roca, però que s'hi van veure obligats donada la «condició canviant de la petrografia» arran de la generalització del microscopi petrogràfic i que, si bé els noms nous estan d'acord amb la nomenclatura antiga, aquests «expressen allò que distingeix el nou tipus d'aquell que ja era conegut» (p. 31).

Posteriorment ROSENBUSCH (1887) va incorporar el gabre hornblèndic com a varietat del gabre en què es produeix una substitució del clinopiroxè per hornblenda, i va fer notar que aquesta varietat és la «menys distingible de la diorita normal».

En el seu estudi de les formacions de grafit de Passau, Baviera, WEINSCHENK (1898) va definir un nou tipus de roca formada per plagiòclasi bàsica i hornblenda marró primària, a més de piroxens i biotita en quantitats accessòries, que va anomenar *bojit*,<sup>7</sup>

3. «Les roques gabroiques són roques plutòniques granulars hipidiomorfes la composició de les quals és, en el seu estat sense alterar, predominantment un feldspat càlcic bàsic de la sèrie labradorita, bytownita o anortita; diallaga o piroxè monoclínic [...]».

4. «El feldspat calcosòdic d'aquestes roques correspon a una mescla en proporcions molt diferents d'albita i anortita. Oligòclasi, andesina, labradorita i anortita són conegudes per les seves anàlisis, tanmateix roques amb plagiòclasis bàsiques són relativament rares; l'oligòclasi i l'andesina són clarament dominants».

5. En l'edició de 1907 afegeix, a més a més, la «labradorita àcida» (p. 263).

6. «Roques bàsiques les quals, a banda d'hornblenda, contenen molta diallaga independentment així com abundants quantitats de ferro magnètic i titani. Es coneixen amb el nom de gabres hornblèndics.»

7. En referència a la tribu celta dels bois (llatí: pl. *boii*, s. *boius*).

ja que la considerava diferent de les diorites i els gabres hornblèndics de Rosenbusch per la seva particular composició química, la qual «no mostra cap rastre de potassi». Posteriorment, Tröger (1934) (en ELLIS 1948, p. 465; i LE MAITRE et al. 2002, p. 64) va demostrar que la plagiòclasi de la roca tipus de WEINSCHENK era en realitat andesina.<sup>8</sup> Tanmateix, l'ús del terme *bojita* en el seu sentit original sembla justificat, ja que com diu BOWEN (1928) respecte de la plagiòclasi en la seva defensa de la classificació mineralògica qualitativa: «the nature of the plagioclase is an indication of the stage of development from an original magma, the use of that character is amply justified from the genetic point of view», i més endavant sobre els minerals màfics: «the nature of the colored constituent, whether olivine, pyroxene, hornblende or mica [...] is again dependent upon the stage of development from an original magma, this feature of the classification is desirable».

### 5.1.2 Classificació moderna

Les classificacions modernes de les roques ígnies, a diferència de les classificacions del s. XIX i inicis del s. XX, són principalment quantitatives i es basen en les proporcions relatives dels diferents minerals formadors de roques.

La classificació més usada avui en dia és la recomanada per la IUGS (LE MAITRE et al., 2002), originalment proposada per STRECKEISEN (1976). Aquesta classificació es basa en l'ús de diagrames triangulars —inspirats en els de Johannsen— l'àrea dels quals es divideix en diferents camps separats per línies que representen proporcions relatives entre minerals. D'aquests diagrames, el més comunament usat és el QAP per als granitoides. En el cas dels gabroides, les diferents tipologies queden subdividides en una sèrie de diagrames triangulars auxiliars segons les abundàncies relatives d'ortopiroxè, clinopiroxè, olivina i hornblenda; ja que en el diagrama principal totes aquestes queden representades en el mateix camp.

Tot i que la classificació de LE MAITRE et al. (2002) és una adaptació de la de STRECKEISEN (1976) i que ambdues mantenen el límit entre diorites i gabres en  $An_{50}$ , la versió original aconsellava considerar altres criteris: «[t]here are [...] cases in which the nature of the mafic minerals and the paragenetic relationships carry more weight than the composition of plagioclase».

El terme *gabbrodiorite*, originalment usat per als gabres en què l'amfíbol era producte de la uralitització d'un piroxè primari, és usat actualment per a referir-se a les roques «mineralògicament en el límit entre el gabre i la diorita», és a dir, amb una plagiòclasi  $An_{50}$  (LE MAITRE et al., 2002).

Segons els principis en què es basa la classificació de LE MAITRE et al. (2002, p. 3), «la classificació de les roques ígnies s'ha de basar en el contingut mineral o moda» i «les roques s'han d'anomenar d'acord amb allò que són i no allò que podrien haver sigut». A més, segons els criteris usats en l'aplicació de la nomenclatura, «l'addició d'un [adjectiu] qualificador a un nom de base no ha d'entrar en conflicte amb la definició del nom de base». En conseqüència, d'acord amb aquests principis s'infereix que el terme «hornblende gabbro» definit com a la roca formada per plagiòclasi i hornblenda amb un contingut de piroxè inferior al 5% (p. 24) és, si més no, inacceptable; de la mateixa

8. Aquesta afirmació és, si més no, sorprenent, ja que les característiques òptiques de l'angle 2V i extinció que descriu Weinschenk corresponen a una plagiòclasi  $An_{60}$ , aproximadament.

manera que seria inacceptable classificar una roca formada per plagiòclasi i ortopiroxè, amb clinopiroxè accessori, com a «gabre» en lloc de «norita».

Alguns manuals importants de petrologia previs a la classificació de la IUGS descriuen la bojita com a la roca d'aspecte gabroic que consisteix essencialment en hornblenda i plagiòclasi, generalment de composició labradorítica; i la diferencien clarament del gabre, on el mineral màfic essencial és el clinopiroxè (HATCH et al., 1972; HUGHES, 1982).

### 5.1.3 Classificacions químiques

Si bé la química de la roca va tenir una gran importància en un primer estadi del desenvolupament de la petrologia ràpidament va caure en l'oblit en favor dels sistemes mineralògics abans descrits. Va ser a finals del s. XIX i durant els primers anys del s. XX que la química va reprendre la força com a element de classificació de les roques, amb l'aparició d'una munió de nous sistemes (per a una introducció més detallada v. SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, 1942; YOUNG, 2003).

El diagrama TAS va ser originalment usat per TILLEY (1950) i per MACDONALD i KATSURA (1964) per diferenciar sèries alcalines i tholeiítiques de Hawaii. La simplicitat del diagrama i la gran acollida que va tindre des de la proposta d'IRVINE i BARAGAR (1971) i la subseqüent subdivisió de COX et al. (1979) va propiciar que la IUGS en subdividira l'àrea en base a l'estudi estadístic d'una gran base de dades d'anàlisis químiques i l'adoptara per a la classificació de les roques volcàniques (LE BAS et al., 1986; LE MAITRE et al., 2002). El diagrama TAS de COX et al. (1979) va ser adaptat per a les roques plutòniques per WILSON (1989). En aquesta versió, les diorites i els gabres queden separats pel contingut en SiO<sub>2</sub>, encara que el nom plutònic corresponent a l'andesita basàltica (i.e. entre el 52 % i el 55 % de SiO<sub>2</sub>) no està definit. Així doncs, pel que fa a la SiO<sub>2</sub> els gabres<sup>9</sup> queden dins el rang 41 %-52 %, mentre que les diorites queden compreses en el rang 55 %-63 %.

El diagrama Q'(F')-ANOR de STRECKEISEN i LE MAITRE (1979) pretén simular la classificació modal dels diagrames QAPF usant la mineralogia normativa<sup>10</sup> en un intent de resoldre el problema de la classificació modal en les roques volcàniques. El paràmetre ANOR representa la proporció relativa 100·An/(An+Or). En aquest diagrama els gabres i les diorites queden separats pel valor ANOR = 80 quan Q' = F' = 0.

Per la part de l'escola francesa, el diagrama R<sub>1</sub>R<sub>2</sub> de DE LA ROCHE et al. (1980) és, potser, el més notable dels intents de crear una classificació basada en la química de roca total. El diagrama es basa en l'ús de dos paràmetres que inclouen tots els elements majoritaris en forma de millicacions. Aquests paràmetres es projecten sobre una graella dissenyada a partir de consideracions que tenen en compte les variacions tant químiques (e.g. grau de saturació en SiO<sub>2</sub> de la roca) com mineralògiques (e.g. disminució del contingut en An de la plagiòclasi; successió de piroxens, amfibols i biotita; increment en la proporció de feldspat alcalí respecte de la plagiòclasi) que tenen lloc durant la diferenciació dels magmes, a més de mantenir una nomenclatura consistent amb la de les bases de dades geoquímiques del moment. En el diagrama R<sub>1</sub>R<sub>2</sub> els gabroides (incloent

9. Tant els alcalins com els subalcalins. Si considerem només els gabres subalcalins el rang esdevé 44 %-52 %.

10. Els autors recomanen la norma molecular de Barth-Niggli.

gabres, gabres olivínics i norites) queden separats de les diorites pel camp de les gabrodiorites, l'equivalent plutònic de les andesites basàltiques. La posició del camp dels gabroides a sobre les diorites en el diagrama respon a un major valor del paràmetre  $R_2$ , és a dir, a un major contingut en Ca, Mg i Al.

#### 5.1.4 Nomenclatura de cumulats

El bandat igni és una característica gairebé ubiqüa en les intrusions gabroiques arreu del món (NASLUND i MCBIRNEY, 1996; NAMUR et al., 2015) i ha estat objecte d'estudis detallats per les seues implicacions en la diferenciació magmàtica, e.g. en el cas de la intrusió d'Skaergaard, a Groenlàndia (WAGER i BROWN, 1968; MCBIRNEY, 1996). És justament a propòsit de l'estudi d'aquesta intrusió que WAGER et al. (1960) desenvoluparen la terminologia dels cumulats per descriure les textures de les roques ígnies bandades, que consideraven formades per la precipitació i l'acumulació de cristalls a la base de la cambra magmàtica (WAGER i BROWN, 1968). La principal característica d'aquest sistema de nomenclatura és la distinció entre els cristalls que s'acumulen (anomenats *cumulus*) i el líquid intersticial (anomenat *intercumulus*). Les proporcions relatives entre aquestes dues fases, juntament amb els processos de cristallització que involucren la fase *intercumulus*, formen la base de la nomenclatura dels cumulats (MCBIRNEY i HUNTER, 1995; HUNTER, 1996). Tot i l'aparent simplicitat del sistema i els bons resultats obtinguts en la seua aplicació, les dificultats en la interpretació basada en criteris texturals i la forta càrrega genètica implícita en la nomenclatura generaren una controvèrsia malgrat l'intent d'alguns autors d'eliminar els aspectes genètics de la classificació, redefinint-la el més descriptivament possible (IRVINE, 1982; HUNTER, 1987, 1996; MCBIRNEY i HUNTER, 1995; GRANT i CHALOKWU, 1998; MORSE, 1998; MCBIRNEY, 1998, i referències).

## 5.2 La classificació emprada en aquesta tesi

Tal i com es desprèn de les seccions precedents, la classificació de les roques ígnies presenta tot un seguit de problemes de difícil resolució en gran mesura intrínsecs a la natura transicional de les roques. En el cas de les roques de composició bàsica, a la dificultat que planteja l'isomorfisme de la plagiòclasi s'afegeix, a més a més, la gran variabilitat química d'alguns minerals màfics, sent l'amfibol el que presenta una major complexitat en aquest aspecte. Tant és així que alguns autors reconeixen que la composició de determinats amfibols correspon en gran mesura a la composició química de certs tipus de magmes (e.g. MARTIN, 2007).

Atès que, amb els sistemes de classificació actuals, la mineralogia i la química semblen dos aspectes irreconciliables, el petroleg té l'obligació d'escollir un sistema de classificació que s'adeqüe al cas tractat i aplicar-lo de manera coherent, permetent alhora una certa flexibilitat. A més, és convenient justificar l'elecció d'un o altre criteri en la classificació per tal d'evitar errors d'interpretació.

Els minerals que componen les roques són l'expressió de la resposta a les condicions de la seua gènesi i, per tant, una classificació mineralògica és essencialment una classificació genètica (BOWEN, 1928). Tenint en compte que la petrologia no només s'ocupa de la classificació de les roques, sinó també del seu origen i formació —és a dir, la seua petrogènesi—, una classificació basada en la mineralogia és superior a una classificació purament química.



### 5.2.1 Gabroides amb amfibol

D'acord amb el que s'ha exposat en els apartats precedents, la classificació de LE MAITRE et al. (2002) actualment en ús no és consistent a l'hora de definir la família de roques gabroïques, en especial aquelles amb amfibol.

Seguint les línies argumentals exposades per diversos autors (e.g. JOHANSEN, 1937; HATCH et al., 1972; HUGHES, 1982) l'ús del terme *hornblende gabbro* per referir-se a una roca d'afinitat gabroica amb amfibol pot portar a confusió. Segons la nomenclatura actualment recomanada, un gabre hornblèndic tant pot interpretar-se com un gabre amb una certa quantitat d'hornblenda, i.e. clinopiroxè i plagiòclasi dominants amb hornblenda subordinada, com una roca formada per plagiòclasi i hornblenda dominant, amb clinopiroxè subordinat o absent, i que entra en contradicció amb la definició de gabre.

És per això que en aquesta tesi s'adopta el substantiu *bojita*<sup>11</sup> amb la definició següent, basada en l'original de WEINSCHENK (1898):

**bojita** *subst. f.* Roca plutònica d'afinitat gabroica composta per plagiòclasi càlcica i amfibol com a minerals pirogenètics essencials. L'amfibol, vist al microscopi petrogràfic, és típicament una hornblenda marró o marró verdosa.

Aquesta definició posa la bojita al mateix nivell que la resta de roques de la família dels gabroides on els minerals màfics dominants són el clinopiroxè en el cas del gabre, l'ortopiroxè en el cas de la norita i l'olivina en el cas de la troctolita.

Per a una discussió ampliada sobre la problemàtica en la classificació de les roques gabroïques així com una proposta de classificació consulteu l'Apèndix C.

### 5.2.2 Consideracions químiques

La composició química d'una roca és una característica intrínseca que depèn de les proporcions entre els diferents minerals que la componen, així com de la composició química de cadascun d'aquests.

La Taula 5.1 llista diverses composicions mitjanes publicades en diferents èpoques on és fàcilment apreciable que la principal diferència entre diorites i gabres s'expressa químicament per la diferència en el valor de la SiO<sub>2</sub>. És, per tant, el principal component químic discriminador a considerar.

Tenint en compte que el contingut en An de la plagiòclasi disminueix a mesura que el magma es diferencia, sembla lògic i adequat considerar aquest paràmetre en la classificació. Tanmateix, la determinació de la composició mitjana d'una plagiòclasi presenta dificultats i incerteses, tant si es fa per mitjans òptics com per mitjà d'anàlisis químiques puntuals.

Per tal d'avaluar com influeix el límit de la plagiòclasi An<sub>50</sub> com a element discriminador entre gabroides i diorites ens podem servir d'un exemple teòric. Si suposem una roca formada per plagiòclasi An<sub>50</sub> i hornblenda, per exemple la composició mitjana per a les bojites (Taula 5.2), el valor de la SiO<sub>2</sub> en la roca variarà aproximadament

11. La paraula alemanya *bojit* havia estat traduïda com a «boïta» en FOLCH I GUILLEM (1986). Si tenim en compte l'etimologia i la forma original de WEINSCHENK (1898) la grafia correcta és *bojita*, ja que deriva de la paraula llatina *boii* (en singular *boius*), pronunciada /'boj.ji:/ (compareu el català *boi* / *bois* amb el castellà *boyo* / *boyos*, l'italià *boio* / *boi* o el francès *boïen* / *boïens*).

Taula 5.1: Composicions mitjanes de gabres i diorites segons diversos autors i composició de la plagiòclasi normativa corresponent. 1) LE MAITRE (1976a), 2) NOCKOLDS (1954), 3) DALY (1933).

	1		2		3	
	gabre	diorita	gabre	diorita	gabre	diorita
SiO <sub>2</sub>	50,14	57,48	48,36	51,86	48,24	56,77
TiO <sub>2</sub>	1,12	0,95	1,32	1,50	0,97	0,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,48	16,67	16,84	16,40	17,88	16,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,01	2,50	2,55	2,73	3,16	3,16
FeO	7,62	4,92	7,92	6,97	5,95	4,40
MnO	0,12	0,12	0,18	0,18	0,13	0,13
MgO	7,59	3,71	8,06	6,12	7,51	4,17
CaO	9,58	6,58	11,07	8,40	10,99	6,74
Na <sub>2</sub> O	2,39	3,54	2,26	3,36	2,55	3,39
K <sub>2</sub> O	0,93	1,76	0,56	1,33	0,89	2,12
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,75	1,15	0,64	0,80	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,11	0,21	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O	—	—	—	—	1,45	1,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	0,29	0,24	0,35	0,28	0,25
CO <sub>2</sub>	0,33	0,10	—	—	—	—
Total	99,15	99,98	100,00	100,00	100,00	100,00
Plagiòclasi normativa (% An)	58,72	44,89	64,10	47,51	61,67	45,56

Taula 5.2: Composició dels minerals i equivalent en plagiòclasi normativa usats en els càlculs de la Figura 5.2: Plagiòclasi An<sub>50</sub> calculada a partir de la composició dels membres extrems, plagiòclasi mitjana de les bojites i hornblenda mitjana de les bojites.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Pl
An <sub>50</sub>	55,97	0,00	28,05	0,00	0,00	0,00	10,08	5,91	0,00	An <sub>50</sub>
Pl mitjana	50,39	0,01	31,84	0,11	0,01	0,02	13,99	3,60	0,06	An <sub>68</sub>
Hbl mitjana	49,82	0,55	5,75	13,32	0,00	14,29	11,36	0,57	0,21	An <sub>72</sub>

entre 54 % i 52 % per a índex de color ( $M^*$ ) entre 25 i 65,<sup>12</sup> la qual cosa situa la roca en el rang de SiO<sub>2</sub> corresponent a les roques intermèdies (i.e. seria una diorita) (Figura 5.2a). Així doncs per sobre del límit An<sub>50</sub> la roca cauria dins el rang de les roques bàsiques (i.e. SiO<sub>2</sub> < 52 %), sent considerada un gabroide. Aquest efecte, òbviament, depèn de la composició concreta de cada mineral.

Un altre aspecte a tenir en consideració és el càlcul de la mineralogia normativa i com els diferents minerals presents hi influeixen. En l'exemple anterior l'hornblenda, en virtut de la seua composició complexa, contribuiria en funció de la moda l'equivalent a una plagiòclasi An<sub>72</sub> al total del còmput de la norma. Per al cas en què les

12. Aquests valors corresponen als extrems per a les varietats normals de diorites i gabres segons LE MAITRE et al. (2002).

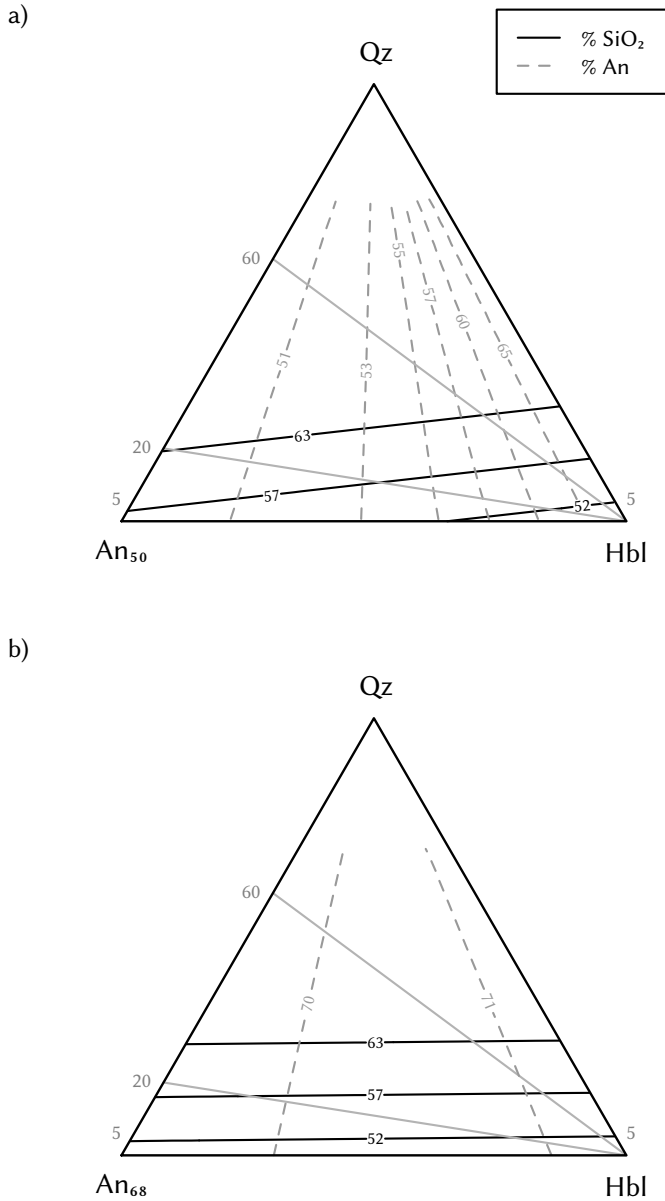


Figura 5.2: Variació del percentatge de SiO<sub>2</sub> i el contingut en An de la plagiòclasi normativa en funció de la moda (en pes) de plagiòclasi, hornblenda i quars. Les línies grises que radien des del vèrtex Hb indiquen proporcions constants entre quars i plagiòclasi, equivalents a les divisions tonalita-quarsodiorita del diagrama QAP. a) Plagiòclasi An<sub>50</sub>, hornblenda i quars. b) Plagiòclasi An<sub>68</sub>, hornblenda i quars. Per a la composició dels minerals usats vegeu la Taula 5.2.

proporcions en pes entre plagiòclasi i hornblenda són iguals, la plagiòclasi normativa seria aproximadament  $An_{53}$  (Figura 5.2a). Aquest efecte és degut a la presència d'Al i Ca en l'hornblenda, els quals influeixen en la formació dels feldspats normatius. Altres minerals, com els piroxens, no tenen tanta influència sobre els feldspats normatius, ja que la quantitat d'alúmina que contenen sol ser inferior al 4 % (DEER et al., 2013).

En el nostre cas, els amfibòls analitzats que tenen un contingut d' $Al_2O_3 > 3\%$  (§ 8.4) contribuirien amb una plagiòclasi que oscilla entre  $An_{53}$  i  $An_{86}$ , amb una composició mitjana d' $An_{72}$ . Per als amfibòls amb  $Al_2O_3 < 3\%$ , en canvi, els continguts en An són més variables,<sup>13</sup> i poden arribar a valors de fins a  $An_3$ .

Si comparem aquests resultats amb els valors de referència de la Taula 5.1, sembla raonable acceptar el límit  $An_{50}$  en termes normatius a nivell de roca total per diferenciar entre els gabroides i les diorites, a falta d'informació concreta sobre la química mineral. Cal, però, tenir en compte les possibles distorsions degudes a la variació composicional dels minerals (en especial els màfics) i als continguts modals excepcionals d'algunes de les varietats de roques (e.g. leucocràtiques i melanocràtiques, cumulats, etc.).

La composició mitjana de les plagiòclasis de les bojites del Complex de Susqueda presenta valors molt semblants de  $SiO_2$  i An als de l'hornblenda mitjana (Taula 5.2). Aquesta similitud fa que, a efectes pràctics, tant el percentatge de  $SiO_2$  com la plagiòclasi normativa de la roca siguin independents de les proporcions modals de plagiòclasi i hornblenda, de manera que les diferències en  $SiO_2$  venen només determinades per la quantitat de quars de la roca (Figura 5.2b). A partir d'un 5 % de quars la roca passaria a ser una roca intermèdia, independentment de la proporció de plagiòclasi i hornblenda.

### 5.2.3 Cumulats

Les roques que formen el Complex de Susqueda, tal i com es veurà més endavant (Capítol 7), no mostren cap tipus de bandat generalitzat ni cap característica pròpia dels cumulats, amb només dues excepcions. La primera d'elles són les fàcies bandades d'alguns gabres de gra fi-mig (§ 7.2.2.1.1), les característiques de les quals suggereixen més aviat que el bandat té un origen per flux i no per acumulació. L'altra excepció són els gabres porfírics poiquilítics (§ 7.2.2.5), els quals es podrien classificar com a cumulats en el sentit d'IRVINE (1982): una roca ígnia caracteritzada per una carcassa (*framework*) de minerals en contacte, formats i concentrats predominantment per cristallització fraccionada. Tanmateix, la introducció d'un sistema de nomenclatura que presenta pocs avantatges per descriure una litologia minoritària constitueix un fet del tot injustificat.

Així doncs, en aquesta tesi no s'ha adoptat la terminologia clàssica dels cumulats, i la paraula *acumular*, així com els seus derivats (e.g. *acumulació*), només designa una concentració de cristalls, independentment de la textura i del procés que l'ha formada.

13. Això és degut al fet que en la norma CIPW primer es calculen les molècules *or* i *ab*, i l' $Al_2O_3$  restant s'usa per calcular l'*an*. Atès que el contingut en  $Al_2O_3$  és insuficient, l'excés de CaO s'assigna al *di*.

# Cartografia

Jede wirkliche Geschichte ist  
eine Unendliche Geschichte.

---

M. ENDE

## 6.1 Introducció

La cartografia de materials plutònics presenta una problemàtica particular que la distingeix de la cartografia d'altres materials geològics (e.g. ENRIQUE, 1985; COBBING, 2000). D'una banda, el caràcter intrusiu dels materials plutònics fa que, en la major part dels casos, els contactes entre les diferents unitats considerades i l'encaixant no obeïsquen a criteris estructurals. D'altra, la diversitat composicional o textural i l'estructura interna dels cossos intrusius afegeix un grau més de complexitat a la cartografia.

A tot això s'afegeixen, a més a més, les dificultats derivades de les condicions climàtiques particulars de l'àrea d'interès, sent les àrees humides i vegetades les més dificultoses (COBBING, 2000). L'àrea de Susqueda es caracteritza per una notable densitat arbòria, en part dedicada a la silvicultura (Figura 2.2), i per una meteorització intensa generalitzada (BENI et al., 2015a,b) on el gruix de roca meteoritzada pot arribar als 20 m o 30 m (REBOLLO, 1972).

Per tal de contrarestar la manca de bons afloraments i maximitzar la informació obtinguda, s'ha procedit a la descripció del major nombre d'afloraments possible. En total s'ha obtingut informació de més d'un miler d'afloraments en una extensa àrea (Figura 6.1) al llarg d'una seixantena de dies de camp.

Paral·lelament a la descripció dels afloraments s'ha anat fent un estudi petrogràfic i geoquímic d'algunes de les mostres recollides, els quals han revelat una gran varietat textural i composicional (Capítols 7 i 10). Aquesta diversitat ha determinat en gran mesura l'elecció dels criteris per a la representació de la cartografia.

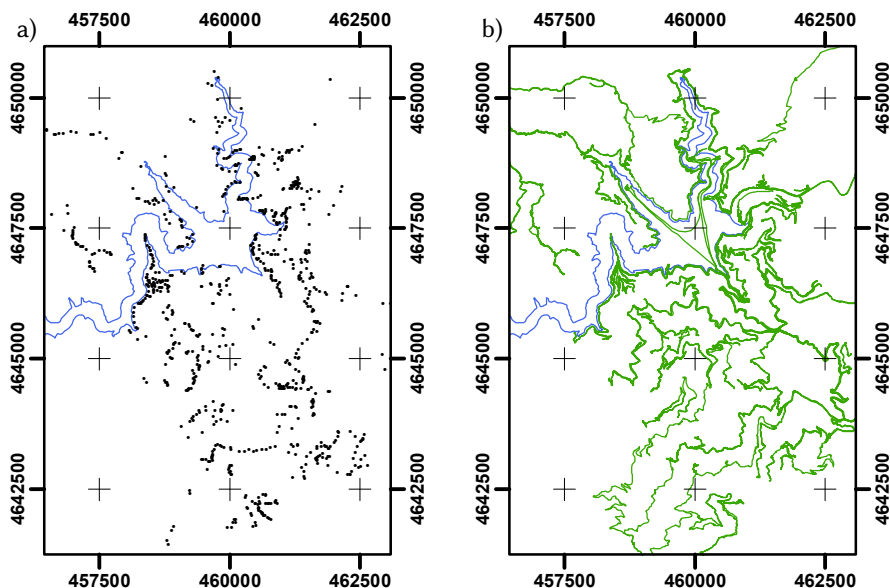


Figura 6.1: Estacions d'observació georeferenciades amb GPS (a) i recorreguts realitzats en la zona d'estudi (b) des del 16 de març de 2016. Coordenades ETRS89 UTM 31T.

## 6.2 Anàlisi de la cartografia preexistent

La majoria de les cartografies existents, tant publicades per organismes oficials com les que formen part de tesis doctorals, estan fetes a escales superiors a 1:50.000, i només el *Mapa geològic de Catalunya* de CULÍ et al. (2013) està a escala 1:25.000, com s'ha introduït en l'apartat dels antecedents cartogràfics de la zona d'estudi (§ 2.2). L'escala de treball és possiblement un dels principals factors que han limitat el coneixement d'aquesta àrea, tenint en compte la gran diversitat litològica i la complexitat de les relacions entre les diferents litologies.

A la seua tesi doctoral, VAN DER SIJP (1951) esmenta la presència de roques d'afinitat gabroica amb continguts variables de quars i plagiòclasi (de composició variable des d'andesina a bytownita) a l'est i al sud de la població de Susqueda. El tractament conjunt d'aquestes litologies, que inclouen gabres, quarsogabres, tonalites i diorites, s'explicita en la seua representació cartogràfica al mapa adjunt, on les roques gabroiques es representen formant part integral dels granitoides posttectònics (ESTEVE et al., 2018). La majoria de mapes posteriors es basaran en les descripcions de VAN DER SIJP (1951), amb algunes modificacions menors.

La síntesi a escala 1:200.000 de l'IGME (1970) (Figura 2.3a) també esmenta les roques d'afinitat gabroica en conjunt, però la representació cartogràfica no les distingeix de les granodiorites.

La memòria que acompanya al mapa definitiu 1:200.000 de l'IGME (1984a) esmenta que hi ha gabres associats a diorites a Susqueda, però la representació cartogràfica, que difereix notablement dels treballs previs, només representa una unitat de «diorites i quarsodiorites» en aquesta zona (Figura 2.3b). La unitat pròpiament gabroica només es

representa a la zona d'Hortsavinyà, al Montnegre, ja que es basa en ENRIQUE (1981).

El *Mapa geològic de España* a escala 1 : 50.000 (IGME, 1984b, Figura 2.3c) de la sèrie MAGNA, si bé anomena la unitat com a «diorita», pren la descripció petrogràfica de VAN DER SIJF (1951), i és notable perquè és el primer mapa que posa de manifest la complexitat dels contactes de les roques plutòniques amb l'encaixant i la densitat de dics que emmascara les litologies del Complex. A més, fa referència a una «foliació intensa» que afecta a algunes de les roques d'aquesta unitat, en concordança amb les descripcions de DURÁN (1985).

El *Mapa geològic de Catalunya* a escala 1 : 250.000 realitzat pel Servei Geològic de Catalunya (LOSANTOS et al., 1989, Figura 2.3d), que per a aquesta zona possiblement es basa en la cartografia de FONT (1983), representa dos cossos de «diorites quarsíferes, diorites i roques bàsiques» als vessants de la muntanya de Sant Benet, en contacte tant amb granodiorites com amb granits. Aquest mapa no disposa de cap memòria adjunta amb descripcions detallades de les unitats.

El *Mapa geològic de Catalunya* de CULÍ et al. (2013) a escala 1 : 25.000 (Figura 2.3e) es basa en la cartografia de la tesi doctoral de DURÁN (1985) i hi introdueix un seguit de novetats. D'una banda, es distingeix una unitat de «gabres hornblèndics i tonalites» i una de «quarsodiorites i diorites». Segons la llegenda que acompanya el mapa, la unitat de «gabres hornblèndics i tonalites» està formada per roques constituïdes essencialment per plagiòclasi càlcica (labradorita), biotita i hornblenda, amb quantitats subordinades d'olivina i piroxens. El quars no s'esmenta com a mineral essencial, però més avall es diu que es presenta com a cristalls idiomorfs i en proporcions inferiors a les plagiòclasis. En aquesta unitat s'inclouen «stocks [...] de roques ultramàfiques». D'altra banda, la unitat de «quarsodiorites i diorites» es descriu com a constituïda per roques formades per quars, plagiòclasi (labradorita), biotita i hornblenda. Segons la cartografia, la primera d'aquestes unitats forma les parts centrals del Complex, mentre que la segona forma les parts més distals del Complex. Aquesta disposició espacial entre les unitats sembla reflectir el model conceptual proposat per RIESCO et al. (2004), segons el qual la intrusió dels magmes bàsics induiria l'anatèxia de l'encaixant metamòrfic i generaria així magmes rics en sílice que posteriorment serien assimilats pel magma bàsic, donant lloc a una zonació magmàtica aparent des de les vores del Complex cap al centre.

Una altra de les novetats d'aquest mapa és el reconeixement d'una zona de «mescla de roques ígnies plutòniques» entre el conjunt de les dues unitats anteriors i les granodiorites, que suggereixen una relativa contemporaneïtat en l'emplaçament de les intrusions bàsiques i àcides.

### 6.3 Definició de les unitats cartogràfiques

La cartografia realitzada en aquesta tesi (Mapa a escala 1 : 25 000 adjunt; Figura 6.3, mapa simplificat) ha estat específicament adreçada a la delimitació del Complex intrusiu i a la descripció detallada de les litologies que el formen.

Els contactes entre les diferents litologies, incloent els contactes amb l'encaixant metamòrfic, són rarament observables ateses les males condicions dels afloraments, ja siga per la reduïda extensió d'aquests, la seua meteorització o la situació particular de l'aflorament. En aquest aspecte, la zona inundable del pantà és l'única que ofereix una certa extensió durant el període en què el nivell de l'aigua es manté baix (Figura 6.2).



*Figura 6.2:* Aflorament de bojita meteoritzada (de colors ataronjats) a la vora inundable del pantà durant el període de sequera, a prop del torrent de la Font del Borni. S'observen també afloraments de pòfir, més prominents i de colors blanquinosos.

La representació cartogràfica de les unitats, per tant, indica l'extensió màxima d'aquestes i no exclou la presència de fragments o masses d'altres litologies a mode de xenòlits, septes, etc. A més, s'ha optat per no incloure els pòfirs en la representació, ja que la densitat de l'eixam dificulta la interpretació de la resta d'unitats.

Això és especialment aplicable a les roques bàsiques, ja que els canvis litològics sovint tenen lloc en l'espai de pocs metres. La representació indica només la litologia que es considera representativa o predominant en una determinada àrea, sense excloure la presència d'altres tipus litològics de manera puntual.

S'han distingit cinc unitats de roques plutòniques que comprenen les hornblendites, les bojites, les zones híbrides heterogènies, les granodiorites i els monzogranits, a més de dues unitats de roques metamòrfiques que comprenen metapelites i gneissos; així com una unitat de roques postpaleozoiques. A continuació es descriuen les diferents unitats representades en la cartografia i les litologies que s'hi inclouen.

### 6.3.1 Hornblendites

La unitat cartogràfica d'hornblendites inclou fins a cinc varietats d'hornblendites descrites a la petrografia (Taula 6.1).

Aquesta unitat es troba sempre associada a la unitat de les bojites i excepcionalment associada a la zona híbrida heterogènia per la seua natura transicional amb la unitat de les bojites. Les hornblendites s'inclouen en forma de blocs mètrics a decamètrics, que en alguns casos, si es confirmara la continuïtat dels afloraments, podrien arribar a fer fins a 200 m. Els contactes són bastant escassos i sovint es troben intensament meteoritzats.



Els majors afloraments es troben a la Serra dels Tanys i a la Carena de Puig-Vell, a les immediacions de la Casa Nova de Colobrans. Masses de menor extensió es troben repartides per tot el Complex. S'estima que l'àrea total on afloren les hornblendites ronda els 0,06 km<sup>2</sup>.

### 6.3.2 Bojites

La gran diversitat litològica i textural (Capítol 7) i la dispersió geoquímica (Capítol 10) exclouen la possibilitat d'una única intrusió de roques bàsiques i suggereixen, més aviat, una amalgama de petites intrusions de magmes bàsics lleugerament diferents entre ells.

La unitat cartogràfica de les bojites inclou, per tant, un ventall ampli de litologies estretament relacionades (Taula 6.1). Les litologies predominants al Complex són les bojites de gra mitjà (§ 7.2.2.2). Les meladiorites descrites a la § 7.3 són roques relativament minoritàries associades a algunes varietats melanocràtiques, possiblement relacionades també amb les hornblendites, i s'inclouen en aquesta unitat per conveniència.

Les masses principals cartografiades se situen al turó de la Creu de Portell i a la Carena de Puig-Vell, és a dir, en les proximitats de la presa de Susqueda, i també a la Serra dels Tanys i al Boscà, és a dir a ambdós vessants de la muntanya de Sant Benet. Cada una de les dues masses principals té una àrea estimada de 2,3 km<sup>2</sup>.

Existeixen, però, altres masses de menors dimensions a la vall de la Riera d'Osor, especialment abundants al SE del veïnat del Coll, entre el Sot del Boscà i el Sot del Senglar.

L'àrea total on afloren les bojites s'estima al voltant dels 5,8 km<sup>2</sup>, segons la cartografia realitzada.

### 6.3.3 Zones híbrides heterogènies

La unitat cartogràfica de les zones híbrides heterogènies inclou tot un espectre continu de litologies principalment tonalítiques associades als contactes entre la unitat de bojites i la unitat de granodiorites (Taula 6.1).

El límit entre les granodiorites i les roques del complex híbrid heterogeni és un trànsit gradual, de manera que el límit representat en la cartografia està interpretat en base a la interpolació de punts. No es descarta la presència d'eixams i alineacions d'enclavaments com s'ha observat en altres zones de la Serralada Costanera Catalana de característiques similars (e.g. PÉREZ et al., 1996).






Les zones amb major extensió se situen a l'extrem nord de la Serra dels Tanys i a la Serra dels Morers, al sud de la Muntada. Existeixen altres zones de menor extensió al SE del Turó del Llamp, a prop de la Raconada dels de Rupit, i també a les immediacions del Torrent de la Font Fresca i el Torrent del Bonegre.

L'àrea total on aflora aquesta unitat s'estima al voltant dels 0,8 km<sup>2</sup>, segons la cartografia realitzada, encara que ateses les característiques transicionals de la unitat la xifra es considera molt aproximada.

### 6.3.4 Granodiorites

La unitat cartogràfica de les granodiorites inclou una única litologia (Taula 6.1).

Taula 6.1: Taula d'equivalència entre les diferents unitats cartogràfiques definides i les litologies del Complex de Susqueda que comprenen.

Unitat cartogràfica	Color	Litologia	Observacions	Petrografia
Hornblendites		Hornblendites s.s.		7.1.2.1
		Hornblendites amb plagiòclasi		7.1.2.2
		Hornblendites olivíniques		7.1.2.3
		Hornblendites olivíniques amb espinella		7.1.2.4
		Hornblendites olivíniques amb plagiòclasi i piroxens		7.1.2.5
Bojites		Bojita de gra fi		7.2.2.1
		Bojita de gra mitjà		7.2.2.2
		Bojita de gra gros		7.2.2.3
		Quarsobojita		7.2.2.4
		Bojita porfírica poiquilitica	Trama al Mapa 1:25000 adjunt	7.2.2.5
		Bojita cummingtonítica	Trama al Mapa 1:25000 adjunt	7.2.2.6
		Pegmatoide dioriticobojític		7.2.2.7
		Meladiorita	Trama al Mapa 1:25000 adjunt	7.3
Zones híbrides heterogènies		Tonalita biotítica de gra gros		7.4.2.1
		Tonalita biotítica de gra fi		7.4.2.2
		Tonalita biotiticohornblèndica		7.4.2.3
Granodiorites		Granodiorita biotítica		7.5
Monzogranits		Monzogranit biotític		7.6

Els contactes amb l'encaixant metamòrfic són nets, mentre que els contactes amb les bojites semblen ser transicionals, amb l'aparició de les zones híbrides heterogènies abans esmentades.

Les intrusions principals es troben a la riba esquerra del pantà de Susqueda, al sud del Turó del Llamp, la Serra dels Morers i el vessant est de Montdois. També aflora a l'extrem nord del pantà, a la Riera de Rupit. Hi ha petites masses repartides per tota la zona, com per exemple al Torrent del Bonegre i al Bosc de Cercenedes.

L'àrea total on aflora la unitat de granodiorites s'estima al voltant dels 3,9 km<sup>2</sup>, segons la cartografia realitzada. Més al nord, fora de l'àrea cartografiada, existeix una altra intrusió de granodiorita a prop del Castell de Fornils.

### 6.3.5 Monzogranits

La unitat cartogràfica dels monzogranits inclou una única litologia (Taula 6.1). Aquesta unitat ocupa una extensa àrea al SW de la zona i s'estén per una àmplia zona de les Guillerries. Tot i la poca variació mineralògica i textural observada a la zona d'estudi, algunes relacions intrusives fan pensar en la possible existència de més d'una intrusió amb característiques similars. Una observació important d'alguns contactes posa en evidència un procés intrusiu de mescla magmàtica amb roques bàsiques a la Serra dels Tanys. La resta de contactes, en canvi, indiquen una clara posterioritat del seu emplaçament amb la injecció de foses residuals pegmatítics.

### 6.3.6 Roques metamòrfiques

Les roques metamòrfiques intruïdes per les roques del Complex de Susqueda han estat descrites per altres autors (§ 3.2.2) i que només ressenyem breument a continuació.

#### 6.3.6.1 Metapelites

En general, aquesta unitat la formen roques metapelítiques amb continguts variables de quars, afectades pel metamorfisme regional hercinià en graus variables. A més del metamorfisme regional, s'hi sobreimposa un metamorfisme de contacte induït per les diverses unitats ígnies que intrueixen la sèrie. La formació de porfiroblastos de cordierita, andalusita o fins i tot sillimanita en aquestes roques de contacte és bastant habitual.

La foliació regional presenta una certa dispersió en l'orientació i cabussament. A la part nord del pantà la foliació regional té orientacions E-W a NW-SE amb cabussaments moderats. A la part est del pantà, la foliació regional s'orienta principalment NW-SE amb cabussaments moderats cap al SW. A la part central de la zona, just al sud del pantà, les foliacions tenen cabussaments moderats en direcció NNE-SSE, encara que la proximitat al contacte en dificulta el reconeixement. En els dominis de més alt grau metamòrfic, situats a la part sud a prop del contacte amb els gneïssos, la foliació presenta una dispersió considerable, amb direccions predominantment NW-SE.

La gran variabilitat de la direcció i el cabussament de la foliació està relacionada amb almenys dues fases tardanes de deformació. La primera que s'ha reconegut genera plects d'ordre centimètric a mètric d'orientació ENE-WSW en la meitat nord de la zona. Les altres fases deformatives es caracteritzen tant per la presència de plects menors de

tipus angulós (*kink* o *chevron*) de direcció NE–SW, com per crenulacions de direcció NW–SE.

### 6.3.6.2 Gneissos

Els gneissos que afloren a l'àrea d'estudi són de gra fi i molt leucocràtics. Presenten una foliació gnèissica marcada que coincideix amb la foliació regional observada en les metapelites. Cal destacar que els gneissos situats a la part sud de la zona, estenent-se des de la Roca de Cercenedes cap al Sot del Boscà, presenten signes de fusió parcial com petits leucosomes aplítics i pegmatítics.

### 6.3.7 Roques postpaleozoiques

A la part NW de la zona d'estudi, les roques paleozoiques presenten una superfície de discordança sobre la qual es troben una sèrie de materials sedimentaris paleocens i eocens descrits per altres autors (§ 3.2.2) i només seran breument ressenyades.

La part inferior és predominantment detrítica i està constituïda per lutites i gresos amb intercalacions carbonatades lacustres i palustres. La part superior està constituïda per calcàries amb abundants fòssils de *Nummulites* i destaca en el paisatge perquè forma els cingles del Collsacabra (Figura 3.4).

## 6.4 Relacions intrusives

Si bé no ha estat possible observar i cartografiar tots els contactes i les relacions intrusives entre les unitats, les relacions puntualment observades són suficients per inferir una cronologia relativa, sobretot pel que fa a les relacions entre les roques bàsiques en conjunt i l'encaixant, així com dels processos de metamorfisme que han afectat a aquest últim. Aquestes relacions intrusives són l'objecte d'una publicació prèvia (ESTEVE et al., 2018).

D'una banda, la presència de xenòlits de gneis en el si de les roques bàsiques (Figura 6.4) indica que aquestes van intruir posteriorment al metamorfisme regional que va formar el gneis. D'altra banda, la intrusió de les roques bàsiques del complex genera una aurèola de metamorfisme de contacte molt ben desenvolupada (e.g. RIESCO et al., 2004) que en les proximitats de les roques bàsiques oblitera les foliacions tectòniques quasi per complet.

La temporalitat de les roques bàsiques respecte de les altres litologies ígnies es dedueix d'un seguit d'observacions. D'una banda, la zona híbrida de mescla heterogènia (Figura 7.20) indica la coexistència de magmes àcids–intermedis amb magmes bàsics parcialment cristallitzats, fet que suggereix una sincronicitat o, si més no, un temps relativament curt entre la intrusió dels magmes bàsics i els àcids–intermedis.

Les roques màfiques i intermèdies de vegades estan tallades per petites intrusions de monzogranit. El pas del Complex màfic a les intrusions de monzogranit és molt brusc i talla qualsevol litologia, inclús hornblendites. Llevat d'escassos pòrfirs, no hi ha indicis de roca bàsica intruint el monzogranit.

Les hornblendites apareixen disperses per tot el Complex, sempre associades a les roques màfiques. S'han trobat des d'inclusions centimètriques a blocs decamètrics, al-

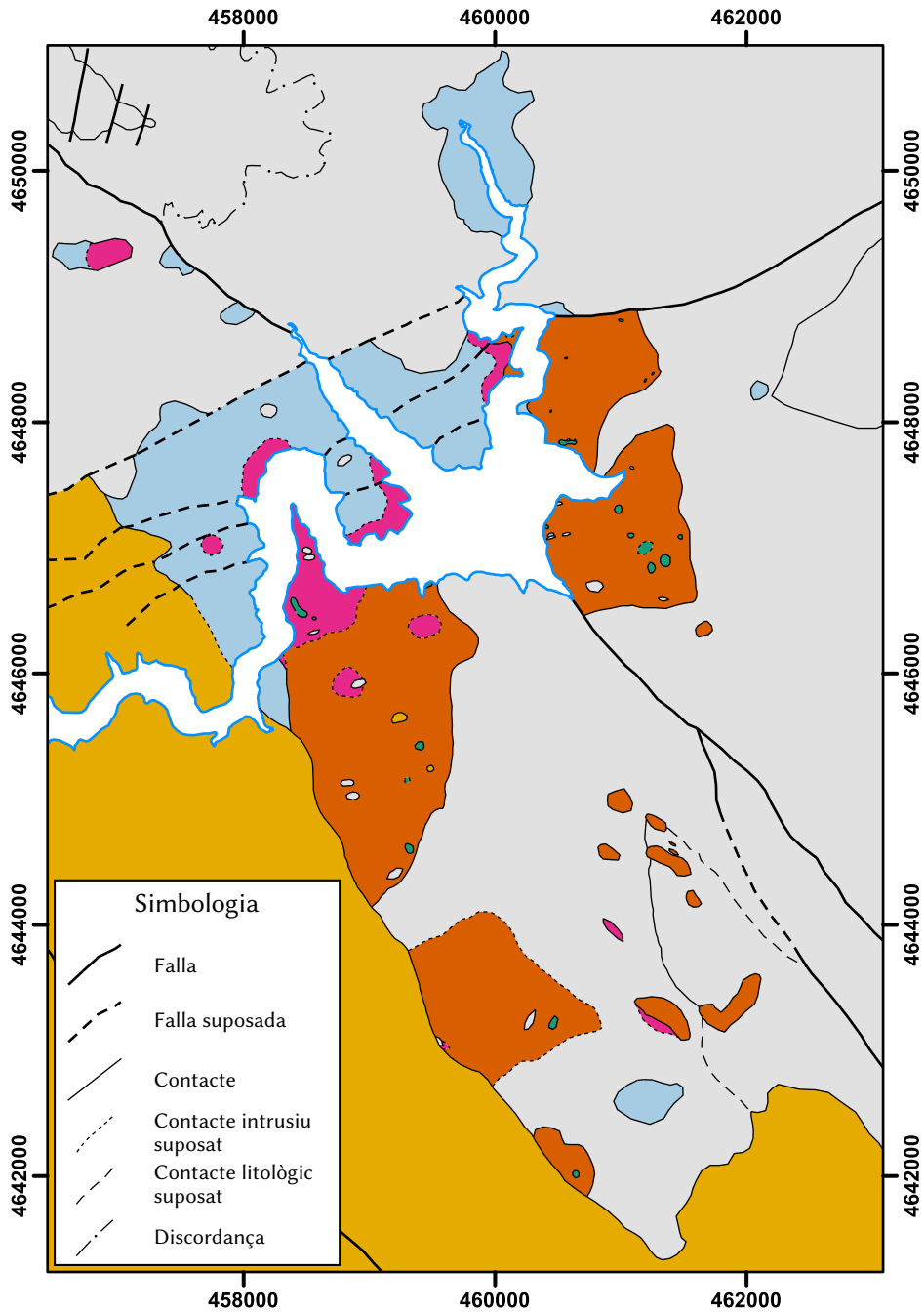


Figura 6.3: Mapa simplificat de les unitats de roques ígnies cartografiades (v. Taula 6.1). L'encaixant metamòrfic i la cobertura paleògena es mostra en color gris. Coordenades ETRS89 UTM 31T.

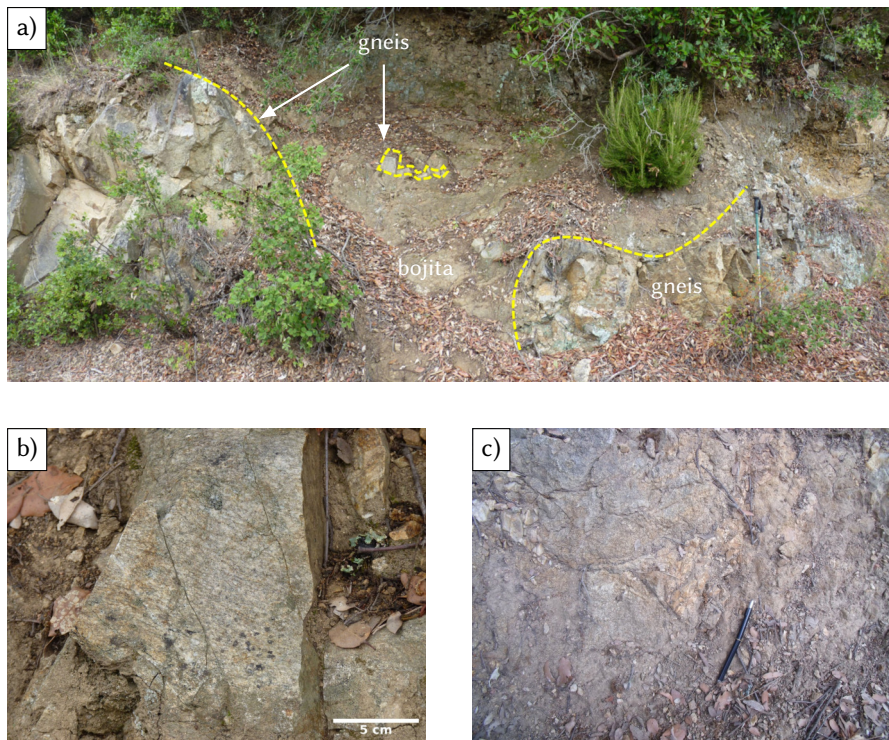


Figura 6.4: Xenòlits de gneis inclosos en bojita. a) Vista general de l'aflorament. b) Detall del xenòlit de la part central on s'aprecia clarament la foliació del gneis. c) Xenòlit de gneis parcialment digerit. Llargada del llapis: 14,5 cm. Fotos a) i b) Cortesia de Pere Enrique.

gun dels quals supera els 120 m. Els contactes amb la roca circumdant semblen ser nets, malgrat l'estat d'alteració meteòrica generalitzada en què se sol trobar aquesta litologia.

Atesa la natura composta del Complex, la morfologia general de la unitat de bojites és complexa i els seus contactes a escala cartogràfica poden tenir variacions notables en la direcció. Tanmateix, les traces perpendiculars a les corbes de nivell tant en la zona de Colobrans com en el vessant de la muntanya de St. Benet, on assoleixen desnivells de fins a 600 m, suggereixen més aviat una disposició vertical de les intrusions. Només localment, com en les proximitats de la presa, la disposició dels contactes suggereix una morfologia més o menys tabular.

## 6.5 Sistemes de falles principals

Malgrat l'escassetat de bons afloraments, és possible reconèixer al menys dos sistemes de falles que afecten aquesta zona: un sistema de falles d'orientació ENE–WSW i un altre posterior d'orientació NW–SE.

Les falles d'orientació ENE–WSW són clarament posteriors a tota l'activitat magmàtica, ja que afecten els pòrfirs i posen en contacte zones amb un intens metamorfisme tèrmic amb zones no pertorbades per les intrusions. El límit temporal superior

d'aquestes falles és incert, ja que només afecten al basament paleozoic. DURÁN (1985, 1990) les considera d'edat probablement tardiherciniana.

El sistema de falles NW–SE afecta no només als materials paleozoics de la zona sinó que afecta també a la cobertura paleògena.

Ambdós sistemes de falles tenen un gran control en la morfologia dels relleus circumdants. L'orientació dels torrents a la zona de la Serra dels Morers, per exemple, està clarament influenciada pel sistema de falles ENE–WSW, mentre que la disposició dels colls i les valls principals, per exemple el torrent i el Coll de Nafré, està clarament condicionada pel sistema de falles NW–SE.

Totes les litologies estan afectades per un intens diaclasad. CAPELLÀ et al. (1997) identifiquen sis famílies de diàclasis, dues de les quals tenen un major desenvolupament i les consideren tardihercinians, mentre que la resta són menys importants i les consideren posteriors, possiblement deslligades del cicle hercinià.

## 6.6 Conclusions

La cartografia realitzada en aquesta tesi ha estat específicament adreçada a delimitar el Complex de Susqueda. S'han definit cinc unitats de roques plutòniques que inclouen totes les varietats descrites en el Capítol 7, entre les quals es defineix per primer cop una unitat d'hornblendites. Les unitats definides són: la unitat d'hornblendites, que inclou cinc varietats diferents; la unitat de bojites, que inclou set varietats de bojita i una de diorita; la unitat de les zones híbrides heterogènies, que inclou tres litologies de caràcter tonalític; la unitat de granodiorites, que està formada per les granodiorites biotítiques; i finalment la unitat dels monzogranits, que està formada pels monzogranits biotítics.

A més, es descriuen les relacions intrusives d'aquestes litologies plutòniques amb l'encaixant metamòrfic, així com la morfologia del Complex.





# Petrografia

Petrography is the art of rock description.

C.J. HUGHES

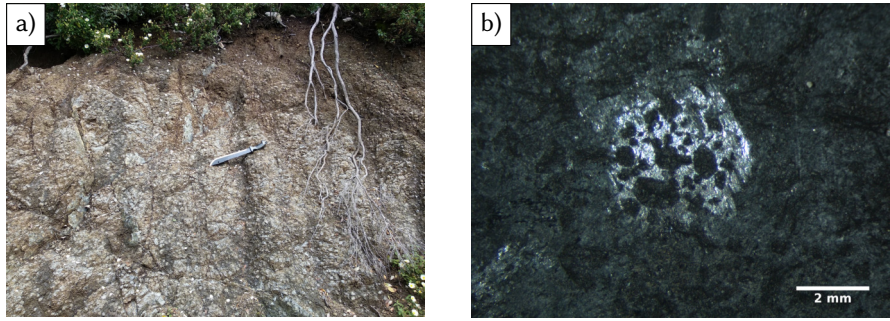
## 7.1 Roques ultramàfiques

### 7.1.1 Condicions d'aflorament i característiques macroscòpiques

Les hornblendites són les úniques roques ultramàfiques que afloren al Complex de Susqueda. Presenten un aspecte massiu, amb superfícies rugoses. Són molt denses, tenaces i produeixen un so metàl·lic característic en ser colpejades amb el martell. Generalment presenten un color verdós encara que, segons la mineralogia específica de cada varietat i el seu grau d'alteració, poden ser negres, blaves o gris cendra; i generalment de tonalitats marronoses les superfícies més meteoritzades (Figura 7.1a i Figura 7.2). Estan sempre associades a les bojites en totes les seues varietats, tant a les zones on aquestes dominen com en algun cas a les zones on hi ha mescla de magmes. Els afloraments més grans i característics es troben a prop de la presa, als voltants de la Casa Nova de Colobrans i a la Serra dels Tanys.

En incidir-hi la llum destaquen els plans d'exfoliació de grans cristalls d'amfíbol d'entre 1 cm a 2 cm amb una marcada textura poiquilítica, caracteritzada per abundants inclusions de cristalls negres d'olivina d'1 mm–2 mm sense llúïssor (Figura 7.1b). Algunes varietats no presenten aquesta textura poiquilítica o la presenten poc desenvolupada.

Les diferents varietats d'hornblendites s'han definit petrogràficament en base a la presència o absència de determinats minerals que acompanyen l'amfíbol, ja que macroscòpicament són molt semblants. Els amfibols de les varietats d'hornblendita s.s. (§ 7.1.2.1) de colors verdosos solen estar macroscòpicament zonats. Mentre que els nuclis dels amfibols solen ser negres, les vores tendeixen a tenir una coloració verdosa, a més de tenir un aspecte afelpat a la vora.



*Figura 7.1:* a) Aflorament d'hornblendites olivíniques. Llargada del matxet: 50 cm. b) Textura poiquilítica de les hornblendites olivíniques. Es distingeixen clarament les olivines quan llueix el pla d'exfoliació de l'amfíbol. Fotografia d'estereomicroscopi.



*Figura 7.2:* Detall de l'aflorament d'hornblendites de la Figura 7.1a. S'aprecia l'alteració característica d'aquestes litologies i una zona poc alterada de colors verdosos. Llargada del matxet: 50 cm.

Algunes varietats presenten cristalls mil·limètrics blancs (més o menys engroguits dependent del grau de meteorització) de plagiòclasi intersticial.

En fractura fresca de vegades es poden distingir grans cristalls poiquilítics de flogopita, de color bronze característic.

La meteorització d'aquestes litologies produeix un sauló característic, de color marro i fàcilment disgregable, el qual conserva la llüissor dels plans d'exfoliació dels amfibols primaris. A més, és característica l'alteració irregular de la roca, la qual confereix a l'aflorament un aspecte nodulós (Figura 7.2).

### 7.1.2 Petrografia

Les hornblendites han estat dividides segons la presència o absència de determinats minerals en el grups següents: hornblendites s.s., hornblendites amb plagiòclasi, hornblendites olivíniques, hornblendites olivíniques amb espinella, hornblendites olivíniques amb plagiòclasi i piroxens. Les divisions entre els grups són arbitràries, ja que sembla que el pas entre un tipus i l'altre és continu. Tanmateix, cal fer notar que entre determinats minerals sembla haver-hi una relació d'incompatibilitat, com entre l'espinella i la plagiòclasi o entre la plagiòclasi i l'olivina. Aquest fet es veu recolzat per la presència de textures de reacció que impliquen alguns d'aquests minerals (v. § 7.1.2.5.1).

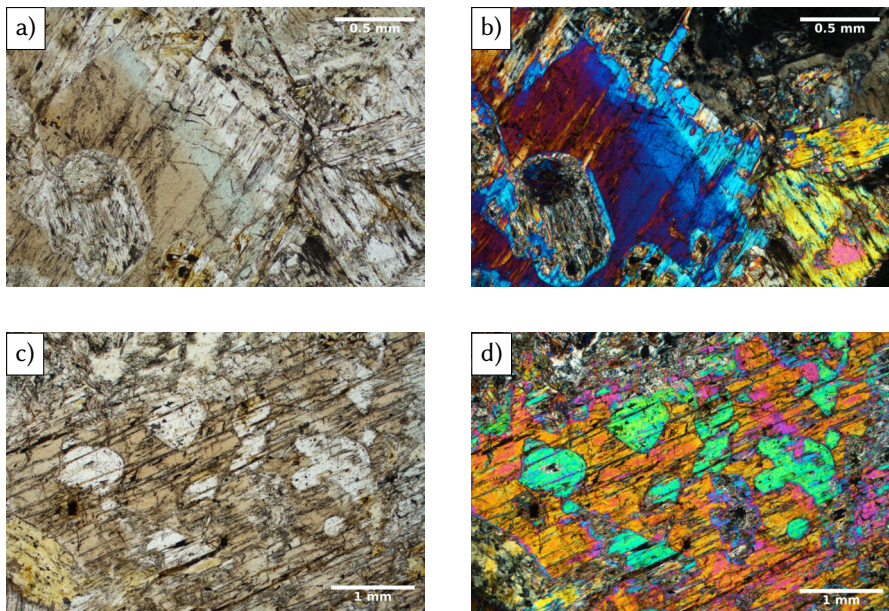
#### 7.1.2.1 Hornblendites s.s.

Les hornblendites s.s. presenten una textura inequigranular de gra gros. Els minerals predominants són els amfibols, dels quals hi ha tres tipologies: un amfibol marró clar, un amfibol verd clar i un amfibol incolor (Figura 7.3). Tots aquests tipus creixen de manera seqüencial en el mateix cristall. Les característiques òptiques dels dos primers tipus corresponen a l'hornblenda s.l., mentre que el segon tipus correspon a la tremolita. En quantitats accessòries s'hi poden trobar la flogopita i l'apatita, mentre que els minerals secundaris més comuns són la clorita i la serpentina.

L'hornblenda marró forma cristalls allotriomorfs o hipidiomorfs de mides compreses entre els 5 mm i els 10 mm. Presenten una zonació des del nucli marró cap a les vores marró més clar, fins que el color passa a verd clar, generalment de manera abrupta (Figura 7.3a,b). El gruix de la vora verda és variable, però no sol sobrepassar els 0,4 mm. Més cap a la vora la intensitat del verd disminueix i l'amfibol passa a ser incolor, amb gruixos màxims d'entre 0,1 mm i 0,3 mm. La majoria dels cristalls d'aquest tipus presenten una quantitat significativa d'inclusions de contorns més o menys arrodonits d'un amfibol incolor, més birefringent. La mida de les inclusions oscil·la entre els 0,15 mm i els 1,01 mm de diàmetre. Aquest amfibol és clarament pseudomorf d'un mineral anterior i creix en continuïtat òptica amb l'hoste, si bé destaca pel color i la seua major birefringència (Figura 7.3c,d).

A més dels amfibols abans descrits hi ha un segon tipus d'amfibol de color verd pàl·lid i incolor, allotriomorf o hipidiomorf de mides entre els 0,3 mm i els 1,4 mm de llarg. Les característiques òptiques d'aquest són anàlogues a les de les vores verdes i incolores que sobrecreixen l'hornblenda marró.

L'apatita forma cristalls hipidiomorfs de 0,3 mm de diàmetre. Generalment es troba en posició intersticial entre els amfibols.



*Figura 7.3:* Amfibols en hornblendita s.s. a) Zonació composicional, des del nucli marró passa a una primera vora verda, la qual al seu torn passa a una vora incolora més externa. Llum polaritzada plana (LPP). b) Llum polaritzada creuada (LPC) c) Inclusions pseudomorfs en continuïtat òptica amb l'hornblenda marró. LPP. d) LPC.

El zircó s'ha trobat en una única mostra. El cristall és hipidiomorf de 0,3 mm de diàmetre.

#### 7.1.2.2 Hornblendites amb plagiòclasi

Les hornblendites amb plagiòclasi presenten una textura inequigranular de gra gros. El mineral dominant és l'amfibol i la plagiòclasi és subordinada. En quantitats accessòries s'hi troba la flogopita i l'apatita, i com a minerals secundaris la clorita i la serpentina.

Els amfibols d'aquesta tipologia, tant els cristalls grans amb nuclis marrons com els més petits verdosos o incoloros, són anàlegs als descrits en la § 7.1.2.1.

La plagiòclasi forma cristalls hipidiomorfs, rarament idiomorfs, de 0,5 mm a 1,4 mm de llargada. Majoritàriament apareix de manera intersticial entre amfibols, però també s'ha trobat parcialment inclosa en aquests. Els cristalls presenten un nucli i una vora marcades. Els nuclis semblen estar menys zonats que les vores, les quals presenten una zonació normal bastant contínua. La macla més habitual és polisintètica segons la llei de l'albita, de vegades combinada amb la macla segons la llei de Carlsbad, mentre que la macla segons la llei de la periclina s'observa més rarament, habitualment en combinació amb alguna de les anteriors.

Taula 7.1: Anàlisis modals d'hornblendites olivíniques (%). Abreviatures dels amfibols: m: marró, v: verdós, f: fibrós incolor. Resta d'abreviatures: WHITNEY i EVANS (2010), v. Metodologia § 4.3.1.

	Amp			Ol	Srp	Phl	Chl	Opq	Ap
	m	v	f						
SQ-33E	25,1	15,5	29,1	9,3	0,2	3,3	16,7	0,6	0,2
S16-1	21,5	12,5	19,4	18,4	13,6	6,6	5,9	2,1	—
S16-48A	24,8	17,6	23,2	17,0	2,4	2,6	10,0	2,1	0,3
S16-48B	24,2	18,2	24,0	15,7	1,5	3,2	12,1	1,0	0,1

### 7.1.2.3 Hornblendites olivíniques

Les hornblendites olivíniques presenten una textura inequigranular de gra gros. L'amfibol és el mineral dominant i presenta una gran quantitat d'inclusions d'olivina. En quantitats accessòries s'hi troba la flogopita, minerals opacs i l'apatita, i com a minerals secundaris s'hi troba la clorita i la serpentina (Taula 7.1). Algunes mostres tenen, a més a més, poc ortopiroxè i espinella verda.

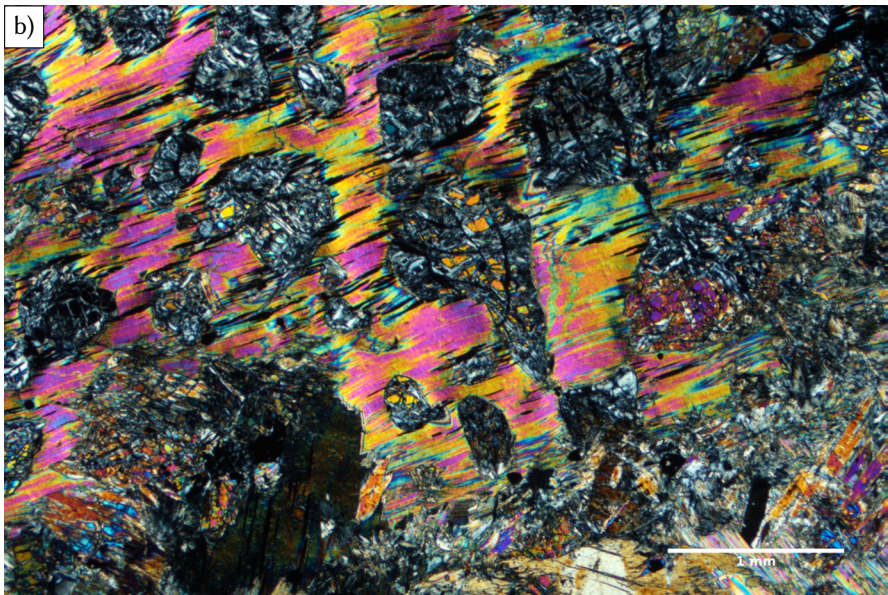
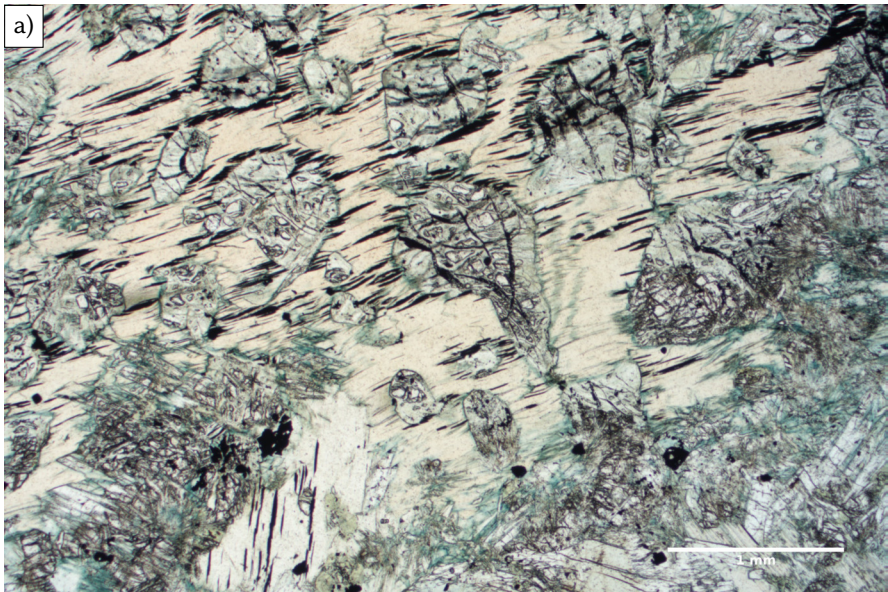
L'amfibol forma grans cristalls allotriomorfs d'entre 1,5 cm i 2 cm, caracteritzats per una textura poiquilitica amb abundant olivina (e.g. Figura 7.1b). La zonació dels amfibols és anàloga a la descrita a la § 7.1.2.1.

A més dels amfibols en forma de grans cristalls, també s'hi troba un segon tipus de cristalls d'amfibols incoloros intersticials, allotriomorfs, d'hàbit més o menys fibrós d'aproximadament 0,5 mm de llarg.

L'olivina es troba majoritàriament com a inclusió en l'amfibol, encara que es troba també com a inclusió en la flogopita (Figura 7.4). Forma cristalls allotriomorfs de vores arrodonides, de vegades hipidiomorfs i molt rarament idiomorfs. La mida dels cristalls varia entre 0,31 mm i 4,40 mm, amb una mitjana de 0,92 mm aproximadament. Presenten sempre un patró de fractures amb un reemplaçament parcial per serpentina i clorita (*mesh structure*) (Figura 7.4). Entre l'amfibol marró i l'olivina sovint es troba una fina vora d'amfibol incolor d'hàbit fibrós, les característiques del qual corresponen a la cummingtonita. En els pocs casos en què s'han trobat diversos cristalls d'olivina adjacents s'ha pogut observar que el contacte entre els cristalls no correspon a cap cara cristal·lina, sinó que forma un límit lleugerament corbat. En una mostra s'ha pogut observar un gran cristall d'olivina amb morfologia lobulada de 3,30 mm, inclòs en hornblenda marró, amb clars signes de corrosió magmàtica.

La flogopita forma cristalls hipidiomorfs o allotriomorfs de fins a 2 cm de llarg. Presenta pleocroisme de groc ataronjat pàllid a incolor, a més d'una disminució en la intensitat del color i la birefringència cap a les vores. Aquesta disminució de la birefringència suggereix un reemplaçament incipient per clorita. Els cristalls més grans presenten una textura poiquilitica amb inclusions d'olivina (Figura 7.4). A més, és freqüent trobar inclusions d'òxids de ferro en els plans d'exfoliació (Figura 7.4a).

La clorita es troba generalment com a agregats criptocristallins de color verd intens, associats a altres minerals com la flogopita i l'olivina. Rares vegades es troba en forma de cristalls individuals. Aquests solen ser hipidiomorfs, d'aproximadament 1 mm de llarg, incoloros o amb un tint verdós i amb molt baixa birefringència. Alguns agregats



*Figura 7.4:* Inclusions d'olivina en flogopita d'una hornblendita olivínica. L'olivina, molt fracturada, està parcialment reemplaçada per serpentina i clorita. a) LPP. b) LPC.

Taula 7.2: Anàlisis modals d'hornblendites olivíniques amb espinella (%).

	Amp			Ol	Opx	Srp	Phl	Chl	Opq	Spl
	m	v	f							
SQ-32A	10,9	23,2	13,2	11,9	14,1	4,8	7,5	10,4	1,3	2,7
SQ-32B	21,7	12,4	8,8	23,7	13,1	1,9	9,1	6,4	1,6	1,3

semblen reemplaçar l'amfibol.

La serpentina apareix associada sobretot a l'olivina, en les fractures d'aquesta o reemplaçant-la completament. Forma agregats fibrosos de color verd molt pàlid o colors que creixen perpendicularment a les vores de la fractura.

L'apatita forma cristalls allotriomorfs o hipidiomorfs de 0,15 mm a 0,75 mm. Els cristalls de menor mida s'han observat associats a zones amb minerals secundaris com la clorita, mentre que els més grans s'han observat com a inclusió en amfibol marró.

L'ortopiroxè i l'espinella verda s'han trobat en una única mostra d'aquesta tipologia. El primer en forma de cristall hipidiomorf d'1,05 mm quasi completament reemplaçat per un agregat d'amfibols incoloros d'hàbit fibrós (possiblement cummingtonita), serpentina i clorita. L'espinella, en canvi, s'ha trobat com a inclusió hipidiomorfa de 0,19 mm en la vora incolora d'un amfibol.

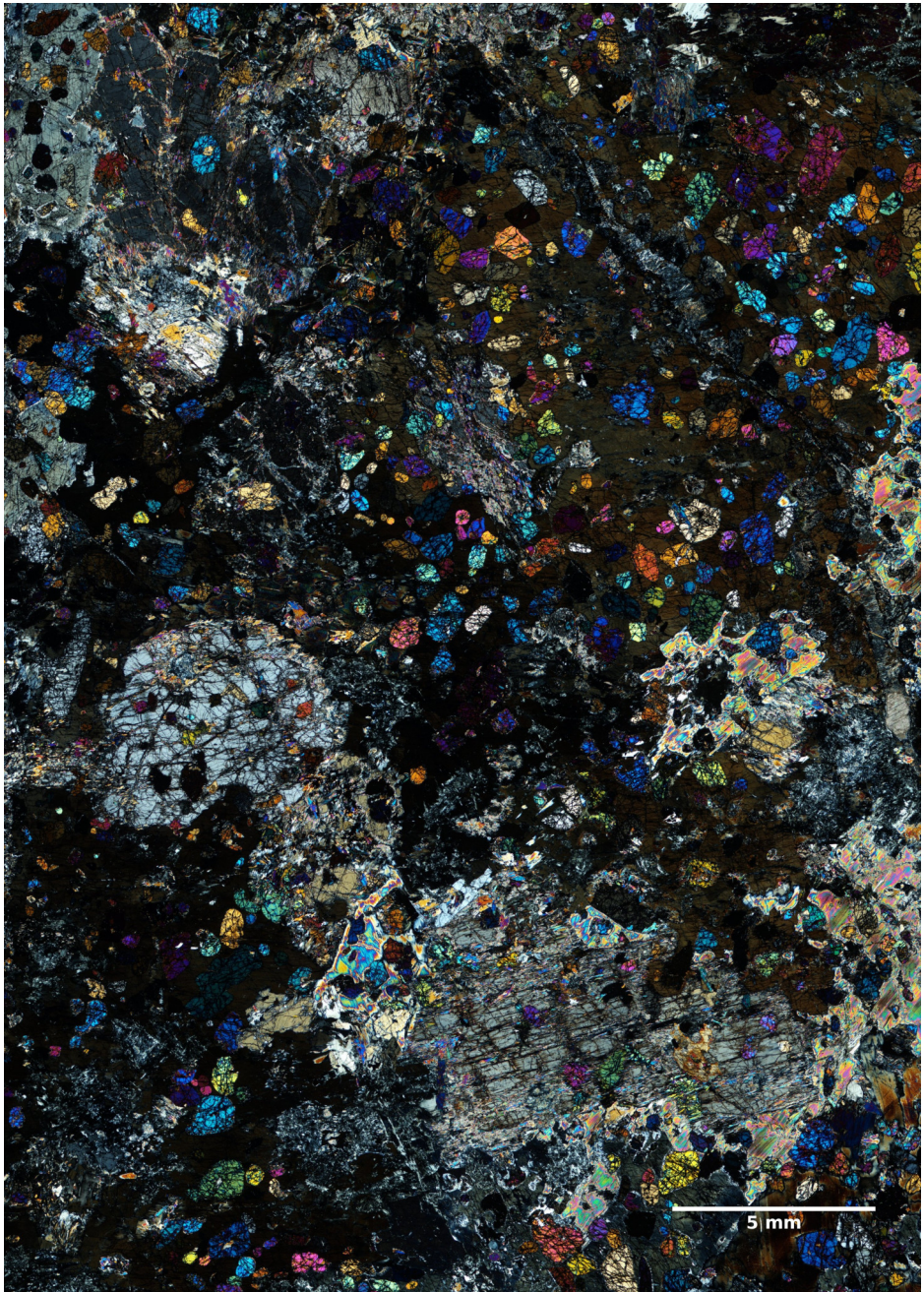
Els minerals opacs són sobretot magnetita i pirrotina. La magnetita forma petits cristalls equidimensionals d'entre 0,04 mm i 0,16 mm que formen agregats i reomplen fractures en l'olivina. També es troba formant làmines entre l'exfoliació de la flogopita (Figura 7.4). La pirrotina forma cristalls allotriomorfs d'entre 0,03 mm i 0,1 mm.

#### 7.1.2.4 Hornblendites olivíniques amb espinella

Les hornblendites olivíniques amb espinella es caracteritzen per una textura equigranular de gra gros (Figura 7.5). L'amfibol és el mineral dominant, seguit per l'olivina, l'ortopiroxè, la flogopita i l'espinella, a més de minerals opacs (Taula 7.2). També hi ha minerals secundaris com la clorita i les serpentines.

L'amfibol forma grans cristalls allotriomorfs de fins a 3 cm. La zonació que presenten és semblant a la descrita en la § 7.1.2.1, amb la diferència que la zona verd clara sol estar poc o gens desenvolupada. Els nuclis són d'un marró més intens que en els casos precedents. Presenta una textura poiquilítica amb gran abundància d'olivina i, més rarament, ortopiroxè.

L'olivina forma cristalls allotriomorfs de contorns més o menys arrodonits, més rarament hipidiomorfs o idiomorfs amb les arestes arrodonides; i es troba sempre inclosa en l'amfibol, l'ortopiroxè o la flogopita (Figura 7.5). La mida dels cristalls varia entre 0,21 mm i 1,76 mm, amb una mida mitjana de 0,65 mm. Presenten una fracturació anàloga a la descrita en la § 7.1.2.3, però el grau de serpentinització és gairebé nul. En canvi, alguns cristalls han estat completament reemplaçats per un agregat criptocristallí verd o ataronjat (bowlingita). A prop de les zones alterades a clorita, l'olivina sovint es troba reemplaçada, totalment o parcial, per amfibol incolor cummingtonític (cf. § 7.1.2.1, Figura 7.3c,d). Com a inclusions s'hi troben petits cristalls d'espinella marró (v. més avall). Alguns cristalls d'olivina mostren signes de corrosió magmàtica.



*Figura 7.5:* Hornblendita olivínica amb espinella. Els amfibols de fins a 3 cm apareixen majoritàriament en posició d'extinció, l'ortopiroxè presenta colors d'interferència grisos de primer ordre, mentre que la flogopita presenta colors d'interferència fins a la part alta del segon ordre. Noteu la quantitat d'inclusions d'olivina (colors d'interferència fins a la part baixa del segon ordre).



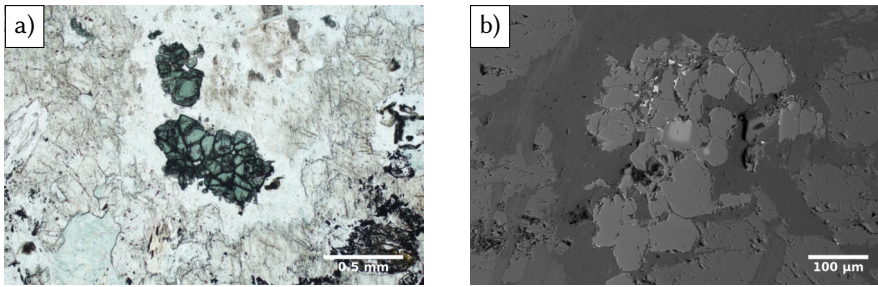


Figura 7.6: Hornblendita olivínica amb espinella. a) Agregat d'epinella verda de 0,75 mm rodejat per un agregat de clorita (incolores, relleu baix) en amfibol incolor (relleu moderat). LPP. b) Agregat d'epinella verda amb nucli marró (amb major reflectivitat). Imatge d'electrons retrodispersats.

L'ortopiroxè forma cristalls hipidiomorfs de mides compreses entre els 5 mm i els 10 mm. Presenten inclusions d'olivina i d'epinella marró o marró verdosa en alguns casos. A més, hi ha algunes inclusions d'amfibol incolor allotriomorf de morfologies arrodonides, possiblement pseudomorfs d'olivina o un altre mineral. Alguns cristalls mostren corrosió magmàtica en forma de vores sinuoses i ben definides en contacte amb hornblendita marró. A les vores i al llarg de fractures, els cristalls solen estar parcialment reemplaçats per un amfibol fibrós incolor, que per les característiques òptiques s'identifica com a cummingtonita. A més, alguns cristalls estan parcialment reemplaçats per bowlingita.

La flogopita forma cristalls allotriomorfs o rarament hipidiomorfs de mides entre 1 mm i 8 mm de llargada, i de 3 mm de gruix màxim. Mostra un pleocroisme en tons marrons groguencs pàllids a groc molt pàllid, gairebé incolor. Alguns nuclis de cristalls grans poden ser més marcadament marrons. Freqüentment hi ha una zonació cap a la vora en què el color es fa més pàllid i pren una tonalitat verdosa acompanyat d'una disminució de la birefringència, la qual cosa suggereix una cloritització incipient. És freqüent trobar inclusions d'òxids de ferro entre els plans d'exfoliació.

La clorita es troba bé en forma d'agregats criptocristallins juntament amb altres minerals com la serpentina, bé en forma de cristalls hipidiomorfs o allotriomorfs que arriben a fer 1,77 mm de llarg. Aquests últims són incolors o lleugerament verdosos i de vegades contenen alguna inclusió d'epinella verda. És possible que aquesta última tipologia de clorita provinga del reemplaçament total de la flogopita.

L'epinella és de dos tipus diferents. El primer tipus és una espinella marró que apareix invariablement en forma de petits cristalls hipidiomorfs o idiomorfs de 15 μm a 30 μm de diàmetre com a inclusió en olivina o ortopiroxè. Aquest tipus correspon a la picotita o la cromespinella-Al. El segon tipus, molt més abundant, és una espinella verda que forma cristalls hipidiomorfs, rarament idiomorfs, d'entre 0,02 mm i 0,11 mm, amb una mitjana de 0,05 mm. Sovint es troba formant agregats que excepcionalment poden arribar als 0,75 mm (Figura 7.6a). Aquest tipus correspon al pleonast. Alguns cristalls presenten una marcada zonació amb el nucli marró i la vora verda (Figura 7.6b).

Els minerals opacs són principalment la magnetita i la pirrotina, amb quantitats molt subordinades de pirita. La magnetita forma agregats de petits cristalls d'entre 5 μm i 15 μm associats a olivines alterades, concentrant-se en les fractures o en les vores dels

Taula 7.3: Anàlisi modals d'hornblendites olivíniques amb plagiòclasi i piroxens (%).

	Amp			Ol	Opx	Cpx	Phl	Pl	Chl	Srp	Opq	Spl	Altres
	m	v	f										
S17-47A	16,3	48,6	5,2	10,0	8,6	3,3	0,8	3,7	1,1	0,5	1,5	0,4	—
S17-47E	21,3	41,0	3,8	9,6	8,3	4,9	1,4	4,6	3,3	0,2	1,2	0,3	<0,1

cristalls. Sovint estan zonades i presenten un nucli de picotita amb menor reflectivitat. La pirrotina forma cristalls equidimensionals d'entre 0,1 mm i 0,5 mm, sovint arrodonits, i sol estar associada a petits cristalls de piritita o calcopiritita.

### 7.1.2.5 Hornblendites olivíniques amb plagiòclasi i piroxens

Les hornblendites olivíniques amb plagiòclasi i piroxens són la tipologia d'hornblendita més escassa. Es caracteritzen per una textura inequigranular dominada per grans amfibols poiquilítics en una matriu de gra més fi formada principalment per altres amfibols i, en algunes zones, per grans cristalls intersticials de plagiòclasi poiquilítica, amb inclusions de clinopiroxè i poca olivina (Figura 7.7). L'espinnella es troba en petites quantitats (Taula 7.3).

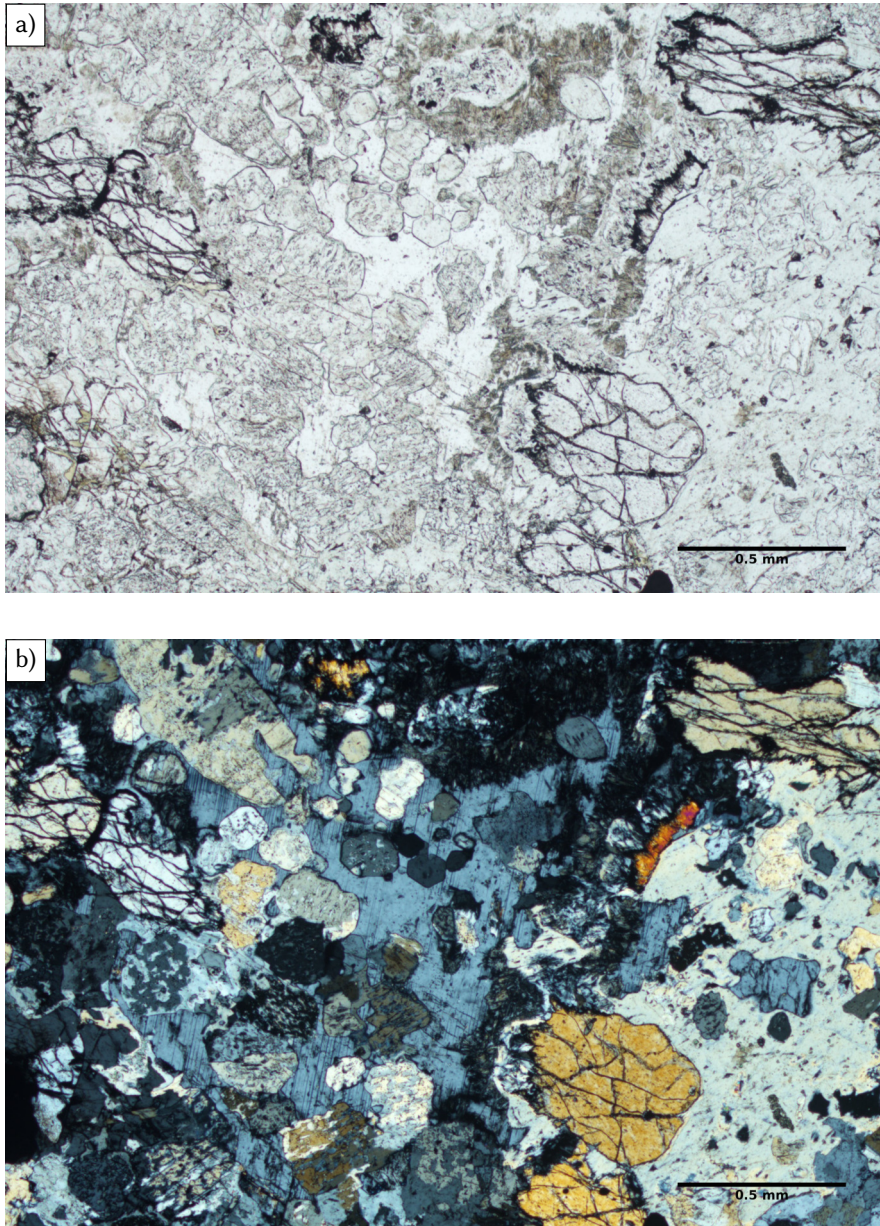
Els amfibols presents en aquesta tipologia són semblants als descrits en les seccions precedents (e.g. § 7.1.2.1). Un primer tipus es troba en forma de grans cristalls allotriomorfs d'entre 0,5 cm i 2 cm, amb nuclis marrons i vores verdoses a incolores. La principal diferència amb les tipologies anteriorment descrites és el tipus d'inclusions que presenten. A més d'incloure una gran quantitat de cristalls d'olivina, inclouen cristalls d'ortopiroxè i clinopiroxè. Aquest últim mineral es troba sempre amb morfologies vermiculars indicatives d'una corrosió magmàtica.

La segona tipologia d'amfibols és de mida inferior, entre els 0,4 mm i els 2 mm, marcadament més verds que les vores dels cristalls zonats.

L'olivina es troba com a inclusió en l'amfibol, l'ortopiroxè i més rarament en la plagiòclasi, amb la qual mostra tot un seguit de corones de reacció (v. més avall). Els cristalls són allotriomorfs arrodonits o hipidiomorfs amb les arestes arrodonides, de mides compreses entre els 0,15 mm i els 2,08 mm, i amb una mida mitjana de 0,61 mm. Si bé solen estar profusament fracturats el grau de serpentinització és gairebé nul. Presenten inclusions hipidiomorfes i idiomorfes d'espinnella marró (picotita). S'han observat alguns cristalls amb golfes de corrosió que queden inclosos de manera compartida en ortopiroxè i hornblendita.

L'ortopiroxè es presenta en forma de cristalls hipidiomorfs d'entre 0,7 mm i 2,5 mm. Contenen inclusions d'olivina, espinnella marró i de vegades clinopiroxè. Alguns cristalls inclosos en hornblendita marró-verdosa estan parcialment transformats a cumingtonita.

La plagiòclasi forma cristalls allotriomorfs de fins a 5 mm amb un marcat caràcter poiquilític. No s'aprecia cap zonació. Les macles més habituals són les polisintètiques segons la llei de l'albita, de vegades combinada amb la macla segons la llei de Carlsbad. Les inclusions que presenten són principalment de clinopiroxè, més rarament d'ortopiroxè i olivina. En aquest últim cas, l'olivina mai està en contacte directe amb la plagiòclasi ja que existeix una corona de reacció (v. més avall § 7.1.2.5.1). En general, la plagiò-



*Figura 7.7: Hornblendita olivínica amb plagiòclasi i piroxens. A l'esquerra, un gran cristall de plagiòclasi càlcica amb inclusions de clinopiroxè i olivina amb corones de reacció. Els cristalls d'olivina parcialment inclosa en amfíbol (a la dreta de la imatge, colors d'interferència grocs de primer ordre) mostren la corona només en el contacte amb la plagiòclasi. a) LPP. b) LPC.*

clasi presenta un grau de sericitització important que oblitera bona part de les seues característiques.

El clinopiroxè es troba quasi invariablement com a inclusió, principalment en la plagiòclasi. Forma cristalls hipidiomorfs o idiomorfs de 0,15 mm a 0,35 mm. De vegades s'observa un reemplaçament parcial per amfíbol tremolític en forma irregular tant per dintre com per fora dels cristalls. El clinopiroxè inclòs en l'hornblenda marró o verdosa sempre presenta morfologies vermiculars.

La flogopita es troba en forma de cristalls hipidiomorfs de mides molt variables entre 0,70 mm i 1,45 cm. El pleocroisme varia de groc clar a incolor. Igual que en els casos anteriorment descrits, presenta una zonació cap a les vores en què el color es fa progressivament més pàl·lid i hi ha una disminució de la birefringència. Això suggereix una cloritització incipient. En general es troba de manera intersticial entre els cristalls d'amfíbol i molt rarament com a petites inclusions de 0,2 mm a prop de les vores, mai en els nuclis marrons. L'olivina és l'única inclusió que presenta, exceptuant les làmines d'òxids de ferro que es troben de vegades en els plans d'exfoliació.

La magnetita i la pirrotina són els minerals opacs més abundants. La magnetita forma petits cristalls d'entre 5 µm i 65 µm associats sobretot a l'olivina en diferents graus d'alteració, on sol trobar-se en les fractures o en les vores dels cristalls. És molt freqüent la presència de cristalls zonats, on el nucli té les mateixes característiques òptiques que la picotita. La pirrotina forma cristalls equidimensionals, allotriomorfs i sovint arrodonits o de morfologia irregular, d'entre 0,06 mm i 0,65 mm. Sol estar associada a petits cristalls de pirita o, més rarament, calcopirita. També s'hi han trobat inclosos alguns cristalls d'espínella–magnetita. Els cristalls més petits i arrodonits sovint estan com a inclusió en olivines o piroxens.

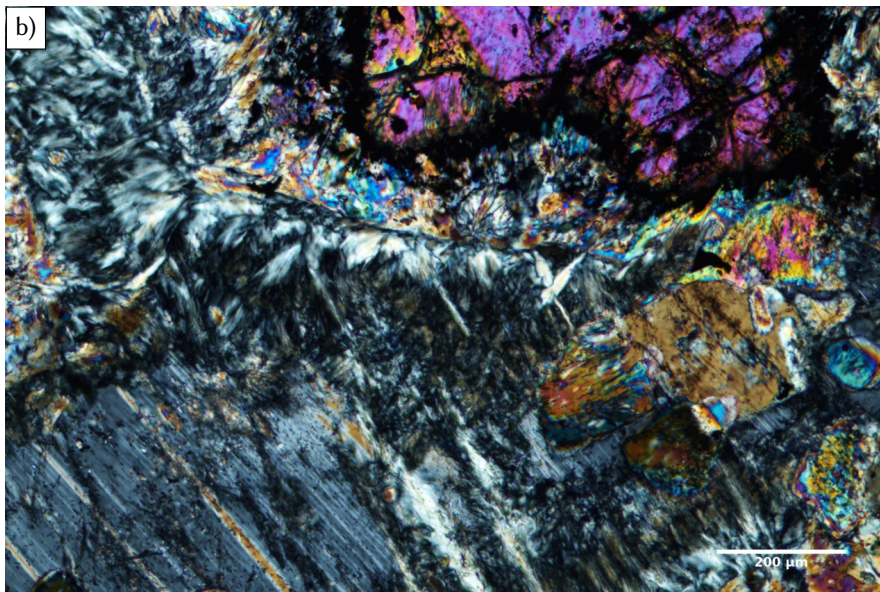
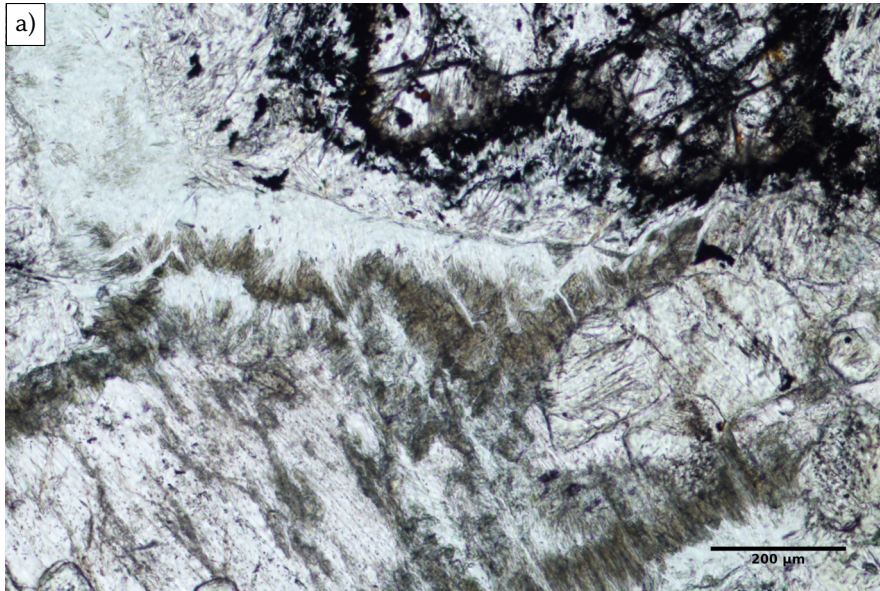
**7.1.2.5.1 Corones de reacció olivina–plagiòclasi** La característica més destacable d'aquesta litologia és la presència d'una corona de reacció que envolta l'olivina inclosa dins la plagiòclasi. Aquesta corona només apareix en contacte entre la plagiòclasi i l'olivina, fet que queda evidenciat en els casos on un cristall d'olivina queda parcialment inclòs en amfíbol i en plagiòclasi (Figura 7.7).

Els cristalls d'olivina presenten morfologies irregulars, amb vores més o menys lobulades o crenades les quals són opaques a causa de petites pàtines d'òxids de ferro (Figura 7.8). Les imatges del microscopi electrònic de rastreig mostren una lleugera zonació cap a les vores.

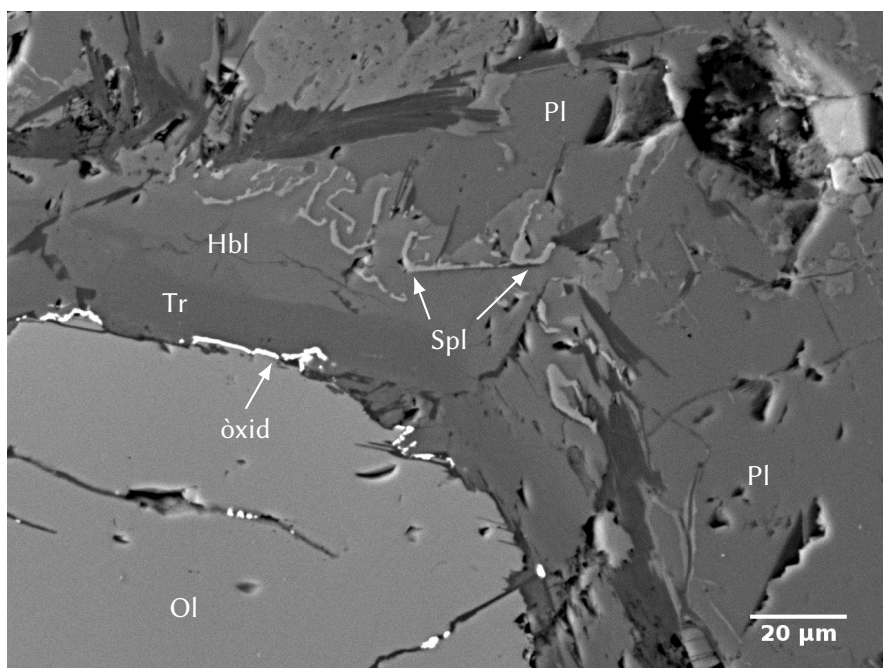
En contacte amb la vora de l'olivina es troba sempre un agregat de tremolita incolora. Els cristalls que formen l'agregat tenen formes allargades, amb mides al voltant dels 60 µm. En general, el límit exterior d'aquests agregats sembla correspondre al límit del cristall original d'olivina.

La següent zona de la corona no està sempre present i correspon a un agregat de clorita, potser mesclada amb alguns cristalls aciculars de tremolita o un altre amfíbol. La clorita forma cristalls fibroradiats (o agregats amb la mateixa orientació òptica) d'entre 50 µm i 70 µm de llarg.

Seguidament s'hi troba una corona d'hornblenda marró. Els cristalls que formen la corona solen ser de mides al voltant dels 10 µm o 20 µm de llarg, cosa que dificulta la determinació de les propietats òptiques com la birefringència, que a més queda emmascarada per la coloració del mineral.



*Figura 7.8:* Corona de reacció entre l'olivina i la plagiòclasi d'una hornblendita olivínica amb plagiòclasi i piroxens. A dalt de la imatge, el cristall d'olivina presenta una vora irregular opaca a causa dels òxids de ferro. En contacte amb aquesta hi ha una zona de tremolita (colors d'interferència fins al segon ordre), seguida per una zona amb clorita fibroradiada i finalment una corona d'hornblenda marró. a) LPP. b) LPC.



*Figura 7.9:* Hornblendita olivínica amb plagiòclasi i piroxens. Imatge d'electrons retrodispersats d'una corona de reacció. A baix a l'esquerra, cristall d'olivina amb làmines d'òxid de ferro a la vora. La zona adjacent a l'olivina correspon a la tremolita, seguida per l'hornblenda. Aquesta última zona presenta cristalls esquelètics d'espínella.

Juntament amb l'hornblenda d'aquesta zona es troba de vegades una espínella verda en forma de cristalls esquelètics de pocs micròmetres (Figura 7.9). També es pot trobar en altres posicions més allunyades de la corona en forma de petits cristalls més o menys equidimensionals de 50 µm. Aquests últims semblen aprofitar inclusions de picotita preexistent per nuclear.

En alguns casos s'observa una última corona de clorita de les mateixes característiques que l'anteriorment descrita.

## 7.2 Bojites

### 7.2.1 Condicions d'aflorament i característiques macroscòpiques

Les bojites constitueixen el gruix del Complex màfic i afloren principalment a les immediacions de la presa de Susqueda i a ambdós vessants de la muntanya de Sant Benet, i es calcula que aproximadament ocupen una àrea d'uns 5,8 km<sup>2</sup> (§ 6.3.2). El seu aspecte macroscòpic és molt característic. Presenten un aspecte massiu i compacte, sovint de colors grisos o negres segons la mida de gra i el grau d'alteració dels minerals. Les varietats de gra mitjà o gros solen presentar colors grisos, resultat del negre verdós de l'amfíbol i el blanc de la plagiòclasi. En fractura fresca, la plagiòclasi és més grisa, amb una certa tonalitat blavosa. En les varietats de gra fi el color de l'amfíbol domina sobre

Taula 7.4: Anàlisi modals de bojites (%). Les diferents mostres S17-25 corresponen a les tres parts indicades en la Figura 7.11.

	Plagiòclasi	Amfibol	Opacs	Biotita	Altres
S16-24	44,6	51,7	3,5	—	—
SU-1	40,6	55,7	3,4	—	—
SQ-31	45,7	48,4	3,7	1,1	0,8 <sup>a</sup>
S17-25(A)	41,3	54,1	3,5	1,0	< 0,1
S17-25(B)	51,4	42,3	4,6	1,3	0,2
S17-25(c)	69,8	14,7	3,8	11,7	—

a. Apatita.

el color clar de la plagiòclasi (e.g. Figura 7.10, Figura 7.11, Figura 7.12). Les varietats porfíriques leucocràtiques (e.g. Figura 7.15) solen ser molt blanques, amb grans taques d'amfibol allotriomorfs.

En alguns afloraments dominen les fàcies de gra fi amb un bandat mineralògic i textural evident (Figura 7.10 i Figura 7.11). Algunes de les característiques macrosòpiques com la simetria que mostren moltes de les bandes, l'atasconament d'aquestes (Figura 7.11) i les inflexions que s'observen en alguns casos (Figura 7.10b) suggereixen que aquest bandat és degut a la intrusió successiva de magmes de composició lleugerament diferent.

A més, algunes fàcies presenten una marcada fàbrica planar definida per l'orientació de cristalls de plagiòclasi en les varietats fines i de vegades amfibols en les de gra mig (Figura 7.11). Aquesta textura, anomenada «traquitoide» (MACKENZIE et al., 1984), recorda a la textura traquítica de les roques volcàniques.

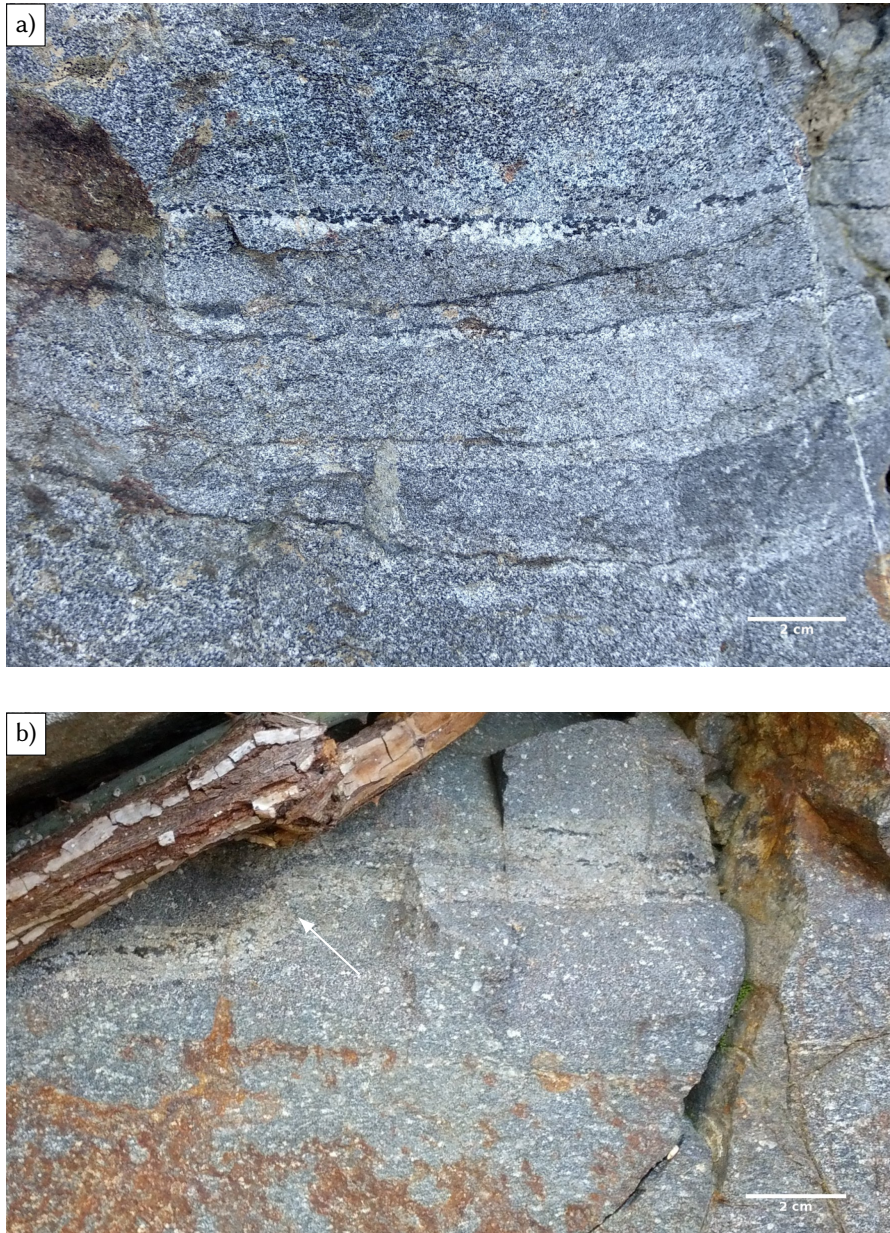
El grau d'alteració varia molt d'aflorament en aflorament, inclús en afloraments separats pocs metres de distància. L'alteració de les roques bojítiques és bastant característica i fàcilment reconeixible al camp. La plagiòclasi és el primer mineral en meteoritzar-se, mentre que l'amfibol resisteix millor la meteorització. El producte de la meteorització total de les bojites és una regolita marró clar rica en argila i que generalment inclou poca fracció de mida sorra (principalment quars). És habitual trobar-hi blocs arrodonits de roca sense alterar.

Les varietats de gra gros (Figura 7.2.2.3) i els pegmatoides dioriticobojítics (Figura 7.2.2.7) se troben principalment en forma d'enclavaments en el si de les altres varietats.

## 7.2.2 Petrografia

### 7.2.2.1 Bojites de gra fi

Aquesta tipologia de bojites presenta una textura inequigranular o, més rarament, equigranular de gra fi. Els minerals presents són, en ordre decreixent d'abundància, l'hornblenda, la plagiòclasi i els minerals opacs (Taula 7.4). A més a més, en algunes mostres hi és present la clorita, probablement pseudomorfa de biotita, i petites quantitats d'apatita.



*Figura 7.10:* Afloraments de bojites bandades. a) Aspecte general del bandat. El bandat es deu a diferències en la mida i la moda dels minerals. b) Detall d'una de les bandes. La inflexió de la banda suggereix que es tracta d'una estructura formada per intrusió d'un magma, no per acumulació de cristalls.



La plagiòclasi constitueix l'únic mineral fèlsic d'aquestes roques. Es troba tant en la matriu de gra fi com en forma de fenocristalls que confereixen a la roca el seu habitual aspecte puntejat (Figura 7.11). La plagiòclasi es presenta en la matriu de gra fi com a cristalls tabulars idiomorfs o hipidiomorfs de mides compreses entre els 0,3 mm i 0,5 mm de llargada. Hi ha un clar predomini de cristalls maclats segons la llei de Carlsbad sobre altres lleis de macla. La macla polisintètica segons la llei de l'albita és poc freqüent, mentre que la macla segons la llei de la periclina és rara. La zonació que presenten és bastant feble. En general els cristalls estan poc o gens alterats.

La plagiòclasi que forma els fenocristalls presenta unes característiques ben diferents de l'anterior. Si bé també tendeix a l'idiomorfisme, presenta un hàbit més equidimensional, no tan marcadament tabular, sobretot evident en els nuclis dels cristalls. La mida dels cristalls oscil·la entre 1 mm i 3 mm. La zonació és contínua amb un canvi acusat entre la vora i el nucli; rarament és oscil·latòria. Els cristalls de majors mides sovint presenten una textura en colador (*sieve texture*). La macla segons la llei de Carlsbad apareix amb la mateixa freqüència que la polisintètica segons la llei de l'albita, mentre que la de la periclina és rara. A més de per cristalls individuals, la textura inequigranular ve determinada per plagiòclasi de 0,5 mm amb textura glomeroporfírica, en què els glomèruls arriben a fer fins a 2,5 mm.

L'hornblenda constitueix el mineral més abundant d'aquesta litologia, a més de ser molt sovint l'únic mineral màfic present. Forma cristalls allotriomorfs o hipidiomorfs intersticials de color marró, de vegades amb les vores verdes, o bé totalment verd clar en algunes zones. Mentre que els cristalls de tonalitats marrons són fortament pleocroics, els de color verd presenten un pleocroisme feble. En algunes fàcies on l'hornblenda és més prismàtica o columnar hipidiomorfa les seccions basals presenten una macla simple segons {100}. La mida de l'hornblenda és més variable segons la mostra que la de la plagiòclasi (v. Figura 7.12). En les fàcies de gra fi la mida mitjana dels cristalls és de 0,3 mm, mentre que a les fàcies de gra mitjà-fi les seccions longitudinals fan entre 0,7 mm i 1,7 mm, amb una longitud màxima de 4 mm aproximadament.

Els minerals opacs es presenten en forma de cristalls allotriomorfs de mides variades, compreses entre els 0,1 mm i 0,3 mm de diàmetre. Amb llum reflectida s'ha pogut

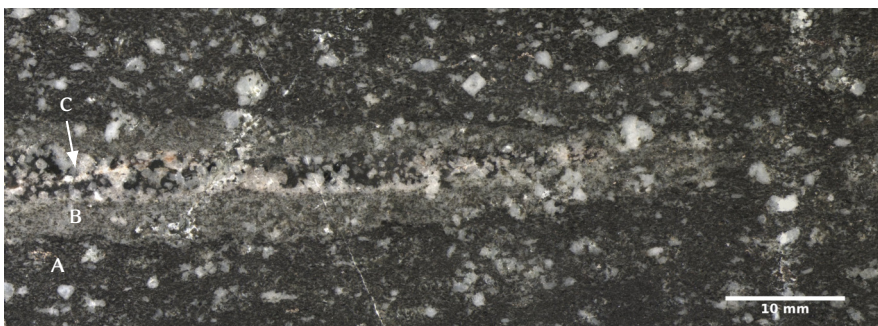


Figura 7.11: Bojita de gra fi bandat S17-25. S'hi distingeixen tres parts disposades de manera simètrica: una part externa de gra fi melanocràtica (A), una part intermèdia de gra fi mesocràtica (B) i una part central de gra gros (c), també mesocràtica. Vegeu també les anàlisis modals de la Taula 7.4.

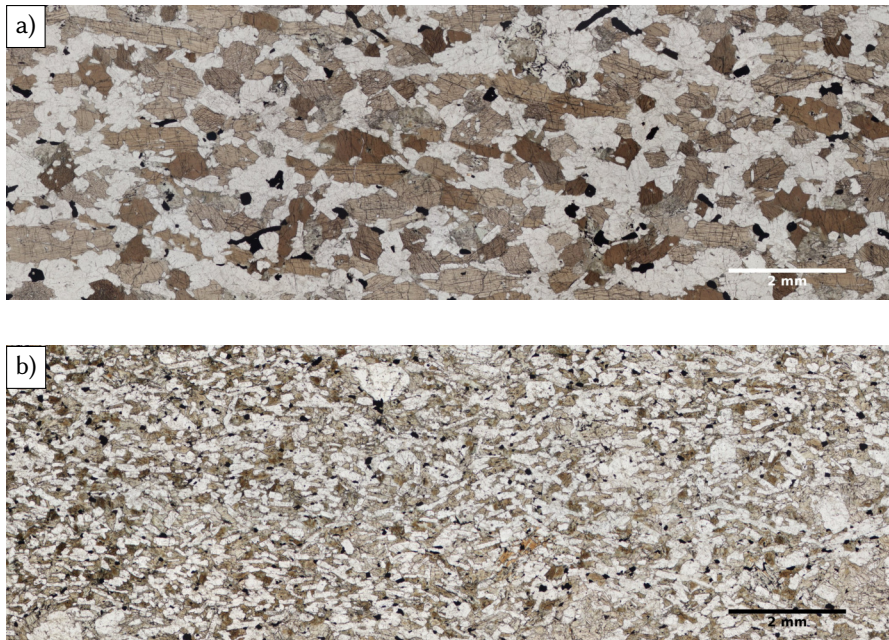


Figura 7.12: Bojites amb fàbrica planar. a) Bojita de gra mitjà-fi SU-1. b) Bojita de gra fi, lleugerament porfírica, S16-24. Vegeu també les anàlisis modals de la Taula 7.4.

determinar que el mineral opac més abundant és la ilmenita. Altres minerals com la pirita, la magnetita o la pirrotina són comparativament més escassos.

Com a minerals accessoris s'hi poden trobar en algunes mostres cristalls prismàtics idiomorfs d'apatita, que en alguns casos excepcionals arriben a fer 0,3 mm de llarg.

La biotita, quan hi és present, es troba en forma de petits cristalls allotriomorfs dispersos en la matriu de gra fi, associada a l'hornblenda. Són de color marró ataronjat intens, amb un marcat pleocroisme.

Els cristalls de zircó són molt escassos i gairebé sempre tenen morfologies arrodonides o irregulars. Les mides estan compreses entre 70  $\mu\text{m}$  i 150  $\mu\text{m}$ .

**7.2.2.1.1 Fàcies bandades** Tal i com es pot inferir de les anàlisis modals de la Taula 7.4, corresponents a la mostra de la Figura 7.11, el bandat que s'observa en algunes roques d'aquesta tipologia respon, principalment, a diferències en les proporcions modals dels diferents minerals que les constitueixen. A més de les diferències en la moda, el tipus d'amfíbol de les bandes melanocràtiques i mesocràtiques és diferent. Mentre que en les bandes melanocràtiques (A), que són les dominants, l'amfíbol és una hornblenda marró (v. supra), en les bandes mesocràtiques (B), més infreqüents, l'amfíbol és una cummingtonita de colors marrons clars, amb una mida i un hàbit anàleg al de l'hornblenda amb l'habitual maclat polisintètic segons {100}. D'altra banda, a més de la disposició simètrica que solen presentar aquestes bandes, és característica la presència d'una part central, en general estreta, de mida de gra mitjana o inclús grossa en què hi ha una major abundància de biotita i plagiòclasi, i l'amfíbol forma prismes d'hàbit

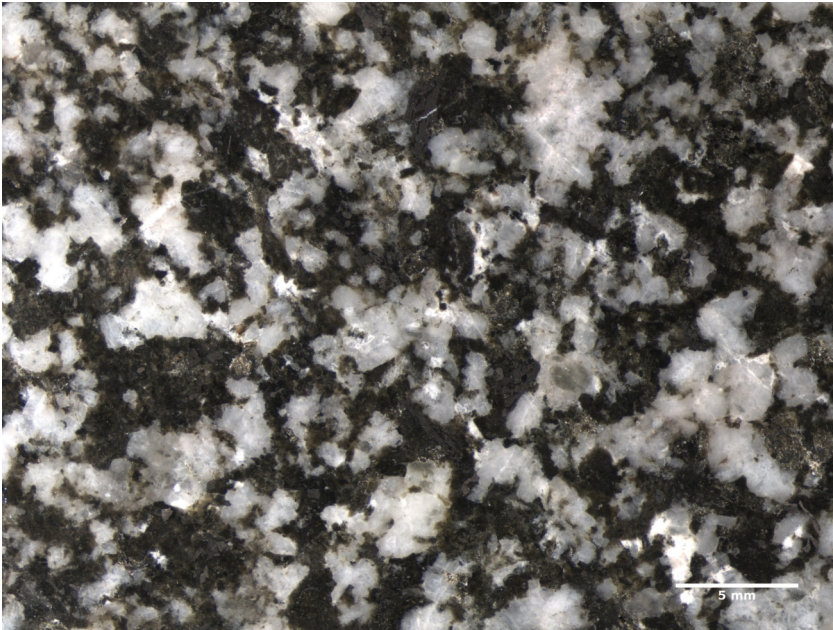


Figura 7.13: Bojita de gra mitjà S16-32.

Taula 7.5: Anàlisis modals de bojites de gra mitjà (%).

	Plagiòclasi	Hornblenda	Biotita	Quars	Opacs	Altres
S15-1	40,0	39,1	11,9	8,0	1,0	—
S15-2	49,9	38,0	6,8	5,0	0,2	0,1
S16-32	46,5	47,2	0,8	1,2	4,2	0,1
S16-109	49,1	39,2	5,3	7,0	0,1	<0,1

columnar. Val a dir, a més, que mentre l'amfíbol en aquestes bandes apareix fresc, la biotita presenta un avançat estat de cloritització. Aquestes bandes centrals de gra gros actuen de pla de debilitat, per la qual cosa és freqüent trobar exposades superfícies amb grans cristalls d'amfíbol.

### 7.2.2.2 Bojites de gra mitjà

Les bojites de gra mitjà presenten una textura equigranular on els minerals dominants són la plagiòclasi i l'hornblenda en proporcions semblants, amb quantitats accessòries de quars, biotita i minerals opacs (Figura 7.13, Taula 7.5).

La plagiòclasi forma cristalls tabulars hipidiomorfs de mides compreses entre els 0,5 mm i els 3 mm. Majoritàriament presenta una zonació normal, algunes vegades amb canvis abruptes entre el nucli i la vora, mentre que alguns cristalls tenen una zonació irregular (*patchy zoning*). Les macles més habituals són les polisintètiques segons la llei de l'albita en combinació amb la llei de Carlsbad o de la periclina. La presència

d'inclusions és poc freqüent: s'ha observat hornblenda inclosa en alguns cristalls i molt rarament minerals opacs.

L'hornblenda forma cristalls prismàtics hipidiomorfs o allotriomorfs, d'aproximadament entre 0,7 mm i 3,5 mm. El color de l'hornblenda varia entre tonalitats marró-verdoses al centre i verd pàl·lid o incolor a les vores. Alguns cristalls presenten un canvi de color molt abrupte entre el nucli amb tendència a l'idiomorfisme i la vora. Les seccions basals presenten de vegades macles simples (o dobles) segons {100}. Les inclusions més habituals són de minerals opacs, encara que també s'hi han trobat petits cristalls de biotita i plagiòclasi. Alguns cristalls tenen inclusions de quars de morfologia vermicular. Els cristalls d'amfíbol en contacte amb el quars presenten cares cristallines ben desenvolupades contra aquest.

La biotita forma cristalls tabulars hipidiomorfs d'entre 0,8 mm i 1,2 mm, i que poden arribar a fer 3 mm. Les biotites incloses en altres minerals són de mides molt petites. Mostren un pleocroisme intens entre el marró ataronjat i el groc molt pàl·lid. Mostren un grau variable de cloritització segons l'afloreament.

El quars forma cristalls allotriomorfs d'1 mm aproximadament, de vegades formant agregats d'un parell de mil·límetres.

Els minerals opacs són principalment ilmenita o magnetita, amb poca quantitat de pirita. La ilmenita forma cristalls hipidiomorfs o idiomorfs que sovint presenten un hàbit esquelètic. La mida varia entre 0,1 mm i 3,3 mm. Les macles polisintètiques són molt freqüents.

### 7.2.2.3 Bojites de gra gros

Les bojites de gra gros tenen una textura inequiigranular formada per proporcions semblants d'hornblenda i plagiòclasi. Com a minerals accessoris s'hi troba principalment la ilmenita i rarament l'apatita i la titanita. El mineral secundari més habitual és la clorita.

L'hornblenda forma cristalls prismàtics hipidiomorfs o idiomorfs de 2,3 mm a 3 mm de diàmetre i 75 mm de llarg, encara que poden arribar a fer 175 mm. És de color marró intens i de vegades s'aprecia una certa zonació cap a la vora que grada a un marró més clar amb un to verdós. Alguns cristalls presenten macles simples segons {100}. De vegades presenta nuclis buits<sup>1</sup> on s'hi troba plagiòclasi. Les inclusions que presenta són principalment d'ilmenita en cristalls equidimensionals. Alguns cristalls d'hornblenda presenten rars pseudomorfs anàlegs als de les hornblendites (§ 7.1.2.1).

La plagiòclasi forma cristalls hipidiomorfs o allotriomorfs intersticials de mides entre 1,7 mm i 3,8 mm, amb una mida mitjana de 2,9 mm. Les macles més habituals són segons la llei de Carlsbad i sovint es combina bé amb la de la periclina o amb la de l'albita. Els cristalls presenten una zonació normal amb un salt bruscat però continu cap a la vora. Els nuclis solen estar lleugerament sericititzats, mentre que les vores es mantenen fresques.

La ilmenita forma cristalls hipidiomorfs equidimensionals o tabulars, sovint amb hàbit esquelètic. Els cristalls solen tenir mides al voltant dels 0,40 mm, encara que alguns cristalls tabulars poden arribar a fer 1,2 mm. Els cristalls inclosos en l'hornblenda són els de dimensions més petites.

1. Aquesta característica és anomenada habitualment *hollow cores* en la literatura (e.g. PITCHER i BERGER, 1972).



*Figura 7.14:* Bojita de gra gros S16-60. Els minerals dominants són l'hornblenda i la plagiòclasi. El mineral opac és ilmenita. LPP.

Taula 7.6: Anàlisi modals de quarsobojites (%).

	Plagiòclasi	Hornblenda	Biotita	Quars	Opacs	Altres
S16-53	53,6	18,4	14,2	14,8	—	0,2
S16-54	49,3	19,8	13,4	15,4	1,4	0,4
S17-43	47,6	20,7	17,4	13,5	0,7	< 0,1
S17-78	52,1	18,4	14,2	14,8	—	0,3

L'apatita és rara i es presenta com a cristalls idiomorfs inclosos en les vores de l'hornblenda. El diàmetre dels cristalls ronda els 0,2 mm.

La titanita forma cristalls allotriomorfs intersticials de 0,55 mm.

#### 7.2.2.4 Quarsobojites

Les quarsobojites es caracteritzen per una textura equigranular de gra mig dominada per plagiòclasi, seguida de l'hornblenda i quantitats similars de biotita i quars (Taula 7.6). Les varietats amb mida de gra progressivament més fina graden cap a les tonalitats biotiticohornblèndiques de les zones híbrides heterogènies (§ 7.4.2.3).

La plagiòclasi forma cristalls tabulars hipidiomorfs de 0,55 mm a 2,3 mm amb una zonació normal que sol presentar un canvi abrupte entre el nucli idiomorf i la vora. Les macles polisintètiques segons la llei de l'albita són les més comunes i sovint es troben combinades amb la macla de Carlsbad. Alguns cristalls presenten la macla segons la llei de la periclina, encara que en menor mesura.

La plagiòclasi es pot trobar de vegades com a fenocristalls de mida superior a les plagiòclasis de la matriu. Presenten una zonació normal i un canvi abrupte entre la vora i el nucli, i en alguns casos presenten també una zonació irregular. Alguns d'aquests fenocristalls arriben a tenir 4 mm de diàmetre i semblen ser una agrupació de diversos fenocristalls units per sinneusi amb un sobrecreixement posterior.

L'hornblenda forma cristalls hipidiomorfs d'hàbit prismàtic curt. La seua mida està compresa entre 0,3 mm i els 1,9 mm. El pleocroisme de l'hornblenda és predominantment en tons verds, amb alguns nuclis més marronosos. En canvi, alguns cristalls més petits arriben a tenir tonalitats verd-blavoses. Els minerals inclosos més habituals són la biotita i la plagiòclasi. La relació entre la biotita i l'hornblenda sembla ser de reemplaçament de la primera per la segona. Els cristalls en contacte amb el quars solen desenvolupar vores cristallines ben formades.

La biotita forma cristalls tabulars hipidiomorfs o allotriomorfs de mides compreses entre els 0,35 mm i els 2,0 mm. Presenten un pleocroisme en tons marrons o marrons ataronjats cap a marró clar. Els cristalls inclosos en hornblenda semblen haver estat parcialment reemplaçats per aquesta última. A més, alguns cristalls de biotita mostren una textura simplectítica a la vora, formada per l'intercreixement d'ilmenita i plagiòclasi.

El quars es presenta en forma de cristalls equidimensionals de 0,25 mm a 0,7 mm, bé intersticials, bé en agregats d'alguns mil·límetres. Presenten una lleugera extinció ondulosa i les vores irregulars. Com a inclusió s'hi troba principalment l'apatita.

La ilmenita és el mineral opac més abundant. Forma cristalls equidimensionals allotriomorfs d'aproximadament 0,1 mm. També s'hi poden trobar petits cristalls de pirita.

Taula 7.7: Anàlisi modals de bojites porfíriques poiquilítiques (%).

	Plagiòclasi	Hornblenda	Biotita	Quars	Opacs	Altres
S16-38	53,1	32,4	9,9	1,9	2,5	0,2
S18-39	52,3	29,2	14,3	2,0	1,8	0,4
S18-43	68,5	19,7	7,8	3,2	0,4	0,4
S16-14	74,0	17,2	5,1	3,1	0,4	0,2

L'apatita forma cristalls idiomorfs d'hàbit prismàtic elongat de fins a 0,65 mm de llarg. El seu diàmetre oscilla entre 0,15 mm i 0,20 mm. Solen estar inclosos en el quars o en les vores de les plagiòclasis.

L'allanita s'ha trobat en algunes mostres en forma de cristalls idiomorfs d'1 mm. Mostra un pleocroisme en tonalitats marrons groguenques i presenta una marcada zonació oscil·latory. El nucli tendeix a tenir un color més clar que la vora.

El zircó es presenta com a cristalls hipidiomorfs o allotriomorfs de morfologia arrodonida, i molt rarament com a cristalls idiomorfs. La mida mitjana dels cristalls ronda els 0,15 mm. Excepcionalment es poden trobar cristalls de fins a 0,45 mm.

#### 7.2.2.5 Bojites porfíriques poiquilítiques

En general, les roques que s'inclouen en aquest tipus tenen una textura fanerítica de gra fi a mitjà, caracteritzada pel marcat caràcter porfíric dels amfíbols poiquilítics, molt rics en inclusions de plagiòclasi (Figura 7.15).

Els minerals més abundants són, en ordre decreixent d'abundància, la plagiòclasi, l'hornblenda, la biotita i el quars; a més dels minerals opacs i petites quantitats d'apatita, titanita o zircó (Taula 7.7). Les proporcions relatives entre els tres minerals principals són molt variables, sobretot pel que respecta al contingut en plagiòclasi en relació a l'hornblenda, donant-se casos extrems en què la proporció d'amfíbol és tan baixa que la roca passa a ser leucocràtica (e.g. Figura 7.15 i Taula 7.7).

La plagiòclasi forma cristalls tabulars hipidiomorfs o idiomorfs, de mides generalment compreses entre els 0,5 mm i 1,6 mm, encara que algunes mostres tenen una mida de gra més fina i homogènia, rondant els 0,2 mm. La macla segons la llei de Carlsbad és gairebé ubiqa, de vegades combinada amb la polisintètica segons la llei de la periclina. Els cristalls presenten una marcada zonació entre el nucli i la vora, molt ben desenvolupada en les varietats de mida de gra més grossa. A diferència dels cristalls de la matriu, els cristalls inclosos en l'hornblenda i, en menor mesura, en la biotita presenten una zonació poc o gens desenvolupada i són de mida sensiblement inferior.

L'hornblenda forma cristalls allotriomorfs de mida molt variable, però generalment entre 2 mm i 6 mm. Tenen pleocroisme en tons marronosos i verdosos. En les varietats més riques en biotita el color de l'hornblenda és verd intens.

La biotita es presenta en forma de cristalls tabulars hipidiomorfs o allotriomorfs de mides variables compreses entre 1 mm i 4 mm. El pleocroisme varia del taronja a gairebé incolor en la majoria dels casos, si bé les mostres de gra més fi presenten colors més intensos.

En molts casos la biotita està estretament associada a l'hornblenda, de manera que de vegades hi ha trànsits insensibles entre els dos minerals.

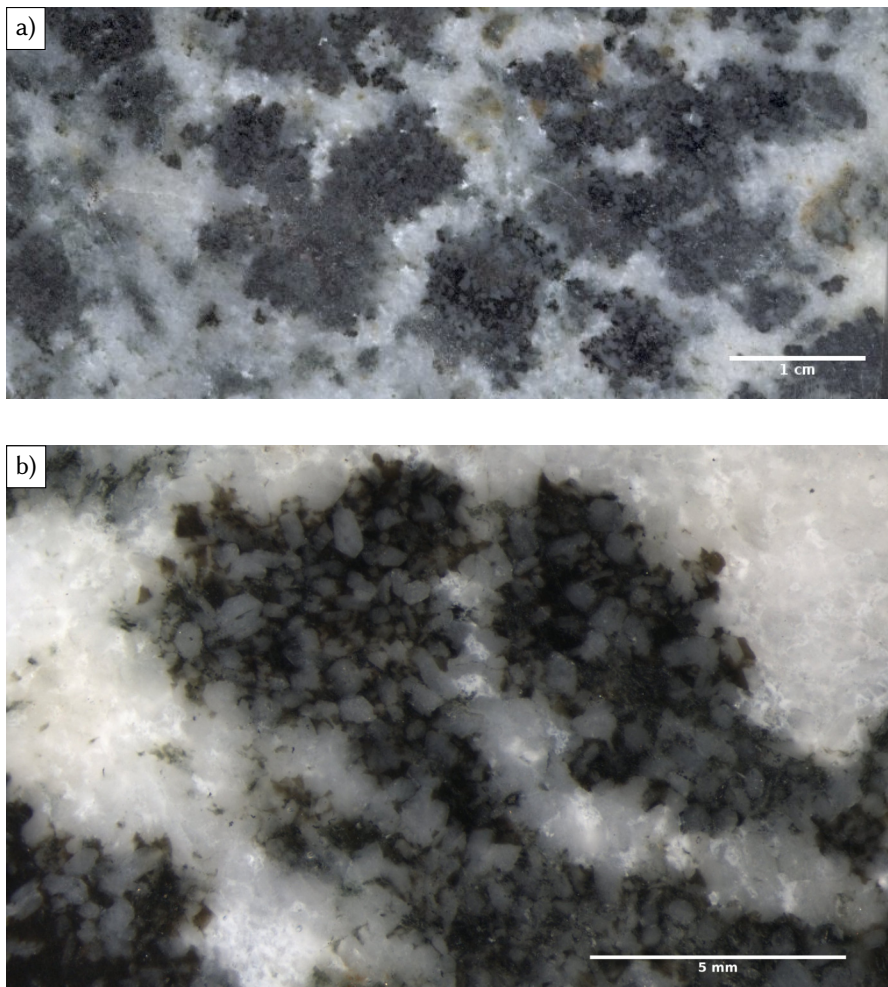


Figura 7.15: Bojita porfírica poiquilítica leucocràtica S16-14. a) Vista *de visu* de la mostra. Destaquen els amfibols d'aproximadament 1 cm de diàmetre. b) Vista de detall d'un dels amfibols. Destaca el caràcter poiquilític de l'amfibol i l'abundància de plagiòclasi que inclou.

El quars forma cristalls allotriomorfs intersticials d'entre 0,5 mm i 1,7 mm amb extinció ondulosa. A l'igual que l'hornblenda i la biotita té un cert caràcter poiquilític. Els minerals que creixen en contacte amb el quars presenten sovint cares ben formades contra aquest, fet molt evident en el cas de l'hornblenda.

#### 7.2.2.6 Bojites cummingtonítics

Les bojites cummingtonítics presenten una textura equigranular de gra mitjà a fi i estan compostats essencialment per plagiòclasi i amfibol del tipus cummingtonita, a més d'una certa quantitat de quars i biotita (Taula 7.8, Figura 7.16).

La plagiòclasi forma cristalls tabulars hipidiomorfs i idiomorfs de mides que van



Taula 7.8: Anàlisi modals de bojites cummíngtonítiques (%).

	Plagiòclasi	Cummingtonita	Biotita	Quars	Opacs	Altres
S16-103	55,1	30,2	5,5	9,0	< 0,1	0,1
S17-9	55,0	19,8	13,7	9,6	1,6	0,3

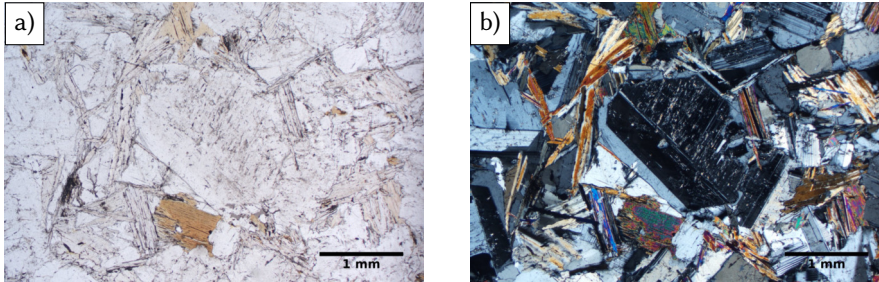


Figura 7.16: Bojita cummíngtonítica S16-103. La cummíngtonita és de color groguenc molt clar amb colors d'interferència entre grocs de primer ordre i blaus de segon ordre i mostra la macla polisintètica característica. a) LPP. b) LPC.

des dels 0,7 mm als 1,25 mm de llarg. Presenta una marcada zonació entre el nucli lleugerament sericititzat i la vora (Figura 7.16). Les macles més habituals són segons la llei de Carlsbad i polisintètica segons la llei de la periclina, amb menor presència de macles polisintètiques segons la llei de l'albita. Presenta com a inclusions cristalls de cummíngtonita, i rarament d'altres plagiòclasi més petites i biotita.

La cummíngtonita forma cristalls columnars o aciculars en forma d'agregats fasciformes, de color groc verdós molt pàl·lid amb un pleocroisme gairebé absent. A causa de l'hàbit dels cristalls, les mides observades en la làmina prima són molt variables; no gensmenys, la majoria dels cristalls semblen tenir mides compreses entre 0,8 mm i 1,4 mm, i excepcionalment arriben als 3 mm de llarg. Presenta molt sovint macles polisintètiques segons {100} en què les lamelles són molt estretes.

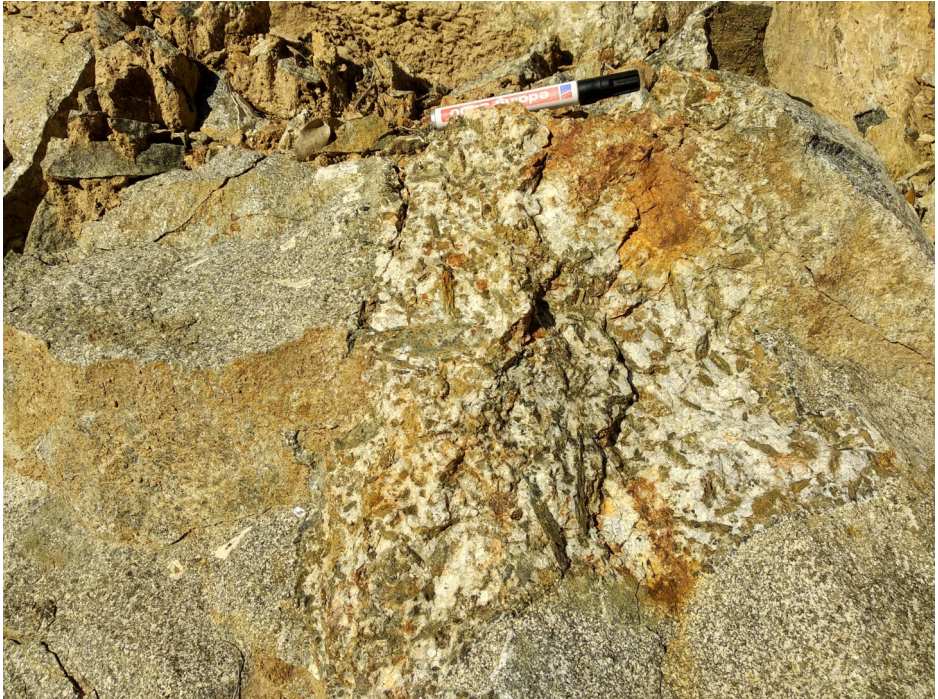
El quars forma cristalls allotriomorfs més o menys intersticials amb una lleugera extinció ondulosa. Pot arribar a formar cristalls de fins a 2 mm de diàmetre.

La biotita forma cristalls tabulars hipidiomorfs, de color marró clar ataronjat amb un pleocroisme intens. Els cristalls fan entre 0,5 mm i 1,3 mm de llarg. Alguns cristalls presenten una disminució de la birefringència cap als marges, fet que suggereix una cloritització incipient.

#### 7.2.2.7 Pegmatoides dioriticobojítics

Aquesta tipologia es caracteritza per la mida dels minerals que la componen, en particular dels amfibols (Figura 7.17). Els minerals principals són la plagiòclasi, el quars i l'amfibol, a més d'apatita en quantitats accessòries.

La plagiòclasi forma cristalls tabulars hipidiomorfs d'entre 1,4 mm i 4 mm de llargada. Presenta una zonació normal continua i una combinació de macles polisintètiques



*Figura 7.17:* Enclavament angulós de pegmatoide dioriticobojític inclòs en una bojita. Noteu les vores rectilínies de l'enclavament. Llargada del retolador: 13,5 cm.

segons la llei de l'albita i la periclina, i més rarament segons la llei de Carlsbad. Com a inclusions presenta cristalls d'apatita.

El quars forma cristalls allotriomorfs d'aproximadament 1,5 mm, si bé sol formar agregats de fins a 5 mm. Presenta una lleugera extinció ondulosa. Com a inclusió s'hi troba apatita i més rarament plagiòclasi.

L'amfibol forma grans cristalls prismàtics idiomorfs i hipidiomorfs de fins a 7 cm de llargada i entre 0,5 cm i 1 cm de diàmetre. El pleocroisme és feble en tonalitats clares marró verdoses. Alguns cristalls tenen el nucli buit, amb cristalls de clorita (probablement pseudomorfa de biotita) o clorita i plagiòclasi. A més, alguns cristalls presenten una gran quantitat de cristalls laminars de clorita acompanyada de minerals opacs. En general, els amfibols presenten un cert grau d'alteració.

L'apatita forma cristalls idiomorfs d'hàbit prismàtic columnar. La mida dels cristalls és variada, generalment entre 0,9 mm i 1,7 mm de llargada. Solen estar associats a la plagiòclasi i poden arribar a ser bastant abundants.

### 7.3 Diorites

#### 7.3.1 Condicions d'aflorament i característiques macroscòpiques

Les diorites més característiques afloren en la Carena de Puig-Vell i en la zona habitualment inundada a prop del Sot del Sui, associades a les bojites i les hornblendites

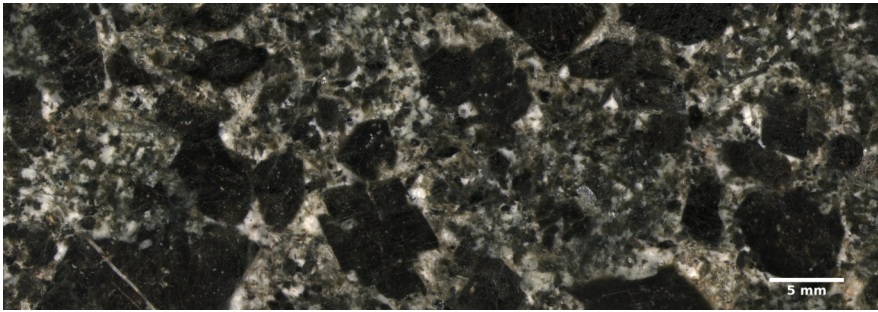


Figura 7.18: Meladiorita S16-40. Destaquen els grans amfibols idiomorfs sobre una matriu blanc-verdosa de plagiòclasi i amfibol.

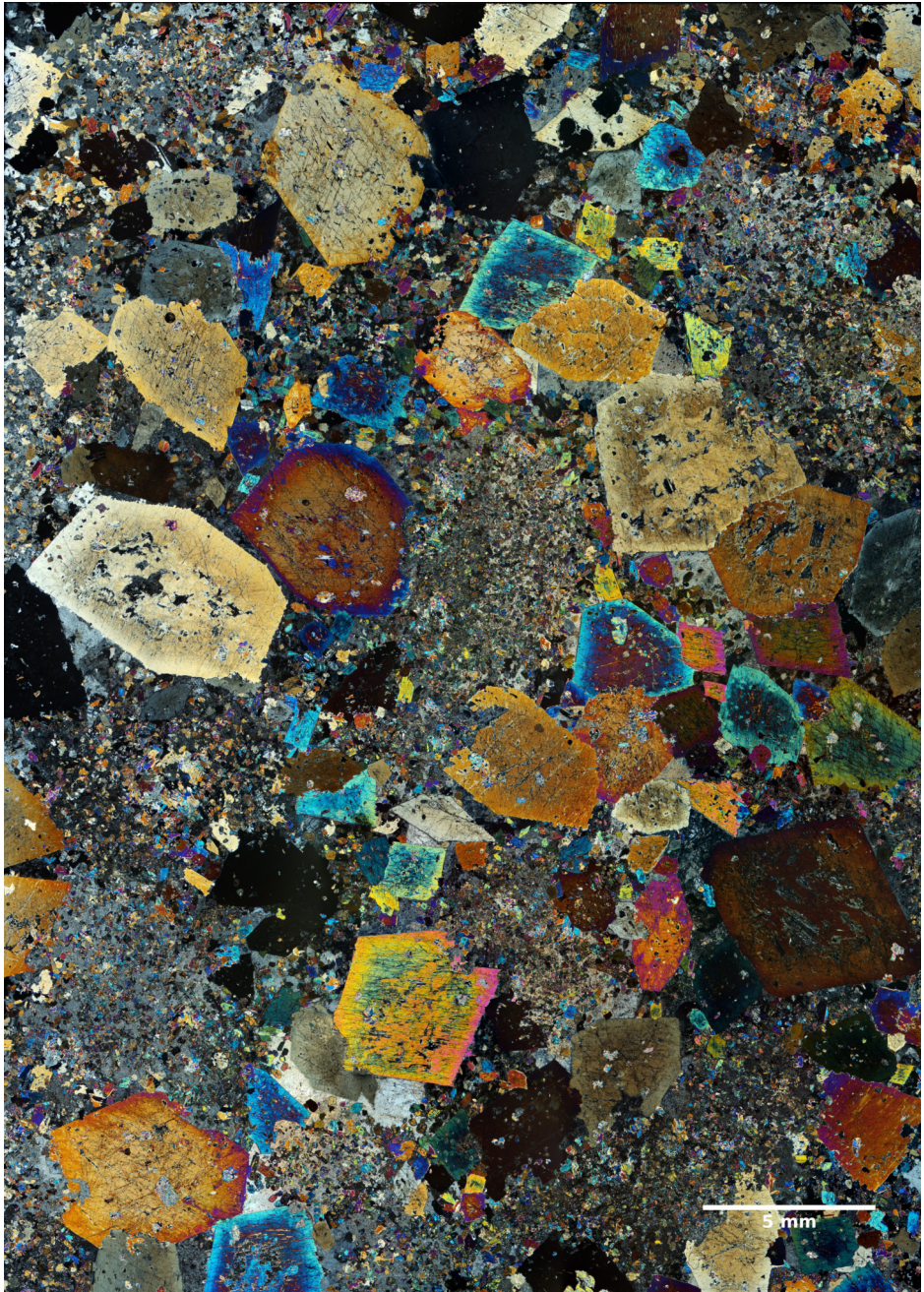
(§ 6.3.2). Presenten un aspecte massiu i tonalitats verd fosc, on destaca el marcat caràcter idiomorf dels cristalls d'amfibol. La textura és fanerítica de gra gros a mitjà. S'hi pot reconèixer l'amfibol idiomorf, gairebé negre, i un amfibol de mida de gra més petita de tonalitats verdoses, ambdós en una matriu de plagiòclasi blanca (Figura 7.18).

### 7.3.2 Petrografia

Les diorites del Complex de Susqueda presenten una textura inequigranular de gra gruixut-mitjà, caracteritzada per l'abundància i l'idiomorfisme dels amfibols, també present a la matriu (Figura 7.18). El mineral dominant és l'amfibol, amb un índex de color  $M'$  superior a 50 que qualifica la roca de melanocràtica; mentre que la plagiòclasi és subordinada a aquest. Depenent de la varietat s'hi pot trobar una petita quantitat de quars, biotita o clinopiroxè; a més d'apatita. El contingut en minerals opacs és molt baix, gairebé nul (Taula 7.9).

Es poden distingir al menys tres tipus d'amfibol, segons les seues característiques texturals i l'associació amb els altres minerals de la roca. El tipus més conspicu forma cristalls idiomorfs o hipidiomorfs de mida generalment compresa entre 1 mm i 10 mm, sent la moda 3 mm aproximadament. Malgrat el rang abans indicat, val a dir que la mida és molt variable inclús en la mateixa mostra, de manera que no és estrany trobar alguns amfibols de fins a 2 cm. Mostren un pleocroisme en tons marrons, més o menys intens, amb una clara zonació verd pàl·lid cap a la vora. Aquesta zonació es veu també reflectida en un augment de la birefringència (Figura 7.19). Aquest tipus d'amfibol no sol presentar macles. Com a inclusió s'hi pot trobar clinopiroxè del mateix tipus que el de la matriu, biotita més o menys clorititzada, o bé amfibols incoloros que pseudomorfitzen algun mineral previ. Aquest últim tipus d'inclusió té morfologies més o menys arrodonides, semblant a la d'alguns clinopiroxens i olivines d'altre litologies. És possible trobar-los tant en continuïtat òptica amb l'hoste com amb diferent orientació; en aquest últim cas l'amfibol presenta sovint la macla polisintètica característica de la cummingtonita. El tercer tipus d'amfibols és clarament pseudomorf de piroxens i té un aspecte fibrós (uralita). És de color verd clar, més intens que el verd pàl·lid del tipus idiomorf.

La plagiòclasi forma cristalls allotriomorfs més o menys intersticials, d'entre 5 mm i 7 mm. Presenta un marcat caràcter poiquilític amb abundants inclusions d'amfibol i,



*Figura 7.19:* Meladiorita 3092. Els amfibols formen cristalls idiomorfs zonats amb colors d'interferència entre el primer i el segon ordre, mentre que la plagiòclasi, amb colors grisos de primer ordre, té un caràcter marcadament poiquilític.

Taula 7.9: Anàlisis modals de diorites (%).

	Plagiòclasi	Amfíbol	Biotita	Quars	Clinopiroxè	Altres
S16-40	19,4	74,3	3,8 <sup>a</sup>	2,4	—	0,1
3092	17,7	78,7	0,8	—	2,8	—

a. Inclou clorita.

en algunes mostres, clinopiroxè. Presenta macles polisintètiques de lamelles estretes segons la llei de l'albita, combinada de vegades amb la de la periclina i més rarament segons la llei de Carlsbad. La zonació dels cristalls, tot i que s'ha pogut observar, és poc evident a causa del caràcter poiquilitic tan acusat d'aquests. En general està lleugerament sericititzada.

El clinopiroxè forma cristalls hipidiomorfs o allotriomorfs, de vegades una mica arrodonits, d'entre 0,1 mm i 0,35 mm de llarg, aproximadament. Es presenta sempre com a inclusió en la plagiòclasi. Els cristalls són incolor, no presenten zonacions ni inclusions. Rares vegades s'ha pogut observar un maclat simple. Presenten molt sovint una uralitització més o menys desenvolupada, sent rars els cristalls completament inalterats. Aquests últims se solen trobar inclosos en plagiòclasis que han cristallitzat ocupant els intersticis entre grans amfibols idiomorfs.

La biotita s'ha trobat únicament com a inclusió en amfibols, encara que part de la clorita present com a cristalls individuals podria ser pseudomorfa de biotita. Els cristalls inclosos en l'amfíbol solen ser tabulars, bastant idiomorfs, de tonalitats ataronjades i amb un cert grau de cloritització.

El quars forma cristalls allotriomorfs intersticials, de fins a 3 mm de diàmetre. Presenta una certa extinció ondulosa. Els cristalls d'amfíbol en contacte amb el quars solen presentar cares cristallines molt ben definides.

De les mostres examinades es pot suposar que la presència de clinopiroxens és, en certa mesura, incompatible amb el quars i la biotita.

L'apatita es troba formant cristalls allotriomorfs de fins a 1 mm de diàmetre.

El feldspat potàssic només s'ha observat amb la microsonda electrònica. Forma petits cristalls de fins a 25 µm inclosos en plagiòclasi.

## 7.4 Tonalites (zones híbrides heterogènies)

### 7.4.1 Condicions d'aflorament i característiques macroscòpiques

Les tonalites afloren en les anomenades «zones híbrides heterogènies» o «zones de mescla», en les quals s'observa una heterogeneïtat de la roca a gran escala (Figura 7.20). Les parts clares són quasi invariablement de gra gros, riques en quars, plagiòclasi i biotita, amb poc de feldspat potàssic. Les parts fosques, en canvi, són de gra fi, molt riques en biotita i sovint amb abundants fenocristalls de plagiòclasi. De vegades s'hi pot trobar també algun cristall de feldspat potàssic de mida gran (e.g. Figura 7.20a). La proporció relativa de les diferents parts és molt variable. La part melanocràtica pot arribar a ser molt subordinada a la part mesocràtica, la qual presenta a més major abundància de feldspat potàssic, de manera que la roca passa gradualment a una granodiorita biotí-

tica (§ 7.5). Les parts melanocràtiques solen tenir morfologies arrodonides, el·líptiques més o menys excèntriques, mentre que les parts mesocràtiques fan de matriu d'aquestes. L'índex de color de les parts melanocràtiques varia a nivell del mateix aflorament, en enclavaments adjacents o inclús dins el mateix enclavament. A diferència d'altres indrets amb zones de mescla semblants (e.g. ENRIQUE et al., 2017) no s'han observat relacions de tall rectilínies ni diferenciats leucogranítics.

En base a les característiques mineralògiques i texturals s'han diferenciat tres tipus de tonalites.

## 7.4.2 Petrografia

### 7.4.2.1 Tonalites biotítics de gra gros

Aquesta tipologia de tonalites presenta una textura equigranular a lleugerament inequigranular de gra gros (Figura 7.21). Els minerals que la componen són el quars, la plagiòclasi i l'ortosa com a minerals fèlsics essencials. El mineral màfic més abundant és la biotita, i l'allanita constitueix el màfic accessori més abundant.

El quars forma masses de fins a 5 mm en què els cristalls individuals fan al voltant de 0,35 mm de llargada.

La plagiòclasi es presenta en forma de cristalls generalment tabulars hipidiomorfs, poques vegades equidimensionals al·lotriomorfs i de vores arrodonides. Presenta una zonació normal, de vegades oscil·latòria, amb un nucli lleugerament sericititzat. Les macles més habituals són polisintètiques segons la llei de l'albita, combinada sovint amb la de la periclina i, menys freqüentment, la de Carlsbad. A més, alguns cristalls presenten estructures de sinneusi.

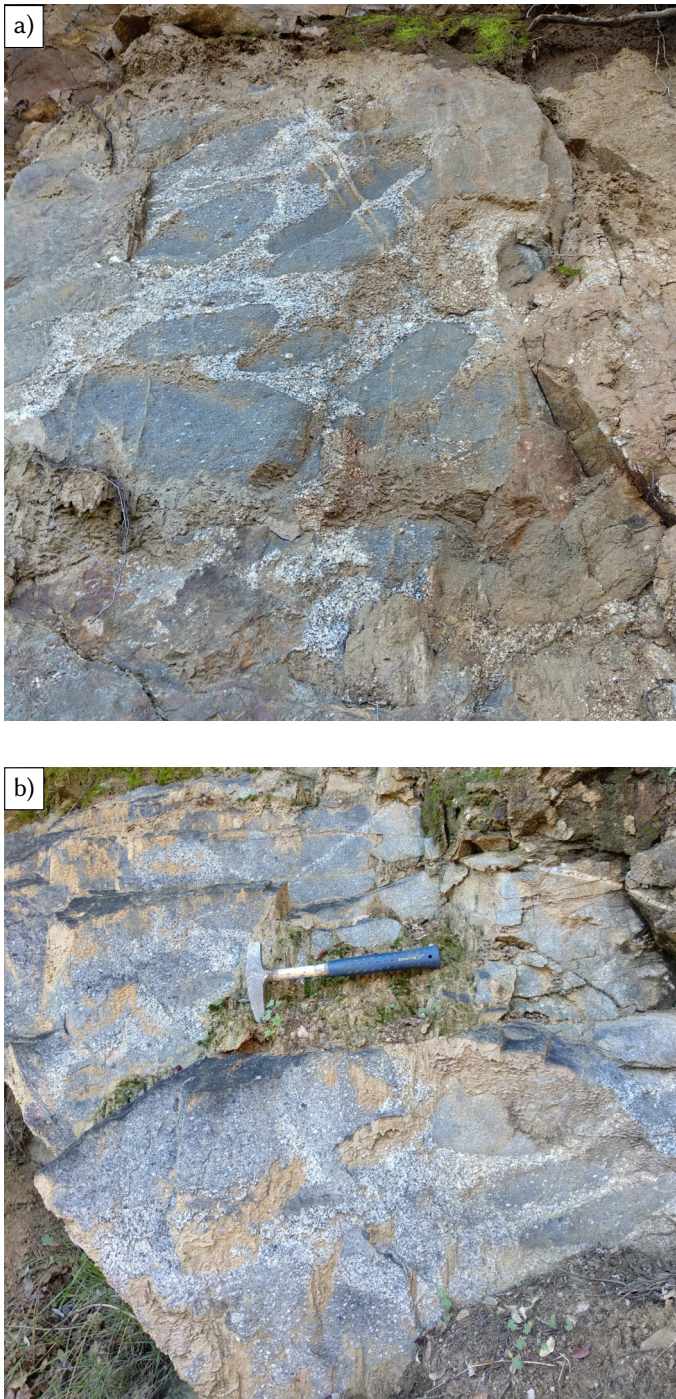
L'ortosa es troba en forma de cristalls al·lotriomorfs o, més rarament, com a grans cristalls hipidiomorfs. En la majoria dels casos els cristalls presenten la macla segons la llei de Carlsbad i relativament poques pertites (cf. § 7.5), a més d'una lleugera zonació. Les textures mirmequítiques estan poc desenvolupades i són poc freqüents.

La biotita constitueix el mineral màfic més abundant, al voltant del 18% modal. Es presenta en forma de cristalls tabulars de color marró a groc clar, hipidiomorfs o al·lotriomorfs de vores irregulars amb textures de desequilibri. De vegades presenta una lleugera extinció ondulosa.

L'allanita és el mineral accessori més abundant, que en alguns casos arriba al 0,7% modal. Forma cristalls idiomorfs o hipidiomorfs de mides compreses entre els 1 mm i 1,5 mm de llarg, encara que puntualment poden arribar a fer fins a 3 mm. Tenen un pleocroisme en tonalitats marronoses que remarca la zonació, o marró clar a verd clar en els cristalls més metamíctics. Aquests últims, caracteritzats per una birefringència més baixa, solen presentar una vora de color marró més intens i fractures radials que penetren en els minerals adjacents. Alguns dels cristalls estan envoltats per una corona d'epidota. Quan l'allanita està associada a la biotita genera un estret halo pleocroic.

### 7.4.2.2 Tonalites biotítics de gra fi

Les tonalites d'aquest tipus solen tenir una textura de gra fi inequigranular porfírica (Figura 7.21). Els fenocristalls dispersos en la matriu de gra fi solen ser de plagiòclasi, encara que també n'hi pot haver de quars i d'ortosa. El contingut en fenocristalls de



*Figura 7.20:* a) i b) Aflorament d'una zona híbrida heterogènia. Les parts mesocràtiques corresponen a les tonalites biotítics de gra gros (§ 7.4.2.1) mentre que les parts melanocràtiques corresponen a les tonalites biotítics de gra fi (§ 7.4.2.2).

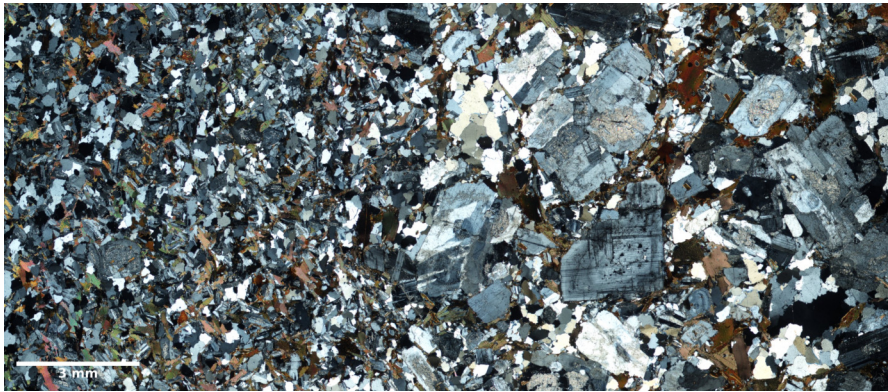


Figura 7.21: Zona de contacte entre una tonalita biotítica de gra fi (esquerra) i una tonalita biotítica de gra gros (dreta). LPC.

Taula 7.10: Anàlisi modals de tonalites biotítiques (%).

	Plagiòclasi	Biotita	Quars	Hornblenda	Opacs	Altres
S17-73	47,6	26,9	24,0	0,3	0,4	0,5
S16-112	49,2	20,0	30,7	—	—	0,1
S16-115M	53,6 <sup>a</sup>	27,3	19,0	—	—	< 0,1

a. Inclou 10,7% de fenocristalls.

plagiòclasi és molt variable i influeix directament en l'anàlisi modal (Taula 7.10). El percentatge de minerals màfics, per exemple, varia des del 30 % als 17 %, considerant casos representatius.

Els fenocristalls de plagiòclasi són hipidiomorfs d'entre 2 mm i 4 mm de llarg. Solen presentar macles polisintètiques segons la llei de l'albita, combinada de vegades amb la de Carlsbad i, més rarament, la de la periclina. La zonació està poc marcada excepte en les vores d'alguns cristalls. Alguns cristalls presenten una textura en colador en què la cavitat ha quedat reomplerta pel sobrecreixement de la vora, incloent de vegades petites biotites arrodonides. Els nuclis estan poc sericititzats. Alguns fenocristalls formen una textura glomeroporfírica. Com a inclusió presenten cristalls de biotita de 0,15 mm aproximadament, sobretot de manera orientada segons les cares del cristall. L'apatita hi és present amb menys freqüència. No és infreqüent trobar cristalls fracturats en què les fractures han estat reomplertes per quars.

La matriu de gra fi està dominada per cristalls de quars allotriomorfs, equidimensionals, de 0,30 mm de diàmetre aproximadament. L'extinció és ondulosa en la majoria dels casos.

La plagiòclasi de la matriu forma cristalls tabulars hipidiomorfs de mides compreses entre els 0,45 mm i els 0,60 mm de llargada. La zonació que presenten és bastant continua, però amb un nucli i una vora ben marcats. Els nuclis estan poc sericititzats. La macla més abundant és segons la llei de Carlsbad, més rarament polisintètica segons la llei de l'albita.



Taula 7.11: Anàlisis modals de tonalites biotiticohornblèndiques (%).

	Plagiòclasi	Biotita	Quars	Hornblenda	Accessoris
S18-28	43,6	27,4	20,4	7,6	1,0
S17-77	45,8	21,1	18,4	13,7	0,7
S17-43	44,7	20,3	15,3	18,3	1,4

La biotita forma cristalls tabulars hipidiomorfs o allotriomorfs d'entre 0,15 mm i 0,30 mm, encara que també n'hi pot haver de mides superiors entre 0,75 mm i 0,90 mm. Aquests últims més grans presenten sovint inclusions d'apatita. En general el grau de cloritització és molt baix, gairebé nul. Associada a la biotita pot haver-hi una mica d'allanita allotriomorfa, la qual genera un halo pleocroic al seu voltant.

L'ortosa no s'ha identificat a la matriu, però pot estar present com a fenocristalls que poden arribar als 2 cm aproximadament i tenen característiques anàlogues a les ortoses de les parts mesocràtiques (e.g. Figura 7.20).

El zircó es troba present en forma d'inclusió en biotita o associada a aquesta. Les inclusions solen ser idiomorfes, d'uns 30 µm de llarg, mentre que els altres solen ser més grans, de fins a 150 µm de llarg.

La titanita es troba en petites quantitats, sovint associada als fenocristalls de plagiòclasi, bé en les vores d'aquesta o reomplint alguna fractura juntament amb quars. Forma agregats o cristalls individuals allotriomorfs de fins a 0,30 mm de diàmetre.

Els minerals menys abundants són la magnetita i la pirita.

#### 7.4.2.3 Tonalites biotiticohornblèndiques

Les tonalites biotiticohornblèndiques presenten una textura equigranular de gra fi. Els minerals que les componen són la plagiòclasi, la biotita, el quars i l'hornblenda (Taula 7.11). Els cristalls de plagiòclasi presenten una certa orientació preferent.

La plagiòclasi forma cristalls tabulars hipidiomorfs d'entre 0,40 mm i 0,60 mm, més rarament idiomorfes. Presenta una zonació normal amb un nucli i una vora ben definida. Els nuclis estan molt poc sericititzats. La majoria dels cristalls estan maclats segons la llei de Carlsbad, sent la macla polisintètica segons la llei de l'albita menys freqüent. Contenen inclusions de biotita i hornblenda arrodonida.

El quars forma cristalls equidimensionals allotriomorfs de mides entre els 0,20 mm i 0,40 mm. La majoria dels cristalls presenten una extinció lleugerament ondulosa. Com a inclusió presenten cristalls aciculars d'apatita (40 µm–80 µm), a més d'hornblenda i biotita.

La biotita constitueix el mineral màfic més abundant (Taula 7.11). Forma cristalls tabulars hipidiomorfs o allotriomorfs de mides compreses entre els 0,20 mm i els 0,40 mm, encara que alguns poden arribar als 0,70 mm. El pleocroisme va de marró a groc clar. Contenen relativament poques inclusions de zircó i d'apatita.

L'hornblenda forma cristalls prismàtics allotriomorfs o hipidiomorfs de mides compreses entre 0,10 mm i 0,30 mm, que excepcionalment arriba als 0,5 mm de llarg. Presenta un marcat pleocroisme, amb el nucli marró o verd fosc i les vores verd clar. Sol estar associada a la biotita.

Sovint la biotita es troba associada a l'hornblenda, de manera que hi ha un pas progressiu d'una a l'altra.

La titanita és el mineral accessori més abundant. Es presenta en forma de cristalls allotriomorfs de 0,10 mm–0,30 mm de diàmetre. Si bé sol estar associada a la biotita, sobretot quan aquesta presenta un cert grau de cloritització, també es troba en zones riques en quars i plagiòclasi idiomorfes.

L'allanita es pot trobar ocasionalment formant cristalls allotriomorfs intersticials de fins a 0,50 mm aproximadament. Presenta un pleocroisme feble en tons marrons clars i grocs clars, indicatiu d'un cert grau de metamictització.

Els únics minerals opacs observats en petitíssimes quantitats són la magnetita i la pirita. La magnetita, més o menys transformada a maghemita, forma cristalls de mides inferiors als 100 µm; mentre que els cristalls de pirita no superen els 35 µm.

## 7.5 Granodiorites

### 7.5.1 Condicions d'aflorament i característiques macroscòpiques

Les granodiorites estan àmpliament representades en la zona d'estudi, i afloren tant al N (e.g. a la Riera de Rupit) com al S (e.g. W de la Serra dels Tanys, a prop del contacte amb els monzogranits). El seu aspecte és massiu, de tonalitats generalment blanques o gris clar quan la roca és fresca (Figura 7.22). El sauló producte de la meteorització és marró clar, amb abundants cristalls blancs de plagiòclasi alterada. És freqüent la presència d'enclavament màfics microgranulars, de contorns arrodonits (cf. § 7.4.1). S'han observat també alguns xenòlits de roques metamòrfiques (Figura 7.22c).

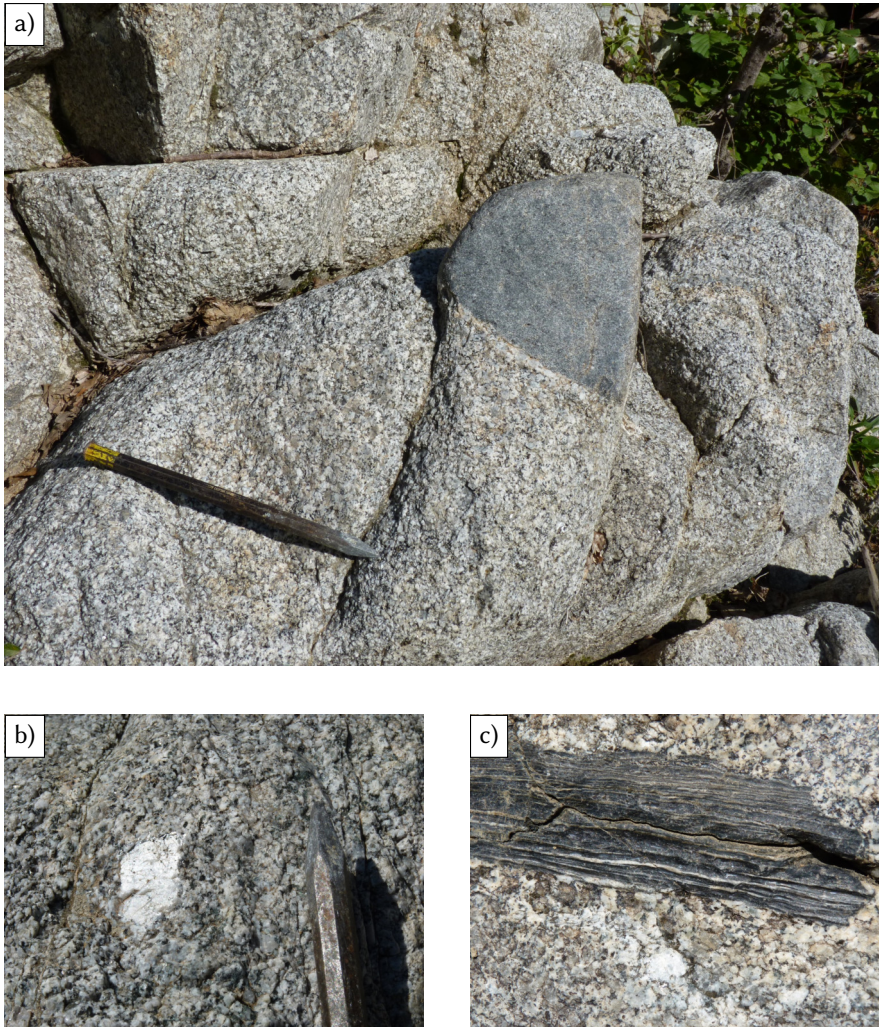
### 7.5.2 Petrografia

Les granodiorites presenten una textura inequigranular de gra mitjà a gros. Els minerals fèlsics essencials són el quars, la plagiòclasi i l'ortosa. La biotita constitueix l'únic mineral màfic present en quantitats significatives, amb la qual cosa aquestes roques rebrien el nom de granodiorites biotítics. Com a minerals accessoris sol trobar-s'hi l'allanita i l'apatita.

El quars forma generalment cristalls equidimensionals allotriomorfs d'entre 2 mm i 6 mm de diàmetre, amb extinció ondulosa més o menys desenvolupada segons l'aflorament. En alguns casos, el quars forma agregats globulars en què els cristalls individuals que el componen, d'aproximadament 1 mm de diàmetre, tenen una orientació òptica a grans trets similar. Presenta inclusions d'apatita, plagiòclasi i biotita.

La plagiòclasi forma cristalls tabulars generalment hipidiomorfs, més rarament idiomorfes, que mesuren entre 2 mm i 5 mm de llarg. Presenta macles polisintètiques, principalment segons la llei de l'albita, però de vegades també es combina amb altres macles segons la llei de la periclina o la de Carlsbad. La zonació sol ser normal, bastant continua, i els nuclis solen presentar una lleugera sericitització. Com a inclusió presenta biotita i, de vegades, altres plagiòclasis més petites. Excepcionalment s'hi ha trobat apatita de fins a 0,45 mm.

L'ortosa es presenta bé com a grans cristalls tabulars hipidiomorfs, rics en inclusions de biotita i plagiòclasi, bé com a cristalls allotriomorfs intersticials, de mides més petites. Els primers poden arribar a fer 2,5 cm, mentre que els segons fan entre 2 mm i 6 mm de



*Figura 7.22:* Aflorament de granodiorita a la Riera de Rupit. a) Aspecte general de la granodiorita, amb un xenòlit metamòrfic; b) detall dels cristalls de feldspat potàssic centimètrics; c) xenòlit de roca metamòrfica inclòs en la granodiorita. Fotos cortesia de Pere Enrique.

diàmetre. Les pertites que de vegades presenta són allargades i molt primes, de  $20\ \mu\text{m}$ – $30\ \mu\text{m}$  per  $1\ \mu\text{m}$ – $2\ \mu\text{m}$  aproximadament.

La biotita constitueix el mineral màfic més abundant, amb continguts variables entre el 9% i el 14% modal. Forma cristalls tabulars hipidiomorfs amb pleocroisme marró a groc clar. Les inclusions més freqüents són el zircó i l'apatita.

El mineral accessori més abundant és l'allanita, que pot arribar al 0,4% modal. Forma cristalls prismàtics hipidiomorfs o allotriomorfs i poden arribar als 2 mm de llarg. Són de color marró, freqüentment zonats, amb un cert pleocroisme i ocasionalment macrats. Els cristalls més metamíctics solen estar envoltats d'una corona d'epidota i són



Figura 7.23: Aflorament de monzogranit a la Muntanya de la Coma, al sud de la zona d'estudi.

habituals les esquerdes radials. En els casos on l'allanita apareix associada a la biotita, aquesta última presenta un estret halo pleocroic.

En les mostres més clorititzades hi ha, a més a més, una certa quantitat d'epidota associada a la clorita, formant agregats de cristalls de 20  $\mu\text{m}$ –30  $\mu\text{m}$  aproximadament. També es troba entre les làmines d'exfoliació de la clorita, acompanyada d'òxids.

## 7.6 Monzogranits

### 7.6.1 Condicions d'aflorament i característiques macroscòpiques

Els monzogranits afloren principalment al SW de la zona d'estudi i constitueixen una de les intrusions principals del massís de les Guilleries. Presenten un aspecte massiu amb tonalitats clares, normalment rosades. La textura és fanerítica, de gra mitjà a gros, lleugerament porfírica a causa de cristalls d'ortosa centimètrics (Figura 7.23). El quars es translúcid, de tonalitats grises i la plagiòclasi blanca, mentre que l'ortosa és rosada. La biotita forma cristalls d'hàbit tabular de color negre.

A banda de petites variacions en la mida de gra i en el contingut en biotita, aquesta litologia presenta poca variabilitat.

### 7.6.2 Petrografia

Els monzogranits presenten una textura lleugerament inequigranular, de gra mitjà a gros. Els minerals fèlsics essencials són el quars, la plagiòclasi i l'ortosa; mentre que la

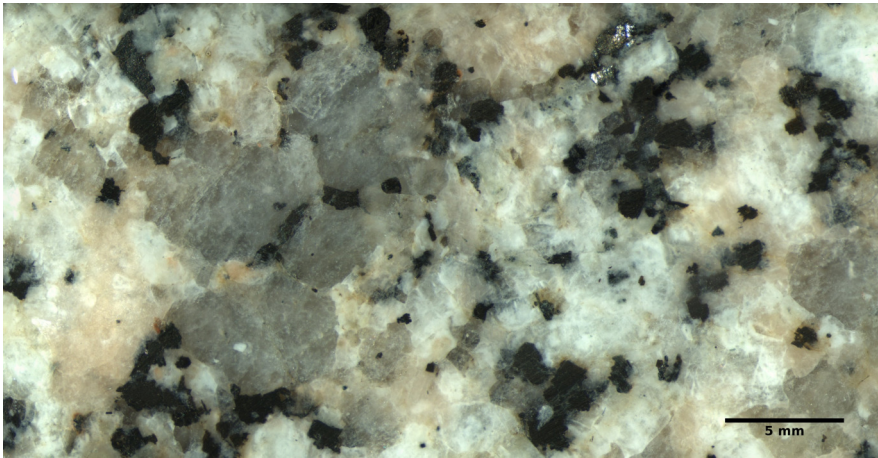


Figura 7.24: Textura de visu del monzogranit de la Muntanya de la Coma.

biotita és l'únic mineral màfic en quantitats significatives encara que baixes, cosa que confereix a la roca un cert caràcter leucocràtic. El nom específic d'aquesta litologia, per tant, seria el de monzogranit biotític.

El quars es presenta en forma de cristalls equidimensionals allotriomorfs d'entre 2 mm i 7 mm aproximadament, sovint amb extinció ondulosa. Generalment presenta poques inclusions, i la més freqüent és la biotita.

La plagiòclasi es troba en forma de cristalls prismàtics hipidiomorfs de mides compreses entre els 3 mm i els 5 mm. Presenta zonació normal i oscil·latòria, amb nuclis lleugerament sericititzats. Els cristalls solen presentar macles polisintètiques segons la llei de l'albita, de vegades combinada amb macles segons la llei de la periclina. Com a inclusions s'hi troben petits cristalls de biotita. Algunes plagiòclasis presenten en el contacte amb l'ortosa una textura mirmequítica incipient.

L'ortosa forma cristalls bé tabulars o prismàtics hipidiomorfs o bé allotriomorfs intersticials, de mides compreses entre 1 mm i 4 mm, que de vegades ultrapassen els 10 mm (Figura 7.23). Els cristalls de majors mides solen estar maclats segons la macla de Carlsbad, a més de contenir abundants pertites amb morfologia de flama o en forma de reixa. En les pertites de major desenvolupament és freqüent el maclat polisintètic. Com a inclusions s'hi troben cristalls de plagiòclasi i biotita.

La biotita constitueix el mineral màfic més abundant, entre el 5% i el 9% modal. Es presenta en forma de cristalls tabulars hipidiomorfs de 2 mm a 3 mm amb pleocroisme marró o marró oliva a groc clar. Com a inclusions presenten petits cristalls prismàtics d'apatita i, de vegades, de zircó de mides no superiors als 75 µm. Aquest últim genera al seu voltant el típic halo pleocroic. Alguns cristalls de biotita en contacte amb l'ortosa presenten en les cares prismàtiques un creixement simplectític. El grau de cloritització és generalment baix.

Com a minerals accessoris s'hi troben la clinozoisita i l'epidota. La clinozoisita es presenta en forma de cristalls hipidiomorfs, mentre que l'epidota sol ser allotriomorfa, menys freqüentment hipidiomorfa.

Els cristalls de zircó no inclosos en la biotita són poc freqüents, tendeixen a ser

alotriomorfs i a ser d'una mida superior.

La moscovita, quan hi és present, apareix en forma de petits cristalls tabulars idiomorfs.

Algunes mostres estudiades presenten petits enclavaments formats per plagiòclasi i biotita hipidiomorfs, de mides compreses entre 0,3 mm i 1 mm, sense a penes quars.

## 7.7 Altres litologies

En aquesta secció es descriuran breument algunes litologies minoritàries d'origen no igni però que tanmateix tenen una ampla distribució en el complex i estan estretament lligades a les roques ígnies del complex. Entre aquestes són notables els xenòlits de cornianes pelítiques i les roques híbrides amb granat.

### 7.7.1 Condicions d'aflorament i característiques macroscòpiques

Els xenòlits de corniana pelítica se solen presentar com a blocs angulosos, molt durs i tenaços, de coloracions marronoses en superfície alterada i de color gris blavós en fractura fresca. A nivell macroscòpic no solen presentar cap tipus d'anisotropia. Tot i que existeix una gran varietat de xenòlits, els més destacables són aquells amb grans cristalls de granat de fins a 1 cm i els que tenen grans feixos de sillimanita de fins a 2 cm visible a simple vista.

Les roques híbrides es troben en algunes zones properes al contacte entre les roques bàsiques i l'encaixant metamòrfic. A simple vista tenen un aspecte igni massiu, sense cap tipus d'anisotropia. Són de colors foscos, molt riques en biotita.

Algunes roques híbrides presenten petits enclavaments de corniana pelítica formats per cordierita, sillimanita i espinella.

### 7.7.2 Petrografia

#### 7.7.2.1 Cornianes pelítiques

Les cornianes pelítiques tenen una estructura granoblàstica molt marcada dominada per la cordierita (Figura 7.25). Els minerals que acompanyen la cordierita depenen de la mostra i són variats. Algunes de les paragènesis trobades són:

- Crd + Bt + And + Qz + Ilm ± Grt ± Ms ± Sil
- Crd + Sil + And + Crn + Bt + Ilm + Spl ± Ms
- Crd + Pl + Grt + Sil + Spl + Ilm ± Ms

La cordierita forma cristalls prismàtics hipidiomorfs o allotriomorfs. La mida dels cristalls és molt variable. En algunes mostres la cordierita de mida més petita forma mosaics i sembla haver recristallitzat a partir d'un cristall previ de majors dimensions. Les macles polisintètiques són habituals, la macla cíclica és rara i només visible en els cristalls més frescs (Figura 7.25b). El grau d'alteració és molt variable i es poden trobar des de mostres on la cordierita només presenta una lleu pinitització a les vores (e.g.

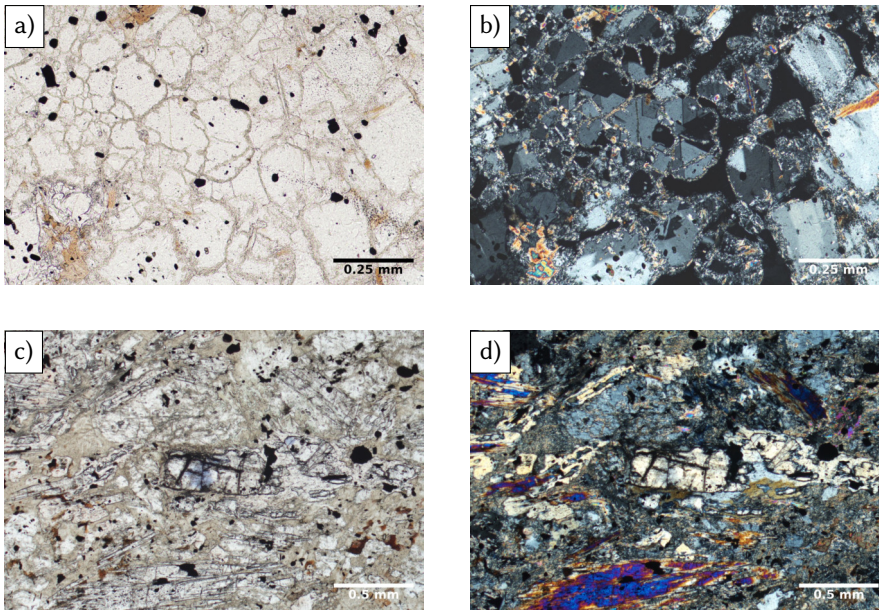


Figura 7.25: Cornianes pelítiques. Cristalls de cordierita immersos en quars (extingit), biotita, andalusita (baix a l'esquerra) i ilmenita: a) LPP, b) LPC, noteu la macla cíclica de la cordierita (centre). Cristalls de corindó (safir) parcialment transformats a andalusita, sillimanita prismàtica, també en procés de transformació a andalusita, i cristalls de biotita en una matriu de cordierita parcialment pinititzada: c) LPP, d) LPC.

Figura 7.25a,b) fins a mostres on la cordierita s'ha alterat completament. Les inclusions més habituals són d'ilmenita, més rarament quars i excepcionalment espinella i sillimanita en algunes mostres.

L'andalusita forma cristalls hipidiomorfs o allotriomorfs. Els cristalls més ben formats solen tenir un nucli i una vora irregular formant una simplectita amb cordierita. També se la troba reemplaçant sillimanita, corindó o espinella. Solen tenir un cert pleocroisme de color salmonat al nucli, menys intens o nul a la vora.

La sillimanita forma cristalls aciculars o prismàtics hipidiomorfs, sovint en forma de feixos. En algunes mostres s'ha observat el reemplaçament de la sillimanita per l'andalusita (Figura 7.25c,d). També se l'ha trobada associada a l'espinella. Les inclusions més habituals són d'ilmenita, i molt rarament s'ha trobat espinella.

El corindó forma cristalls prismàtics curts hipidiomorfs de fins a 0,75 mm de llargada. En algunes mostres s'ha observat el reemplaçament del corindó per l'andalusita (Figura 7.25c,d).

La biotita forma cristalls allotriomorfs de mides variables. Sovint s'associa a l'andalusita o a la sillimanita.

El quars s'ha trobat en forma de cristalls intersticials allotriomorfs (Figura 7.25a,b) amb la cordierita. El caràcter intersticial és especialment evident en aquelles mostres en què la majoria dels minerals aluminics han estat completament alterats.

El granat forma cristalls equidimensionals allotriomorfs de fins a 1 cm de diàmetre.

Els cristalls més grans són rars i es troben dispersos, mentre que els de menor mida formen de vegades agrupacions d'uns pocs individus. Estan parcialment reemplaçats per agregats de biotita, moscovita i altres minerals.

L'espínella forma agregats de petits cristalls hipidiomorfs o es troba com a cristalls allotriomorfs arrodonits inclosos en cordierita. També se la pot trobar inclosa en andalusita i més rarament en sillimanita i granat. És de color verd intens.

### 7.7.2.2 Roques híbrides migmatítiques

Les roques híbrides migmatítiques tenen una textura inequigranular o lleugerament porfírica. Els minerals més abundants són la biotita i la plagiòclasi, amb una certa quantitat de moscovita, cristalls de granat i generalment poc de quars. La turmalina, si bé no sempre hi és present, de vegades pot arribar a ser molt abundant i formar cristalls de 2 cm.

La plagiòclasi forma cristalls allotriomorfs o hipidiomorfs d'hàbit tabular d'aproximadament 2,3 mm, encara que de vegades poden superar els 5 mm. La macla en graella és gairebé ubiqua. Els cristalls presenten una zonació normal contínua generalment poc marcada. Les inclusions més habituals són de biotita de mida més petita que la de la matriu. Tot i que generalment els cristalls de biotita inclosos estan desorientats, en alguns casos s'observa una certa orientació preferent. Alguns cristalls presenten cap a les vores petites plagiòclasis a més de petits cristalls arrodonits pseudomorfitzats per agregats de pinita groga, possiblement alteració de cordierita.

En algunes mostres s'observen petites estructures intrusives semblants a dics o apòfisis en què les plagiòclasis presenten una textura completament diferent a la de la resta de la roca. En aquestes apòfisis les plagiòclasis són hipidiomorfs, o inclús idiomorfs, d'aproximadament 0,6 mm de llarg, i que no superen mai 1 mm de llargada. La macla dominant és la polisintètica segons la llei de l'albita, i de vegades es veu també la macla segons la llei de Carlsbad. No presenten cap tipus d'inclusió i només estan acompanyades per escassos cristalls de biotita, sense moscovita ni cap altre mineral present en la resta de la roca.

La biotita forma cristalls tabulars hipidiomorfs d'entre 0,5 mm i 1 mm. El pleocroisme varia de marró intens a groc clar. Destaca la gran quantitat de zircons inclosos i els halos pleocroics que generen. Alguns cristalls inclosos en la plagiòclasi són idiomorfs pseudohexagonals.

La moscovita forma cristalls tabulars i laminars hipidiomorfs o allotriomorfs d'entre 0,2 mm i 0,7 mm. A diferència de la biotita, la moscovita no presenta inclusions de zircó.

El granat forma cristalls equidimensionals allotriomorfs, rarament hipidiomorfs, de fins a 4 mm de diàmetre. Sempre apareixen molt fracturats i parcialment transformats a un agregat de cristalls de biotita, quars, moscovita i plagiòclasi que conserva la forma arrodonida del cristall original.

El quars forma petits cristalls allotriomorfs d'entre 0,1 mm i 0,4 mm que es troben invariablement en posició intersticial.

La turmalina forma cristalls prismàtics idiomorfs. En general, els cristalls fan al voltant de 0,3 mm de diàmetre i 0,75 mm de llarg, però excepcionalment poden arribar a fer 0,6 cm de diàmetre i 1,5 cm de llarg. Presenta un marcat pleocroisme amb zonacions que van de verd blavós al centre a colors marró-verdosos a les vores.



El zircó forma cristalls de 10 µm, quasi sempre com a inclusió en la biotita. Els cristalls no inclosos són rars, sovint allotriomorfs i de fins a 30 µm.

És habitual la presència d'agregats allotriomorfs de pinita, sovint associada a biotita amb vores irregulars. Aquests agregats podrien correspondre a antics cristalls de cordierita.

## 7.8 Conclusions

En aquest capítol es descriuen les característiques petrogràfiques de tota la varietat de litologies plutòniques que afloren al Complex de Susqueda, que van des de litologies ultramàfiques als granitoides.

Es descriuen cinc tipus d'hornblendites, segons les seues característiques mineralògiques més destacables. Les varietats descrites són les hornblendites s.s., les hornblendites amb plagiòclasi, les hornblendites olivíniques, les hornblendites olivíniques amb espinella i les hornblendites olivíniques amb plagiòclasi i piroxens. A més, es descriuen detalladament algunes característiques texturals particulars de la varietat d'hornblendites olivíniques amb plagiòclasi i piroxens.

Es descriuen set varietats de bojites: les bojites de gra fi, amb una descripció detallada de les fàcies bandades, les bojites de gra mitjà, les bojites de gra gros, les quarsojojites, les bojites porfíriques poiquilítiques, les bojites cummingtonítiques i els pegmatoides dioriticobojítics.

Es descriu una única varietat de diorita, la meladorita, la qual presenta algunes característiques similars a les hornblendites.

Es descriuen tres varietats de tonalites associades a les zones híbrides heterogènies, segons la seva mineralogia i textura. Les varietats descrites són les tonalites biotítiques de gra gros, les tonalites biotítiques de gra fi i les tonalites biotiticohornblèndiques.

Es descriu una varietat de granodiorita: la granodiorita biotítica, així com una varietat de monzogranit: el monzogranit biotític.

A més, es descriuen algunes litologies exòtiques de caràcter minoritari i d'origen no igni (en el sentit estricte) associades a les litologies del Complex de Susqueda: les cornianes pelítiques i les ròques híbrides migmatítiques.



# Química mineral

## 8.1 Olivines

Les olivines analitzades es troben a les hornblendites olivíniques (§ 7.1.2.3), hornblendites olivíniques amb espinella (§ 7.1.2.4) i hornblendites olivíniques amb plagiòclasi i piroxens (§ 7.1.2.5).

En el conjunt de les tres litologies, la composició de les olivines analitzades varia entre Fo<sub>65</sub> i Fo<sub>81</sub>, amb una composició mitjana de Fo<sub>76</sub>.

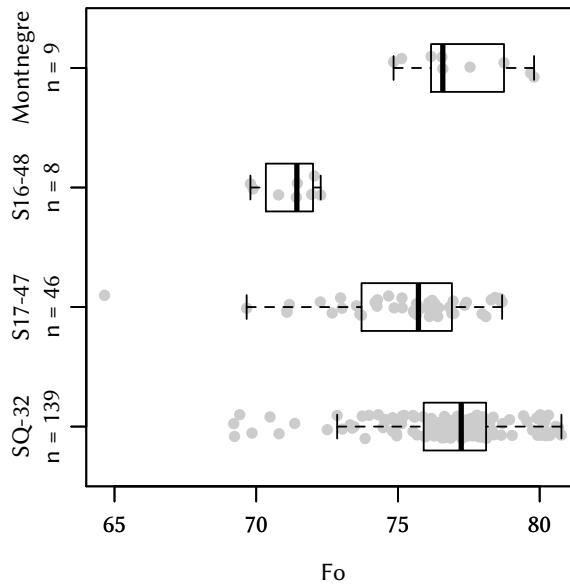
Si es consideren les diverses litologies per separat les olivines presenten lleugeres diferències composicionals (Figura 8.1). Els valors més baixos de Fo corresponen a les hornblendites olivíniques, amb una mitjana de Fo<sub>72</sub>. Les hornblendites olivíniques amb plagiòclasi i les hornblendites amb espinella presenten valors mitjans de Fo<sub>75</sub> i Fo<sub>77</sub>, respectivament.

Els nuclis de les olivines solen tenir valors de Fo més alts i menys dispersos que les vores (Figura 8.2). La dispersió en el contingut en Fo de les vores coincideix d'una banda amb la presència de corones de reacció (v. § 7.1.2.5.1) i de l'altra amb la presència de textures que suggereixen processos de corrosió magmàtica.

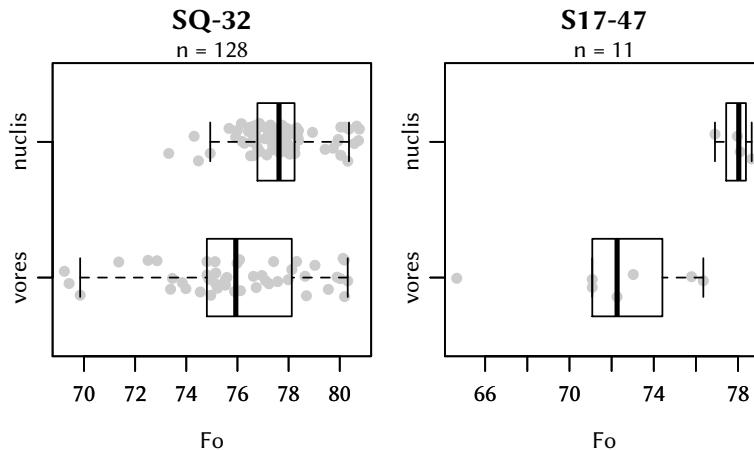
En les olivines afectades per la corona de reacció amb la plagiòclasi (descrita a la § 7.1.2.5.1) els nuclis solen tenir composicions properes a Fo<sub>79</sub>, mentre que cap a la vora disminueix fins a Fo<sub>72</sub>.

El contingut en elements traça de les olivines és baix. El MnO augmenta juntament amb el contingut en FeO de l'olivina fins a un màxim de 0,6%. Altres elements com el CaO i l'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> presenten valors al voltant del 0,03% i 0,01%, encara que excepcionalment arriben a 0,15% i 0,18%, respectivament. El Cr i el Ni, analitzats per ablació, presenten valors mitjans al voltant de <100 ppm i 680 ppm, respectivament. El Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> i el NiO analitzats amb la microsonda electrònica excepcionalment arriben a 0,19% i 0,15%. En el cas del Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> i l'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> els valors anòmals poden ser deguts a petites inclusions d'espinella rica en Cr.

Pel que fa als lantànids, les olivines presenten valors normalitzats subcondrítics amb un perfil lleugerament convex i no s'aprecien diferències entre mostres (Figura 8.3).



*Figura 8.1:* Diagrames de caixa del contingut en Fo de les olivines d'aquest treball i del Montnegre (ENRIQUE i GALÁN, 1989). Litologies: hornblendita olivínica amb espinella (SQ-32), hornblendita olivínica amb plagiòclasi i piroxens (S17-47) i hornblendita olivínica (S16-48). La línia gruixuda representa la mediana, mentre que els extrems de la caixa representen els quartils Q1 i Q3. La llargada dels braços representa l'interval de valors típics (i.e.  $\frac{2}{3}$  de l'amplitud interquartílica), els cercles fora d'aquest interval representen els valors atípics.



*Figura 8.2:* Diagrames de caixa del contingut en Fo de nuclis i vores d'olivines d'hornblendites olivíniques amb espinella (SQ-32) i hornblendites olivíniques amb plagiòclasi i piroxens (S17-47). En general, les vores mostren valors de Fo més baixos i dispersos que els nuclis.

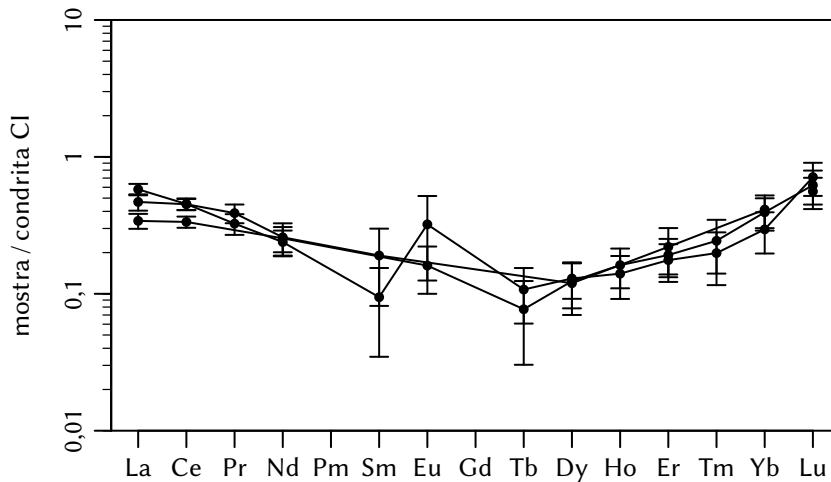


Figura 8.3: Perfils de lantànids de les olivines de les hornblendites. Les barres d'error es mostren només per als errors superiors al 10%. Normalitzat als valors de la condrita CI d'ANDERS i GREVESSE (1989).

## 8.2 Ortopiroxens

Tots els ortopiroxens analitzats es troben a les hornblendites olivíniques amb espinella (§ 7.1.2.4) i hornblendites olivíniques amb plagiòclasi i piroxens (§ 7.1.2.5).

La variació composicional dels ortopiroxens és més restringida que en el cas de les olivines (Figura 8.4). El contingut en el terme extrem En varia entre 78 % i 81 %, el contingut en Fs varia entre 16 % i 21 %, mentre que el contingut en Wo varia entre 0,3 % i 3 %. La composició mitjana per als ortopiroxens correspon a una enstatita  $En_{80}Fs_{18}Wo_2$ .

En general, hi ha correlació positiva entre el Cr i l'Al (possiblement deguda a petites inclusions d'espinella rica en Cr) i entre el Cr i el Ca. El Ti mostra correlació positiva amb el Fe i el Cr. L' $Al_2O_3$  varia entre 1,6 % i 3,1 %, amb un valor mitjà de 2,18 %. El CaO varia entre 0,16 % i 1,56 %, amb un valor mitjà de 1,02 %. El  $Cr_2O_3$  varia entre 0,03 % i 0,53 %, amb un valor mitjà de 0,28 %. Finalment, el NiO no supera el 0,05 %.

Els ortopiroxens de les hornblendites olivíniques amb espinella són lleugerament més magnèsics i menys càlcics que els de les hornblendites olivíniques amb plagiòclasi i piroxens (Figura 8.4).

Pel que fa als elements traça, en les hornblendites olivíniques amb espinella el contingut en Cr i en Ni dels ortopiroxens ronda les 2500 ppm i les 205 ppm, respectivament; mentre que en els de les hornblendites olivíniques amb plagiòclasi i piroxens està al voltant de les 3100 ppm i les 165 ppm, respectivament. Els perfils de lantànids mostren un pendent positiu característic, i no s'observen diferències significatives entre mostres (Figura 8.5a).

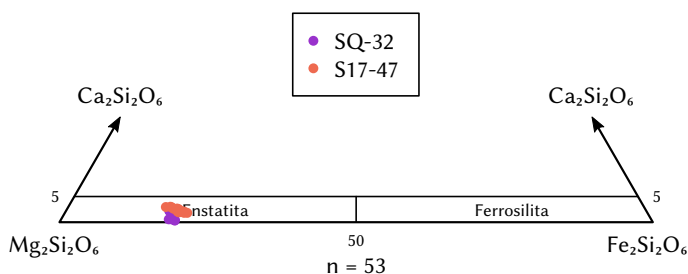


Figura 8.4: Composició dels ortopiroxens de les hornblendites olivíniques amb espinella (SQ-32) i les hornblendites olivíniques amb plagiòclasi i piroxens (S17-47) en el diagrama  $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ - $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ - $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$  (Wo-En-Fs) de MORIMOTO et al. (1988).

### 8.3 Clinopiroxens

Els clinopiroxens analitzats es troben a les hornblendites olivíniques amb plagiòclasi i piroxens (§ 7.1.2.5) i a les meladorites (§ 7.3).

La majoria dels clinopiroxens de les meladorites es classifiquen com a diòpsid. Els de les hornblendites olivíniques amb plagiòclasi i piroxens graden cap a l'augita a causa del major contingut en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Figura 8.6 i Figura 8.7).

En conjunt, la composició en el terme extrem En dels clinopiroxens oscilla entre 41 % i 48 %. El contingut en Wo oscilla entre 43 % i 50 %. La composició mitjana dels clinopiroxens analitzats correspon a un diòpsid  $\text{En}_{45}\text{Fs}_9\text{Wo}_{46}$ .

Si es consideren les dos litologies per separat, els clinopiroxens de les hornblendites olivíniques amb plagiòclasi i piroxens tenen continguts d'En,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  i  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  més alts, mentre que la Fs, la Wo i la  $\text{SiO}_2$  són més baixos que en la meladorita (Figura 8.7).

Les anàlisis per ablació dels elements traça en els clinopiroxens de les hornblendites olivíniques amb plagiòclasi i piroxens mostren continguts en Cr i Ni al voltant de 5000 ppm i 80 ppm, respectivament. Els perfils de lantànids són lleugerament còncaus, amb una petita anomalia d'Eu negativa (Figura 8.5b).

### 8.4 Amfibols

Els amfibols estan presents en gran part de les litologies del complex intermedi-bàsic. Les anàlisis realitzades corresponen a hornblendites olivíniques (§ 7.1.2.3), hornblendites olivíniques amb espinella (§ 7.1.2.4), hornblendites olivíniques amb plagiòclasi i piroxens (§ 7.1.2.5), bojites de gra fi (§ 7.2.2.1), bojites porfíriques poiquilítiques (§ 7.2.2.5), bojites cummingtonítiques (§ 7.2.2.6), pegmatoides dioriticobojitics (§ 7.2.2.7), diorites (§ 7.3) i tonalites biotiticohornblèndiques (§ 7.4.2.3).

En conjunt, els amfibols analitzats pertanyen principalment al subgrup dels amfibols càlcics i al subgrup dels amfibols de magnesi, ferro i manganès segons la classificació actual de la IMA (HAWTHORNE et al., 2012).

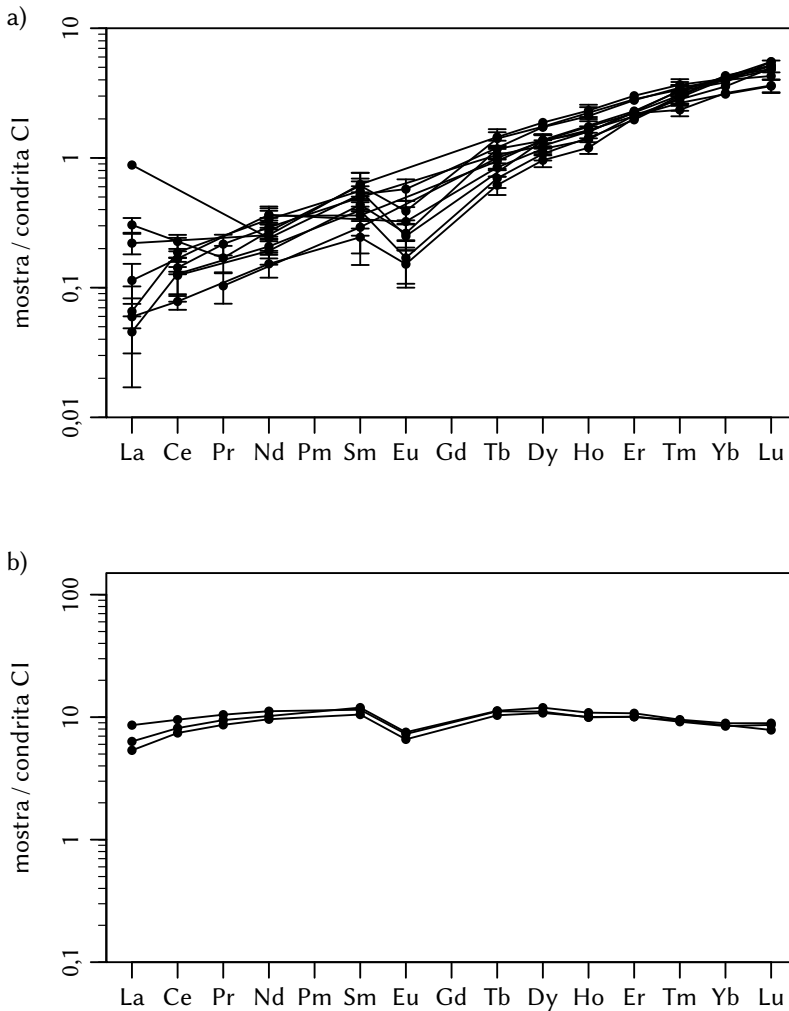


Figura 8.5: Perfils de lantànids dels ortopiroxens (a) i dels clinopiroxens (b) de les hornblendites. Les barres d'error es mostren només per als errors superiors al 10 %. Normalitzat als valors de la condrita CI d'ANDERS i GREVESSE (1989).

#### 8.4.1 Amfibols càlcics

Els amfibols càlcics formen un contínuum composicional que va des de la pargasita–magnesiohastingsita a la tremolita–actinolita, passant per la magnesiohornblenda–magnesioferrihornblenda<sup>1</sup> (Figura 8.8). De tot el conjunt, només dues anàlisis corresponen a la ferritschermakita i una a l'edenita.

1. Per qüestions pràctiques i per simplicitat, d'ara endavant els amfibols fèrrics (i.e. aquells que per la substitució  $Al \rightleftharpoons Fe^{3+}$  tenen  $Fe^{3+} > Al, Cr, Mn^{3+}$ ) seran considerats juntament amb les varietats aluminiques. De la mateixa manera, l'actinolita serà considerada juntament amb la tremolita.

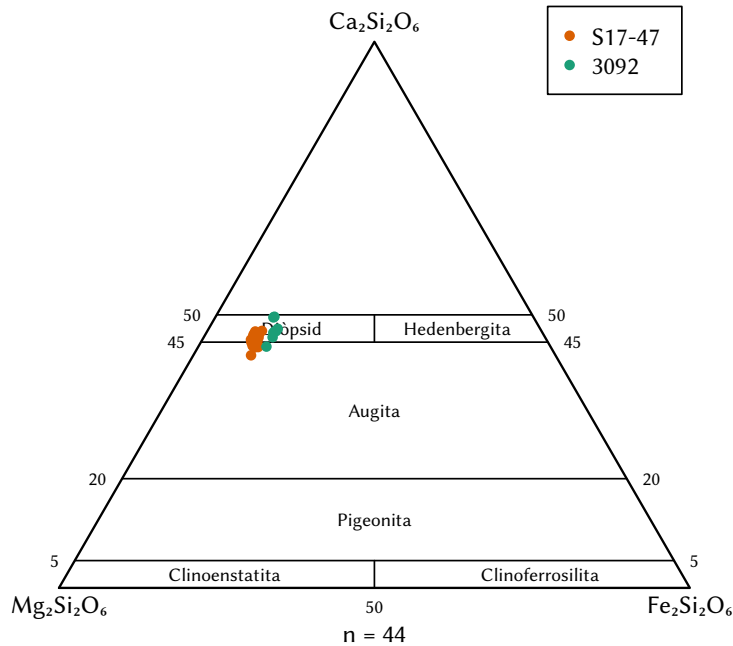


Figura 8.6: Composició dels clinopiroxens de les hornblendites olivíniques amb plagiòclasi i piroxens (S17-47) i meladorites (3092) en el diagrama Wo-En-Fs de MORIMOTO et al. (1988).

Existeix una relació entre determinats aspectes petrogràfics (com la zonació, el color i l'hàbit), la litologia i la composició química de l'amfíbol, encara que aquests factors no són necessàriament excloents entre ells i hi ha una certa superposició entre ells.

En general, en els amfibols marrons els nuclis tenen composicions més riques en Na, K, Ti i Al alhora que són més pobres en Si que les vores corresponents. Les diferències químiques entre les vores dels amfibols de colors verdosos i els nuclis marrons són molt marcades pel que fa als elements traça i semblen tenir una relació directa amb el color.

El color, que varia entre el marró i el verd (e.g. Figura 7.3), ve determinat pel contingut en Ti (i possiblement  $\text{Fe}^{3+}$ ). D'acord amb les dades obtingudes, els amfibols marrons solen tenir continguts en  $\text{TiO}_2$  superiors a l'1% i poden arribar a 2,82%. El contingut en Cr també sembla jugar un paper important en el color. Els nuclis marrons dels amfibols de les hornblendites, per exemple, tenen entre 3900 ppm i 4750 ppm i les vores de color verd més intens tenen al voltant de 3850 ppm en contrast amb les vores de colors verds pàl·lids, que tenen entre 100 ppm i 300 ppm.

Les hornblendites presenten amfibols predominantment pargasítics, separats per un gran buit composicional d'un segon màxim en el camp de la tremolita (Figura 8.9a). La magnesiornblendita és més comuna en les hornblendites olivíniques amb plagiòcla-



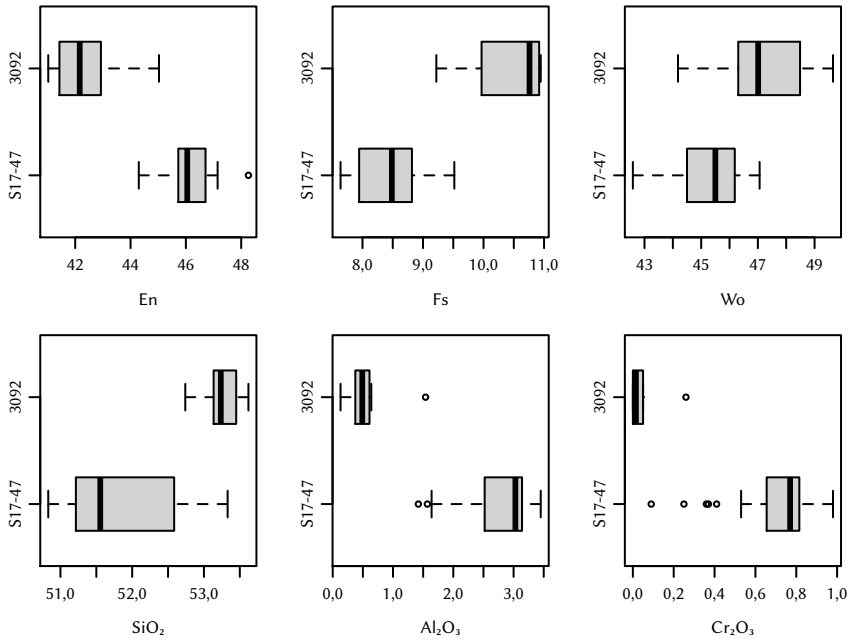


Figura 8.7: Diagrames de caixa per als termes extrems En, Fs i Wo (% molar) i els òxids  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  i  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (% en pes) dels clinopiroxens de les hornblendites olivíniques amb plagiòclasi i piroxens (S17-47) i les meladiorites (3092).

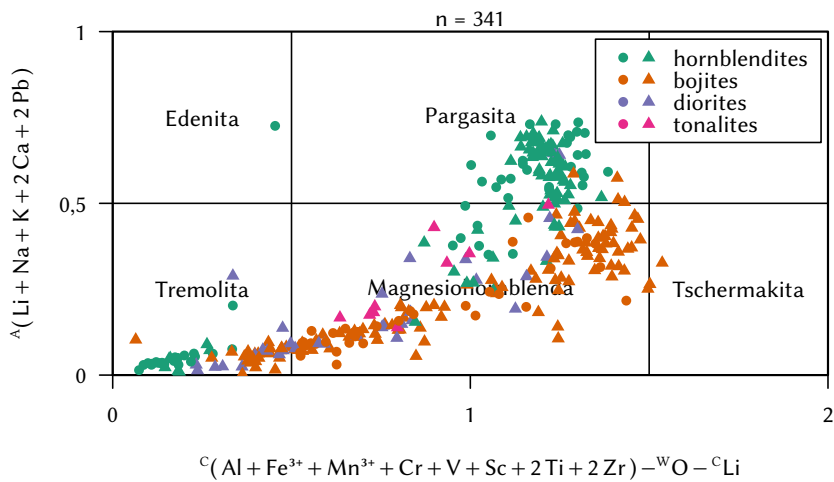


Figura 8.8: Tipologia dels amfibols en hornblendites, bojites, diorites i tonalites en el diagrama de classificació de HAWTHORNE et al. (2012). Els cercles corresponen a les espècies indicades en el diagrama, mentre que els triangles corresponen als equivalents amb substitucions  $\text{Al} \rightleftharpoons \text{Fe}^{3+}$  o  $\text{Mg} \rightleftharpoons \text{Fe}^{+2}$  (v. nota al peu 1).

si i piroxens que en les hornblendites olivíniques amb espinella. El número de magnesi<sup>2</sup> (Mg#) d'aquests amfibols incrementa des del nucli cap a la vora, des d'aproximadament 77 als nuclis marrons fins a aproximadament 84 a les vores verdoses.

Pel que fa als elements traça, aquests presenten grans diferències entre nuclis i vores en les hornblendites i tenen un efecte en el color del mineral, com s'ha dit més amunt. En el cas dels lantànids, per exemple, els amfibols marrons de diferents mostres presenten perfils pràcticament idèntics amb formes convexes, una petita anomalia d'Eu negativa i un empobriment en lantànids lleugers típic dels amfibols (Figura 8.10). D'altra banda, les vores presenten variacions tant en la mateixa mostra com entre diferents mostres, amb perfils de pendent negatiu o còncaus per l'enriquiment relatiu en terres rares lleugeres i l'empobriment en terres rares pesants (Figura 8.10). A més, mostren una anomalia d'Eu positiva o nul·la. Les vores de color verd pàl·lid, quasi incolores (i.e. la mostra SQ-32), són les que presenten el perfil més baix.

La variació composicional en el cas de les bojites és molt més gradual i contínua que en les hornblendites. Els amfibols tenen composicions que van des de la magnesiohornblenda pròxima a la pargasita fins a la tremolita (Figura 8.9).

En general, els amfibols d'hàbit prismàtic tenen composicions principalment de pargasita i magnesiohornblenda, arribant a tremolita. En canvi, els amfibols d'hàbit fibrós solen ser tremolita o cummingtonita (v. § 8.4.2).

Pel que fa a les diferents litologies estudiades, en les hornblendites la tremolita (en sentit petrogràfic) es presenta majoritàriament amb hàbit fibrós, sovint pseudomorfa de l'olivina. En les bojites, en canvi, no ha estat identificada petrogràficament. El Mg# d'aquestes tremolites és sempre superior a 85, mentre que en les bojites és sempre inferior a 85. A més, el contingut d'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> és sempre inferior al 2 %, mentre que en el cas de les bojites és superior al 3 %. Aquestes diferències suggereixen la presència de dos tipus de tremolita d'origen ben diferent. El primer tipus esmentat correspondria a una tremolita s.s., mentre que el segon tipus correspondria al final de la tendència evolutiva de les magnesiohornblendes a causa de les substitucions tschermakítica i edenítica, i.e. una hornblenda tremolítica. En les tremolites de les diorites el Mg# varia entre 80 i 90.

Les hornblendites olivíniques amb espinella presenten a més un tipus de pargasita, amb hàbit fibrós o com a vora incolora, que es caracteritza per una baixa relació K<sub>2</sub>O/(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) i un alt contingut en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, la qual cosa les separa de la resta de pargasites i els situa fora de la tendència general dels amfibols (Figura 8.9b).

#### 8.4.2 Amfibols de Fe, Mg i Mn

La gran majoria dels amfibols ferromagnesians es classifiquen com a cummingtonita (i.e. Mg# > 50), i només una anàlisi correspon a la grunerita (Figura 8.11a).

El Mg# varia entre 49,88 i 95,25, amb un valor mitjà de 61,55. El TiO<sub>2</sub> arriba a un màxim de 0,46 %. El MnO varia entre 0,02 % i 0,81 % i té un valor mitjà de 0,54 %. El K<sub>2</sub>O arriba fins al 0,22 %, però en general la mitjana és propera al 0,04 %. El Na<sub>2</sub>O, en canvi, presenta valors més elevats de fins a 0,5 %, amb un valor mitjà de 0,19 %.

2. *Magnesium number* en anglès. Es defineix com la relació (en % molar):

$$\text{Mg\#} = 100 \frac{\text{MgO}}{\text{FeO}_{\text{Total}} + \text{MgO}}, \quad \text{on} \quad \text{FeO}_{\text{Total}} = \text{FeO} + 0,8998 \text{Fe}_2\text{O}_3.$$

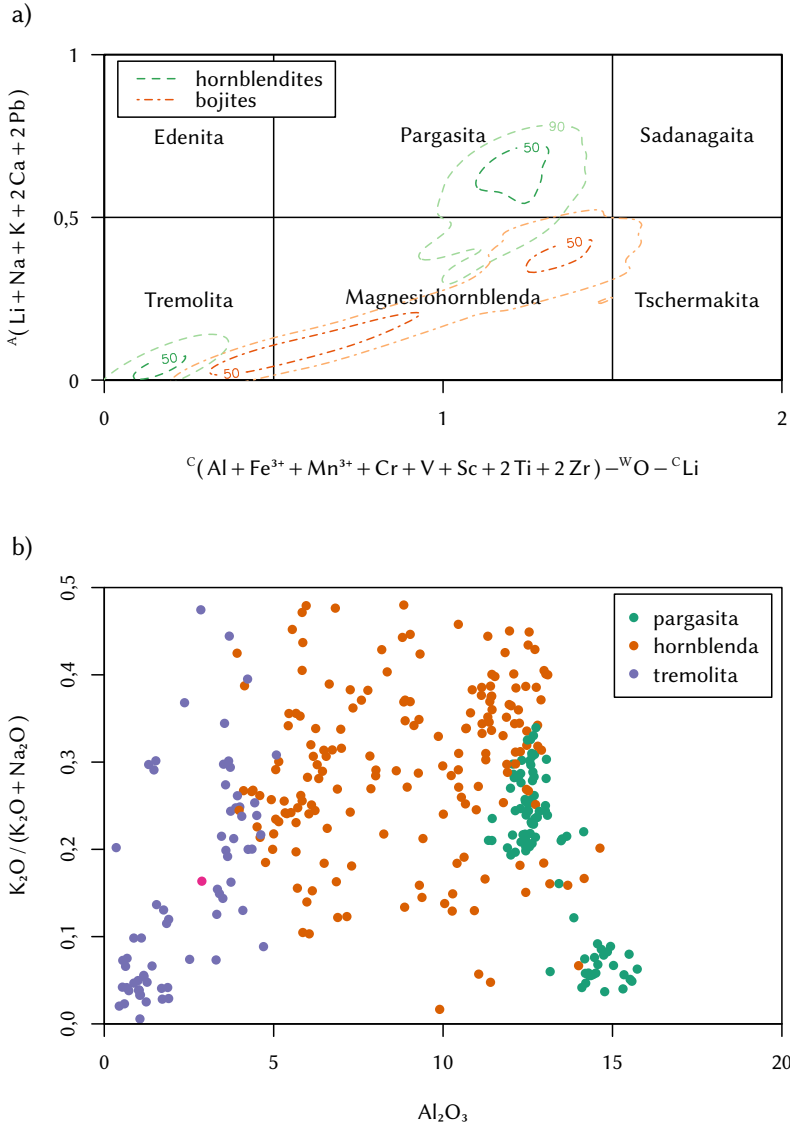


Figura 8.9: a) Distribució de la població dels amfibols d'hornblendites i bojites en el diagrama de classificació de HAWTHORNE et al. (2012). Contorns al 50% i 90% a partir del KDE (*kernel density estimate*) de les dades. b) Diagrama d' $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{K}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ .

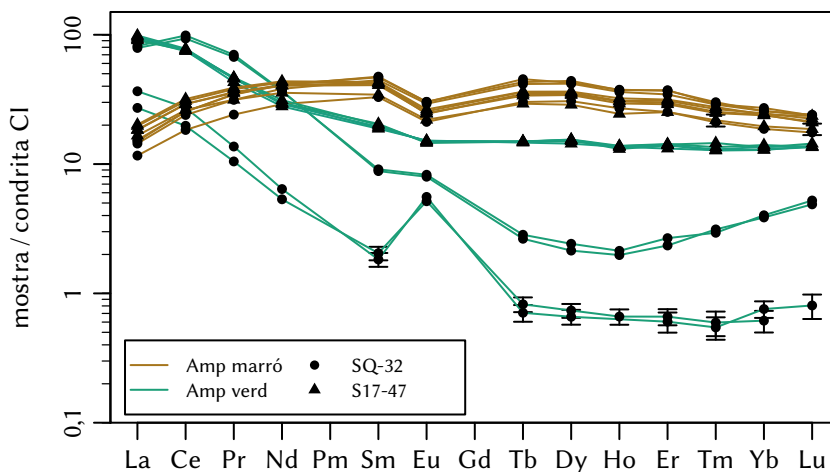


Figura 8.10: Perfils de lantànids dels nuclis marrons i vores verdes de dues mostres d'hornblendita: una hornblendita olivínica amb espinella (SQ-32) i una hornblendita olivínica amb plagiòclasi i piroxens (S17-47). Les barres d'error es mostren només per als errors superiors al 10%. Normalitzat als valors de la condrita CI d'ANDERS i GREVESSE (1989).

L' $\text{Al}_2\text{O}_3$  i el CaO són els components minoritaris més significatius. L' $\text{Al}_2\text{O}_3$  pot arribar a valors relativament alts, de fins al 4,74 %, però la mitjana sol estar al voltant del 2 %. De manera anàloga, el CaO varia entre 0,01 % i 6,39 %, però el valor mitjà ronda el 2 % (Figura 8.11b).

Les cummingtonites de les hornblendites, les quals presenten hàbits fibrosos i sovint apareixen com a pseudomorfs, tenen valors de Mg# més elevats i dispersos que les de les altres litologies. Presenten una variació més o menys contínua cap a la tremolita (Figura 8.11a) que podria ser deguda a l'intercreixement d'ambdós minerals a nivell submicroscòpic ja que, en aparença, els cristalls són òpticament homogenis.

La cummingtonita de les fàcies bandades (§ 7.2.2.1.1) mostra una tendència d'enriquitament en Ca i Al cap a la magnesiohornblendita (Figura 8.11b).

## 8.5 Miques

Les anàlisis de miques que s'han obtingut varien en qualitat depenent de la litologia i mostren una clara correlació amb les observacions petrogràfiques. Un cop descartades les anàlisis amb valors de  $\text{K}_2\text{O}$  i sumatoris d'òxids anòmals, que suggereixen un estat avançat de cloritització, s'ha calculat la fórmula estructural per a les anàlisis restants (v. Metodologia). Els valors de FeO,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  i  $\text{O} \equiv \text{F} + \text{Cl}$  obtinguts dels càlculs s'han usat per recalculer el sumatori dels òxids. Les miques de les tonalites de zones de mescla, així com unes poques anàlisis d'hornblendites, tenen sumatoris entre 98 % i 102 %, mentre que la resta de litologies el sumatori té valors inferiors (Figura 8.12). Les anàlisis amb valors entre 90 % i 98 % probablement representen cristalls en procés incipient de

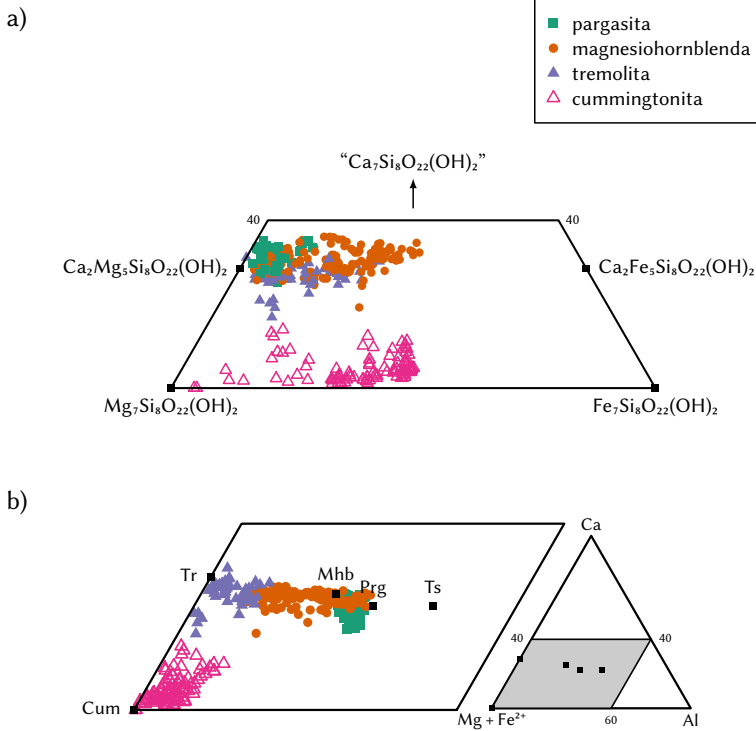


Figura 8.11: Triangles composicionals dels amfibols analitzats. a) Diagrama cummingtonita-gedrita–Ca<sub>7</sub>Si<sub>8</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>2</sub>. b) Diagrama Mg+Fe<sup>2+</sup>–Al–Ca.

cloritització (e.g. Figura 7.4) o bé contenen elements que no han estat analitzats, com el Li, el Zn o V.

Totes les miques pertanyen a la solució sòlida flogopita–annita–siderofilita–eastonita i es classifiquen en la sèrie de la biotita segons els criteris de la IMA (RIEDER et al., 1998) (Figura 8.12). En la nomenclatura anterior proposada per DEER et al. (1962) les miques de tonalites i una bojita són biotita, mentre que la resta són flogopita.

En general, s’observa una disminució de la relació Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>) i augment del <sup>6</sup>Al conforme augmenta el grau de diferenciació de la roca.

Les miques de les hornblendites tenen una proporció molt alta de flogopita.<sup>3</sup> Les de les hornblendites olivíniques amb espinella tenen un contingut en K<sub>2</sub>O entre 5,5 % i 7,25 % i sumatoris d’òxids inferiors 98 %, per la qual cosa es consideren amb precaució, ja que podrien indicar una cloritització incipient. Aquestes també tenen continguts en Na<sub>2</sub>O superiors al 0,4 %.

Les miques de les bojites i hornblendites tenen continguts en MnO inferiors a l’1 %, mentre que les de les tonalites tenen valors compresos entre 0,3 % i 0,4 %. D’aquestes últimes, les tonalites biotiticohornblèndiques (§ 7.4.2.3) es diferencien de les tonalites

3. Malgrat que el contingut en FeO<sup>+</sup> és proper al 8 % la metodologia de càlcul de la fórmula estructural assigna una relació Fe<sup>3+</sup> / ΣFe propera a 1 per aquestes anàlisis.

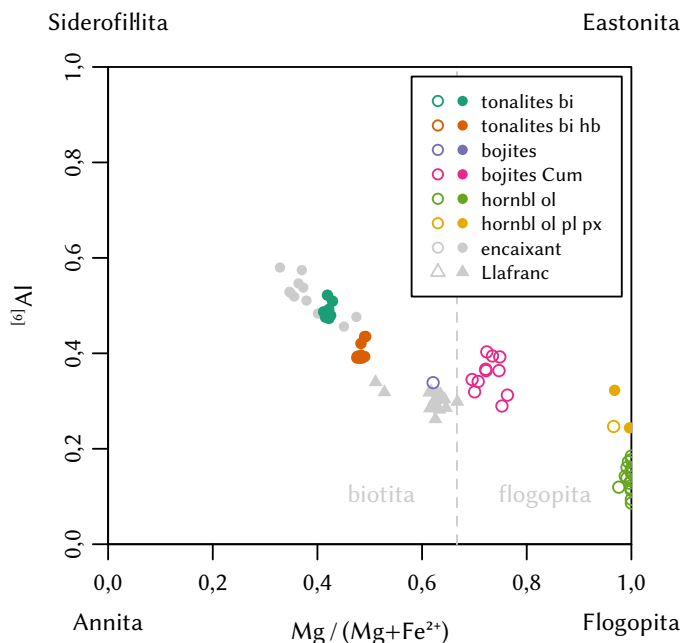


Figura 8.12: Composició de les biotites en el pla composicional flogopita-annita-siderofillita-eastonita (en àtoms per unitat de fórmula). S'inclouen les dades de roques metamòrfiques de RIESCO et al. (2004) i de les quarsodiorites de Llafranc (Xu, 2014). Els cercles plens representen les anàlisis amb sumatori d'òxids entre 98 % i 102 %, els cercles buits representen anàlisis amb sumatori d'òxids entre 90 % i 98 % (v. text). En gris s'inclou la divisió entre flogopita i biotita de DEER et al. (1962).

biotítiques pel contingut en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , amb valors propers al 15 % i 17 %, respectivament. En bojites i hornblendites l' $\text{Al}_2\text{O}_3$  ronda el 16 %.

El  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  augmenta amb el  $\text{MgO}$ , i arriba a un màxim de 0,4 % en les flogopites de les hornblendites olivíniques amb plagiòclasi i piroxens.

## 8.6 Clorita

Les clorites formen part de la sèrie del clinoclor-chamosita amb  $\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} \geq \text{Al} + \square$  (i.e. tipus I), i varien des dels termes més rics en clinoclor de les hornblendites fins a les clorites amb una proporció 1 : 1 dels membres extrems de les bojites (Figura 8.13). Les bojites amb cummingtonita i les diorites tenen valors intermedis.

En general, el contingut en elements traça és relativament baix. El  $\text{MnO}$  augmenta conjuntament amb el  $\text{FeO}$ . El  $\text{TiO}_2$  és inferior al 0,5 % excepte en les clorites de les bojites de fàcies bandades (§ 7.2.2.1.1), que contenen entre 1 % i 1,75 %. Aquestes tenen també continguts alts en  $\text{CaO}$ , entre 1 % i 1,4 %.

El  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  és inferior al 0,1 %, encara que en les clorites de les hornblendites pot arribar al 0,65 %.

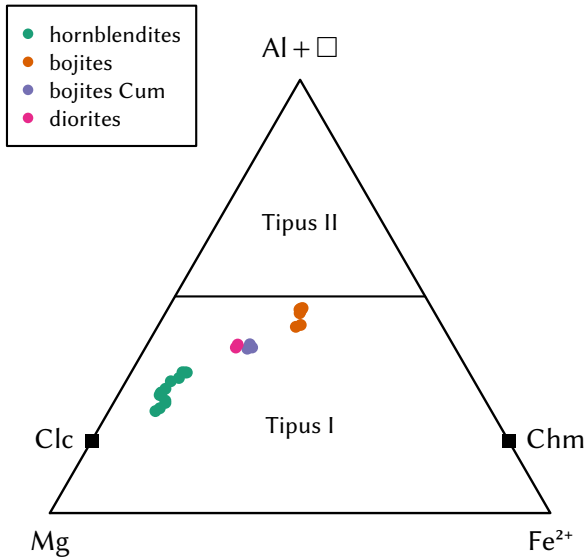


Figura 8.13: Classificació de les clorites segons ZANE i WEISS (1998). Membres extrems de la sèrie clinoclor–chamosita segons BAILEY (1980).

## 8.7 Plagiòclasis

Les plagiòclasis analitzades corresponen a un ventall ample de litologies del complex, llevat de les de composicions més àcides com les granodiorites i els granits. Els tipus principals analitzats són hornblendites s.l., bojites, diorites i tonalites del complex de mescla.

El conjunt de les anàlisis realitzades a les plagiòclasis mostren dos màxims i un mínim en la distribució del contingut en An. Els màxims de densitat es troben entre  $An_{43}$ – $An_{50}$  i  $An_{79}$ – $An_{93}$ , amb màxims en  $An_{46}$  i  $An_{87}$ , respectivament (Figura 8.14). El valor mínim se situa en  $An_{64}$ . L'existència d'aquests màxims correspon a la zonació marcada que s'observa petrogràficament (e.g. Figura 7.16). El FeO és l'únic element minoritari en quantitats significatives entre 0,1 % i 1 %, amb dos úniques anàlisis que arriben a 2,5 %. A més, mostra una lleugera correlació positiva amb la  $SiO_2$ . El SrO, que arriba a un màxim de 0,2 %, no mostra correlació amb el CaO.

Les hornblendites olivíniques amb plagiòclasi i piroxens són la litologia amb les plagiòclasis més càlciques de tot el complex. Les plagiòclasis analitzades corresponen principalment al tipus anortita i oscil·len sempre entre  $An_{88}$  i  $An_{98}$ .

Les plagiòclasis d'aquesta litologia contenen al voltant de 350 ppm de Sr i 40 ppm de Ba, així com 72 ppm de Cr. Els perfils normalitzats dels lantànids mostren un pendent negatiu en els lantànids lleugers i pla en els pesants, amb una marcada anomalia d'Eu positiva (Figura 8.15).

Les diferents tipologies de bojites presenten poques variacions entre elles i per això seran tractades en conjunt. En general, les dades segueixen un patró de màxims i

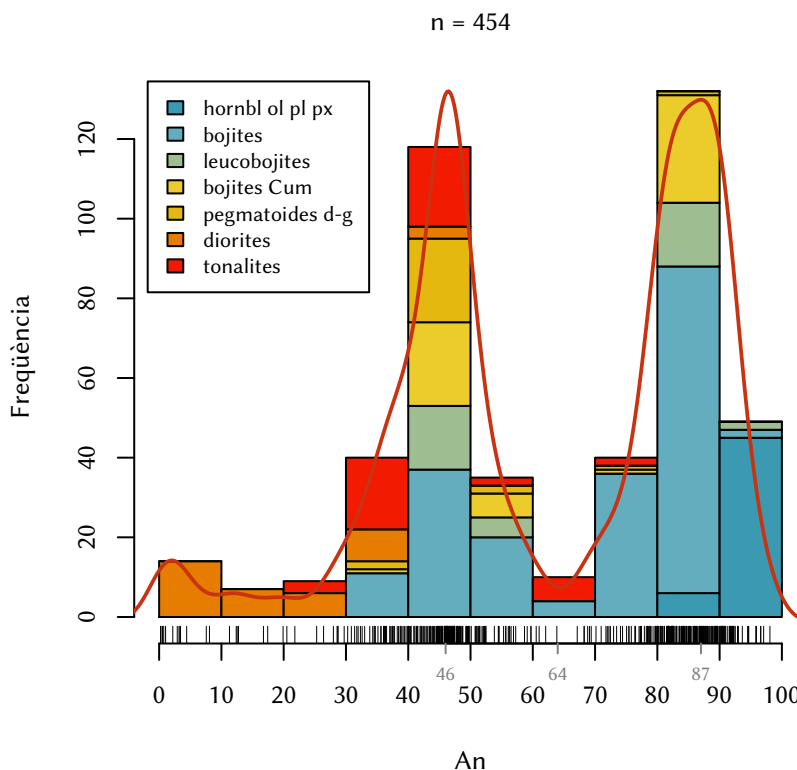


Figura 8.14: Histograma del contingut en An (% molar) del conjunt de les plagiòclasis analitzades. La línia roja correspon al KDE de les dades. A més, s'ha indicat els valors màxims i mínim d'An a l'eix.

mínims anèleg a l'anteriorment descrit per al conjunt (Figura 8.14), atès que les bojites comprenen la major part de les anàlisis ( $n = 287$ ).

Els nuclis de les plagiòclasis analitzades tenen una composició bastant restringida entre  $An_{75}$  i  $An_{91}$ , exceptuant una única anàlisi amb  $An_{38}$ . Les vores, en canvi, presenten un rang de composicions major amb dos màxims entre  $An_{31}$ – $An_{60}$  i  $An_{73}$ – $An_{87}$ .

La composició mitjana de les plagiòclasis de les bojites correspon a una plagiòclasi  $An_{68,2} Ab_{31,4} Or_{0,4}$ .

En el cas de les bojites bandades (§ 7.2.2.1.1, Figura 7.11) les plagiòclasis presenten nuclis de bytownita, mentre que les vores són de labradorita o andesina depenent de l'índex de color. En les bandes melanocràtiques (A) el rang de composicions dels nuclis és molt restringit, mentre que en les mesocràtiques (B i C) el rang és una mica més ampli. Les vores, que són de labradorita en les bandes melanocràtiques (A), passen a labradorita–andesina en les bandes mesocràtiques de gra fi (B) i després a andesina en les mesocràtiques de gra gros (C) (Figura 8.16).

Les plagiòclasis dels pegmatoides dioriticoboijítics (§ 7.2.2.7) presenten un rang de composicions entre  $An_{39}$  i  $An_{50}$  aproximadament (Figura 8.14), amb poques anàlisis en els camps de la labradorita i la bytownita.



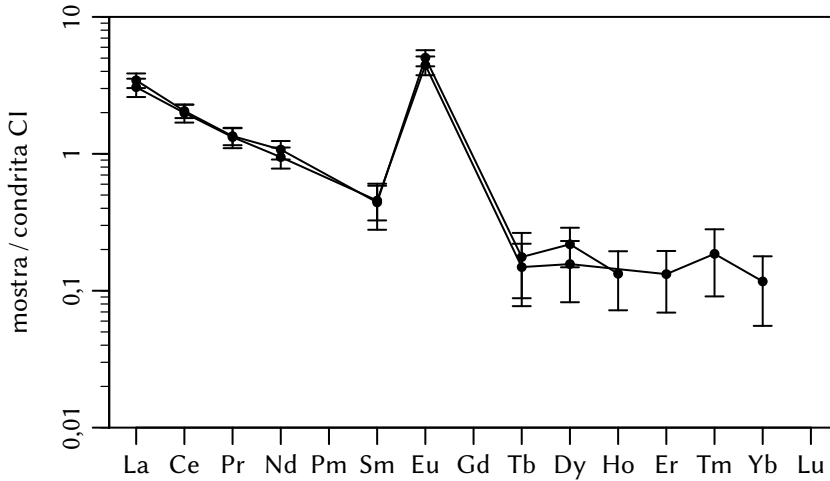


Figura 8.15: Perfils de lantànids de les plagiòclasis d'una hornblendita olivínica amb plagiòclasi i piroxens (S17-47). Normalitzat als valors de la condrita CI d'ANDERS i GREVESSE (1989).

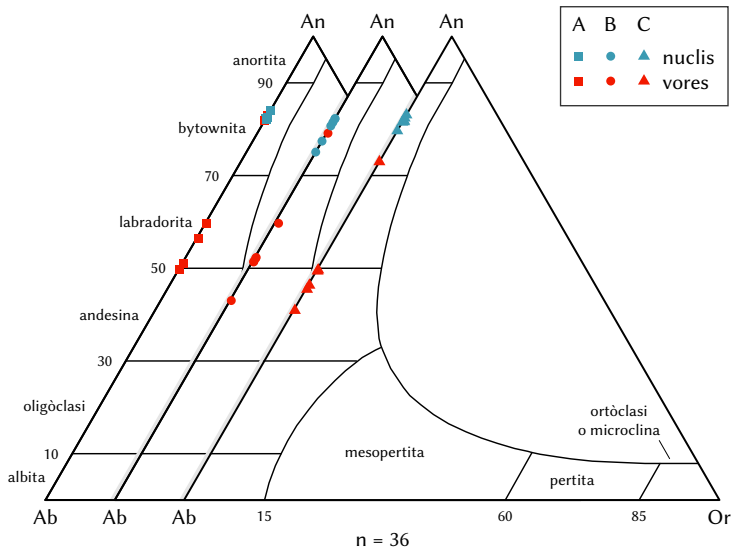


Figura 8.16: Composició dels nuclis i les vores de les plagiòclasis (% molar) de les bojites de fàcies bandades en el diagrama An-Ab-Or amb la nomenclatura de SMITH i BROWN (1988). A, B i C corresponen a les bandes de la Figura 7.11 i la Taula 7.4.

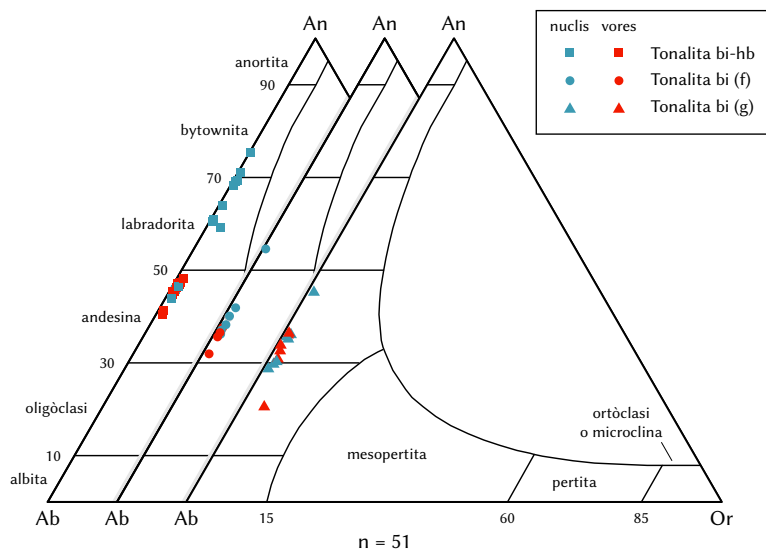


Figura 8.17: Composició dels nuclis i les vores de les plagiòclasis (% molar) de les tres litologies de les zones de mescla (§ 7.4) en el diagrama An–Ab–Or amb la nomenclatura de SMITH i BROWN (1988).

Les diorites (§ 7.3) són la litologia que presenta el rang composicional més extens, entre  $An_{0,2}$  i  $An_{46}$  (Figura 8.14). La plagiòclasi més potàssica és una albïta amb una composició  $An_1 Ab_{92} Or_7$ .

Les plagiòclasis de les tonalites de les zones de mescla (§ 7.4) mostren diferències notables entre els termes més bàsics i els més àcids (Figura 8.17). Mentre que les plagiòclasis dels termes més bàsics, representats per les tonalites biotíticohornblèndiques (§ 7.4.2.3), presenten composicions amb dos màxims similars a la de les bojites (cf. Figura 8.16), els termes més àcids, representats per les tonalites biotítiques de gra gros (§ 7.4.2.1), presenten un únic màxim de composicions en el rang  $An_{30}$ – $An_{40}$ . Els termes intermedis, representats per les tonalites biotítiques de gra fi (§ 7.4.2.2), presenten característiques intermèdies entre ambdues. És notable el fet que només els termes més bàsics presenten abundants nuclis en el rang labradorita–bytownita.

## 8.8 Feldspats potàssics

Els feldspats potàssics analitzats ( $n = 12$ ) es troben a pegmatoides dioriticoboijítics, a diorites, a tonalites biotíticohornblèndiques i a tonalites biotítiques de gra gros. La majoria tenen un contingut en  $Or > 85$  i  $An < 2$ , la qual cosa els situa en el camp de l'ortòclasi o microclina de SMITH i BROWN (1988). Només una anàlisi en la vora d'una plagiòclasi d'una diorita ha donat un feldspat  $An_8 Ab_{78} Or_{14}$ , corresponent a la meso-

pertita segons la classificació de SMITH i BROWN (1988). L'única anàlisi disponible de les tonalites biotítics de gra gros correspon a un feldspat  $An_2Ab_{11}Or_{87}$  trobat com a inclusió en una plagiòclasi.

## 8.9 Grup de l'espínella

Els minerals del grup de l'espínella formen una extensa solució sòlida entre els diferents membres extrems i tradicionalment han estat dividits en tres sèries segons el catió trivalent dominant (BOWLES et al., 2011). La nomenclatura usada és la de HAGGERTY (1976), amb l'addició de la cromita fèrrica (BOWLES et al., 2011).

### 8.9.1 Sèrie de l'espínella

Les espínelles analitzades es troben principalment a les hornblendites olivíniques amb espínella (§ 7.1.2.4) i a hornblendites olivíniques amb plagiòclasi i piroxens (§ 7.1.2.5). Els dos tipus d'espínella descrits petrogràficament, viz. espínelles verdes i espínelles marrons, defineixen dues tendències ben diferents en els diagrames composicionals (Figura 8.18).

Les espínelles verdes corresponen a la solució sòlida espínella–hercinita (i.e. pleonast) i es caracteritzen per tenir números de ferro<sup>4</sup> (Fe#) entre 41,91 i 69,26, números de crom (Cr#) entre 0 i 1,27 i una proporció de  $Fe^{3+}$  respecte del total d'elements trivalents ( $Fe^{3+}/R^{3+}$ ) entre 1,09 i 3,66. El ZnO és l'element minoritari més abundant, amb continguts que varien entre 0,3 % i 5,43 %. El MnO varia entre 0,13 % i 0,3 % i el NiO varia entre 0,05 % i 0,14 %. El  $TiO_2$  i el  $V_2O_3$  presenten valors inferiors a 0,4 % i 0,3 %, respectivament.

Les espínelles marrons, d'altra banda, corresponen al pla composicional de la Mg-Al-cromita i es caracteritzen per tenir Fe# entre 57,62 i 79,28, Cr# entre 22,85 i 56,89 i  $Fe^{3+}/R^{3+}$  entre 2,37 i 27,71. El ZnO és l'element minoritari més abundant, amb continguts que varien entre 0,5 % i 4,05 %. El MnO varia entre 0,25 % i 1,35 % i el  $TiO_2$  varia entre 0,02 % i 1,48 %. El NiO i el  $V_2O_3$  presenten valors inferiors a 0,09 % i 0,58 %, respectivament.

A més d'aquests dos tipus s'ha trobat un tercer tipus d'espínella de tonalitats marró-verdoses i característiques intermèdies (Figura 8.18b i c), en fractures més o menys alterades a clorita i serpentina. Aquest tipus es caracteritza per tenir Fe# entre 35,02 i 58,57, Cr# entre 3,36 i 16,34 i  $Fe^{3+}/R^{3+}$  entre 0,98 i 3,84. El ZnO és l'element minoritari més abundant, amb continguts que varien entre 0,58 % i 4,13 %. El MnO varia entre 0,14 % i 0,28 % i el  $TiO_2$  varia entre 0,02 % i 0,12 %. El NiO varia entre 0,06 % i 0,14 % i el  $V_2O_3$  varia entre 0,03 % i 0,18 %.

4. Iron number i chromium number en anglès, i proporció de  $Fe^{3+}$  respecte del total d'elements trivalents. Calculats de la manera següent (tots els números en àtoms per unitat de fórmula):

$$Fe\# = 100 \frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mg}, \quad Cr\# = 100 \frac{Cr}{Cr + Al}, \quad Fe^{3+}/R^{3+} = 100 \frac{Fe^{3+}}{Cr + Al + Fe^{3+}}.$$

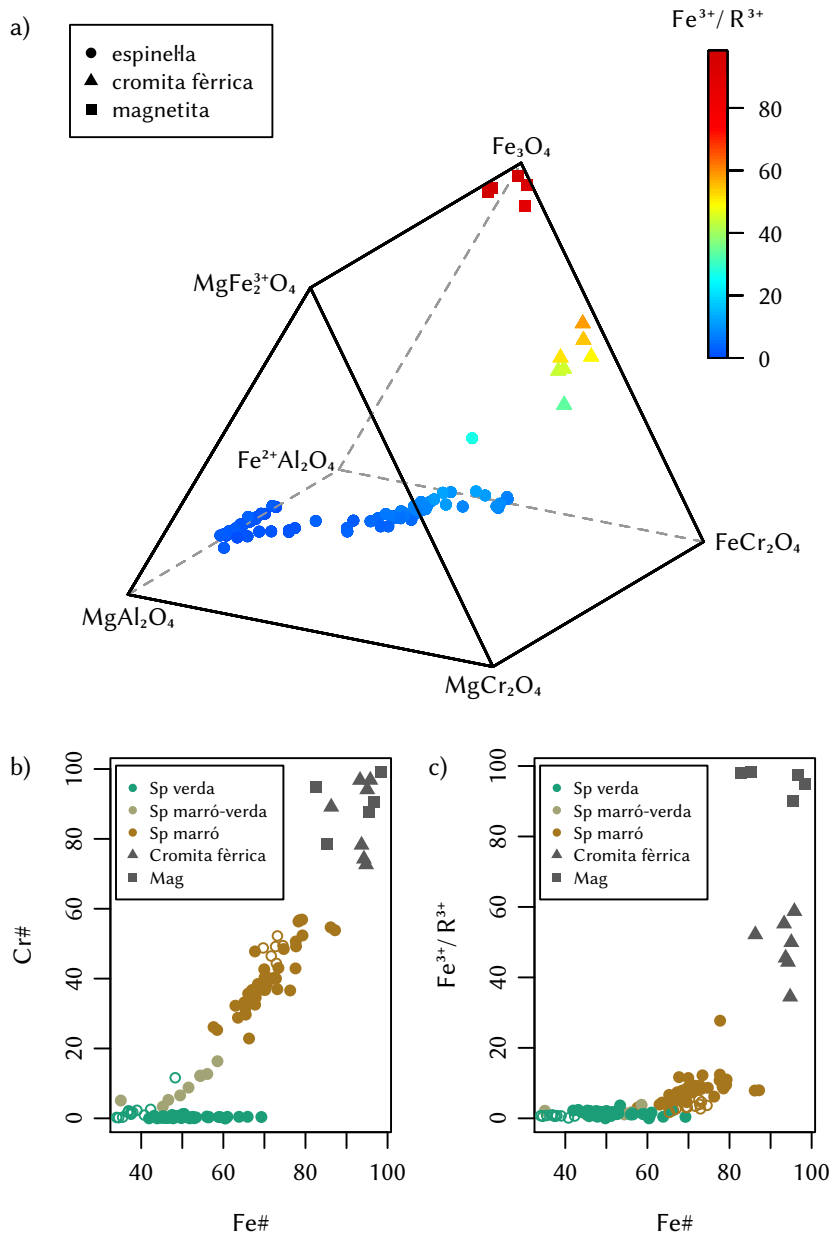


Figura 8.18: a) Composicions dels minerals del grup de les espinelles projectades en el prisma de Johnston modificat. b) Diagrama binari de Fe# contra Cr#. Correspon a la base del prisma. c) Diagrama binari Fe# contra  $\text{Fe}^{3+}/\text{R}^{3+}$ . Correspon a una secció perpendicular a la base del prisma a Al:Cr igual a 1. Cercles buits: dades del Montnegre d'ENRIQUE i GALÁN (1989) i GALÁN et al. (2017).

### 8.9.2 Sèries de la magnetita i cromita

Els minerals descrits en aquesta secció pertanyen a la solució sòlida magnetita–cromita i es poden dividir en dos tipus: la cromita fèrrica i la magnetita, segons les proporcions relatives entre els dos membres extrems. Tots ells es troben en les hornblendites olivíniques amb espinella (§ 7.1.2.4) i en les hornblendites olivíniques amb plagiòclasi i piroxens (§ 7.1.2.5).

El primer tipus, la cromita fèrrica, conté entre el 40,5 % i 58,0 % de cromita (Figura 8.18). El  $\text{TiO}_2$  varia entre 0,20 % i 3,77 % i l'alumini entre 0,51 % i 8,31 %. El MnO varia entre 0,51 % i 2,07 % i el MgO entre 0,79 % i 2,47 %. El  $\text{V}_2\text{O}_3$  es troba entre 0,13 % i 0,83 % mentre que el ZnO varia entre 0,5 % i 1,58 %.

El segon tipus, la magnetita, conté entre el 1,3 % i 8,9 % de cromita (Figura 8.18). El  $\text{TiO}_2$  varia entre 0,02 % i 0,11 % i l'alumini entre 0,02 % i 0,53 %. El MnO varia entre 0,1 % i 0,3 % i el MgO entre 0,3 % i 4,54 %. El ZnO arriba a un màxim de 0,06 %.

### 8.9.3 Relacions espinella–cromita fèrrica–magnetita

Les relacions entre els tres minerals anteriorment descrits són complexes i no es troben igual de desenvolupades en totes les mostres estudiades. L'exemple on aquestes relacions són més clares és un cristall zonat d'una hornblendita olivínica amb plagiòclasi i piroxens (Figura 8.19). Les diferents zones d'aquest cristall canvien de composició de manera abrupta (Taula 8.1). El nucli del cristall gran té una composició de Mg–Al–cromita propera a la base del prisma de la Figura 8.18a (i.e. espinella marró). La zona següent del mineral, així com els cristalls adjacents de mida inferior, amb composicions properes a l'aresta  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ – $\text{FeCr}_2\text{O}_4$  del prisma, són més pobres en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  i MgO, alhora que són més rics en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . La zona més externa, que correspon a la magnetita, està molt empobrida en  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , MgO,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  i ZnO. El Cr#, tanmateix, augmenta des de 54,68 a 99,15 ja que la quantitat de Cr és un ordre de magnitud superior a l'Al (Taula 8.1).

## 8.10 Ilmenita

Les ilmenites es troben principalment en les bojites. La seua composició és propera a la composició ideal. El  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  és l'element traça més abundant i té un valor mitjà de 2 %. El MnO també es troba en quantitats apreciables, entre 1,27 % i 1,87 %. Altres elements com el MgO, el CaO o el BaO es troben en quantitats inferiors al 0,15 %.

## 8.11 Conclusions

En aquest capítol s'han descrit detalladament les característiques geoquímiques dels minerals presents a les roques del Complex de Susqueda, amb especial èmfasi en les litologies ultramàfiques.

Es descriuen les característiques composicionals de les olivines i els ortopiroxens de les hornblendites, així com els clinopiroxens d'hornblendites i meladorites. Les olivines analitzades varien entre  $\text{Fo}_{65}$  i  $\text{Fo}_{81}$ , amb una composició mitjana de  $\text{Fo}_{76}$ . Els ortopiroxens tenen composicions restringides amb En entre 78 % i 81 %. La composició mitjana per als ortopiroxens correspon a una enstatita  $\text{En}_{80}\text{Fs}_{18}\text{Wo}_2$ . Els clinopiroxens

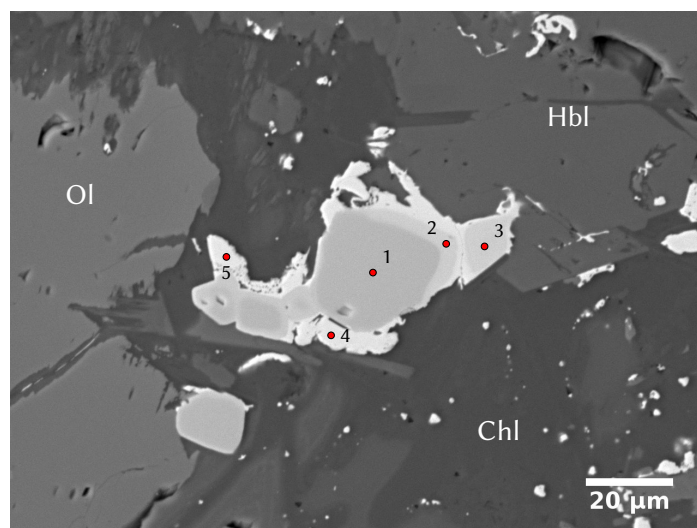


Figura 8.19: Imatge d'electrons retrodispersats d'una espinella zonada. El punt 1 és Cr-espinella, el 2 i el 3 són cromita fèrrica, el 4 i el 5 són magnetita (v. Taula 8.1).

es classifiquen com a diòxid i graden cap a l'augita en les hornblendites. La composició mitjana dels clinopiroxens analitzats correspon a un diòxid  $En_{45}Fs_9Wo_{46}$ .

Els amfibòls presenten una extensa variació composicional, en especial els amfibòls càlcics. Els amfibòls càlcics formen un continuïum composicional que va des de la pargasita–magnesiohastingsita a la tremolita–actinolita, passant per la magnesiohornblenda–magnesioferrihornblenda.

Les hornblendites presenten amfibòls predominantment pargasítics, mentre que les bojites, les diorites i les tonalites presenten amfibòls de tipus magnesiohornblenda amb una gradació composicional cap a la tremolita–actinolita. En les hornblendites, a més, es troben amfibòls tremolítics.

Els amfibòls ferromagnesians de tipus cummingtonita presenten un ampli espectre composicional. Els valors més elevats de  $Mg\#$  corresponen a les cummingtonites de les hornblendites, mentre que les bojites tenen cummingtonites amb  $Mg\#$  al voltant de 60.

Les miques pertanyen a la solució sòlida flogopita–annita–siderofilita–eastonita i es classifiquen en la sèrie de la biotita. En general, s'observa una disminució de la relació  $Mg / (Mg + Fe^{2+})$  i augment del  $^{[6]}Al$  conforme augmenta el grau de diferenciació de la roca. La mica de les hornblendites és la flogopita, mentre que les altres litologies presenten biotita. Les bojites cummingtonítiques també presenten flogopita, però les anàlisis són de qualitat inferior.

La clorita associada als minerals màfics del Complex forma part de la sèrie del clinoclor–chamosita.

La plagiòclasi és eminentment càlcica en totes les litologies del Complex, amb l'única excepció de les meladorites, i mostren una zonació marcada amb nuclis de bytownita i vores de labradorita–andesina especialment en les bojites. Les plagiòclasis de les hornblendites no presenten zonació i són extremadament càlciques, amb continguts d'An superiors a 90 que arriben fins a  $An_{98}$ . Les tonalites presenten una gradació cap a termes més sòdics dependent de la tipologia.

Taula 8.1: Composició de les espinelles de les diferents zones indicades a la Figura 8.19.

	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	0,04	0,33	0,06	0,33	0,73
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,32	0,20	0,10	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,03	6,49	8,31	0,02	0,10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	37,82	27,93	32,90	3,38	1,46
FeO	36,28	58,41	53,28	89,29	89,27
NiO	0,00	0,04	0,03	0,01	0,00
MnO	0,39	1,17	0,51	0,20	0,14
MgO	2,77	1,03	0,95	0,30	0,56
ZnO	1,15	0,50	0,53	0,01	0,02
CaO	0,04	0,12	0,15	0,05	0,56
Total	99,79	96,34	96,92	93,69	92,86
Nombre de cations en base a 4 O					
Si	0,001	0,012	0,002	0,013	0,028
Ti	0,007	0,009	0,006	0,003	0,000
Al	0,820	0,279	0,354	0,001	0,005
Cr	0,990	0,806	0,940	0,102	0,044
Fe <sup>3+</sup>	0,174	0,873	0,691	1,866	1,894
Fe <sup>2+</sup>	0,831	0,909	0,920	0,989	0,968
Ni	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
Mn	0,011	0,036	0,016	0,007	0,005
Mg	0,137	0,056	0,051	0,017	0,032
Zn	0,028	0,014	0,014	0,000	0,001
Ca	0,001	0,005	0,006	0,002	0,023
Fe#	85,86	94,19	94,71	98,31	96,79
Cr#	54,68	74,27	72,65	99,15	90,54
Fe <sup>3+</sup> /R <sup>3+</sup>	8,76	44,60	34,79	94,77	97,48

Els feldspats potàssics tenen un contingut en Or > 85 i An < 2, la qual cosa els situa en el camp de l'ortòclasi o microclina.

Les espinelles es troben principalment a les hornblendites i pertanyen a dos tipus petrogràficament i químicament diferents. Les espinelles verdes corresponen a la solució sòlida espinella–hercinita (i.e. pleonast). Les espinelles marrons, d'altra banda, corresponen al pla composicional de la Mg-Al-cromita. Existeix, a més, un tercer tipus d'espinella de tonalitats marró-verdoses i característiques intermèdies. La cromita té un caràcter fèrric i hi ha també magnetita i ilmenita.

Es descriu, a més, la química i les relacions entre els diferents minerals del grup de les espinelles.





# Termobarometria

Somewhere above the Moho.

---

K. PUTIRKA

## 9.1 Termobarometria d'amfíbols

### 9.1.1 Introducció

El geobaròmetre «Al en hornblenda» desenvolupat per HAMMARSTROM i ZEN (1986) ha sigut una de les eines petrològiques més influents des de ben aviat, ja que va permetre situar el magmatisme granític en l'àmbit cortical (HOLLISTER et al., 1987; ANDERSON et al., 2008; PUTIRKA, 2016, i referències). Des de llavors, nombrosos estudis han refinat i calibrat el geobaròmetre per tal d'incloure variables no contemplades en estudis anteriors, com per exemple la influència de la temperatura o la fugacitat d'oxigen (e.g. ANDERSON i SMITH, 1995). En els darrers anys han aparegut diversos estudis amb nous calibratges que usen només la composició de l'amfíbol com a únic paràmetre (RIDOLFI et al., 2010; RIDOLFI i RENZULLI, 2012) o una combinació d'aquesta amb la composició d'una altra fase mineral o del líquid en equilibri (MOLINA et al., 2015), així com estudis sobre la viabilitat i les limitacions d'aquests calibratges (e.g. ERDMANN et al., 2014; PUTIRKA, 2016). Aquests últims autors posen de manifest la dificultat per obtenir resultats de  $P$  de cristallització significatives a partir de l'amfíbol, a no ser que es comparen amb mesures independents a partir d'equilibris ignis i metamòrfics. Segons PUTIRKA (2016, 2008), aquesta dificultat radica en el fet que la diferència de volums molars entre els diferents components de l'amfíbol (i.e.  $\Delta V_r$ ) és poc significativa comparada amb altres geobaròmetres (e.g. en clinopiroxens), cosa que fa que les reaccions d'equilibri implicades siguin poc dependents de la  $P$ . A més, l'autor mostra cert escepticisme pel que fa a la capacitat de l'amfíbol per enregistrar la  $P$  en el cas de sistemes amb una alta variança termodinàmica, com els sistemes ignis saturats amb poques fases minerals.

D'altra banda, els geotermòmetres basats en l'amfíbol, ja siga com a fase única o en combinació amb plagiòclasi o líquid, semblen donar resultats raonables en la majoria dels casos (ERDMANN et al., 2014; MOLINA et al., 2015; PUTIRKA, 2016, i referències).

### 9.1.2 Consideracions prèvies

Els diferents geobaròmetres i geotermòmetres abans esmentats han estat obtinguts amb diferents condicions de calibratge, com per exemple els rangs de  $P$  i  $T$ , el nombre de dades experimentals, etc., i per tant no són aplicables a tots els casos de la mateixa manera. És per això que prèviament s'ha fet un seguit de proves per tal d'avaluar la idoneïtat de cada un d'ells al nostre cas (Figura 9.1).

El geotermòmetre i el geobaròmetre de RIDOLFI et al. (2010) són aplicables a amfibòls càlcics (sensu LEAKE et al., 1997, fórmula a 23 O i 13-CNK) amb una relació  $^{[6]}Al/Al_{total}$  inferior o igual a 0,21 i  $Mg/(Mg + Fe^{2+})$  superior a 0,5.

L'expressió que relaciona la composició mineral amb la  $T$  segons aquest calibratge és

$$T = -151,487 Si^* + 2041, \quad (9.1)$$

on el terme  $Si^*$ , que anomenen «índex de sílice», es defineix empíricament com

$$Si^* = Si + \frac{^{[4]}Al}{15} - 2 \frac{^{[4]}Ti}{15} - \frac{^{[6]}Al}{2} - \frac{^{[6]}Ti}{1,8} + \frac{Fe^{3+}}{9} + \frac{Fe^{2+}}{3,3} + \frac{Mg}{26} + \frac{^BCa}{5} + \frac{^BNa}{1,3} + \frac{^ANA}{15} + \frac{^A\Box}{2,3}.$$

D'altra banda, l'expressió per al càlcul de la  $P$  és molt més simple i només té en compte l' $Al_{total}$  en l'amfíbol:

$$P = 19,209 e^{1,438 Al_{total}}. \quad (9.2)$$

Per a l'equació (9.1) la precisió estimada és de  $\pm 22$  °C, mentre que per a l'equació (9.2) la precisió disminueix amb la pressió i creix amb la temperatura. L'error estimat pot arribar fins a 54 MPa per a  $P > 450$  MPa, però en general és inferior al 14 % quan  $P < 450$  MPa (RIDOLFI et al., 2010).

El geotermòmetre de RIDOLFI i RENZULLI (2012) és dependent de la  $P$ . Per al càlcul d'aquesta última, els autors deriven una sèrie d'equacions calibrades per a diferents rangs de  $P$  i amb diferent nombre d'observacions. Les equacions per a la  $P$  (MPa) reescrites en forma de matriu són les següents:

$$\begin{pmatrix} \ln P \\ \ln P \\ P \\ P \\ \ln P \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -125,93 & -9,5876 & -10,116 & -8,1735 & -9,2261 & -8,7934 & -1,6659 & 2,4835 & 2,5192 \\ -38,723 & -2,6957 & -2,3565 & -1,3006 & -2,7780 & -2,4838 & -0,6614 & -0,2705 & 0,1117 \\ -24,023 & -1925,3 & -1720,6 & -1478,5 & -1843,2 & -1746,9 & -158,28 & -40,444 & 253,52 \\ 26,106 & -1991,9 & -3035,0 & -1472,2 & -2454,8 & -2125,8 & -830,64 & 2708,8 & 2204,1 \\ 26,543 & -1,2085 & -3,8593 & -1,1054 & -2,9068 & -2,6483 & 0,5134 & 2,9752 & 1,8147 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 1 \\ Si \\ Ti \\ Al \\ Fe \\ Mg \\ Ca \\ Na \\ K \end{pmatrix} \quad (9.3)$$

on cada element del primer vector correspon a una de les equacions de la Taula 3 de RIDOLFI i RENZULLI (2012).

Per a la  $T$  (°C), l'expressió és:

$$T = 17\,098 - 1322,3 \text{ Si} - 1035,1 \text{ Ti} - 1208,2 \text{ Al} - 1230,4 \text{ Fe} - 1152,9 \text{ Mg} \\ - 130,40 \text{ Ca} + 200,54 \text{ Na} + 29,408 \text{ K} + 24,410 \ln P . \quad (9.4)$$

Aquest calibratge, que amplia substancialment el rang de calibratge i l'aplicabilitat respecte de les equacions de RIDOLFI et al. (2010), permet calcular la  $P$  i la  $T$  amb incerteses relativament baixes de  $\pm 11\%$  i  $\pm 23,5$  °C, respectivament.

D'altra banda, PUTIRKA (2016) proposa una nova equació per a l'estimació de la  $T$  (°C):

$$T = 1781 - 132,72 \text{ Si} + 116,6 \text{ Ti} - 69,41 \text{ Fe} + 101,62 \text{ Na} , \quad (9.5)$$

i una segona versió que pren la  $P$  (GPa) com a paràmetre independent:

$$T = 1687 - 118,7 \text{ Si} + 131,56 \text{ Ti} - 71,41 \text{ Fe} + 86,13 \text{ Na} + 22,44 P , \quad (9.6)$$

amb precisions estimades de  $\pm 30$  °C i  $\pm 28$  °C, respectivament.

Recentment, MOLINA et al. (2015) han formulat un nou geobaròmetre que relaciona els coeficients de distribució de la relació Al/Si en la plagiòclasi i l'amfibol ( $D_{\text{Al/Si}}^{\text{Pl/Amp}}$ ) amb la fracció molar d'albita de la plagiòclasi ( $X_{\text{Ab}}$ ) i la fracció molar d'Al en la posició T1 de l'amfibol ( $X_{\text{Al}}^{\text{T1}}$ ), amb una correcció per als efectes de la  $T$ :

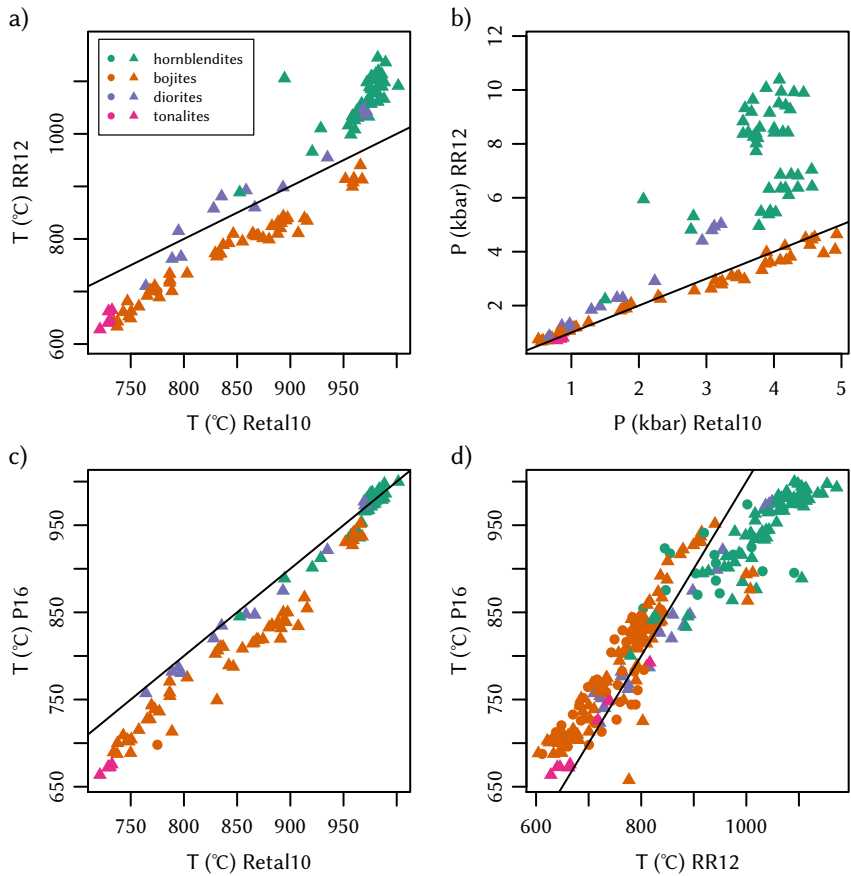
$$P = \frac{8,3144 T \ln D_{\text{Al/Si}}^{\text{Pl/Amp}} - 8,7 T + 23\,377 X_{\text{Al}}^{\text{T1}} + 7579 X_{\text{Ab}} - 11\,302}{-274} . \quad (9.7)$$

Les proves realitzades amb els calibratges dels diversos autors han donat resultats diferents per als geotermòmetres i geobaròmetres (Figura 9.1). Pel que fa als geotermòmetres les proves mostren resultats molt semblants entre ells. Els geobaròmetres, d'altra banda, mostren resultats molt diferents per a cada un dels calibratges. L'equació (9.2), per exemple, tendeix a subestimar les pressions calculades (Figura 9.1b), d'acord amb els resultats de RIDOLFI et al. (2010) i RIDOLFI i RENZULLI (2012).

Els geobaròmetres de les equacions (9.2) i (9.3) s'han comparat amb els resultats del geobaròmetre (9.7) de MOLINA et al. (2015) amb 10 parells d'anàlisis acuradament seleccionades d'amfibols i plagiòclasis en contacte, tots ells de la mateixa mostra. Els resultats obtinguts amb el calibratge de MOLINA et al. (2015) són, en aquest cas, més dispersos que amb els calibratges de RIDOLFI et al. (2010) i RIDOLFI i RENZULLI (2012). En el primer cas, la mitjana dels resultats és  $6,2 \pm 2,0$  kbar ( $1\sigma$ ), mentre que per a les equacions (9.2) i (9.3) les mitjanes són  $3,7 \pm 0,8$  kbar i  $2,9 \pm 0,8$  kbar, respectivament.

Els diferents geotermòmetres donen resultats molt similars entre ells (Figura 9.1a, c i d). Aquesta convergència suggereix que els diferents models són, a grans trets, equivalents entre ells. En aquests casos és preferible optar pel model més simple (i.e. amb menys paràmetres) si la diferència entre les precisions d'ambdós és negligible (PUTIRKA, 2008).

Per aquest motiu, s'ha optat pel geotermòmetre de l'equació (9.5) que a més ofereix un rang d'aplicació major que els altres. L'equació (9.6), tot i que teòricament és més precisa perquè inclou la  $P$  com a paràmetre independent (PUTIRKA, 2008, 2016), requiriria el càlcul previ d'una  $P$  amb les equacions (9.2) o (9.3), introduint-hi una font d'error addicional.



*Figura 9.1:* Comparació entre diferents geotermòmetres i geobaròmetres publicats recentment. a i b) Comparació entre els geotermòmetres (a) i els geobaròmetres (b) de RIDOLFI et al. (2010) i RIDOLFI i RENZULLI (2012). c) Comparació entre els geotermòmetres de RIDOLFI et al. (2010) i PUTIRKA (2016). d) Comparació entre els geotermòmetres de RIDOLFI i RENZULLI (2012) i PUTIRKA (2016). La línia indica la relació 1:1. Abreviacions: Retal10: RIDOLFI et al. (2010), RR12: RIDOLFI i RENZULLI (2012), P16: PUTIRKA (2016).

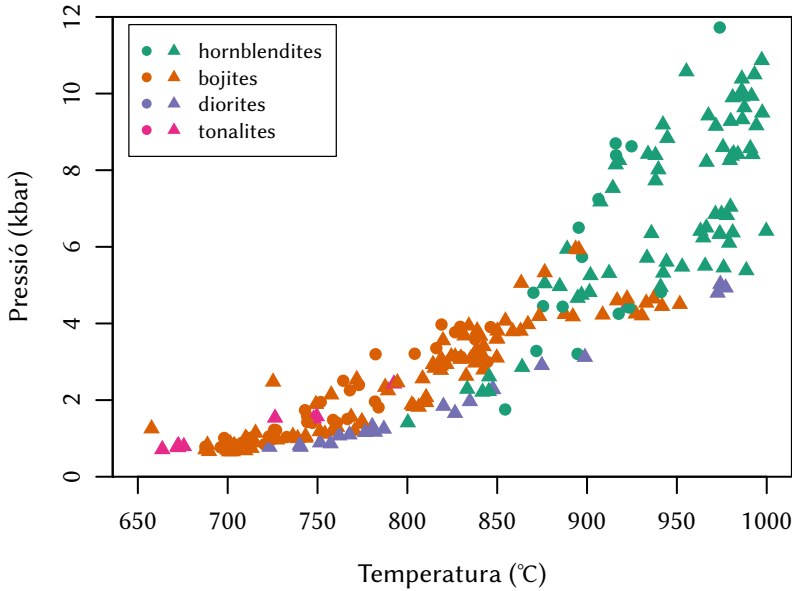


Figura 9.2: Diagrama de  $T$  i  $P$  amb les condicions de cristallització dels amfibols calculades.  $T$  calculada segons l'equació (9.5) i  $P$  calculada segons l'equació (9.3).

Pel que fa al geobaròmetre, s'ha optat per l'equació (9.3) per tenir un rang de calibratge molt més gran que l'equació (9.2), a més de corregir els problemes abans esmentats.

A falta de mesures independents de  $P$  i  $T$ , l'elecció d'un geotermòmetre i un geobaròmetre independents d'altres paràmetres sembla la millor opció per aconseguir una bona aproximació a les condicions de formació dels amfibols.

### 9.1.3 Resultats

El resultat dels càlculs termobaromètrics amb les equacions (9.3) i (9.5) es mostren a la Figura 9.2. Per al conjunt de dades s'han obtingut temperatures compreses entre els 620 °C i els 1000 °C, mentre que les pressions obtingudes estan compreses entre els 0,25 kbar i els 11,7 kbar. Les anàlisis que donen pressions superiors als 12 kbar corresponen totes a vores verdeses o incolores d'amfibols. Aquestes pressions tan elevades són incongruents amb les pressions obtingudes en els nuclis dels mateixos cristalls. És per aquest motiu que aquestes anàlisis han sigut descartades.

Els nuclis dels amfibols de les hornblendites donen temperatures superiors a 880 °C i pressions superiors a 5 kbar, mentre que les vores donen valors inferiors, de fins a 680 °C i 0,5 kbar.

Les bojites donen un ampli rang de temperatures, entre 650 °C i 950 °C, i pressions inferiors a 5 kbar. Sembla haver un màxim al voltant dels 840 °C i 3,5 kbar i un altre

màxim entre 680 °C i 770 °C i 0,5 kbar i 2 kbar. Els amfibols de més alta  $P$  i  $T$  corresponen a les litologies de gra més gros (§ 7.2.2.3). Aquests donen temperatures de fins a 950 °C.

Els amfibols de les fàcies bandades (§ 7.2.2.1.1) donen un rang de temperatura i pressió entre 750 °C i 850 °C i 1,8 kbar i 4 kbar.

Els amfibols de les diorites (§ 7.3) donen un ampli rang de temperatures i pressions, entre 675 °C–975 °C i 0,5 kbar–5 kbar, però es concentren sobretot en la part de baixa  $P$  i  $T$ . Els amfibols de més alta  $P$  i  $T$  coincideixen amb part dels amfibols de les hornblendites i amb els amfibols de les bojites de gra gros.

Els amfibols de les tonalites biotiticohornblèndiques (§ 7.4.2.3) donen temperatures entre 660 °C i 790 °C i pressions entre 0,75 kbar i 2,5 kbar.

## 9.2 Termobarometria de piroxens

### 9.2.1 Introducció

El treball de DAVIS i BOYD (1966) sobre la immiscibilitat entre clinopiroxens i ortopiroxens ha estat considerat un dels primers geotermòmetres aplicats als piroxens (e.g. PUTIRKA, 2008). Des d'aquesta primera aproximació han aparegut una gran quantitat de noves formulacions i calibratges que tenen en compte només un piroxè (e.g. ZIBERNA et al., 2016; PUTIRKA, 2016, 2008; ASHCHEPKOV et al., 2017, i referències).

MACGREGOR (1974) va ser un dels primers en calibrar un geobaròmetre «Al en ortopiroxè» per a peridotites mantèl·liques en equilibri amb granat, amb resultats generalment bons (e.g. TAYLOR, 1998; WU i ZHAO, 2011). Tanmateix, l'equilibri que exigeix el mètode és molt restringit i això ha portat al desenvolupament d'altres geobaròmetres alternatius amb un rang d'aplicabilitat major basats en el contingut en  $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$  o  $(\text{Fe, Mn, Mg})\text{Al}_2\text{SiO}_6$ , de manera similar als clinopiroxens (PUTIRKA, 2008).

Els geotermobaròmetres que usen la composició dels clinopiroxens es poden dividir en dos grans grups.

D'una banda, hi ha els geotermobaròmetres basats en la modelització dels paràmetres estructurals dels clinopiroxens com els volums de la cella i de la posició M1 (NIMIS, 1995, 1999; NIMIS i ULMER, 1998; NIMIS i TAYLOR, 2000; NIMIS i GRÜTTER, 2010).

De l'altra, hi ha els geotermobaròmetres que, a més de la composició del clinopiroxè, necessiten la composició del líquid en equilibri (PUTIRKA et al., 1996, 2003; NEAVE i PUTIRKA, 2017). Aquests es basen en la diferència de volums molars ( $\Delta V_r$ ) entre la fase líquida i el component jadeític del piroxè. La precipitació de jadeïta a partir d'un líquid disminueix el volum molar un 38 %, aproximadament, més del doble que la precipitació de diòpsid, amb la qual cosa s'afavoreix l'entrada del component jadeític a alta  $P$  (PUTIRKA, 2016).

### 9.2.2 Consideracions prèvies

De manera anàloga que amb els amfibols, els diferents geotermòmetres i geobaròmetres abans esmentats han estat obtinguts amb diferents rangs de calibratge i estan dissenyats per a diferents sistemes petrològics.

El geobaròmetre de NIMIS (1995) va ser inicialment calibrat per a composicions bàsiques anhidres i posteriorment ampliat per NIMIS i ULMER (1998) i NIMIS (1999) per incloure un major rang de composicions, com per exemple les composicions hidratades.

PUTIRKA (2008) demostra que malgrat la reducció en l'error sistemàtic i l'ampliació del rang de calibratge de les versions posteriors, el geobaròmetre de NIMIS (1995) dona millors resultats a baixa  $P$  i formula un nou model basat en aquest:

$$P = 3205 + 0,384 T - 5,62 X_{\text{Mg}}^{\text{cpX}} + 83,2 X_{\text{Na}}^{\text{cpX}} + 68,2 X_{\text{DiHd}}^{\text{cpX}} + 2,52 \ln X_{\text{Al(IV)}}^{\text{cpX}} - 51,1 (X_{\text{DiHd}}^{\text{cpX}})^2 + 34,8 (X_{\text{EnFs}}^{\text{cpX}})^2 \quad (9.8)$$

El model de l'equació (9.8) només considera els paràmetres composicionals del clinopiroxè (fraccions molars), però requereix la  $T$  (K). Malgrat que aquesta equació millora la precisió de l'original conserva l'error sistemàtic en el cas de les composicions hidratades, per la qual cosa l'autor proposa una nova formulació que té en compte la quantitat d' $\text{H}_2\text{O}$  (% en pes) en el líquid:

$$P = 1458 + 0,197 T - 241 \ln T + 0,453 \text{H}_2\text{O}^{\text{liq}} + 55,5 X_{\text{Al(IV)}}^{\text{cpX}} + 8,05 X_{\text{Fe}}^{\text{cpX}} - 277 X_{\text{K}}^{\text{cpX}} + 18 X_{\text{Jd}}^{\text{cpX}} + 44,1 X_{\text{DiHd}}^{\text{cpX}} + 2,2 \ln X_{\text{Jd}}^{\text{cpX}} - 17,7 (X_{\text{Al}}^{\text{cpX}})^2 + 97,3 (X_{\text{Fe(M2)}}^{\text{cpX}})^2 + 30,7 (X_{\text{Mg(M2)}}^{\text{cpX}})^2 - 27,6 (X_{\text{DiHd}}^{\text{cpX}})^2 \quad (9.9)$$

El model de NIMIS i TAYLOR (2000) permet obtenir la  $P$  i la  $T$  a partir dels continguts de Cr i En del clinopiroxè. El geobaròmetre

$$P = -\frac{T}{126,9} \ln (a_{\text{CaCrTs}}^{\text{cpX}}) + 15,483 \ln \left( \frac{\text{Cr}\#}{T} \right) + \frac{T}{71,38} + 107,8, \quad (9.10)$$

on

$$a_{\text{CaCrTs}}^{\text{cpX}} = \text{Cr} - 0,81 \text{Cr}\# (\text{Na} + \text{K}) \quad \text{i} \quad \text{Cr}\# = \frac{\text{Cr}}{\text{Cr} + \text{Al}},$$

permet obtenir resultats amb errors de  $\pm 2,3$  kbar. Tanmateix, requereix l'equilibri del clinopiroxè amb ortopiroxè i granat. L'expressió geotermomètrica inclou correccions per als efectes dels components minoritaris:

$$T = \frac{23\,166 + 39,28 P}{13,25 + 15,35 \text{Ti} + 4,50 \text{Fe} - 1,55 (\text{Al} + \text{Cr} - \text{Na} - \text{K}) + \ln (a_{\text{En}}^{\text{cpX}})^2}, \quad (9.11)$$

on

$$a_{\text{En}}^{\text{cpX}} = (1 - \text{Ca} - \text{Na} - \text{K}) \left( 1 - \frac{\text{Al} + \text{Cr} + \text{Na} + \text{K}}{2} \right).$$

Aquesta formulació permet obtenir resultats amb errors de  $\pm 30$  °C. A diferència de l'equació (9.10), aquest model només requereix l'equilibri amb ortopiroxè. A més, té l'avantatge que la dependència de la  $P$  és baixa: en les proves realitzades la diferència de temperatura màxima entre  $P = 5$  kbar i  $P = 12$  kbar és de 15 °C. Tanmateix, està calibrat per a peridotites i altres roques mantèl·liques anhidres, de manera que els resultats podrien ser incorrectes en roques hidratades.

Per a la correcta aplicació de les equacions (9.10) i (9.11) i l'obtenció de resultats precisos, ZIBERNA et al. (2016) recomanen filtrar les anàlisis aplicant uns l·lindars composicionals que depenen de condicions analítiques específiques, on el factor crític és el Cr#, que ha de ser major de 0,1. Només els clinopiroxens de les hornblendites compleixen els requisits (cf. Figura 8.7).

Cap dels geotermòmetres ni geobaròmetres considerats més amunt permet una estimació directa de les condicions de  $T$  i  $P$  a partir de la composició del clinopiroxè com a únic paràmetre.

Per als ortopiroxens, els geobaròmetres de PUTIRKA (2008) són els únics disponibles que no requereixen l'equilibri amb el granat.

$$\begin{aligned}
 P = & 2064 + 0,321 T - 343,4 \ln T + 31,52 X_{\text{Al}}^{\text{opx}} - 12,28 X_{\text{Ca}}^{\text{opx}} \\
 & - 290 X_{\text{Cr}}^{\text{opx}} + 1,54 \ln X_{\text{Cr}}^{\text{opx}} - 177,2 (X_{\text{Al}}^{\text{opx}} - 0,1715)^2 \\
 & - 372 (X_{\text{Al}}^{\text{opx}} - 0,1715)(X_{\text{Ca}}^{\text{opx}} - 0,0736).
 \end{aligned} \tag{9.12}$$

L'equació (9.12), a diferència dels altres geobaròmetres proposats per l'autor, presenta l'avantatge que no depèn de la composició del líquid en equilibri amb l'ortopiroxè.

### 9.2.3 Resultats

L'equació (9.11) s'ha aplicat als clinopiroxens d'una mostra d'hornblendita usant la pressió mitjana obtinguda per als amfibols de les hornblendites  $P = 6,8$  kbar. La mitjana de  $T$  és de  $1219,1 \pm 63,8$  °C (Figura 9.3a).

Previ a l'aplicació de l'equació (9.9) s'ha estimat una quantitat d' $\text{H}_2\text{O}$  de 7,3 % usant l'higròmetre en amfibol de RIDOLFI i RENZULLI (2012, Eq. 4). Aquesta, juntament amb la  $T$  mitjana obtinguda amb l'equació (9.11) ha donat una  $P$  mitjana de  $6,0 \pm 0,7$  kbar (Figura 9.3b). Els clinopiroxens inclosos en ortopiroxè donen les pressions més altes, de  $7,5 \pm 0,4$  kbar de mitjana ( $n = 2$ ).

Les pressions obtingudes per als ortopiroxens mitjançant l'aplicació de l'equació (9.12) mostren dos màxims en la seua distribució. El màxim més prominent se situa a 5,5 kbar aproximadament, mentre que el segon màxim se situa a 4 kbar aproximadament. A aquest segon màxim contribueixen sobretot ortopiroxens de les hornblendites olivíniques amb plagiòclasi i piroxens (Figura 9.3c).

## 9.3 Olivines

### 9.3.1 Introducció

Els primers geotermòmetres per a les olivines es basaven en el coeficient de partició del NiO o el MgO entre l'olivina i el líquid en equilibri (PUTIRKA, 2008, i referències). Recentment han aparegut geotermòmetres basats en l'equilibri de l'Al entre l'olivina i la Cr-espinella (WAN et al., 2008; COOGAN et al., 2014) o en la quantitat d'Al o Ca en l'olivina com a fase única (COOGAN et al., 2005; SHEJWALKAR i COOGAN, 2013; BUSSWEILER et al., 2017), així com geobaròmetres basats l'equilibri de reaccions múltiples en roques de composició peridotítica a gabroica (ZIBERNA et al., 2017).

### 9.3.2 Consideracions prèvies

El geotermòmetre «Al en olivina» de WAN et al. (2008) i COOGAN et al. (2014) es basa en la variació del coeficient de partició de l' $\text{Al}_2\text{O}_3$  entre l'olivina i la Cr-espinella amb



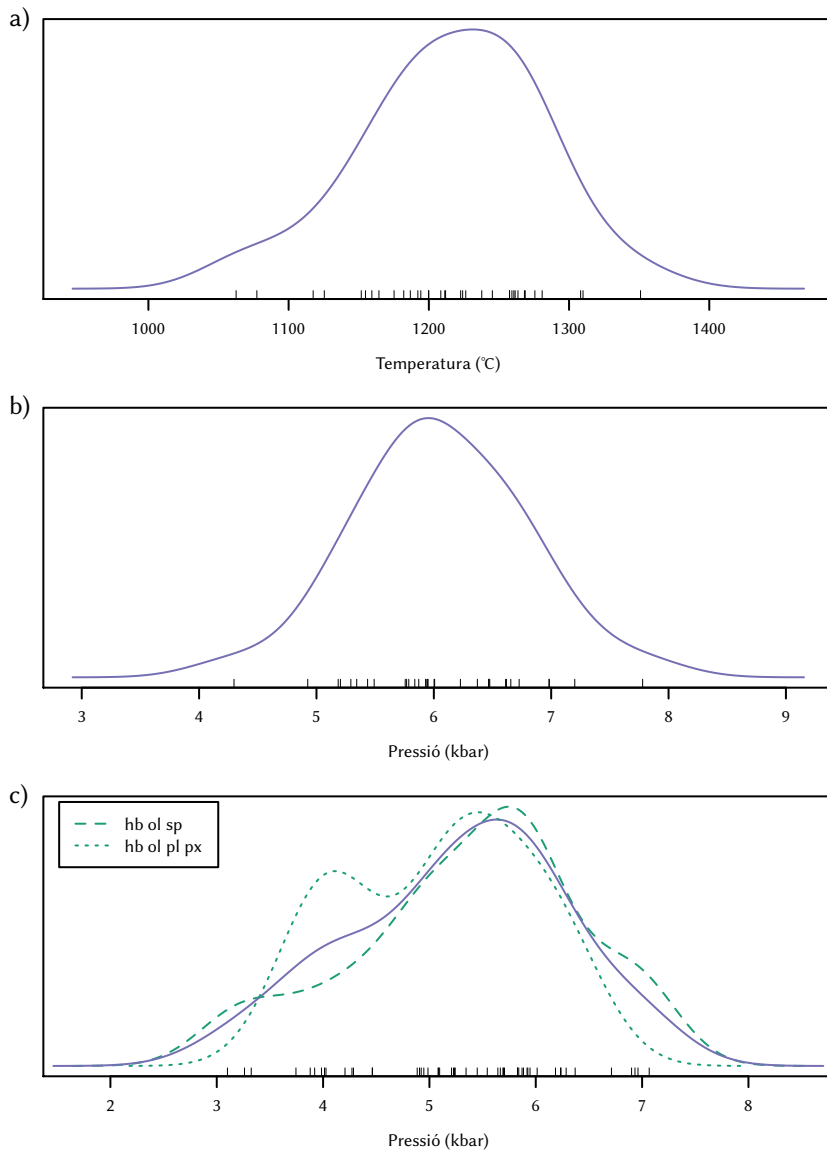


Figura 9.3: KDE dels resultats dels geotermòmetres i geobaròmetres aplicats als piroxens. a) Resultats del geotermòmetre (9.11) per als clinopiroxens. b) Resultats del geobaròmetre (9.9) aplicat als clinopiroxens. c) Resultats del geobaròmetre (9.12) aplicat als ortopiroxens. Es mostren per separat les hornblendites olivíniques amb espinella (hb ol sp) i les hornblendites olivíniques amb plagiòclasi i piroxens (hb ol pl px).

la temperatura:

$$T = \frac{10\,000}{0,575 + 0,884 \text{Cr\#} - 0,897 \ln K_D}, \quad (9.13)$$

on

$$K_D = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3^{\text{Ol}}}{\text{Al}_2\text{O}_3^{\text{Spl}}}.$$

El geotermòmetre (9.13) té una precisió estimada de  $\pm 22$  °C i està calibrat amb composicions d'olivina entre Fo<sub>87</sub> i Fo<sub>93</sub>, i d'espinnella amb Cr# menor de 0,69 (COOGAN et al., 2014; WAN et al., 2008).

El geotermòmetre de SHEJWALKAR i COOGAN (2013) està basat en el contingut en Ca de l'olivina:

$$T = \frac{-12\,368}{\ln X_{\text{Mo}} - 6,395 + 3,235 \text{Fo}} - 273, \quad (9.14)$$

on  $X_{\text{Mo}}$  és el nombre d'àtoms de Ca calculat a 4O. Les dades experimentals usades en el calibratge del geotermòmetre (9.14) presenten un rang de CaO relativament estret, entre 0,282 % i 0,410 % (SHEJWALKAR i COOGAN, 2013, Apèndix 2).

### 9.3.3 Resultats

El geotermòmetre de l'equació (9.13) s'ha pogut aplicar a una olivina Fo<sub>77</sub> de 0,85 mm per 0,4 mm amb diverses inclusions d'espinnella en una hornblendita olivínica amb plagiòclasi i piroxens. L'olivina té Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,01 % i NiO 0,05 %, està parcialment inclosa en plagiòclasi i amfibol (cf. Figura 7.7), mostra pocs signes d'alteració i, excepte les vores de reacció en el contacte amb la plagiòclasi, no presenta una zonació evident. Les espinnelles són molt homogènies amb Cr# entre 51 i 57 i no presenten signes d'alteració a cromita fèrrica (§ 8.9.3, Figura 8.19). La temperatura mitjana obtinguda de l'aplicació del geotermòmetre és de  $994,9 \pm 4,5$  °C ( $n = 10$ ).

En les hornblendites olivíniques amb espinnella aquest geotermòmetre s'ha pogut aplicar només a tres anàlisis d'espinnella en una olivina Fo<sub>78</sub> i dona resultats més dispersos, entre 970 °C i 1120 °C.

La  $T$  mitjana obtinguda de l'aplicació de l'equació (9.14) és de  $828,8 \pm 70,8$  °C. Si es consideren les diferents litologies amb olivina per separat, les hornblendites olivíniques donen una  $T$  mitjana de  $737,5 \pm 54,6$  °C, les hornblendites olivíniques amb espinnella una  $T$  mitjana de  $817,0 \pm 62,1$  °C i les hornblendites olivíniques amb plagiòclasi i piroxens una  $T$  mitjana de  $884,6 \pm 63,4$  °C. Tenint en compte que el contingut mitjà en CaO d'aquestes olivines és  $0,03 \pm 0,02$  %, amb un valor màxim de 0,14 %, i el rang de calibratge d'aquest geotermòmetre la validesa d'aquests resultats és, si més no, molt qüestionable.

## 9.4 Resum dels resultats

La Figura 9.4 és un resum de totes les dades geotermobaromètriques obtingudes en les seccions anteriors. D'acord amb el que s'observa, tots els minerals de les hornblendites han cristallitzat en condicions de  $PT$  relativament altes. Si s'exceptuen les temperatures dubtoses obtingudes per als piroxens —calculades amb un geotermòmetre calibrat per

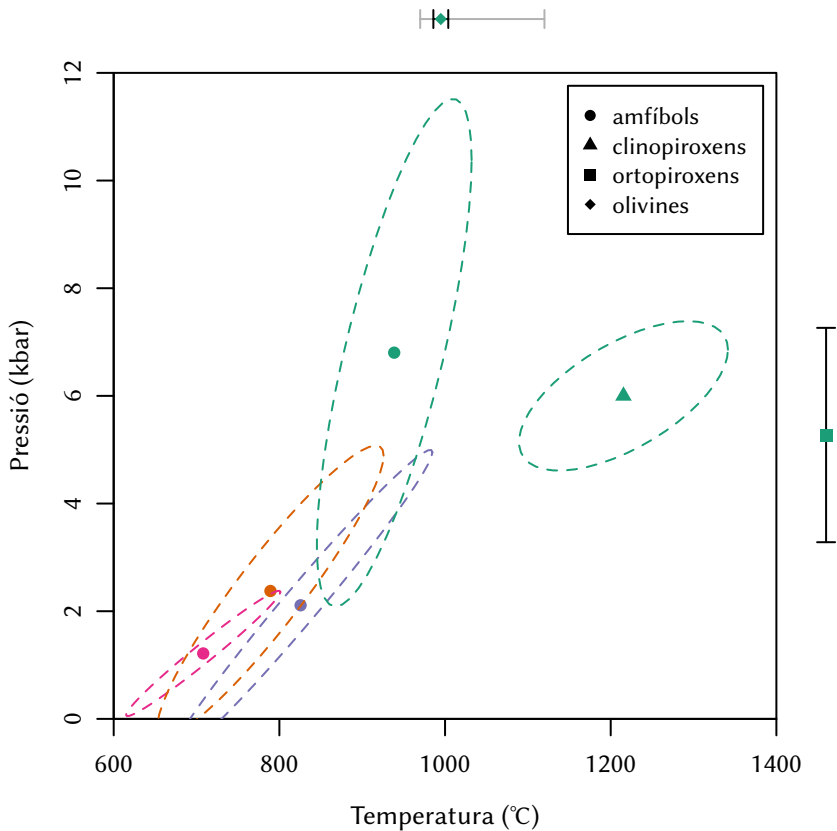


Figura 9.4: Diagrama  $PT$  amb les mitjanes de  $P$  i  $T$  dels diferents minerals. Fora del diagrama es representen els minerals que només disposen d'estimació d'una de les variables. Les el·lipses i les barres d'error corresponen a una desviació de  $2\sigma$ . Els colors dels punts dels minerals corresponen a les litologies de la Figura 9.1 i la Figura 9.2. El rang de temperatures obtingut amb l'olivina de l'hornblendita olivínica amb espinella es mostra en gris.

a roques mantèliques anhidres— tots els minerals de les hornblendites semblen haver cristallitzat a pressions properes als 6 kbar i a temperatures properes als 1000 °C.

Les altres litologies, en canvi, donen sempre temperatures i pressions més baixes. Les bojites i les diorites presenten rangs amplis de  $PT$ , però sempre amb  $P$  inferior als 5 kbar i  $T$  inferior als 1000 °C; fins a molt baixes pressions properes a 1 kbar o inclús menys, i temperatures de 650 °C aproximadament.

Les tonalites biotíticohornblendiques del complex de mescla són les que donen unes condicions de  $PT$  més baixes, amb pressions inferiors als 2 kbar i temperatures entre 600 °C i 800 °C.

## 9.5 Conclusions

Les roques del Complex de Susqueda mostren un rang de pressions i temperatures que van des d'aproximadament 12 kbar i 1000 °C fins a 0,25 kbar i 650 °C. Les hornblendites mostren les condicions de  $PT$  més elevades, amb mitjanes de pressió de 6 kbar i temperatures properes als 1000 °C.

La resta de litologies mostren una variació contínua des de 6 kbar i 1000 °C fins a pressions molt baixes properes a 1 kbar i temperatures de 650 °C, aproximadament.

# Geoquímica de roca total

En aquest capítol s'exposen les dades geoquímiques d'elements majoritaris i traces obtingudes per a les diferents litologies estudiades. Les anàlisis completes d'elements majoritaris i traces es troben a la Taula B.1 i a les Taules B.2 i B.3, respectivament.

## 10.1 Elements majoritaris

### 10.1.1 Diagrames de Harker

La diversitat textural i modal de les roques del Complex de Susqueda (Capítol 7) s'expressa com a una gran dispersió en les anàlisis d'elements majoritaris (Figura 10.1 i Figura 10.2).

Les hornblendites són les roques més bàsiques del Complex de Susqueda. El contingut en  $\text{SiO}_2$  varia entre 40,70 % i 49,60 % amb  $\text{MgO}$  entre 15,76 % i 30,47 %. El  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  oscilla entre 8,96 % i 15,26 %. L' $\text{Al}_2\text{O}_3$  és bastant baixa, entre 5,78 % i 11,09 %; així com el  $\text{CaO}$ , que varia entre 3,09 % i 10,65 % encara que la majoria de les anàlisis té menys del 8 %. El contingut en  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  és el més alt del tot el Complex, entre 0,10 % i 0,51 %. El  $\text{K}_2\text{O}$  i el  $\text{Na}_2\text{O}$  són molt baixos, entre 0,10 % i 0,69 % i 0,27 % i 1,01 %, respectivament. El  $\text{TiO}_2$  és inferior al 0,70 %.

Les bojites mostren la major dispersió, ja que els continguts modals en minerals màfics i fèlsics són els més variables. Les varietats melanocràtiques i leucocràtiques es descriuran per separat.

En general, les bojites tenen entre 47 % i 52 % de  $\text{SiO}_2$ . El  $\text{MgO}$  varia generalment entre 5 % i 10 %, mentre que l' $\text{Al}_2\text{O}_3$  varia entre 16 % i 20 %. El  $\text{CaO}$  varia entre 7,75 % i 11,5 %, i el  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  oscilla entre 1,7 % i 3,5 %. El  $\text{K}_2\text{O}$  i el  $\text{Na}_2\text{O}$  presenten valors entre 0,60 % i 2,47 % i 0,55 % i 2,5 %, respectivament. El  $\text{TiO}_2$  és bastant dispers i el  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  sol ser inferior al 0,05 %.

Les varietats melanocràtiques presenten unes característiques transicionals cap a les hornblendites, és a dir, amb continguts més elevats de  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  i  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , mentre que l' $\text{Al}_2\text{O}_3$ , és més baixa. Altres elements com el  $\text{K}_2\text{O}$  i el  $\text{Na}_2\text{O}$  també són més baixos, encara que la variació no és tan exagerada com en el cas de l' $\text{Al}_2\text{O}_3$ . D'altra banda, les

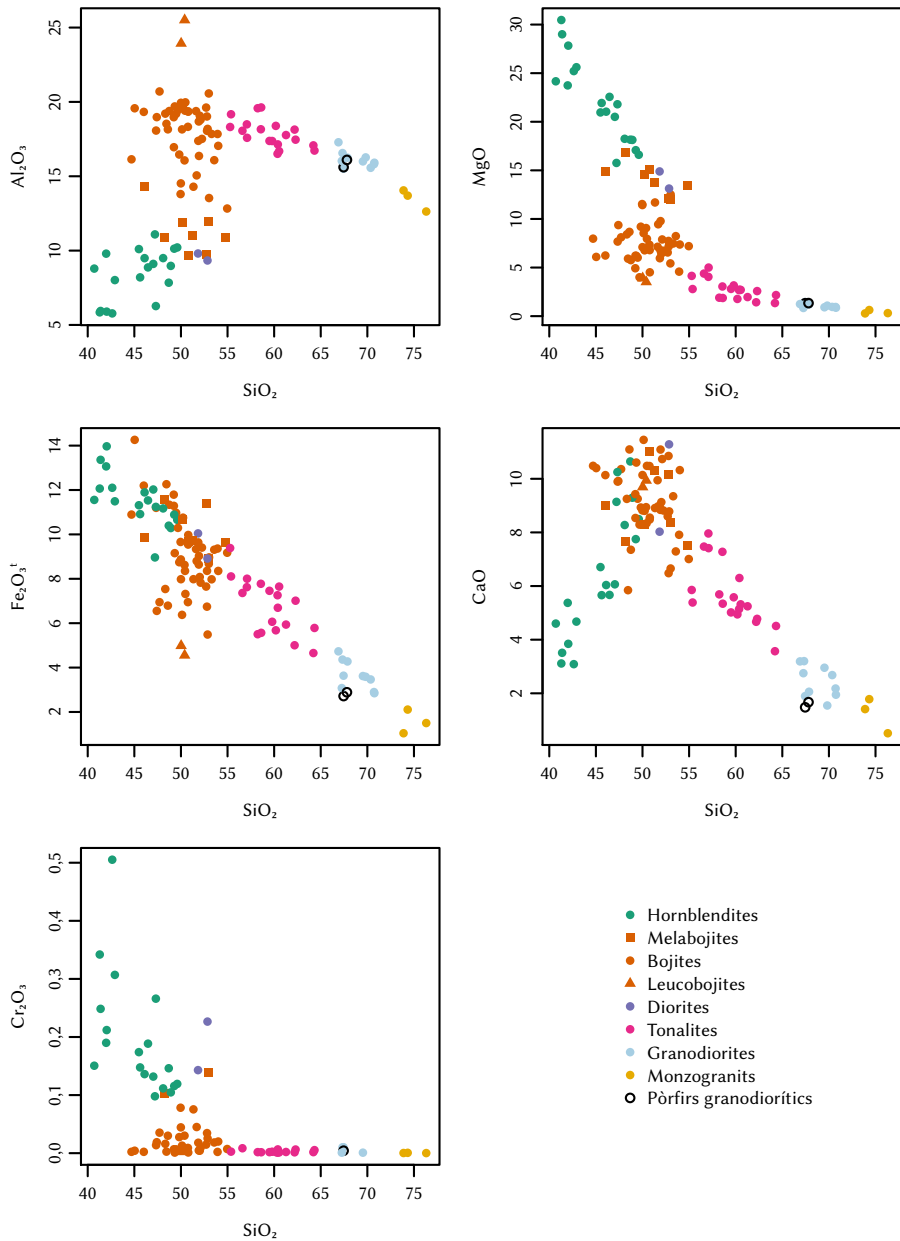


Figura 10.1: Diagrames de Harker per als òxids d'elements majoritaris  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  i  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  de les roques del Complex de Susqueda.

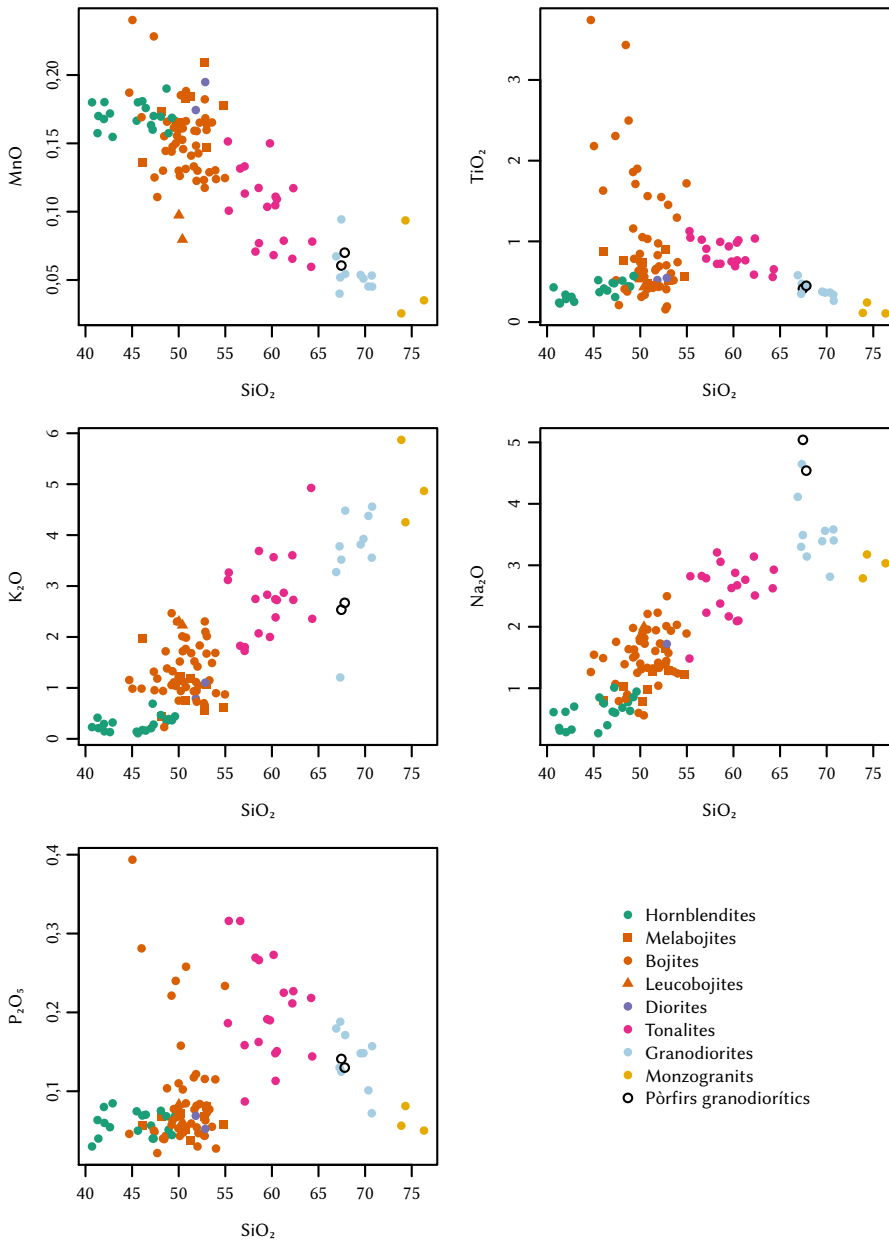


Figura 10.2: Diagrames de Harker per als òxids d'elements majoritaris  $\text{MnO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  i  $\text{P}_2\text{O}_5$  de les roques del Complex de Susqueda.

varietats leucocràtiques presenten una tendència en el sentit contrari (e.g.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  i  $\text{MgO}$  més baixos).

Les diorites presenten unes característiques químiques típicament gabroides ja que, malgrat que la plagiòclasi té continguts d'An inferiors a 50 (Figura 8.14), la composició química de l'amfibol condiciona la composició global de la roca per ser el mineral predominant (Taula 7.9).

Les tonalites del complex de mescla, atesa la seua natura heterogènia, presenten una variació considerable en les proporcions d'elements majoritaris, gradant des d'extrems bàsics, semblants a les bojites, fins als extrems més àcids, semblants a les granodiorites. La  $\text{SiO}_2$ , per exemple, varia entre 55,28 % i 64,33 %. Les mostres amb major quantitat d'hornblenda són, en general, més bàsiques que les que només tenen biotita. En les mostres heterogènies en què ha estat possible analitzar per separat les parts mesocràtiques de gra gruixut i les melanocràtiques de gra més fi les diferències en  $\text{SiO}_2$  són poc significatives i no segueixen un patró clar. Per exemple, la part mesocràtica de la mostra S18-30 té 61,27 % de  $\text{SiO}_2$ , mentre que la part melanocràtica té 60,54 %; la S16-115, en canvi, té 64,21 % de  $\text{SiO}_2$  en la part mesocràtica i 64,33 % en la part melanocràtica. L' $\text{Al}_2\text{O}_3$  varia entre 16,51 % i 19,63 % inversament amb la  $\text{SiO}_2$ . El  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  oscilla entre 4,66 % i 9,38 % i el  $\text{MgO}$  entre 1,34 % i 4,14 %. El  $\text{CaO}$  varia entre 3,57 % i 7,96 %. El  $\text{K}_2\text{O}$  varia entre 1,73 % i 4,93 %, i el  $\text{Na}_2\text{O}$  entre 1,48 % i 3,21 %. El  $\text{TiO}_2$  varia entre 0,56 % i 1,13 %.

Les granodiorites tenen proporcions de  $\text{SiO}_2$  entre 66,90 % i 70,75 %. L' $\text{Al}_2\text{O}_3$  varia entre 15,51 % i 17,29 %. El  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  està comprès entre 2,85 % i 4,73 %, mentre que el  $\text{MgO}$  està entre 0,84 % i 1,45 %. Pel que fa als elements alcalins, el  $\text{K}_2\text{O}$  varia entre 3,27 % i 4,56 %, mentre que el  $\text{Na}_2\text{O}$  varia entre 2,81 % i 4,11 %. Només una mostra presenta valors anòmals, amb 1,21 % i 4,65 % de  $\text{K}_2\text{O}$  i  $\text{Na}_2\text{O}$ , respectivament. El  $\text{CaO}$  varia entre 1,54 % i 3,19 %.

Els monzogranits presenten valors de  $\text{SiO}_2$  entre 73,88 % i 76,32 %. L' $\text{Al}_2\text{O}_3$  varia en un rang estret entre 12,63 % i 14,05 %. El  $\text{K}_2\text{O}$  oscilla entre 4,25 % i 5,87 %, mentre que el  $\text{Na}_2\text{O}$  varia entre 2,79 % i 3,18 %. El  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  varia entre 1,04 % i 2,11 %, i el  $\text{MgO}$  entre 0,28 % i 0,63 %. El  $\text{CaO}$  oscilla entre 0,51 % i 1,78 %.

### 10.1.2 Diagrama $R_1R_2$

Les mostres analitzades del Complex de Susqueda es projecten en el diagrama  $R_1R_2$  de DE LA ROCHE et al. (1980) amb valors del paràmetre multicatiònic  $R_1$  relativament constants de  $2315 \pm 235$  ( $1\sigma$ ) (Figura 10.3). Les hornblendites es projecten principalment en el camp de les gabronorites, només amb una hornblendita olivínica amb plagiòclasi i olivina que es projecta en el camp de les roques ultramàfiques. Les bojites es projecten majoritàriament en el camp de les gabronorites, gradant cap al camp de les gabrodiorites. Les úniques mostres que es projecten en el camp de les diorites són els pegmatoides dioriticogabroics i una mostra de bojita amb cummingtonita. Les tonalites del complex de mescla es projecten tant en el camp de les tonalites com en el de les diorites, segons la proporció d'hornblenda. Les granodiorites i els monzogranits es projecten en els camps corresponents.



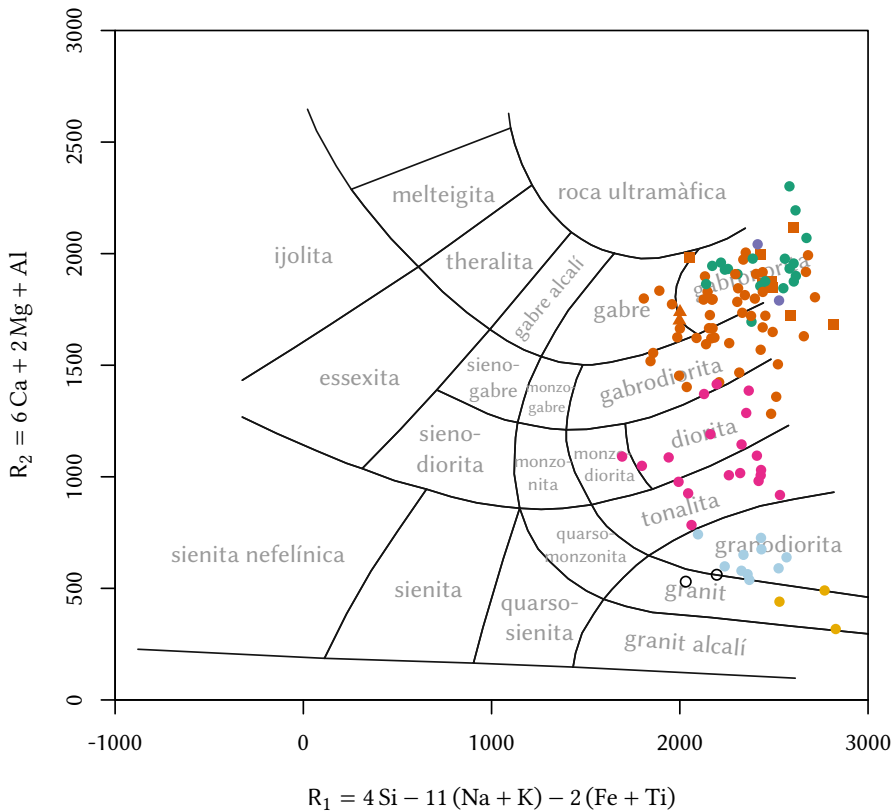


Figura 10.3: Classificació de les roques del Complex de Susqueda en el diagrama  $R_1R_2$  de DE LA ROCHE et al. (1980). Llegendat com en la Figura 10.1.

### 10.1.3 Diagrama AFM

En el diagrama AFM d'IRVINE i BARAGAR (1971), les roques del Complex de Susqueda formen una sèrie bastant contínua (Figura 10.4). Les hornblendites es concentren a prop de l'aresta FM, amb proporcions de FeO respecte de MgO de 1 : 2, aproximadament, que equival a un Mg# de 83. Les bojites ocupen una àrea extensa solapant-se amb la línia divisòria dels camps tholeiític i calcoalcalí. La suma dels àlcals és, doncs, relativament constant, mentre que el Mg# és bastant variable i va des de valors alts de fins a 80 en les varietats melanocràtiques fins a valors de 53 en algunes bojites de gra fi. Les varietats leucocràtiques se situen cap al centre del diagrama. Les diorites es projecten juntament amb les melabojites. Les tonalites del complex de mescla, les granodiorites i els granits dibuixen una tendència d'enriquiment en àlcals amb una proporció de FeO : MgO constant dins el camp de les roques calcoalcalines.

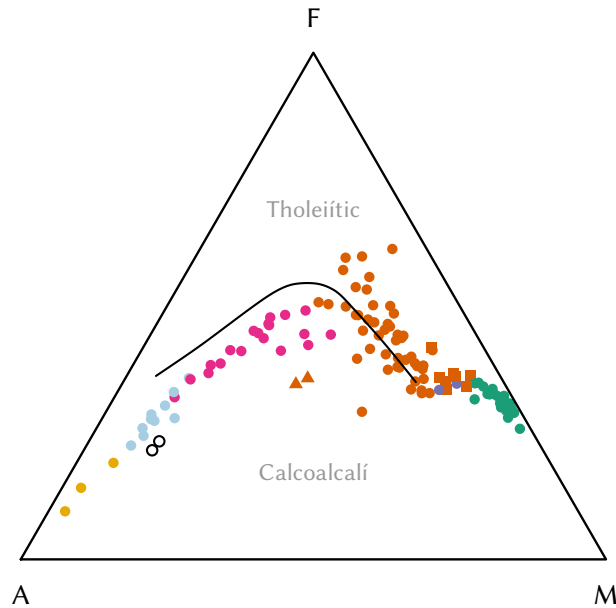


Figura 10.4: Projecció de les mostres del Complex de Susqueda en el diagrama AFM d'IRVINE i BARAGAR (1971). Les arestes corresponen a A = (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O), F = FeO<sup>t</sup>, M = MgO (% en pes). Llegenda com en la Figura 10.1.

#### 10.1.4 Diagrama Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> versus plagiòclasi normativa

El diagrama Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> versus plagiòclasi normativa d'IRVINE i BARAGAR (1971) complementa el diagrama AFM en els termes bàsics, ja que l'enriquiment en FeO<sup>t</sup> de les sèries tholeiítiques es dona amb més intensitat en les roques intermèdies de la sèrie.

En aquest diagrama les hornblendites, les melabojites, les diorites i una part de les bojites se situen en el camp tholeiític, mentre que la majoria de les bojites, les tonalites del complex de mescla, les granodiorites i els granits se situen en el camp calcoalcalí (Figura 10.5). Les varietats leucocràtiques de bojita tenen valors molt elevats d'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, al voltant del 25 %, amb plagiòclasi normativa An<sub>74s</sub>, situant-se clarament fora de la tendència general i oposadament a les roques melanocràtiques.

#### 10.1.5 Diagrama de Peacock

En el diagrama de PEACOCK (1931) per a les mostres del Complex de Susqueda les línies de regressió per al CaO i la suma dels àlcals (K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O) intersequen a un valor de SiO<sub>2</sub> (conegut com a *alkali-lime index* en anglès) de 61,2 (Figura 10.6). La sèrie té, per tant, caràcter càlcic (i.e. >61) segons la classificació de PEACOCK (1931).

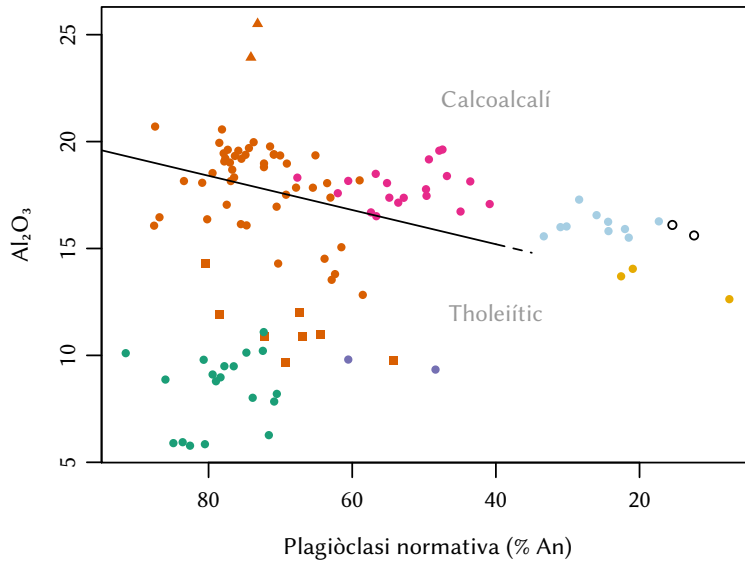


Figura 10.5: Classificació de les roques del Complex de Susqueda en el diagrama  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (% en pes) versus plagiòclasi normativa (norma molecular de Barth–Niggli) d'IRVINE i BARAGAR (1971). Llegendra com en la Figura 10.1.

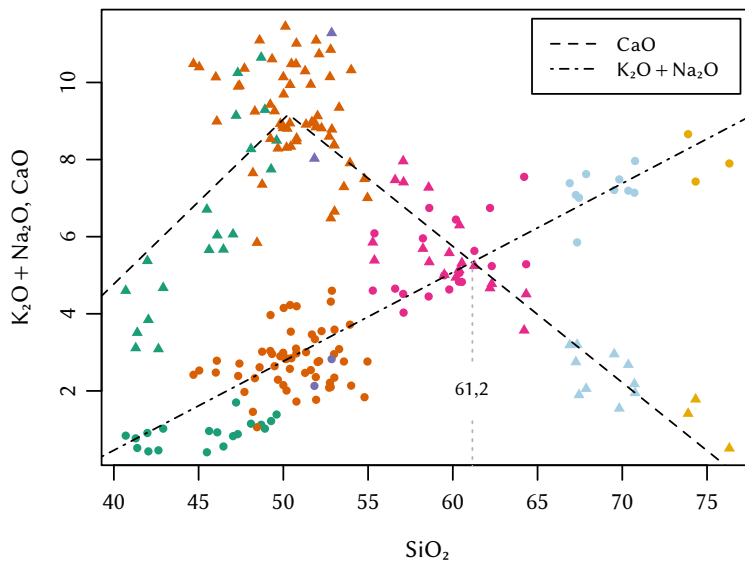


Figura 10.6: Projecció de les mostres del Complex de Susqueda en el diagrama de PEACOCK (1931) que representa el  $\text{CaO}$  (triangles) i la suma dels àlcals ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ ) (cercles) respecte la  $\text{SiO}_2$  (% en pes). La intersecció de les línies de regressió es dona a 61,2% de  $\text{SiO}_2$ , per tant la sèrie és càlcica. Colors com en la Figura 10.1.

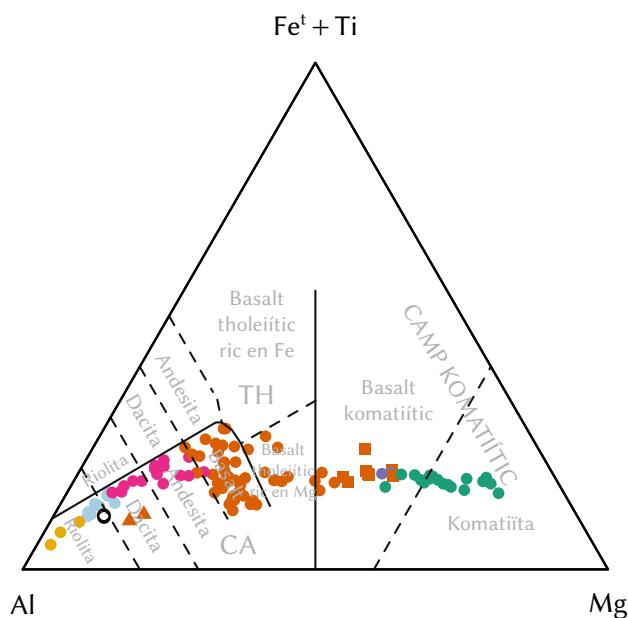


Figura 10.7: Projecció de les mostres del Complex de Susqueda en el diagrama catiónic de Jensen (JENSEN, 1976; JENSEN i PYKE, 1982). Al, Fe<sup>t</sup> + Ti i Mg en mols. CA: camp calcoalcalí, TH: camp tholeiític. Llegenda com en la Figura 10.1.

### 10.1.6 Diagrama catiónic de Jensen

El diagrama catiónic de Jensen (JENSEN, 1976; JENSEN i PYKE, 1982), basat en les proporcions relatives d'Al, Fe<sup>t</sup> + Ti i Mg, separa les roques calcoalcalines i tholeiítiques de manera semblant al diagrama AFM (§ 10.1.3) a més d'afegir un camp per a les roques komatiítiques. En aquest diagrama, les roques del Complex de Susqueda es projecten dibuixant dos tendències oposades (Figura 10.7). La majoria de les bojites es projecten en el camp dels basalts calcoalcalins. Les tonalites, granodiorites i granits segueixen una tendència d'enriquiment en Al sempre en el camp calcoalcalí. D'altra banda, les bojites melanocràtiques i les hornblendites, així com les diorites, dibuixen una tendència d'enriquiment en Mg a Fe<sup>t</sup> + Ti constant. Finalment, les varietats leucocràtiques de bojita es projecten en el camp de les dacites pel seu elevat contingut en Al en comparació a la resta de bojites (cf. Figura 10.5).

### 10.1.7 Diagrama TAS

En el diagrama TAS de LE BAS et al. (1986), les anàlisis del Complex de Susqueda formen una sèrie que comprén des de termes ultrabàsics fins a termes àcids, amb un progressiu enriquiment en àlcals (Figura 10.8). Les hornblendites formen dos agrupacions: la primera d'elles se situa en el límit entre els picrobasalts i els basalts, la segona en el camp dels basalts. Les bojites presenten el màxim de densitat en el límit entre els basalts i

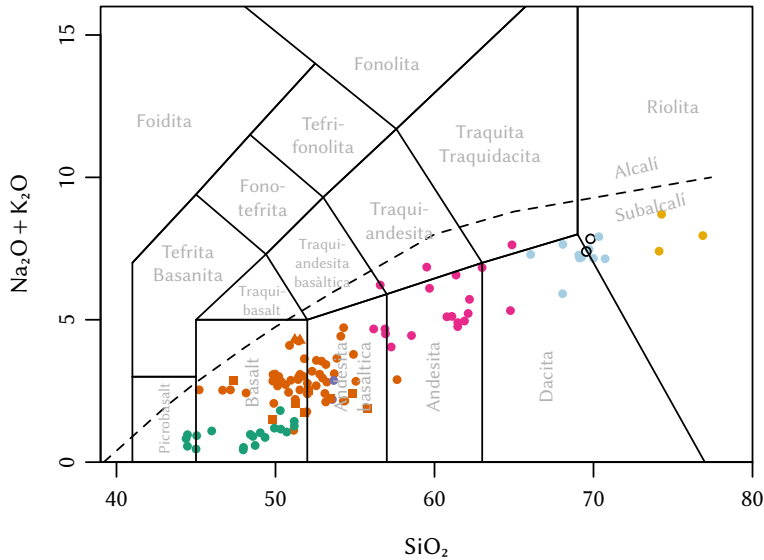


Figura 10.8: Projecció de les mostres del Complex de Susqueda en el diagrama TAS de LE BAS et al. (1986) amb la línia de divisió entre roques alcalines i subalcalines d'IRVINE i BARAGAR (1971).  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  i  $\text{SiO}_2$  en % en pes anhidre. Llegendra com en la Figura 10.1.

les andesites basàltiques, i presenten una certa dispersió. Les varietats leucocràtiques presenten valors elevats d'àlcals, mentre que les melanocràtiques presenten valors relativament baixos i una certa dispersió pel que fa a la  $\text{SiO}_2$ . Les diorites són indistingibles de les bojites. Les tonalites del complex de mescla es projecten en el camp de les andesites i en part del camp de les dacites. En les roques heterogènies en què s'ha analitzat les diferents parts per separat, les parts melanocràtiques solen tenir continguts en àlcals inferiors a les parts leucocràtiques. A més, les que tenen hornblenda solen ser més pobres en  $\text{SiO}_2$ . Les granodiorites es projecten en el límit entre les dacites i les riolites, mentre que els monzogranits es projecten en el camp de les riolites.

### 10.1.8 Diagrama de Shand

El diagrama de SHAND (1943) es basa en els paràmetres A/CNK i A/NK. Aquests paràmetres, calculats com

$$\text{A/CNK} = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} \quad \text{i} \quad \text{A/NK} = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$$

en percentatges molars, representen el grau de saturació en Al i àlcals de la roca i tenen relació amb la mineralogia modal (SHAND, 1927, 1943; JANOUŠEK et al., 2016).

En aquest diagrama, les mostres del Complex de Susqueda es projecten principalment en el camp de les roques metaluminoses (Figura 10.9). El paràmetre A/CNK augmenta des dels termes més bàsics als més àcids, mentre que el paràmetre A/NK mostra la tendència inversa. Les hornblendites, les diorites i la major part de les bojites es pro-

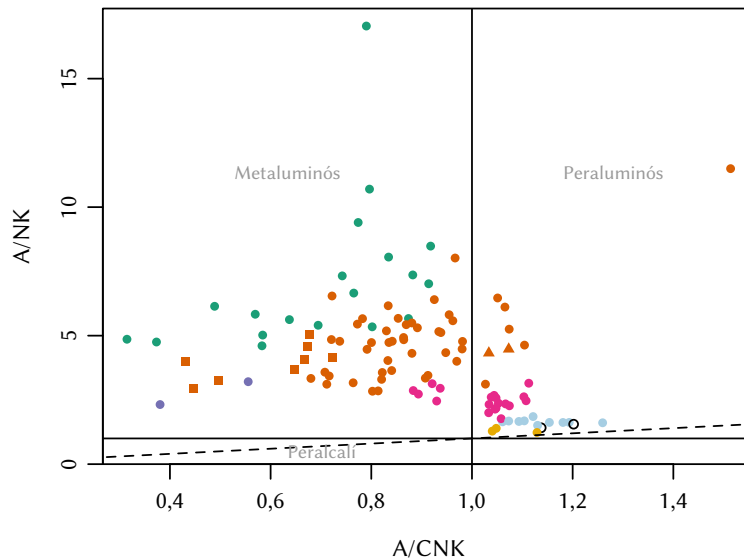


Figura 10.9: Representació de les roques del Complex de Susqueda en el diagrama de SHAND (1943). Llegendra com en la Figura 10.1.

jecten en el camp metaluminós. Només algunes mostres de bojita amb cummingtonita i biotita, així com les varietats leucocràtiques de bojita es projecta en el camp peraluminós. Les tonalites del complex de mescla es projecten principalment en el camp peraluminós, excepte aquelles que tenen més quantitat d'hornblenda. Granodiorites i granits es projecten també en el camp peraluminós.

### 10.1.9 Diagrama $MnO/TiO_2/P_2O_5$

En el diagrama discriminant  $MnO/TiO_2/P_2O_5$  de MULLEN (1983), les mostres del Complex de Susqueda amb 45 % a 54 % de  $SiO_2$  es projecten principalment en el límit entre el camp de les tholeïïtes d'arc d'illes i els basalts calcoalcalins d'arcs d'illes, encara que hi ha una certa dispersió (Figura 10.10).

### 10.1.10 Diagrama $K_2O$ versus $SiO_2$

El diagrama  $K_2O$  versus  $SiO_2$  de PECCERILLO i TAYLOR (1976) subdivideix les sèries calcoalcalines d'acord al contingut en  $K_2O$ , i distingeix quatre sèries: tholeïïtes d'arc, calcoalcalines, calcoalcalines riques en K i shoshonítiques.

Les roques del Complex de Susqueda formen una sèrie que va des de termes calcoalcalins a calcoalcalins rics en K (Figura 10.11). La dispersió de les bojites en termes de  $K_2O$  és bastant notable, encara que el màxim de densitat se situa en el camp calcoalcalí.

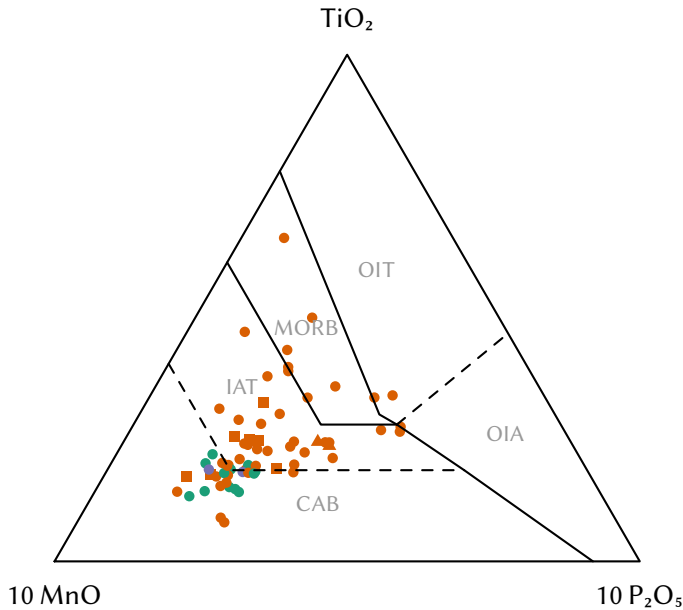


Figura 10.10: Representació de les roques del Complex de Susqueda (45% a 54% de  $\text{SiO}_2$ ) en el diagrama  $\text{MnO}/\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$  de MULLEN (1983). CAB: basalts calcoalcalins d'arcs d'illes, IAT: tholeiïtes d'arc d'illes, MORB: basalts de dorsal oceànica, OIT: tholeiïtes d'illes oceàniques, OIA: roques alcalines d'illes oceàniques. Llegenda com en la Figura 10.1.

### 10.1.11 Diagrames discriminants de Verma et al. (2006)

Els diagrames de VERMA et al. (2006) es basen en l'ús de funcions discriminants obtingudes a partir de la transformació logarítmica dels quocients dels òxids d'elements majoritaris i distingeixen les roques bàsiques i ultrabàsiques (i.e.  $\leq 52\%$  de  $\text{SiO}_2$ ) de quatre ambients tectònics: roques bàsiques d'arc d'illes, roques bàsiques de rift continental, roques bàsiques d'illes oceàniques i roques bàsiques de dorsal oceànica. Les roques d'arcs continentals es projecten juntament amb les d'arcs d'illes (VERMA et al., 2006).

En aquests diagrames, les mostres del Complex de Susqueda es projecten en el camp de les roques bàsiques d'arcs d'illes (IAB), excepte en el diagrama CRB–OIB–MORB, el quan no conté aquest camp (Figura 10.12).

## 10.2 Elements traça

### 10.2.1 Diagrames multielementals normalitzats

Els elements traça, de manera anàloga que els elements majoritaris (§ 10.1), presenten un ampli rang de valors. No obstant això, la normalització respecte d'una referència permet observar i comparar patrons. Per exemple, en les figures 10.13 i 10.14 es mostra una selecció d'elements traça incompatibles en ordre creixent de compatibilitat en

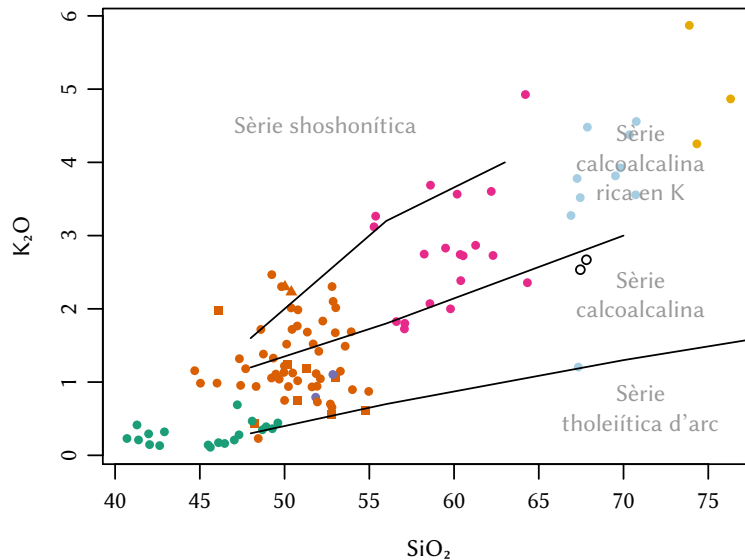


Figura 10.11: Projecció de les mostres del Complex de Susqueda en el diagrama  $K_2O$  versus  $SiO_2$  de PECCERILLO i TAYLOR (1976). Llegendra com en la Figura 10.1.

els basalts (SUN i McDONOUGH, 1989) normalitzats als valors del mantell primitiu de McDONOUGH i SUN (1995). En aquests diagrames, les diferents litologies analitzades mostren un seguit de pics i valls característics, els quals indiquen l'excés o el dèficit de l'element respecte el patró.

El conjunt de les mostres analitzades del Complex de Susqueda (Figura 10.13 i Figura 10.14) mostra una tendència amb pendent negatiu  $(Cs/Lu)_N$  indicatiu d'un enriquiment en els elements més incompatibles, a més de mostrar un perfil serrat. El Cs, Rb, Th, K, Pb, Nd i Li formen els pics principals, mentre que Nb, P, Zr i Ti formen algunes de les valls principals. No obstant aquesta tendència general, cada grup de roques presenta petites diferències.

Les hornblendites presenten els perfils més baixos i un marcat dèficit en Nb, Sr i P, així com un dèficit moderat Rb i Ba respecte la tendència general (Figura 10.13). A més, presenten un rang molt ampli en Pb, en comparació amb les altres litologies.

Les bojites, en general, presenten concentracions més elevades en elements incompatibles que les hornblendites. En concret destaca la major quantitat en Rb, Sr, Nb i Ti, aquests dos últims amb una certa dispersió. El Pb i el Li presenten valors menys dispersos que els de les hornblendites.

Les diorites presenten patrons anàlegs als de les bojites.

Les tonalites presenten valors elevats en els elements més incompatibles (a l'esquerra del diagrama). Destaquen el Rb, el Ba, el Th, l'U i el Nb. El La i el Ce presenten una certa dispersió, així com el Nd.

Les granodiorites presenten perfils semblants als de les tonalites, amb un contingut més baix en Ti que aquestes.



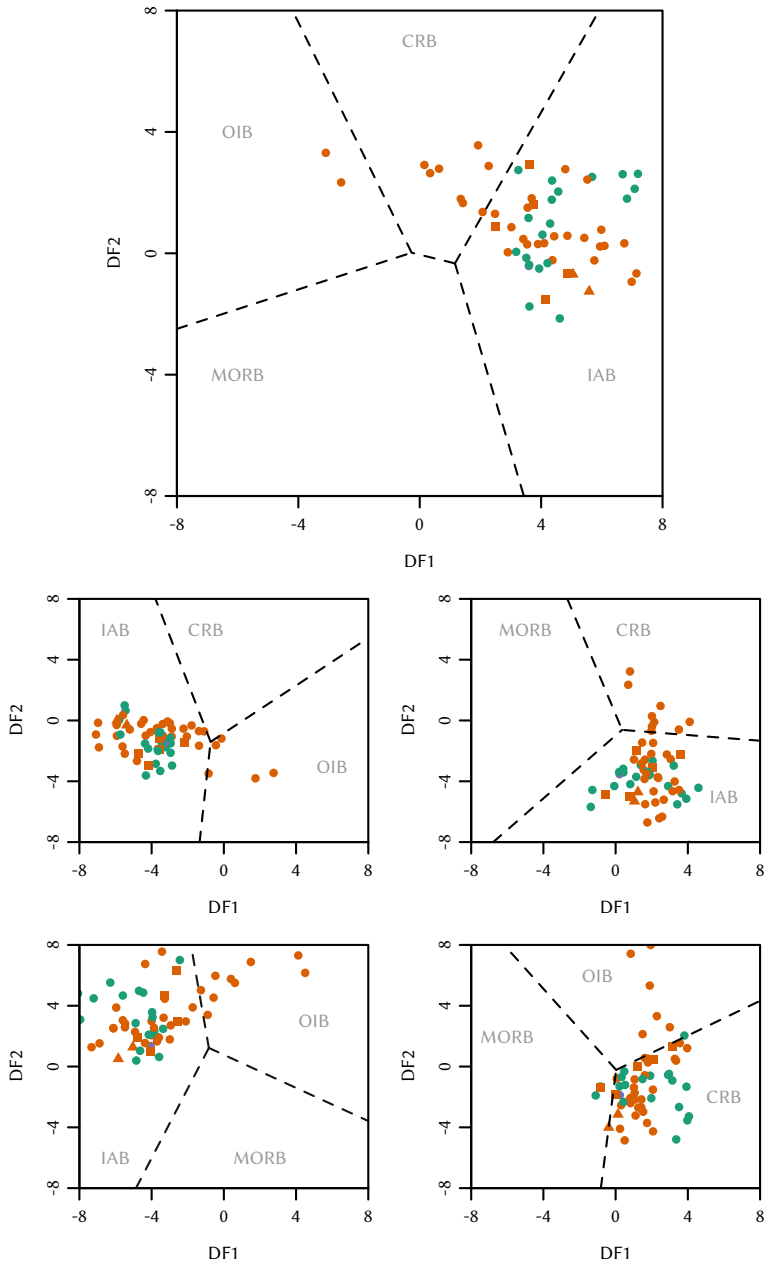


Figura 10.12: Representació de les roques del Complex de Susqueda ( $\text{SiO}_2$  inferior a 52%) en els diagrames discriminants de VERMA et al. (2006). IAB: roques bàsiques d'arc d'illes, CRB: roques bàsiques de rift continental, OIB: roques bàsiques d'illes oceàniques, MORB: roques bàsiques de dorsal oceànica. Llegenda com en la Figura 10.1.

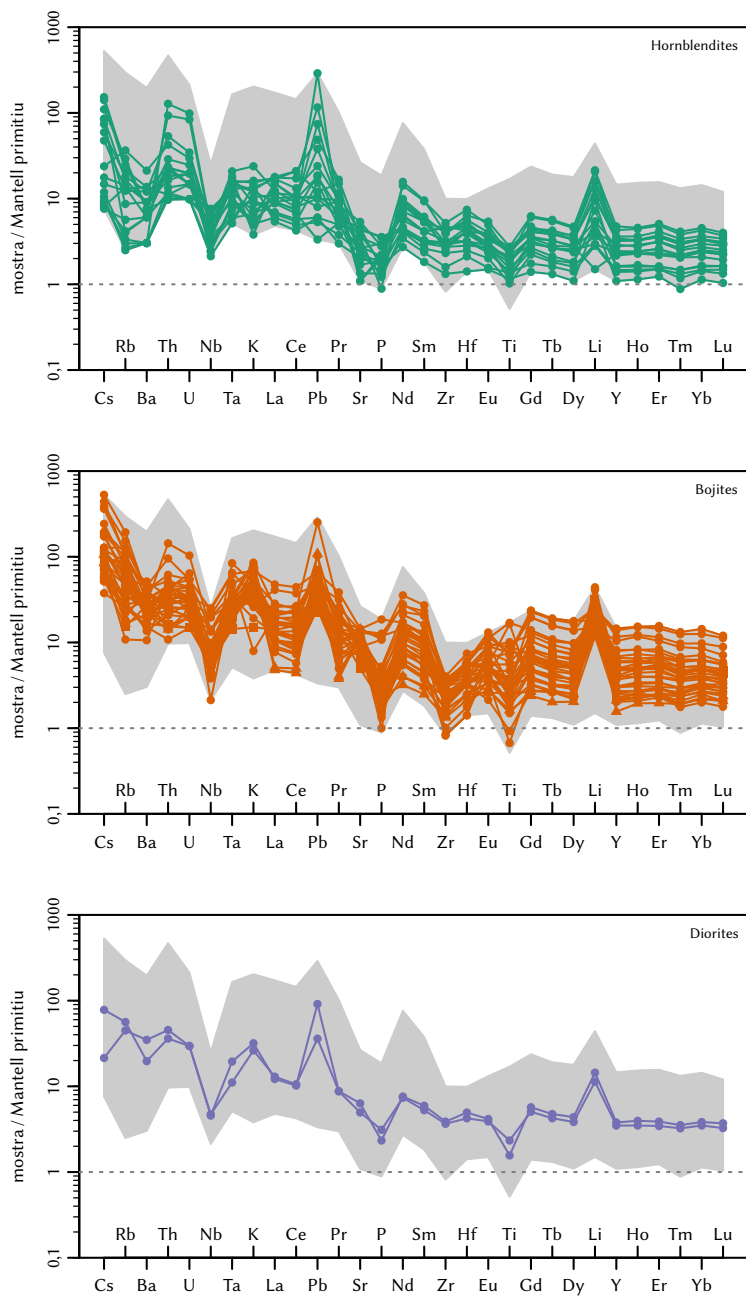


Figura 10.13: Diagrames multielementals normalitzats a la composició del mantell primitiu de McDONOUGH i SUN (1995) per a hornblendites, bojites i diorites. En gris s'indica tot el conjunt de mostres analitzades.

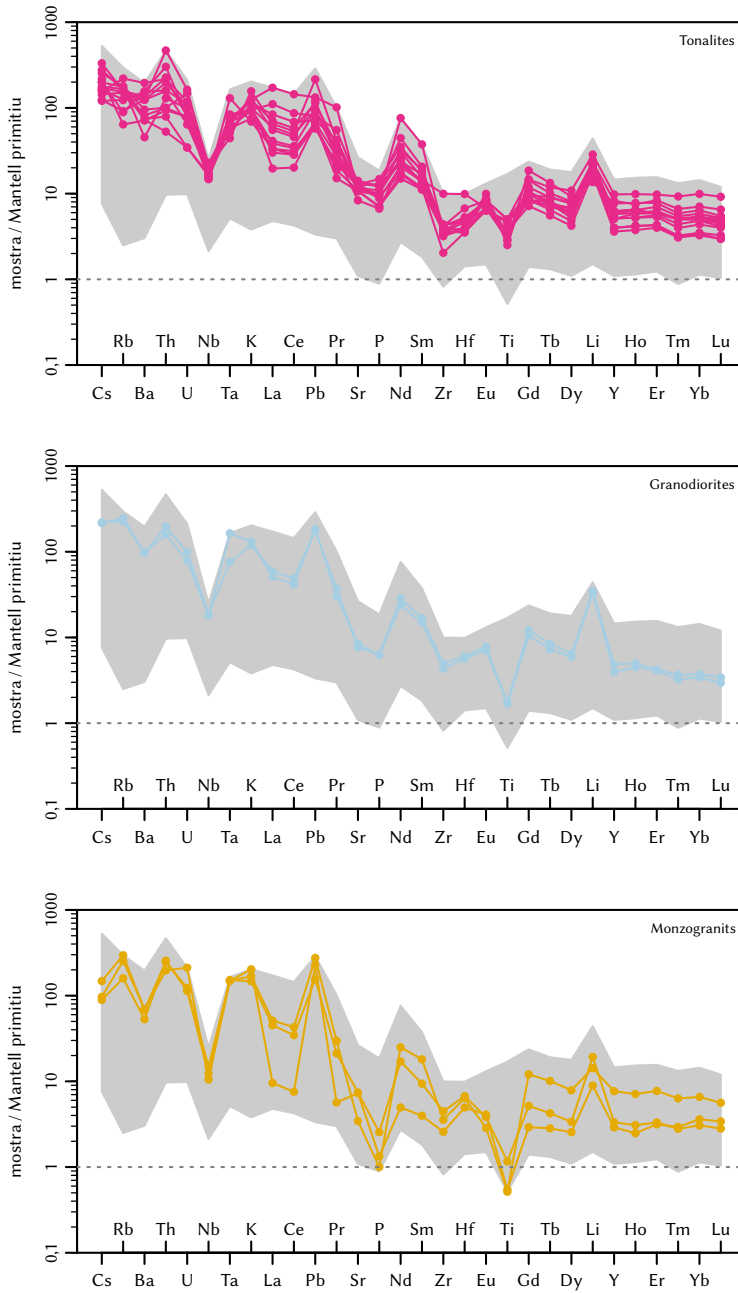


Figura 10.14: Diagrames multielementals normalitzats a la composició del mantell primitiu de McDONOUGH i SUN (1995) per a tonalites, granodiorites i monzogranits. En gris s'indica tot el conjunt de mostres analitzades.

Els monzogranits són els que presenten els valors més baixos de P i Ti, i una mostra presenta també valors baixos de Ce i La.

### 10.2.2 Diagrames dels lantànids

Els diagrames normalitzats dels lantànids de les mostres del Complex de Susqueda (Figura 10.15 i Figura 10.16) mostren perfils amb un pendent negatiu baix i una petita anomalia d'europi ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ <sup>1</sup>). La concentració total de lantànids varia entre les 18,71 ppm d'una hornblendita olivínica a les 516,75 ppm d'una tonalita del complex de mescla, encara que la variació per a cada grup litològic no és tan gran.

Les hornblendites presenten els perfils més baixos en els diagrames normalitzats (Figura 10.15), amb un pendent  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  d'aproximadament 4,35 i sumatori d'aproximadament 45 ppm. La majoria de les mostres presenten una  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  negativa de l'ordre de 0,77, encara que en unes poques mostres l'anomalia és pràcticament inexistent, amb valors d' $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  de 0,96. Algunes mostres d'hornblendita mostren un perfil aplanat o lleugerament convex en la part corresponent als lantànids lleugers. Els lantànids pesants presenten perfils pràcticament plans amb  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$  d'aproximadament 1,37.

Les bojites presenten perfils similars a les hornblendites. Els pendents són lleugerament més acusats, amb  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  de fins a 12,19 i un sumatori màxim de 215,82 ppm, encara que els valors mitjans són 3,63 i 77,79 ppm, respectivament. Les mostres amb perfils i continguts més baixos de lantànids corresponen a les varietats leucocràtiques. Pel que fa a l' $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ , la majoria de les bojites presenten una anomalia negativa de l'ordre de 0,73, si bé algunes mostres leucocràtiques o amb cummingtonita presenten una anomalia positiva de fins a 1,37. De la mateixa manera que les hornblendites, algunes mostres de bojita com la S16-24 o la S16-60 presenten un perfil convex en la part corresponent als lantànids lleugers, amb  $(\text{La}/\text{Nd})_N$  de 0,79 i 0,89, respectivament. Els lantànids pesants presenten perfils pràcticament plans amb  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$  d'aproximadament 1,58.

Les diorites presenten perfils anàlegs a les bojites i amb poca variabilitat. El pendent és negatiu i suau, amb  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  d'aproximadament 3,50. El sumatori de lantànids se situa al voltant de les 50 ppm. L' $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  és de 0,73. Els lantànids pesants presenten perfils pràcticament plans, amb  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$  de 1,50.

Les tonalites del complex de mescla presenten alguns dels continguts més elevats en lantànids lleugers (Figura 10.16). Els pendents  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  varien entre 3,42 i 34,47, amb els valors més baixos corresponents a les mostres més riques en màfics (tonalites biotítiques i biotiticohornblèndiques de gra fi) i els més alts a les més fèlsiques (tonalites biotítiques de gra gros). La variació del sumatori de lantànids segueix aproximadament la mateixa tendència, amb les mostres més màfiques amb valors baixos de fins a 91,52 ppm i les fèlsiques amb valors màxims de 516,75 ppm. L' $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  varia entre 0,52 i 0,76, excepte la mostra S18-33 que té 0,32.

1. L'anomalia d'europi,  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  es defineix com l'excés o el dèficit relatiu d'Eu respecte els elements adjacents en un diagrama normalitzat suposant un perfil uniforme. TAYLOR i MCLENNAN (1985) i MCLENNAN i TAYLOR (2012) recomanen usar la mitjana geomètrica per al càlcul de l'anomalia d'acord amb la fórmula:

$$\text{Eu}/\text{Eu}^* = \frac{\text{Eu}_N}{\sqrt{\text{Sm}_N \text{Gd}_N}}$$

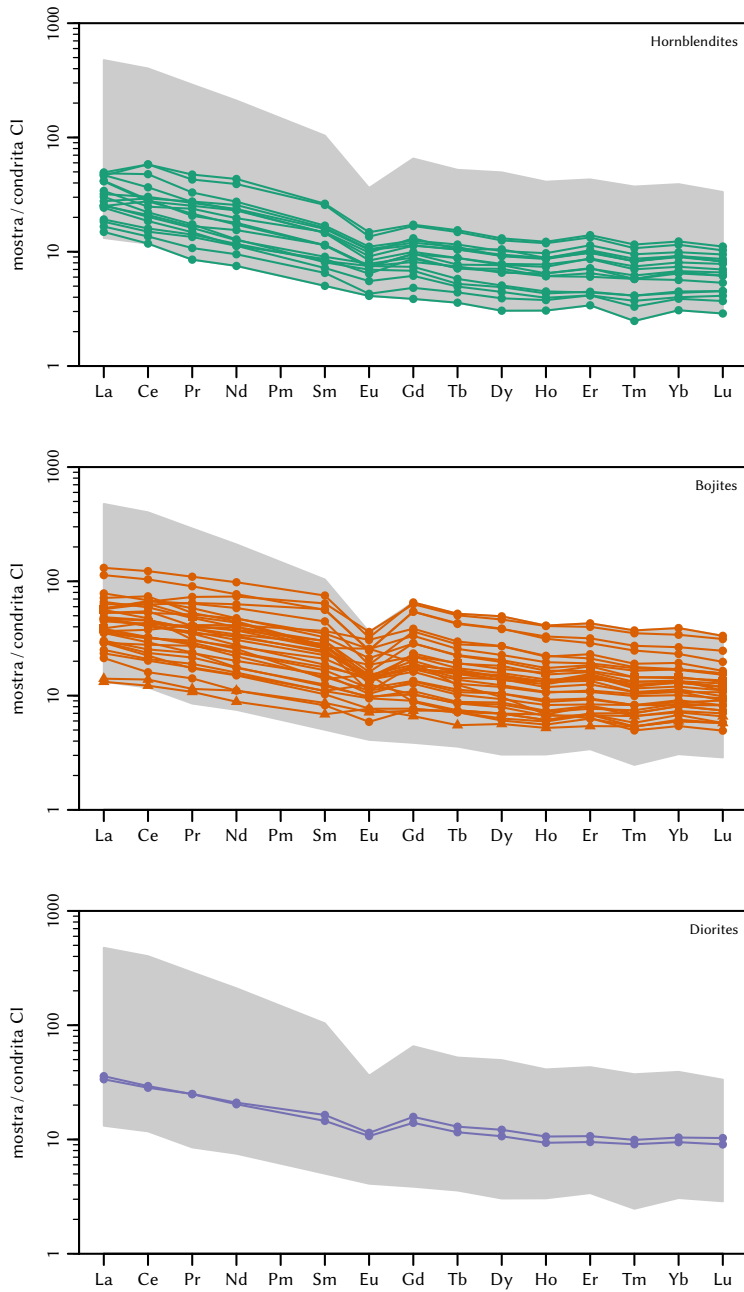


Figura 10.15: Diagrames dels lantànids normalitzats als valors de la condrita CI d'ANDERS i GREVESSE (1989) per a hornblendites, bojites i diorites. En gris s'indica tot el conjunt de mostres analitzades.

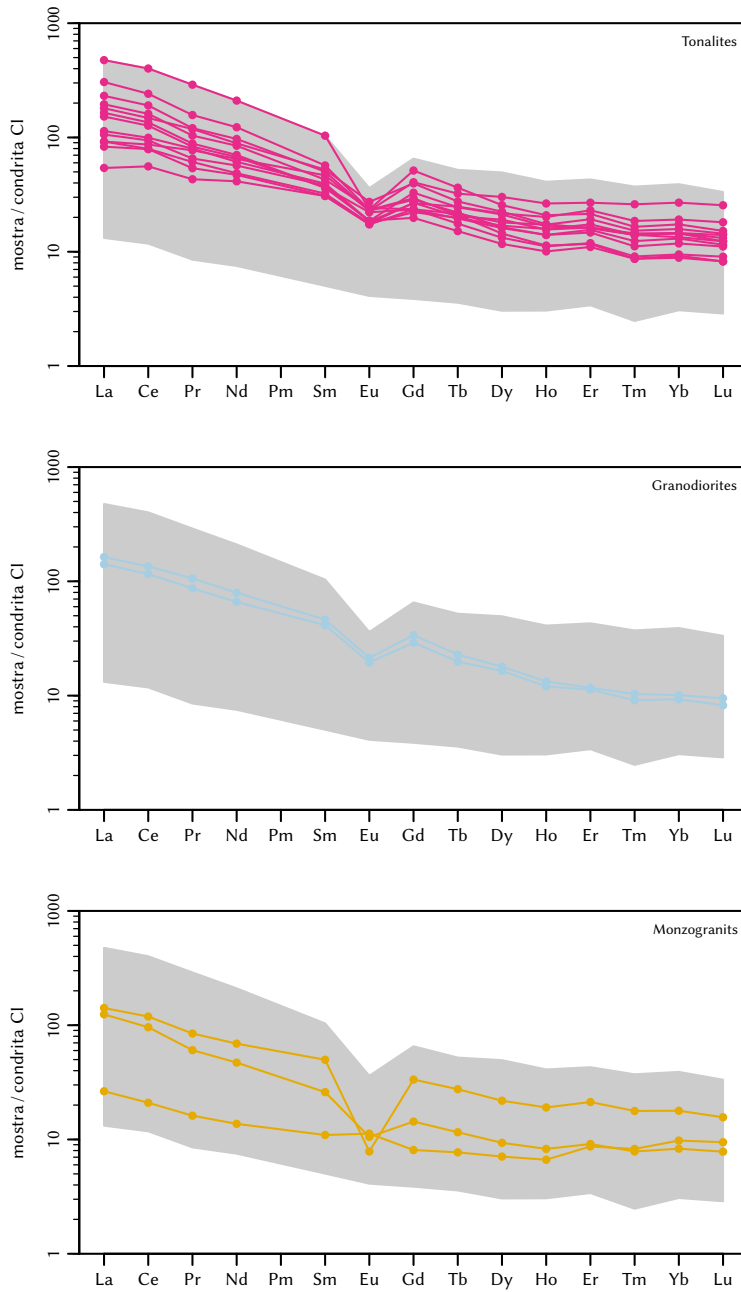


Figura 10.16: Diagrames dels lantànids normalitzats als valors de la condrita CI d'ANDERS i GREVESSE (1989) per a tonalites, granodiorites i monzogranits. En gris s'indica tot el conjunt de mostres analitzades.

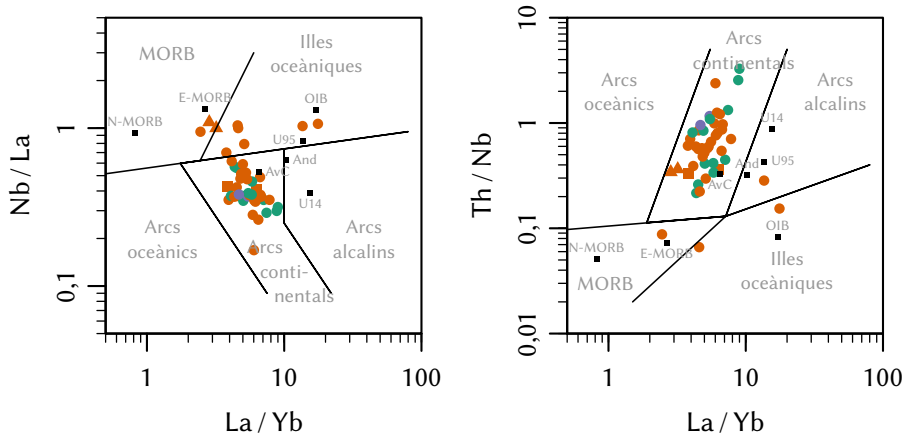


Figura 10.17: Representació de les mostres del Complex de Susqueda amb  $\text{SiO}_2$  entre 45 % i 55 % en els diagrames de HOLLOCHER et al. (2012). Llegenda com en la Figura 10.1. S'inclou la composició d'alguns reservoris (quadrats negres): N-MORB, E-MORB i OIB de SUN i McDONOUGH (1989); U95: escorça continental superior de TAYLOR i McLENNAN (1995); U14: escorça continental superior de RUDNICK i GAO (2014); AvC i And: composició mitjana dels basalts d'arcs continentals i dels basalts andins de KELEMEN et al. (2014).

Les granodiorites presenten perfils paral·lels amb pendents  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  d'aproximadament 15 i un total de lantànids de 176,26 ppm de mitjana. Presenten una anomalia negativa moderada amb  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  de 0,56. En general, són similars a les tonalites del complex de mescla descrites anteriorment.

Els monzogranits analitzats presenten perfils dissemblants entre ells. Dos de les mostres tenen continguts totals elevats en lantànids, al voltant de les 150 ppm, mentre que la tercera només té un total de 36 ppm. La diferència més notable d'aquesta última mostra respecte les dos primeres és la presència d'una anomalia d'europi positiva, amb  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  de 1,20. Els lantànids pesants mostren perfils amb un pendent relativament baix amb  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$  mitjà de 1,39.

### 10.2.3 Diagrames de Hollocher et al. (2012)

En els diagrames Nb/La i Th/Nb versus La/Yb de HOLLOCHER et al. (2012) les mostres del Complex de Susqueda es projecten majoritàriament en el camp de les roques d'arcs continentals (Figura 10.17), propers a la composició mitjana dels basalts d'arcs continentals de KELEMEN et al. (2014). En ambdós diagrames, les mostres S16-24 i S17-26 queden desplaçades cap al camp dels basalts de dorsal oceànica, en concret cap als de tipus E. D'altra banda, les mostres S16-104 R i SQ-206 segueixen una tendència diferent cap al camp dels arcs alcalins i/o de les illes oceàniques, entre les composicions de l'escorça superior i els basalts d'illes oceàniques.

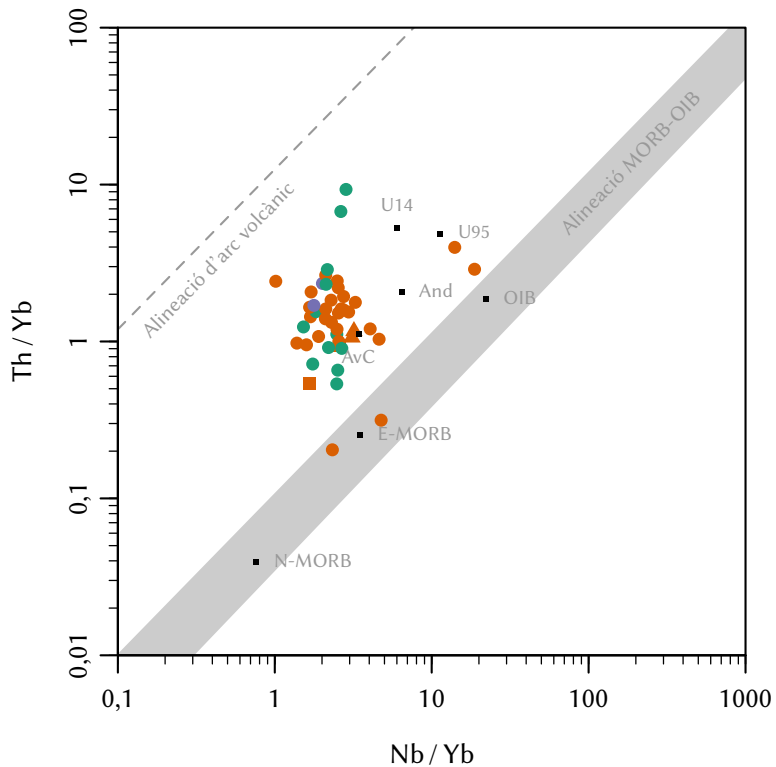


Figura 10.18: Representació de les mostres del Complex de Susqueda amb  $\text{SiO}_2$  entre 45 % i 55 % en el diagrama de PEARCE (2008). Composicions de N-MORB, E-MORB i OIB de SUN i McDONOUGH (1989). Reservoirs com en la Figura 10.17 i llegenda com en la Figura 10.1.

#### 10.2.4 Diagrama de Pearce (2008)

En el diagrama de PEARCE (2008), les mostres del Complex de Susqueda se situen a sobre de l'alineació dels basalts de dorsal i oceànics, just a sobre de la composició dels basalts de dorsal oceànica de tipus E i a mig camí entre aquesta i l'alineació d'arc volcànic (Figura 10.18). Les mostres S16-24 i S17-26 se situen a prop de la composició dels E-MORB, de manera anàloga que en el diagrama de la Figura 10.17. Les mostres S16-104 R i SQ-206 queden de nou en una posició intermèdia entre la composició dels basalts d'illes oceàniques i les composicions de l'escorça continental superior.

#### 10.2.5 Diagrames de Pearce et al. (1984)

En els diagrames de PEARCE et al. (1984), les mostres del Complex de Susqueda es projecten en el camp dels granitoides d'arc volcànic, i mostren una certa tendència evolutiva cap al camp dels granits d'intraplaca (Figura 10.19).



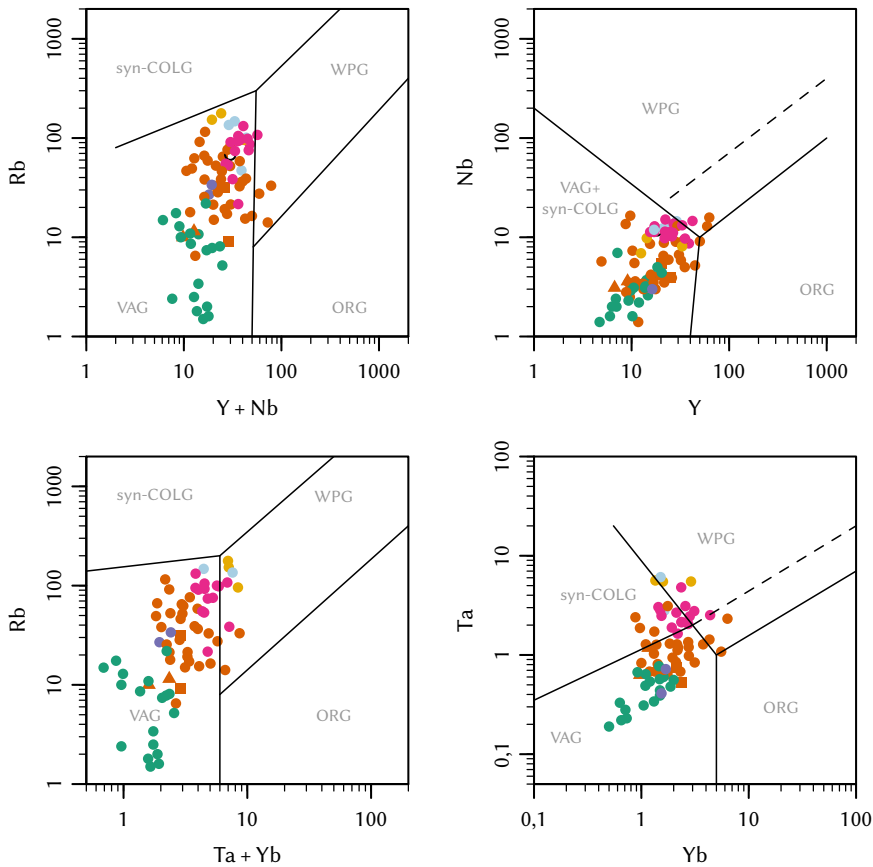


Figura 10.19: Representació de les mostres del Complex de Susqueda en els diagrames de PEARCE et al. (1984). syn-COLG: granits sincollisionals; WPG: granits d'intraplaca; VAG: granits d'arc volcànic; ORG: granits de dorsal oceànica. Llegenda com en la Figura 10.1.

### 10.2.6 Diagrama de Wood (1980)

Les mostres del Complex de Susqueda es projecten en el vèrtex del Th en el diagrama Th-Hf-Nb de WOOD (1980), majoritàriament en el camp dels basalts calcoalcalins i els seus diferenciats, encara que mostren una certa dispersió cap al vèrtex del Nb (Figura 10.20). En aquest diagrama les mostres S16-24 i S17-26 queden incloses en camp dels basalts d'intraplaca alcalins i la mostra S16-60 queda inclosa en el camp dels basalts de dorsal oceànica de tipus E i els basalts d'intraplaca.

### 10.2.7 Diagrama de Pearce i Norry (1979)

En el diagrama Zr/Y versus Zr de PEARCE i NORRY (1979) les mostres del Complex de Susqueda es projecten en un núvol que queda parcialment inclòs en el camp dels basalts d'arcs d'illes (Figura 10.21).

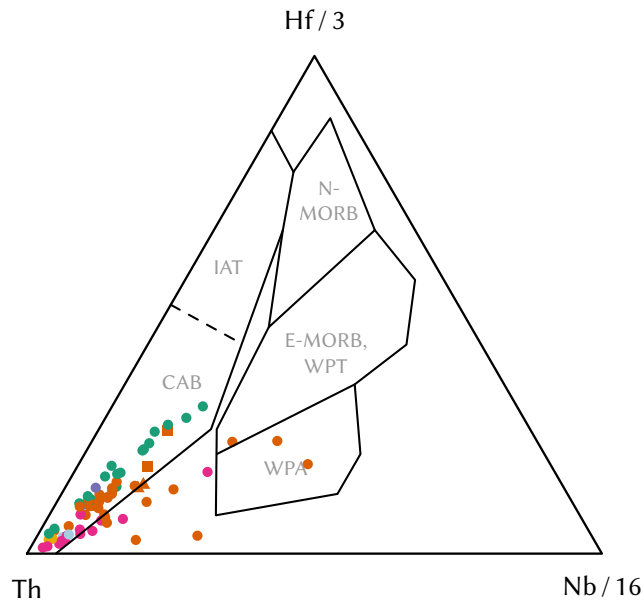


Figura 10.20: Representació de les mostres del Complex de Susqueda en el diagrama Th-Hf-Nb de Wood (1980). N-MORB: basalts de dorsal oceànica de tipus N; E-MORB, WPT: basalts de dorsal oceànica de tipus E, basalts d'intraplaca i diferenciats. WPA: basalts d'intraplaca alcalins i diferenciats; CAB: basalts calcoalcalins i diferenciats; IAT: tholeïïtes d'arcs d'illes. Llegendes com en la Figura 10.1.

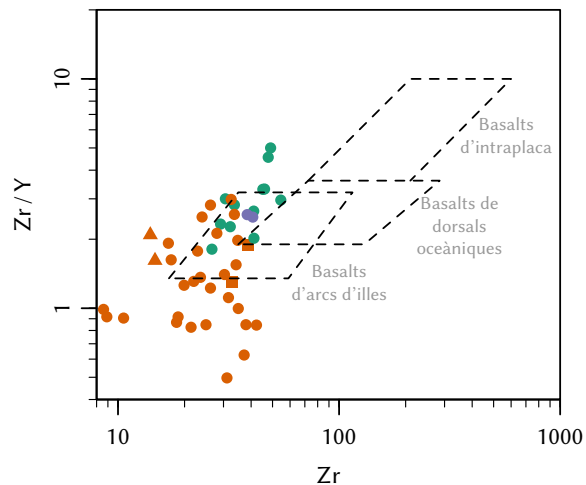


Figura 10.21: Representació de les mostres del Complex de Susqueda amb  $\text{SiO}_2$  entre 45% i 55% en el diagrama Zr/Y versus Zr de PEARCE i NORRY (1979). Llegendes com en la Figura 10.1.

### 10.3 Isotopia Rb–Sr i Sm–Nd

Per a l'estudi isotòpic s'han analitzat un total de 17 mostres, de les quals 16 corresponen a roques ígnies del Complex i una correspon a una fillita amb porfiroblastos de cordierita de l'encaixant metamòrfic.

En el cas del sistema Rb–Sr, els valors de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de les roques ígnies són molt dispersos i oscillen entre 0,710 325 i 0,724 251, que corresponen a relacions inicials<sup>2</sup> ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> d'entre 0,708 499 i 0,713 899 (Taula 10.1). La fillita pigallada té una  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0,740 939 i ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> de 0,724 793.

Les hornblendites tenen les relacions isotòpiques ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> més baixes de totes les mostres analitzades, entre 0,708 499 i 0,709 584, amb una relació inicial ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> mitjana de  $0,709\,043 \pm 0,001\,085$  ( $2\sigma$ ).

Les bojites tenen relacions ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> entre 0,709 191 i 0,713 899. Els valors més alts corresponen a una bojita de gra mitjà que aflora com a septe entre dics de pòfir i a una bojita cummingtonítica.

Les meladorites tenen valors de ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> de 0,709 654 i 0,710 500, semblants als de les hornblendites.

Les tonalites del complex de mescla tenen ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> entre 0,711 717 i 0,712 386. Paradoxalment, el valor més baix correspon a la una part mesocràtica (S16-115F). La

*Taula 10.1:* Relacions isotòpiques i concentracions del Rb i l'Sr (ppm) de diverses litologies del Complex de Susqueda. Relació isotòpica inicial ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> calculada assumint  $t = 300$  Ma. Abundàncies isotòpiques per al càlcul del  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  segons CATANZARO et al. (1969) i MOORE et al. (1982).

Mostra	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) <sub>0</sub>	Litologia
S15-1	52,2	186,5	0,811	0,714 432	0,711 027	bojita
S15-2	38,2	190,5	0,581	0,713 940	0,711 501	bojita
S16-24	14,1	272	0,150	0,712 397	0,711 766	bojita
S16-32	66,4	195	0,986	0,713 333	0,709 191	bojita
S16-40	26,9	98,8	0,789	0,713 812	0,710 500	meladorita
S16-48	12,9	85,9	0,435	0,710 325	0,708 499	hornblendita
S16-60	39	251	0,450	0,712 073	0,710 183	bojita
S16-103	6,5	213	0,088	0,713 243	0,712 872	bojita
S16-106	147,5	152,5	2,804	0,724 251	0,712 473	granodiorita
S16-109	16,4	197	0,241	0,714 912	0,713 899	bojita
S16-115M	105	166	1,833	0,720 085	0,712 386	tonalita
S16-115F	132	212	1,804	0,719 295	0,711 717	tonalita
S17-47	8,6	55,4	0,449	0,710 935	0,709 047	hornblendita
S18-28	92,9	215	1,252	0,717 534	0,712 276	tonalita
S16-SB	161,5	122	3,844	0,740 939	0,724 793	fillita
SQ-32	10,9	90	0,351	0,711 057	0,709 584	hornblendita
3092	33,8	126	0,777	0,712 917	0,709 654	meladorita

2. Les relacions isotòpiques inicials ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> i ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>0</sub> s'han calculat assumint una edat aproximada de 300 Ma (v. § 12.1) i les constants de desintegració de VILLA et al. (2015) per al  $^{87}\text{Rb}$  i de LUGMAIR i MARTI (1978) per al  $^{147}\text{Sm}$ .

Taula 10.2: Relacions isotòpiques i concentracions del Sm i el Nd (ppm) de diverses litologies del Complex de Susqueda. Relació isotòpica inicial ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>0</sub>,  $\epsilon_{\text{Nd}}$  i edats model  $T_{\text{DM}}$  i  $T_{2\text{Stg}}$  (en Ga) de LIEW i HOFMANN (1988) calculades assumint  $t = 300$  Ma.

Mostra	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ) <sub>0</sub>	$\epsilon_{\text{Nd}}$	$T_{\text{DM}}$	$T_{2\text{Stg}}$
S15-1	4,97	18,26	0,1644	0,512 106	0,511 783	-9,15	2,90	1,74
S15-2	2,99	11,11	0,1629	0,512 114	0,511 794	-8,93	2,80	1,72
S16-24	11,13	38,45	0,1750	0,512 206	0,511 862	-7,60	3,25	1,62
S16-32	1,79	6,98	0,1503	0,512 176	0,511 881	-7,24	2,16	1,59
S16-40	2,22	9,14	0,1469	0,512 189	0,511 900	-6,86	2,03	1,56
S16-48	1,23	5,38	0,1379	0,512 228	0,511 957	-5,75	1,73	1,47
S16-60	5,74	19,0	0,1828	0,512 223	0,511 864	-7,57	3,87	1,62
S16-103	2,03	9,29	0,1320	0,512 004	0,511 745	-9,90	2,00	1,80
S16-106	7,86	40,9	0,1160	0,512 063	0,511 835	-8,13	1,61	1,66
S16-109	9,24	30,5	0,1831	0,512 067	0,511 707	-10,63	4,55	1,85
S16-115M	6,28	29,3	0,1295	0,512 109	0,511 855	-7,75	1,77	1,63
S16-115F	8,47	43,4	0,1180	0,512 063	0,511 831	-8,21	1,64	1,67
S17-47	1,37	5,18	0,1593	0,512 233	0,511 920	-6,47	2,33	1,53
S18-28	6,65	31,6	0,1271	0,512 098	0,511 848	-7,87	1,74	1,64
S16-SB	7,57	41,6	0,1101	0,511 882	0,511 666	-11,44	1,77	1,92
SQ-32	1,40	5,90	0,1434	0,512 169	0,511 887	-7,11	1,97	1,58
3092	2,29	8,94	0,1547	0,512 168	0,511 864	-7,56	2,32	1,62

( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> de la part melanocràtica en contacte amb aquesta (S16-115M) és molt semblant a la de la tonalita biotiticohornblèndica S18-28.

La granodiorita analitzada té una ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> de 0,712 473.

Pel que fa al sistema Sm–Nd, els valors de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  són menys dispersos que en el cas del sistema Rb–Sr i estan compresos entre 0,512 004 i 0,512 233, que corresponen a valors inicials ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>0</sub> d'entre 0,511 707 i 0,511 957 per a  $t = 300$  Ma (Taula 10.2). La fillita pigallada de l'encaixant metamòrfic té una relació  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de 0,511 882 i ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>0</sub> de 0,511 666.

Les hornblendites tenen les relacions isotòpiques inicials ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>0</sub> més altes d'entre les litologies analitzades, entre 0,511 887 i 0,511 957, amb una relació inicial ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>0</sub> mitjana de  $0,511\ 921 \pm 0,000\ 070$  ( $2\sigma$ ).

Les meladorites i algunes de les bojites presenten valors molt similars als de les hornblendites. Les meladorites entre 0,511 864 i 0,511 900, i les bojites entre 0,511 862 i 0,511 864. La resta de les bojites presenta valors més baixos, en especial les mostres S16-103, amb cummingtonita, i la S16-109.

Pel que fa a les tonalites del complex de mescla, les parts melanocràtiques presenten relacions isotòpiques ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>0</sub> superiors a les parts mesocràtiques. A més, aquestes últimes presenten valors gairebé idèntics als de les granodiorites.

## 10.4 Conclusions

Les roques del Complex de Susqueda presenten una gran variabilitat composicional, tant pel que fa als elements majoritaris com als elements traça i els isòtops radiogènics de Sr i Nd.

Les hornblendites són roques bàsiques o lleugerament ultrabàsiques amb elevats continguts de MgO i Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, juntament amb continguts relativament baixos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> i CaO. Presenten a més els continguts mitjans més baixos en lantànids i els valors isotòpics de Sr i Nd menys radiogènics.

Les bojites són roques bàsiques amb una certa gradació cap a les roques intermèdies i presenten una elevada dispersió pel que fa a la seua composició, tant d'elements majoritaris com traça. Els valors isotòpics de Sr i Nd són lleugerament més radiogènics que les hornblendites, i algunes mostres donen valors atípics molt radiogènics. Les varietats leucocràtiques i melanocràtiques representen petites desviacions de l'agrupació principal.

Les meladorites tenen composicions gairebé indistingibles de les bojites i les hornblendites.

Les tonalites són roques intermèdies o lleugerament àcides, segons la tipologia concreta, amb una variació contínua d'elements majoritaris i traces de característiques intermèdies entre les bojites i les granodiorites. Els valors isotòpics de Sr són més elevats que els de les bojites, mentre que els de Nd són semblants.

Les granodiorites i els monzogranits constitueixen l'extrem àcid de l'associació.

Tots els diagrames geoquímics de classificació sistemàticament situen la sèrie que defineix l'associació del Complex de Susqueda en el camp corresponent a les roques calcoalcalines. A més, els diagrames geotectònics suggereixen afinitats amb les roques d'arcs magmàtics (tant continentals com oceànics) relacionades amb ambients de subducció.



# Petrogènesi

Or, pour un savant pareil phénomène inexpliqué devient un supplice de l'intelligence.

---

J. VERNE

## 11.1 Aspectes geoquímics

Les roques del Complex de Susqueda tenen un caràcter subalcalí<sup>1</sup> (*sensu* IRVINE i BARAGAR, 1971) pel que fa als continguts en àlcals respecte de la SiO<sub>2</sub> (Figura 10.8), mentre que la relació entre els àlcals i el CaO (Figura 10.6) indica que la sèrie té caràcter càlcic (*sensu* PEACOCK, 1931). Malgrat que les roques bàsiques se situen en el camp tholeiític en el diagrama AFM d'IRVINE i BARAGAR (1971) (Figura 10.4), la seua projecció en el diagrama Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> versus plagiòclasi normativa (Figura 10.5), que els autors recomanen per a les composicions bàsiques, mostra una clara afinitat calcoalcalina. Aquest caràcter calcoalcalí queda evidenciat també en el diagrama catiònic de Jensen (JENSEN, 1976; JENSEN i PYKE, 1982). A més, pel que fa al K<sub>2</sub>O, la sèrie mostra una evolució des de termes calcoalcalins a termes calcoalcalins rics en K (*sensu* PECCERILLO i TAYLOR, 1976).

A diferència del que passa amb els termes més àcids que formen el gruix del batòlit (ENRIQUE, 1985, 1990), l'associació de roques bàsiques del Complex de Susqueda presenta una marcada heterogeneïtat a nivell geoquímic inclús tractant-se d'una mateixa litologia (e.g. Figures 10.1 i 10.2), anàloga a la que s'observa en les roques bàsiques del Massís del Montnegre (ENRIQUE, 1983, 1985, 1990; ENRIQUE i GALÁN, 1989; BUTJOSA et al., 2013), del massís pirinenc del Quèrigut (LETERRIER, 1972; FOURCADE i ALLEGRE,

---

1. La nomenclatura per a les roques subalcalines està definida de maneres diferents i sovint no equivalents entre elles, la qual cosa pot portar a confusió i inclús a contradiccions (ARCULUS, 2003). És per això que s'ha optat per indicar el sentit en què s'usa el terme, en la mesura que siga possible, per tal d'evitar aquests problemes. En cas de no indicar-hi el sentit, la paraula *calcoalcalí* es referirà per defecte al sentit d'IRVINE i BARAGAR (1971).

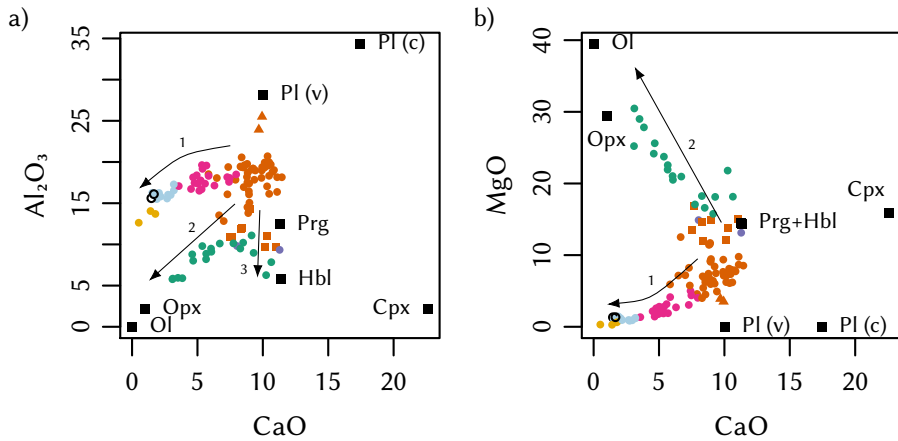


Figura 11.1: Diagrames de variació de l' $\text{Al}_2\text{O}_3$  i el  $\text{MgO}$  respecte el  $\text{CaO}$  (% en pes). Les fletxes numerades indiquen les tendències discutides en el text. S'inclouen les composicions mitjanes de diferents minerals analitzats amb la microsonda electrònica. PI (v) i PI (c): composició mitjana de les vores i centre de les plagiòclasis (§ 8.7); resta d'abreviatures segons WHITNEY i EVANS (2010). Llegenda com en la Figura 10.1.

1981; BEN OTHMAN et al., 1984; ROBERTS et al., 2000) i d'altres zones orogèniques com els Andes (e.g. REGAN, 1985). Aquesta heterogeneïtat suggereix una complexa interacció entre els factors fisicoquímics involucrats en la petrogenèsi de les roques bàsiques i en la seua posterior diferenciació, emplaçament, interacció amb les roques encaixants i interacció amb altres polsos magmàtics.

Les bojites tenen una composició química d'elements majoritaris anàloga als basalts rics en alumina (*high-alumina basalt*, HAB) de marges compressius, caracteritzats per continguts elevats en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (16 %–20 %) a percentatges baixos de  $\text{SiO}_2$  (Figura 10.1) i plagiòclasi normativa molt càlcica (Figura 10.5) (KUNO, 1960; IRVINE i BARAGAR, 1971).

La variació dels components majoritaris de la roca respecte de la  $\text{SiO}_2$  és relativament contínua entre els termes més bàsics i més àcids estudiats. No obstant això, sovint presenta inflexions o canvis de tendència en alguns dels components, especialment evidents en l' $\text{Al}_2\text{O}_3$ , el  $\text{MgO}$  i el  $\text{CaO}$  (Figures 10.1 i 10.2). Aparentment, hi ha dues tendències divergents que evolucionen de manera més o menys independent i convergeixen en la zona de les bojites (Figura 11.1). Partint des de les bojites, una de les tendències mostra un marcat empobriment en  $\text{CaO}$  acompanyat d'un lleuger empobriment en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  a mesura que evoluciona cap a termes més diferenciats (Figura 11.1, tendència 1). L'altra tendència està definida per les roques més màfiques i ultramàfiques del Complex, com les melajites i les hornblendites. En els diagrames amb  $\text{SiO}_2$  sembla tenir dues parts: una primera part caracteritzada per valors més o menys constants en la  $\text{SiO}_2$  i  $\text{CaO}$  i una segona part caracteritzada per una disminució acusada de la  $\text{SiO}_2$  i  $\text{CaO}$ , així com un acusat increment en  $\text{MgO}$  (Figura 10.1). Una inspecció més detinguda en un diagrama  $\text{Al}_2\text{O}_3$  versus  $\text{CaO}$  indica que es tracta de la superposició de dues tendències diferents (Figura 11.1a, tendències 2 i 3).

Les diferències tan marcades entre les tendències suggereixen un canvi bruscat en els



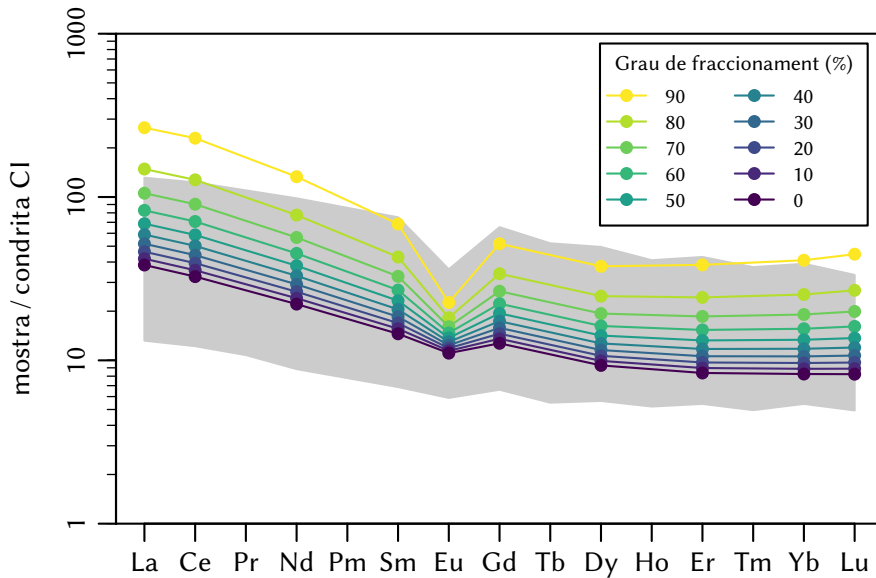


Figura 11.2: Model d'evolució dels lantànids per cristallització fraccionada d'un extracte de plagiòclasi i amfíbol en proporció 40:60 a partir de la mostra S15-2. En gris s'indica el rang de dispersió de les bojites (Figura 10.15). Coeficients de partició segons ROLLINSON (1993), normalització a la condrita CI d'ANDERS i GREVESSE (1989).

minerals o processos que controlen l'evolució de l'associació (Cox et al., 1979).

Les tendències abans descrites es discutiran de manera detallada en les seccions següents.

### 11.1.1 Tendència principal

La tendència principal observada relaciona les roques bàsiques amb la resta de litologies més àcides i suggereix la consanguinitat de les diverses litologies que conformen el Complex (indicada com a 1 en la Figura 11.1). Una primera hipòtesi a priori podria ser una evolució de la sèrie per cristallització fraccionada, d'acord amb la teoria predominant sobre diferenciació magmàtica (BOWEN, 1928). La tendència 1 observada en la Figura 11.1 és compatible amb la cristallització fraccionada d'un extracte de plagiòclasi i amfíbol en una proporció aproximada de 40:60. La modelització dels elements majoritaris per cristallització fraccionada suggereix que un grau de fraccionament del 50% a partir d'una composició bojítica (i.e. basàltica) pot suposar un increment de fins al 10% en  $\text{SiO}_2$ , alhora que els líquids obtinguts seguirien la tendència observada en diagrames com l'AFM. Aquestes hipòtesis coincideixen amb les proposades per als processos responsables de la generació de líquids de composició andesítica a partir de basalts rics en alúmina (e.g. YAGI i TAKESHITA, 1987). A més, aquesta cristallització explicaria en part la dispersió dels perfils de lantànids observats (Figura 11.2).

No obstant això, les roques intermèdies del Complex de Susqueda, principalment tonalites, presenten invariablement característiques que evidencien processos de mes-

cla de magmes (§ 11.1.2). Per tant, si bé aquesta hipòtesi potser és vàlida per al conjunt del batòlit, on abunden les tonalites (ENRIQUE, 1985, 1990; SERRA, 1985; ENRIQUE et al., 1988; SERRA i ENRIQUE, 1989), en l'àrea de Susqueda la discussió anterior s'ha de restringir estrictament al grup de les bojites.

### 11.1.2 Tonalites (zones híbrides heterogènies)

Les tonalites del Complex de Susqueda presenten característiques macroscòpiques a nivell d'aflorament i microscòpiques texturals que evidencien un procés de mescla de magmes.<sup>2</sup> Les zones heterogènies estan compostes per una part mesocràtica de gra gros i una part melanocràtica de gra fi amb morfologies el·lipsoidals, arrodonides o amb marges lobulats (Figura 7.20). Aquestes zones sovint se situen en els marges de les intrusions de granodiorita adjacents a intrusions de roques bàsiques, i el predomini de les parts melanocràtiques o mesocràtiques està correlacionat amb la proximitat a la intrusió bàsica. A les zones properes a les intrusions bàsiques hi ha un predomini de les parts melanocràtiques, les quals es van fent més escasses vers la granodiorita fins que només es troben com a enclavaments màfics microgranulars (MME, *mafic microgranular enclaves* de DIDIER i BARBARIN, 1991) dins la granodiorita.

A nivell microscòpic, les parts mesocràtiques mostren característiques anàlogues a les granodiorites, com per exemple la textura de les plagiòclasis i altres minerals com l'allanita o els fenocristalls de feldspat potàssic. D'altra banda, les parts melanocràtiques presenten característiques comparables a les bojites de gra fi, com la textura i composició de la plagiòclasi o de l'hornblenda, en els casos en què hi és present.

A més, presenten altres característiques comunes que suggereixen intercanvi de cristalls en estat magmàtic, com la presència ocasional de fenocristalls de plagiòclasi, quars i feldspat potàssic anàlegs als de les granodiorites i les parts mesocràtiques en el si de les parts melanocràtiques.

Totes aquestes característiques són relativament comunes en granitoides calcoalcalins de marges continentals o d'arcs d'illes i han estat considerades indicatives de processos de mescla de magmes (BARBARIN, 1991, 2005; BUSSELL, 1991; BARBARIN i DIDIER, 1991a,b; BAXTER i FEELY, 2002; VERNON, 1990, 1991; JANOUŠEK et al., 2004; XU, 2014; ENRIQUE et al., 2017).

A nivell geoquímic, si bé la diferència entre diferents parells de roca mesocràtica-roca melanocràtica sol ser poc significativa, la diferència entre diferents afloraments és considerable (§ 10.1.1). Aquest fet suggereix una mescla de magmes en proporcions variables que han tingut un reequilibrament químic limitat espacialment, amb la consegüent generació de roques híbrides.

Els resultats de la modelització geoquímica amb elements majoritaris és compatible amb la mescla de magmes granodiorítics i bojítics (i.e. basàltics) en diferents proporcions per generar magmes híbrids (Figura 11.3).

Si, com sembla per les característiques macroscòpiques abans descrites, la mescla es produeix en estat de fusió parcial (e.g. ENRIQUE et al., 2017), la fracció cristallina dels

2. La llengua anglesa diferencia clarament *mixing* i *mingling*, dos processos que en català solen denominar-se indistintament *mescla* o *barreja*. En el *mingling*, a diferència del *mixing*, els components es mesclen sense perdre la seua identitat, i.e. la mescla és macroscòpicament heterogènia (e.g. PITCHER, 1997; COLLINS et al., 2000; PERUGINI i POLI, 2012; NÉDÉLEC i BOUCHEZ, 2015).

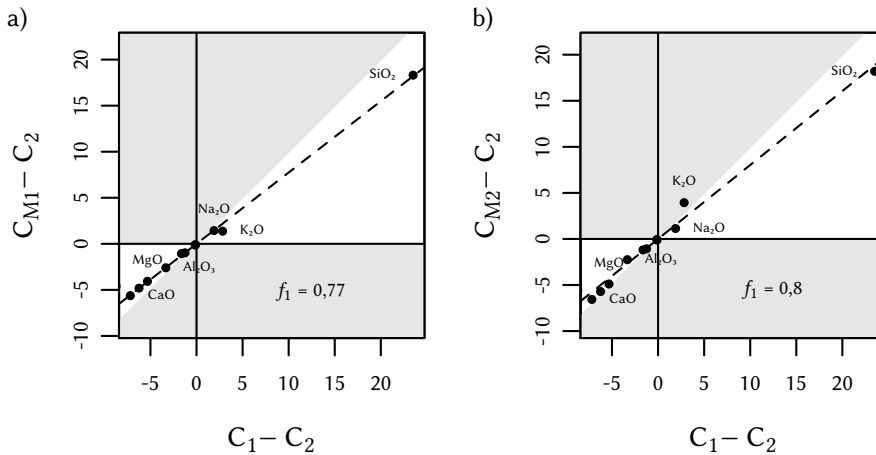


Figura 11.3: *Mixing tests* de FOURCADE i ALLEGRE (1981) per a a) les parts mesocràtiques (S16-115F) i b) melanocràtiques (S16-115M) d'una zona de mescla.  $C_1$ : composició de la granodiorita S16-106;  $C_2$ : composició de la bojita S16-24;  $C_{M1}$ : composició de la tonalita biotítica de gra fi S16-115M;  $C_{M2}$ : composició de la tonalita biotítica de gra gros S16-115F. En cas de complir el balanç de masses tots els elements queden alineats segons una recta de pendent  $f_1$ , que representa la proporció del component  $C_1$ . L'àrea grisa correspon a la «zona prohibida» on el model de mescla no s'acompleix.

magmes hauria de contenir gran part dels elements més refractaris i compatibles, mentre que la fracció líquida hauria de contenir gran part dels elements més incompatibles i de baixa temperatura. Això permetria l'homogeneïtzació dels elements incompatibles en ambdues roques, mentre que els més refractaris, immobilitzats en la fracció cristal·lina prèvia a la mescla, no es veuria afectada per aquesta. L'homogeneïtzació del  $K_2O$  suposaria un increment significatiu respecte del magma bàsic original, el que provocaria la desestabilització de l'hornblenda i la seua transformació a biotita (§ 7.4.2.3).

L'homogeneïtzació dels elements incompatibles respecte dels compatibles representa un desacoblament en el comportament d'uns respecte dels altres: mentre que els elements compatibles evidencien processos de mescla en un sistema tancat, els elements incompatibles responen a un sistema obert (v.  $K_2O$  en la Figura 11.3). Els patrons composicionals que mostren aquest tipus de processos de mescla en què els elements tenen diferent compatibilitat són complexos i sovint no estan correlacionats en els diagrames binaris, la qual cosa dificulta la seua modelització geoquímica (e.g. PERUGINI i POLI, 2012).

### 11.1.3 Hornblendites olivíniques s.l.

Els primers estudis de les roques ultramàfiques del batòlit Costaner Català suggerien un origen acumulatiu a partir d'un magma basàltic hidratat (ENRIQUE, 1983, 1985; ENRIQUE i GALÁN, 1989; BUTJOSA et al., 2013). D'altra banda, estudis recents suggereixen, en base a la composició dels elements majoritaris, un possible origen primari a partir de magmes de composició komatiítica (ENRIQUE, 2016). D'acord amb la tendència

2 observada en la Figura 11.1, és l'olivina el mineral que clarament exerceix el control composicional. Cal tenir en compte que ambdues opcions són vàlides a priori en termes d'elements majoritaris, ja que tant l'acumulació de cristalls (un cas particular de mescla) com la cristallització fraccionada són expressions del balanç de masses (e.g. JANOUŠEK et al., 2016).

La proporció de FeO/MgO en l'olivina que cristallitza a partir d'un magma basàltic ve determinada pel seu coeficient de distribució  $K_D$ . Les variacions de  $K_D$  degudes a canvis en la temperatura, la pressió, la composició del líquid i la composició de l'olivina es cancel·len entre elles (TOPLIS, 2005), per això es considera que el  $K_D$  és independent de la temperatura (ROEDER i EMSLIE, 1970) i la dependència de la pressió és negligible a baixes pressions (ULMER, 1989; PUTIRKA, 2008). Per tant, la composició de l'olivina ve determinada quasi exclusivament per la proporció de FeO/MgO del magma, és a dir, de la seua composició (ROEDER i EMSLIE, 1970).

La Figura 11.4, coneguda com diagrama de Rhodes (DUNGAN et al., 1978; RHODES et al., 1979; PUTIRKA, 2008), mostra la relació entre el Mg# de l'olivina i el Mg# de la roca hoste juntament amb la corba d'equilibri definida pel valor del  $K_D$  de  $0,30 \pm 0,03$  (ROEDER i EMSLIE, 1970). Les olivines en equilibri amb el líquid potencial haurien de situar-se al llarg de la línia definida pel valor de  $K_D$ . Les olivines de les hornblendites tenen composicions mitjanes properes a Fo<sub>76</sub>, típiques d'arcs magmàtics (BEARD, 1986) i diferents de les de les komatiïtes (e.g. AITKEN i ECHEVERRÍA, 1984), i són clarament molt més fèrriques del que correspondria si hagueren cristallitzat a partir d'un líquid amb Mg# tan elevat com el de les hornblendites (que seria de Fo<sub>90</sub> aproximadament). L'olivina més magnèsica de les hornblendites, amb Fo<sub>81</sub> (§ 8.1), suggereix que el Mg# del líquid a partir del qual van cristallitzar és de 54, típic dels basalts (e.g. EWART, 1982; WINTER, 2014). Aquest valor podria correspondre al magma parental de les hornblendites i de les roques bàsiques ja que es el líquid més magnèsic que es pot inferir a partir del conjunt de roques (HERZBERG et al., 2007).

Una acumulació de cristalls d'olivina en un magma basàltic en proporcions d'entre 1:2 i 2:1 explicaria en gran mesura la tendència 2 observada en la Figura 11.1. Les concentracions tan elevades de Cr i Ni en les hornblendites també s'expliquen per l'acumulació d'olivina. D'una banda, el Ni és molt compatible en l'olivina, amb un coeficient de partició  $D$  d'aproximadament 22 (BÉDARD, 1994), mentre que el Cr es troba a l'olivina en forma d'inclusions de Cr-espínella (e.g. § 7.1.2.4).

Si bé una mescla d'olivina i magma basàltic en les proporcions indicades més amunt és coherent per a la majoria dels elements majoritaris, pel que fa al balanç de masses, no ho és per al FeO (Figura 11.5). Aquest fet queda evidenciat pel Mg# tan elevat de les hornblendites, el qual és superior al de les olivines (Figura 11.4). El balanç de masses obliga que el Mg# de la mescla estiga limitat pels valors dels membres extrems. Això suggereix la intervenció d'un altre procés que fracciona una part del FeO. Els estudis experimentals suggereixen que l'estadi final de la cristallització d'un magma basàltic hidratat està dominat per la cristallització d'amfíbol i magnetita (e.g. YODER i TILLEY, 1962; FODEN i GREEN, 1992; SISSON i GROVE, 1993a; MOORE i CARMICHAEL, 1998). En les hornblendites la magnetita només s'ha trobat com a producte d'alteració de l'olivina (e.g. § 7.1.2.4), mai com a inclusió en l'hornblenda ni a la matriu, i, per tant, podria ser la fase responsable del fraccionament del Fe.

D'altra banda, els amfibols tenen Mg# que van d'aproximadament 79 als nuclis marrons fins a aproximadament 84 a les vores verdes. Aquest increment en el Mg# es con-

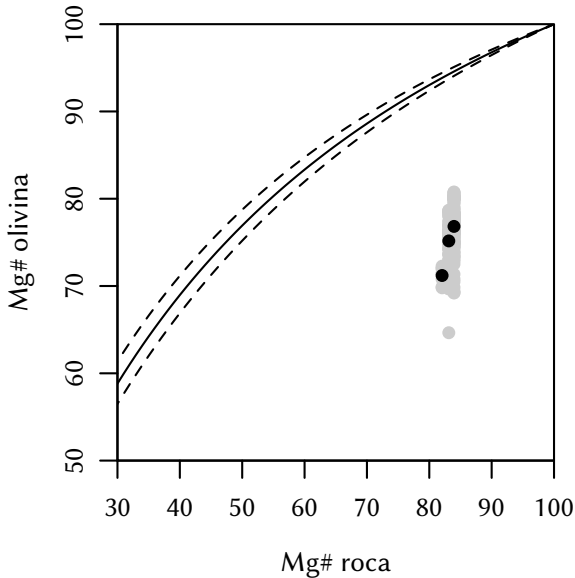


Figura 11.4: Diagrama de Rhodes amb la composició de les olivines (punts grisos) i les seues mitjanes (punts negres) de les hornblendites del Complex de Susqueda. Les línies corresponen al coeficient de distribució FeO/MgO de l'olivina  $K_D = 0,30 \pm 0,03$  de ROEDER i EMSLIE (1970).

sidera degut a l'acumulació progressiva d' $H_2O$  i l'oxidació del magma a mesura que avança la cristallització, fet que promou la cristallització de magnetita (KAWAKATSU i YAMAGUCHI, 1987; MARTIN, 2007; KRAWCZYNSKI et al., 2012). Els valors dels nuclis són sistemàticament més elevats que els valors típics obtinguts en estudis experimentals de cristallització de magmes basàltics en condicions hidratades (e.g. FODEN i GREEN, 1992; SISSON i GROVE, 1993a; BARCLAY i CARMICHAEL, 2004; NANDEDKAR et al., 2014). SISSON i GROVE (1993a) reporten un coeficient de distribució FeO/MgO en l'hornblenda entre 0,35 i 0,38 per a composicions basàltiques. Tenint en compte aquests valors de  $K_D$ , els nuclis d'amfíbol amb Mg# 79 podrien haver cristallitzat a partir d'un magma amb Mg# entre 57 i 59. La diferència entre aquests valors i el valor obtingut per a l'olivina podria indicar o bé que el magma que va englobar les olivines era més primitiu o bé que és el resultat de la dissolució parcial d'entre 4 % i 6,5 % d'olivina que incrementa el Mg# del magma. La textura de les olivines recolza la segona de les hipòtesis.

Les relacions texturals observades en les olivines de les hornblendites com l'arrodoniment general i la presència ocasional de golfs de corrosió suggereixen una reacció entre els cristalls i el magma (Figura 11.6). Altres minerals, com el clinopiroxè, també mostren relacions texturals similars. ANDERSON (1980) va argumentar en base a la revisió crítica de multitud d'estudis que l'hornblenda en les roques calcoalcalines es formava com a producte de la reacció entre l'olivina i magmes basàltics o andesítics, i nombrosos estudis experimentals confirmen l'existència d'aquesta reacció (e.g. YODER i TILLEY, 1962; FODEN i GREEN, 1992; SISSON i GROVE, 1993b; BARCLAY i CARMICHAEL, 2004).

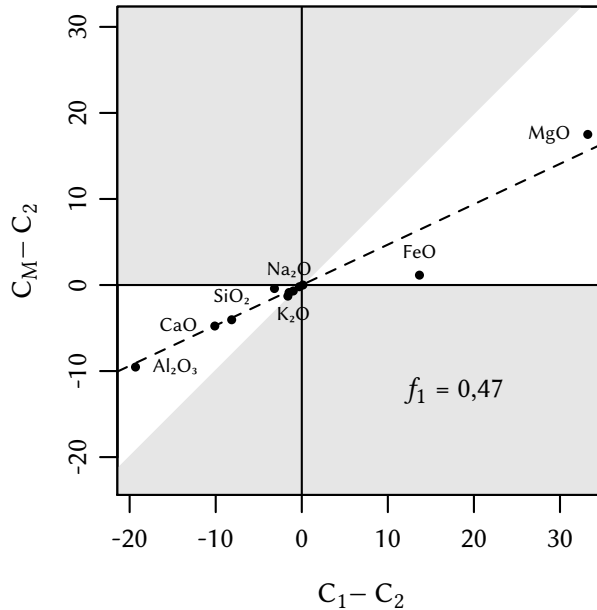


Figura 11.5: *Mixing test* de FOURCADE i ALLEGRE (1981).  $C_1$ : composició mitjana de l'olivina;  $C_2$ : composició de la bojita S16-24;  $C_M$ : composició de l'hornblendita olivínica S16-48. En cas de complir el balanç de masses tots els elements queden alineats segons una recta de pendent  $f_1$ , que representa la proporció del component  $C_1$ . L'àrea grisa correspon a la «zona prohibida» on el model de mescla no s'acompleix. La composició de l'hornblendita olivínica requeriria aproximadament un 5% addicional de FeO per complir el balanç de masses.

A causa del caràcter altament incompatible dels lantànids en l'olivina (ARTH, 1976; NIELSEN et al., 1992; BEATTIE, 1994, i Figura 8.3), l'addició d'olivina a un magma té un efecte de dilució. Les hornblendites mostren valors normalitzats de lantànids més baixos que les bojites per un factor d'aproximadament 2 (e.g.  $Sm_N$  mitjà en hornblendites de 10,76 i en bojites 21,84, v. Figura 10.15). Aquest efecte de dilució dels elements incompatibles en l'olivina s'ha observat en hornblendites d'altres zones orogèniques on s'ha interpretat una assimilació d'olivina per part d'un magma basàltic (e.g. TIEPOLO et al., 2011).

Les observacions petrogràfiques en les hornblendites de Susqueda suggereixen una relació d'incompatibilitat entre la plagiòclasi i l'espinnella, la qual també s'ha suggerit per a les hornblendites del Montnegre (ENRIQUE, 1990, 2016). Els estudis experimentals en sistemes basàltics simplificats demostren l'existència d'una reacció entre l'anortita i la forsterita per formar espinnella (ANDERSEN, 1915; BOWEN, 1928; OSBORN i TAIT, 1952; YODER i TILLEY, 1962; PRESNALL et al., 1978). El volum de l'espai composicional on l'espinnella és estable en la Figura 11.7a no és realment quaternari, ja que la composició de l'espinnella està fora de l'espai composicional definit pels vèrtex del tetraedre (MORSE, 1980). Durant el curs normal de la cristallització en un sistema tancat els cristalls d'espinnella formats acaben sent reabsorbits ja que el líquid s'enriqueix

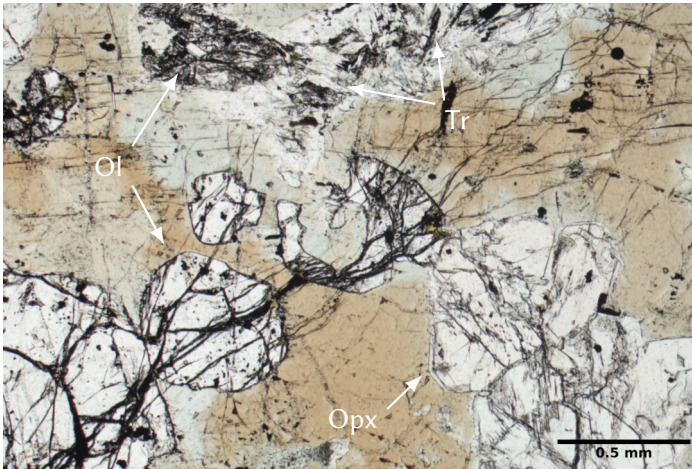
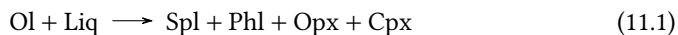


Figura 11.6: Golf de corrosió i arrodoniment de les olivines d'una hornblendita olivínica. A la part superior: zona amb olivina parcialment alterada, amfibols tremolítics incoloros i clorita. LPP.

molt en  $\text{SiO}_2$  mentre està cristallitzant l'espínella (BOWEN, 1928; MORSE, 1980). En el cas d'afegir un excés de cristalls d'olivina a un líquid basàltic, la composició global podria travessar el volum de l'espínella, consumint An i Fo i formant Spl fins que un dels reactants s'exhaureix. La projecció de les bojites i les hornblendites de Susqueda en el pla Fo–Di–An mostra un buit composicional aproximadament en la zona on hi ha el camp d'estabilitat de l'espínella (Figura 11.7b). Òbviament, les variacions en les variables intensives com la pressió, la temperatura i l'addició d'altres components al sistema fan que els camps d'estabilitat varien considerablement (PRESNALL et al., 1978; ONUMA i TOHARA, 1983; ONUMA, 1984). Tanmateix, atès que l'espínella verda (pleonast, § 8.9.1) només està en contacte amb l'amfibol verd–incolò i no amb els nuclis marrons, és probable que aquest mecanisme de formació es done en un segon estadi d'interacció.

Per a les hornblendites del Montnegre s'ha proposat una mecanisme de formació en dos estadis: un primer estadi de cristallització d'olivina a partir d'un magma basàltic evolucionat i un segon estadi de mescla amb un magma basàltic més primitiu i amb característiques alcalines que comporta la cristallització de piroxens, flogopita i espínella verda amb el reemplaçament posterior dels piroxens per amfibols (GALÁN et al., 2017). La reacció que proposen els autors és:



Les evidències petrogràfiques en les hornblendites de Susqueda no són compatibles amb la reacció (11.1). D'una banda, tots els amfibols, excepte els fibrosos, tenen un origen clarament primari ja que tant els nuclis marrons com les vores verdes creixen en continuïtat òptica sense signes de pseudomorfisme. D'altra banda, l'espínella verda no està associada a la flogopita ni a l'ortopiroxè, sinó que està inclosa en les vores verdes–incolors de l'amfibol, les quals mai presenten inclusions d'olivina, o en zones amb abundant clorita secundària (Figura 7.6). La flogopita, tot i que és rara, quan hi és

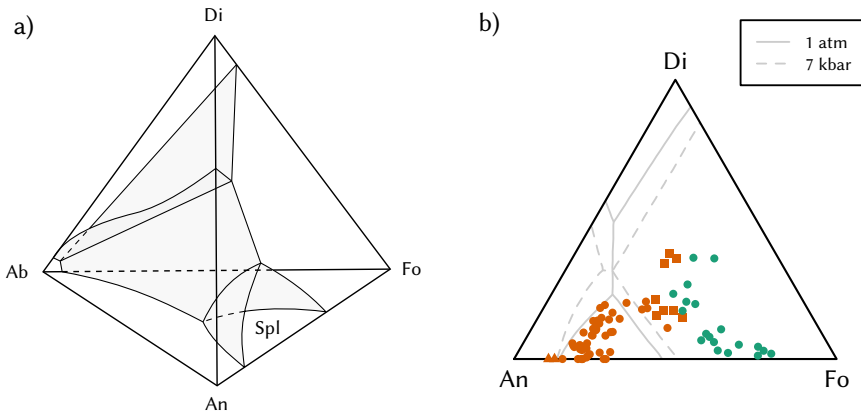
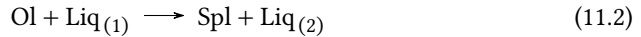


Figura 11.7: a) Tetraedre Di-Fo-Ab-An de YODER i TILLEY (1962) que representa un sistema basàltic simplificat sense Fe i a 1 atm. b) Projecció de les bojites i les hornblendites en la cara Fo-Di-An del tetraedre. Com a referència, s'inclouen els límits entre camps a 1 atm i a 7 kbar d'OSBORN i TAIT (1952) i de PRESNALL et al. (1978), respectivament. Llegenda com en la Figura 10.1.

present presenta una textura poiquilítica anàloga a la dels nuclis marrons dels amfibòls. Aquestes característiques són compatibles més aviat amb una reacció del tipus:



basada en les relacions del sistema Fo-An, on probablement el  $\text{Liq}_{(2)}$  que resulta de l'assimilació d'una part d'olivina (i possiblement de part de l'amfibòl i altres minerals) seria el responsable de la cristallització de les vores verdes-incolors dels amfibòls.

La participació d'almenys dos líquids diferents en la formació de les hornblendites està recolzada pel contrast tan marcat i abrupte entre els elements traça dels nuclis i les vores dels amfibòls (§ 8.4.1). Les vores presenten concentracions majors en elements amb una elevada afinitat cortical com el Zr, Hf, Pb i Th a més d'un marcat empobriment en lantànids pesants (Figura 8.10) i una relació  $(\text{La/Ce})_N > 1$ . La relació Sr/Y també mostra un increment sobtat: mentre que els nuclis marrons presenten una relació Sr/Y al voltant de 2,5 i les vores més verdes al voltant de 8, les vores més pàl·lides, quasi incolors, presenten valors de fins a 50. La cristallització fraccionada d'amfibòl en un sistema tancat és compatible amb l'evolució dels lantànids dels nuclis marrons a les vores més verdes (e.g. triangles verds en la Figura 8.10), però no ho és amb les vores verdes més pàl·lides ja que la disminució en la concentració absoluta dels lantànids lleugers requiriria la presència d'una fase accessòria rica en terres rares, com podria ser l'allanita. El caràcter subcondrític dels valors normalitzats de lantànids pesants requiriria, a més a més, un grau de fraccionament extrem. Anàlogament, si bé la cristallització fraccionada d'amfibòl pot contribuir a l'increment de la relació Sr/Y (NANDEDKAR et al., 2016), la «signatura adakítica» de les vores verdes més pàl·lides és més compatible amb la participació d'un segon líquid amb aquesta característica (TIEPOLO et al., 2011). Val a dir que un magma «adakític» en el sentit de DEFANT i DRUMMOND (1990) és poc probable, més encara tenint en compte que aquesta «signatura adakítica» pot tenir diversos ori-



gens (MARTIN et al., 2005; MOYEN, 2009; NANDEDKAR et al., 2016, i referències). Tenint en compte la forma relativament plana del perfil corresponent als lantànids pesants és poc probable que aquest magma haja estat en equilibri amb granat, i per tant la «signatura adakítica» causada per un magma derivat d'una escorça basàltica subduïda (DEFANT i DRUMMOND, 1990) queda descartada.

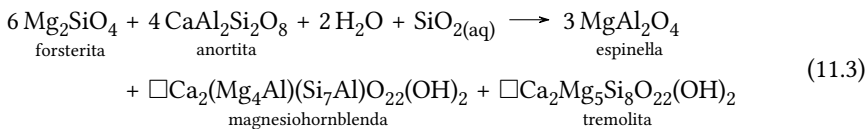
Els amfibols de les hornblendites del Complex de Susqueda tenen com a màxim 2,82 % de TiO<sub>2</sub> en els nuclis marrons, valors habituals en amfibols d'alta temperatura de roques calcoalcalines de composició basàltica (e.g. SISSON i GROVE, 1993a; SISSON et al., 1996; BLATTER et al., 2013). A més, a nivell de roca total els elements traça incompatibles presenten característiques típiques de roques d'afinitat calcoalcalina (e.g. Figura 10.13). De la mateixa manera, els nuclis dels amfibols marrons presenten perfils de lantànids típics de roques calcoalcalines (e.g. FOURCADE i ALLEGRE, 1981) i les vores no presenten cap característica incompatible amb una afinitat calcoalcalina. Aquestes dades, per tant, exclouen la participació d'un magma d'afinitat alcalina en la gènesi de les hornblendites. El Mg# elevat i el baix contingut en Ni de les vores més pàl·lides respecte dels nuclis marrons i les vores més verdes suggereix que el magma era més ric en SiO<sub>2</sub> i en H<sub>2</sub>O (v. més amunt) que l'implicat en la cristallització dels nuclis.

### 11.1.3.1 Corones de reacció olivina–plagiòclasi

Les corones de reacció entre l'olivina i la plagiòclasi de les hornblendites olivíniques amb plagiòclasi i piroxens (§ 7.1.2.5) són indicatives d'un procés de reequilibrament en condicions *subsolidus*. Les reaccions entre l'olivina i la plagiòclasi són comunes en roques bàsiques com troctolites, norites, gabres i roques ultramàfiques sotmeses a una varietat de processos ignis tardans (e.g. CLAESON, 1998; DE HAAS et al., 2002; CRUCIANI et al., 2008; HELMY et al., 2008; URRAZA et al., 2015) i metamòrfics (e.g. NISHIYAMA, 1983; JOHNSON i CARLSON, 1990; IKEDA et al., 2007). La presència de diverses zones concèntriques en què la més propera a la plagiòclasi està formada per hornblenda i espinella és habitual.

En el cas de les hornblendites olivíniques amb plagiòclasi i piroxens del Complex de Susqueda, la successió de corones consta generalment d'una zona de tremolita adjacent a l'olivina i una zona d'hornblenda i espinella (Figura 11.8) adjacent a la plagiòclasi, encara que de vegades es poden trobar zones intermèdies amb clorita (§ 7.1.2.5).

En el cas més simple, sense tenir en compte el Fe i el Na presents en l'olivina i la plagiòclasi, respectivament, la reacció que es dedueix de la petrografia és la següent:



Com es pot veure en l'equació (11.3), la reacció requereix l'aport de SiO<sub>2</sub>, probablement dissolt en la fase aquosa. Val a dir, però, que el sistema complet amb Na probablement no necessita aquest aport extern ja que la incorporació de la molècula de l'albita en la plagiòclasi comporta també un increment en Si (i.e. hi ha una substitució CaAl ⇌ NaSi). A més, és probable que aquesta reacció siga la suma de dues reaccions

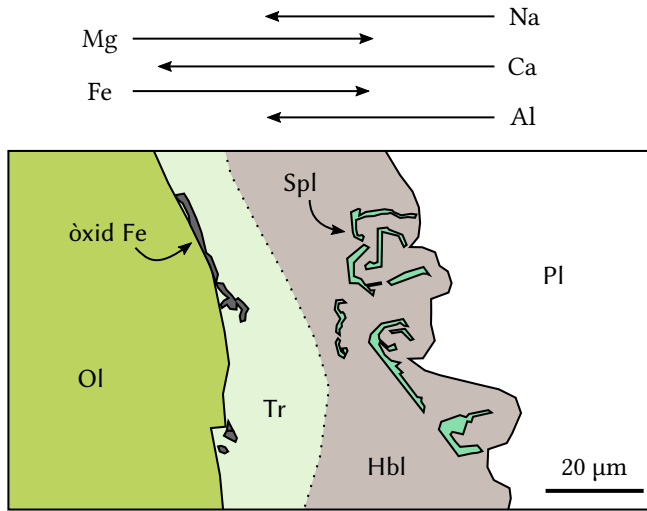
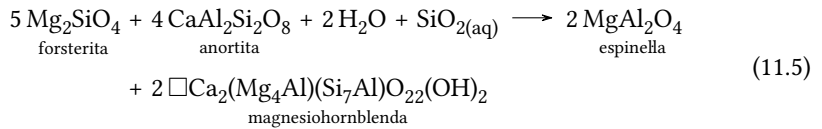
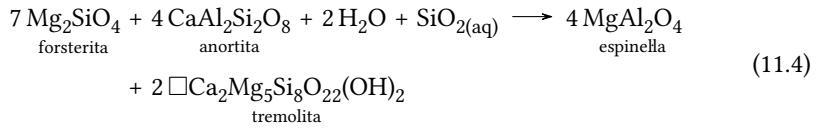


Figura 11.8: Esquema de la corona de reacció entre olivina i plagiòclasi de la Figura 7.9. Les fletxes indiquen l'abast aproximat de la difusió dels elements en la corona.

independents, cada una d'elles donant com a producte un amfíbol i espinella. Desglossant la reacció (11.3) s'obtenen les següents reaccions:



La disposició de les dues zones de la corona suggereix que la mobilitat i la disponibilitat dels diferents elements implicats exerceix un control sobre quina reacció té lloc (Figura 11.8). L'Al, per exemple, es considera un element relativament immòbil en condicions de l'escorça superior (AGUE, 2014), per això els minerals aluminics com l'espinella i l'hornblenda tendeixen a estar en contacte amb la plagiòclasi. En canvi, el Mg, el Fe, el Ca i el Na són molt més mòbils. D'altra banda, la disponibilitat de Na, el qual exerceix una forta influència en l'estabilitat de l'hornblenda (CAWTHORN, 1976; MARTIN, 2007; NANDEKAR et al., 2014; BONECHI et al., 2017), queda limitada per la composició de la plagiòclasi, que en aquest cas està al voltant d'An<sub>95</sub>.

Les corones amb clorita, que no apareixen en tots els casos, podrien indicar un estadi més avançat del reequilibrament o un estadi de meteorització deslligat del procés de formació de la corona.

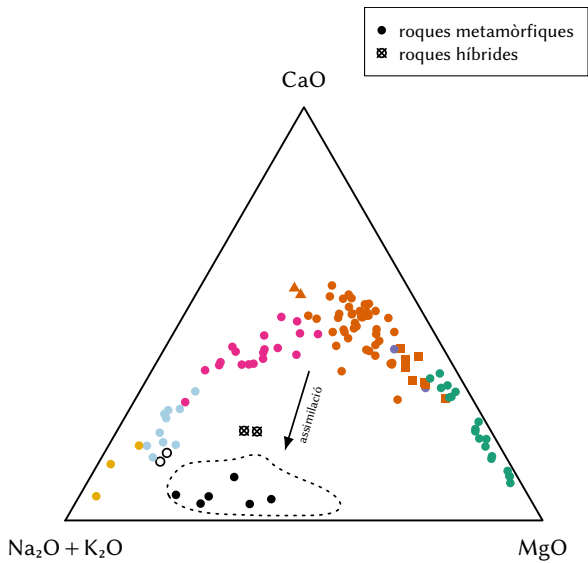


Figura 11.9: Diagrama triangular ACM ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{MgO}$ ) amb les anàlisis de les roques ígnies del Complex de Susqueda (simbologia com en la Figura 10.1) i algunes roques híbrides i metamòrfiques de l'encaixant. La línia discontinua indica el rang de composicions de les roques metamòrfiques (esquistos i cornianes) analitzades per RIESCO et al. (2004). La fletxa indica el procés d'assimilació de roca encaixant.

#### 11.1.4 Hornblendites amb plagiòclasi

La tendència 3 de la Figura 11.1a relaciona les bojites amb les melabojites i amb algunes tipologies d'hornblendites, principalment aquelles que no tenen olivina. Les característiques petrogràfiques i la variació més o menys contínua entre aquests tipus litològics suggereixen que aquest grup d'hornblendites és producte de la concentració de minerals màfics. El mineral màfic concentrat és predominantment l'hornblenda (magneshornblenda), encara que inicialment també podria haver quantitats subordinades d'altres minerals màfics.

#### 11.1.5 Interaccions amb l'encaixant

Les roques híbrides migmatítiques amb granat i altres minerals alumínics descrites en la § 7.7.2.2 presenten una composició que es desvia de la composició normal de les roques bàsiques del complex (Figura 11.9).

Aquesta desviació suposa un increment en la proporció d' $\text{Al}_2\text{O}_3$  i una disminució de la proporció de CaO, entre altres característiques, que suggereixen l'assimilació de roca encaixant de «composició pelítica». En la Figura 11.9 s'observa com aquestes roques queden en una posició intermèdia entre la tendència principal de les roques ígnies i el rang composicional de les roques metamòrfiques. El procés invers, és a dir, l'assimilació de components de la roca ígnia per part de la roca metamòrfica és també possible.

La magnitud de la desviació suggereix que l'assimilació en aquestes roques és extensiva, ja que modifica substancialment la composició dels elements majoritaris. Les interaccions a més petita escala, les quals modifiquen principalment la composició isotòpica, es discutiran més endavant en la § 11.1.7.

### 11.1.6 On són les diorites?

L'imaginari popular petrològic, potser determinat en gran mesura per alguns elements de gran influència històrica com les sèries de BOWEN (1928), atribueix a la *diorita* una posició en l'evolució per diferenciació entre els gabres s.l. i les tonalites. En canvi, com s'ha posat de manifest en aquest estudi, les *diorites* pròpiament dites són litologies relativament escasses, el que ens porta a plantejar-nos en aquest punt de la discussió on són les *diorites* i per què estan mal representades en el Complex.

Deixant de banda els aspectes terminològics, ja introduïts en el Capítol 5, cal tenir present els elements fonamentals que defineixen gabres s.l., diorites i tonalites: el contingut en An de la plagiòclasi i el contingut en quars. Intuïtivament, al llarg de la diferenciació el contingut en An de la plagiòclasi disminueix, fent-se aquesta més sòdica, alhora que la proporció de SiO<sub>2</sub> augmenta i té com a resultat un augment en el contingut modal de quars.

En aquest fenomen indiscutible se sol deixar de banda un aspecte fonamental: el contingut en An de la plagiòclasi, el qual al seu torn determina el contingut en SiO<sub>2</sub> residual al magma, està fortament influenciat per la presència d'H<sub>2</sub>O. La presència d'H<sub>2</sub>O en el magma causa una depressió en el *solidus* de les plagiòclasis, permetent la cristallització de plagiòclasi rica en An a baixes temperatures (JOHANNES, 1978, 1989). La cristallització preferent de la molècula An genera un ràpid increment de SiO<sub>2</sub> en el magma.

Si el magma en qüestió pertany a una associació càlcica (Figura 10.6, PEACOCK, 1931) i és ric en H<sub>2</sub>O la cristallització preferent d'An pot generar continguts en SiO<sub>2</sub> suficients com per cristallitzar una quantitat modal de quars superior al 20 % sense traspasar el límit An<sub>50</sub> en la plagiòclasi que separa diorites de gabres. El resultat seria el pas d'una roca *gabroica* amb una certa quantitat de quars directament a una roca tonalítica amb An > 50, que alguns autors anomenen *tonalgabre* (ENRIQUE, 2018).

Aquest sembla ser el cas de les Serralada Costanera Catalana, encara que en algunes zones com el Complex de Susqueda o Llafranc (XU, 2014; ENRIQUE et al., 2017) el pas de gabroide a tonalita no es produeix per cristallització fraccionada, sinó per mescla. En efecte, les anàlisis de SOLÉ (1993) situen les tonalites «normals» (i.e. tipus H d'ENRIQUE, 1985) en el rang An<sub>45</sub>-An<sub>55</sub>; mentre que els resultats d'aquest treball (§ 8.7) indiquen que les tonalites més bàsiques tenen nuclis de bytownita i vores de labradorita (Figura 8.17) amb 20 % de quars modal (sense recalcular, Taula 7.11).

Seguint el criteri estrictament mineralògic d'An<sub>50</sub> adoptat en el Capítol 5, les úniques roques que es poden considerar *diorites* en aquest treball són les meladiorites de la § 7.3 (Figura 8.14). Les característiques petrogràfiques i geoquímiques d'aquestes suggereixen, tanmateix, una major afinitat amb les varietats melanocràtiques de bojita i les hornblendites amb plagiòclasi que amb les tonalites (e.g. Figura 11.1). Aquesta afinitat ja va ser expressada, de manera implícita, per SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (1917) en les primeres descripcions d'hornblendites del país (§ 2.1).

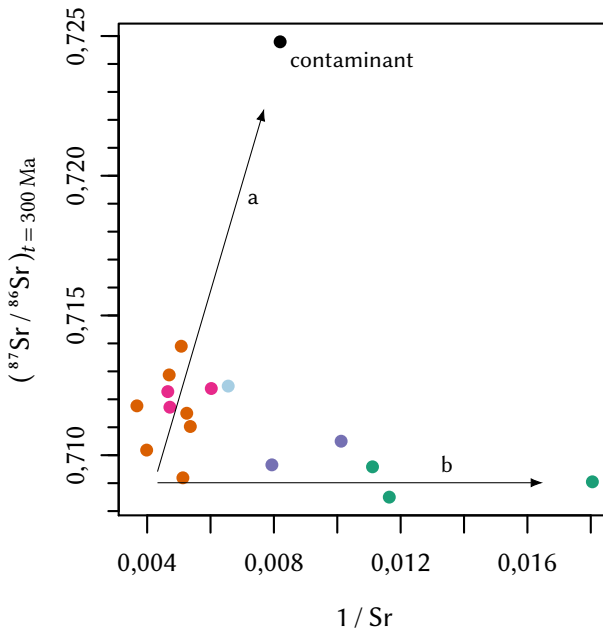


Figura 11.10: Diagrama del  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  a 300 Ma respecte el recíproc de la concentració de Sr ( $\text{ppm}^{-1}$ ). Tendència *a*: procés de sistema obert; tendència *b*: procés de sistema tancat o de sistema obert si  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  és igual en ambdós membres extrems o un té  $\text{Sr} = 0$  (v. text). Llegenda de color com en la Figura 10.1.

És probable que les meladiorites formen un espectre composicional continu amb les melabojites i la seua escassetat siga en part un efecte del mostreig realitzat en aquest treball, ja que la determinació de la composició de la plagiòclasi en aquestes roques només s'ha pogut realitzar de manera analítica en un nombre limitat de mostres (Figura 8.14). Per tant, és possible que aquestes roques es formen per processos anàlegs als de les hornblendites amb plagiòclasi i les melabojites (§ 11.1.4).

### 11.1.7 Sistemàtica Rb–Sr i Sm–Nd

Les dades isotòpiques de Rb–Sr de roca total mostren valors elevats típics de l'escorça continental, amb una dispersió considerable (§ 10.3, Taula 10.1) i no permeten l'obtenció d'una isòcrona (§ 12.1, Figura 12.2). Això suggereix, a priori, que el protòlit era heterogeni, diferent en cada cas o que han participat processos que han modificat la composició isotòpica original del magma.

En els diagrames com el de la Figura 11.10 les tendències amb un pendent diferent de zero (tendència *a*) indiquen processos de sistema isotòpicament obert, com la mescla de magmes o la contaminació per materials corticals (e.g. VOLLMER, 1976; LANGMUIR et al., 1978). La tendència *a* de la Figura 11.10 suggereix que part de la dispersió de la composició isotòpica ve determinada per l'assimilació de material cortical, representat per la fillita pigallada de l'encaixant.

D'altra banda, les tendències amb pendent igual a zero (tendència *b*) s'interpreten habitualment com a resultants de processos de sistema isotòpicament tancat, com la cristallització fraccionada (BRIQUEU i LANCELOT, 1979).

Tanmateix, existeixen altres dos casos de sistema obert en què la tendència resultant tindria un pendent zero: a) quan ambdós membres extrems tenen la mateixa composició isotòpica, i b) quan un dels membres extrems no conté l'element en qüestió.

Si les hornblendites són el resultat de l'assimilació d'una olivina cristallitzada prèviament com s'ha discutit més amunt, la tendència *b* de la Figura 11.10 suggereix que la relació isotòpica del magma assimilant i de l'olivina assimilada era la mateixa, i per tant l'olivina podria haver cristallitzat prèviament a partir d'un magma similar. Això implica que la relació isotòpica ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>o</sub> mitjana de les hornblendites ( $0,709\,043 \pm 0,001\,085$ , § 10.3) correspon a la relació isotòpica del magma parental d'aquestes i també, possiblement, del seu protòlit, en cas de no haver-hi cap altra contaminació.

Els valors relativament elevats de ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>o</sub> (en comparació als valors «habituals» dels granitoides andins) podrien ser una característica heretada del mantell a nivell regional. Les roques gabroïques del complex plutònic de la Maladeta, per exemple, presenten també valors relativament elevats de ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>o</sub>, al voltant de 0,7092 (MICHARD-VITRAC et al., 1980). Les diorites i gabres hornblèndics del Quèrigut presenten valors lleugerament més baixos però relativament alts d'entre 0,7055 i 0,7095 (BEN OTHMAN et al., 1984; ROBERTS et al., 2000), pràcticament idèntics als dels massissos més orientals de l'Albera i de Ceret (COCHERIE, 1985).

En el cas del sistema Sm–Nd el raonament és anàleg al del Rb–Sr, i per tant la relació isotòpica ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>o</sub> mitjana de les hornblendites ( $0,511\,921 \pm 0,000\,070$ , § 10.3) correspon aproximadament a la relació isotòpica del magma parental d'aquestes.

El conjunt de dades isotòpiques obtingudes per al Complex de Susqueda presenta una disposició hiperbòlica que suggereix un procés de contaminació dels magmes per un component cortical (Figura 11.11). El model de contaminació calculat per a un component mantèlic, inferit a partir de la composició isotòpica mitjana de les hornblendites, i un component cortical, representat per la composició de la fillita pigallada, suggereix que les roques ígnies de Susqueda han assimilat quantitats variables inferiors al 7 % d'un component radiogènic cortical. En el cas de l'associació plutònica del Quèrigut, la qual presenta una gran similitud amb el Complex de Susqueda, BEN OTHMAN et al. (1984) obtenen un model molt similar que implica un component mantèlic i un component cortical reciclat representat pels gneissos del basament.

Els complexos de roques bàsiques en fàcies granulita de Saleix i l'Agllí (Zona Nord-Pirinenca, PIN, 1989) mostren valors de ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>o</sub> i ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>o</sub> semblants als de la Terra silicatada (BSE) i lleugerament més radiogènics (Figura 11.11). Segons VIELZEUF (1980a,b) i PIN i VIELZEUF (1983) aquestes roques es van formar a pressions d'entre 7 kbar i 10 kbar i tenen edats al voltant dels 310 Ma (POSTAIRE, 1983). Les hornblendites de Susqueda presenten valors més radiogènics i les pressions obtingudes a partir dels baròmetres minerals són inferiors, al voltant dels 6 kbar (§ 9.4). Això suggereix que el nivell d'emplaçament dels magmes té una influència directa en la relació isotòpica, atès que el gruix d'escorça i la interacció amb aquesta és major a nivells d'emplaçament cada cop més superficials. Aquesta relació entre el caràcter radiogènic dels magmes i el gruix de l'escorça continental que travessen s'ha suggerit també per a les roques volcàniques de la Zona Volcànica Central (CVZ) del Perú i Xile (WÖRNER et al., 1988;

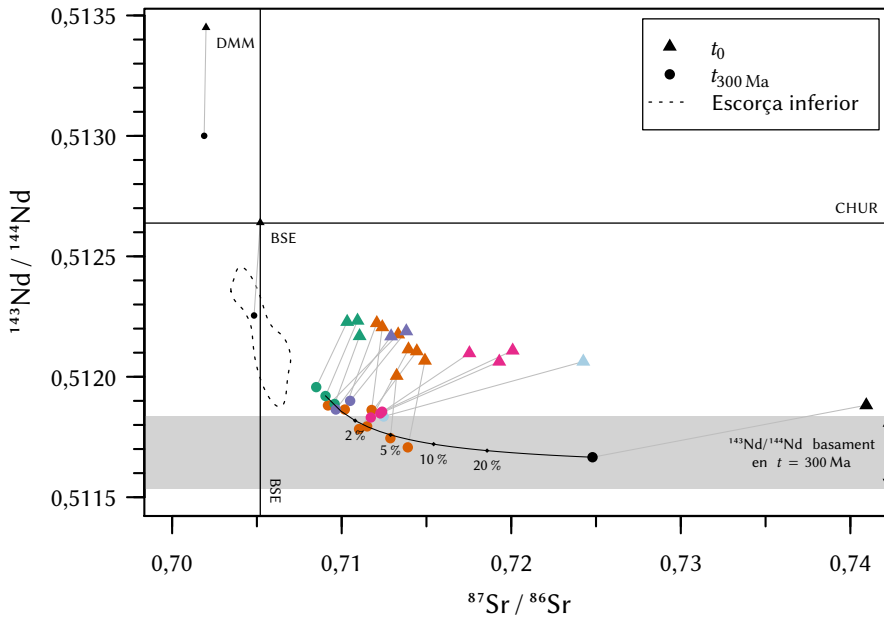


Figura 11.11: Diagrama  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  contra  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  amb les composicions isotòpiques actuals (triangles) i recalculades a  $t = 300$  Ma, unides per una línia gris. Com a referència s'inclou la composició del mantell empobrit (DMM), la Terra silicatada (BSE) i el reservori condritic uniforme (CHUR) (SALTERS i STRACKE, 2004; ZINDLER i HART, 1986; McDONOUGH i SUN, 1995; JACOBSEN i WASSERBURG, 1980), així com el rang de composició  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de les roques metamòrfiques del basament paleozoic de la Serralada Costanera Catalana (VILÀ i PIN, 2015) i les roques bàsiques de l'escorça inferior de Saleix i l'Aglí (Zona Nord-Pirinenca, PIN, 1989) recalculades a  $t = 300$  Ma. La hipèrbola representa el model de contaminació d'un component mantèl·lic amb un component d'escorça continental (representada per la fil·lita), amb els percentatges d'aquest últim. Llegenda de color com en la Figura 10.1.

DAVIDSON et al., 1990, 1991) i els granitoides cretácics i miocens del Japó (FAURE, 2001, i referències), ambdues zones amb un gruix considerable d'escorça continental.

El mantell subcontinental litosfèric (SCLM) actual del NE de la Península Ibèrica té un rang de valors isotòpics que varia de forma contínua entre els reservoris DMM i EMII, depenent de la litologia (GALÁN i OLIVERAS, 2014). Entre aquestes, les harzburgites tenen valors de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  i  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de 0,709 772 i 0,512 411, respectivament, que en un temps  $t = 300$  Ma correspondrien a valors similars als de les roques bàsiques en fàcies granulita de Saleix i l'Aglí en el mateix temps. Aquest mantell harzburgític podria correspondre al «mantell orogènic» de PUZIEWICZ et al. (2020), i representaria les parts més antigues del SCLM en aquesta zona del l'orogen, el qual s'ha interpretat com a part d'un tascó mantèl·lic fossilitzat i incorporat durant l'orogènia herciniana.

És possible, per tant, que les roques ígnies del Complex de Susqueda representen magmes derivats de la fusió parcial d'un mantell isotòpicament enriquit i que han tingut un grau variable d'interacció amb l'escorça continental a mesura que aquests han anat ascendint, s'han diferenciat i s'han emplaçat en nivells més superficials; un procés

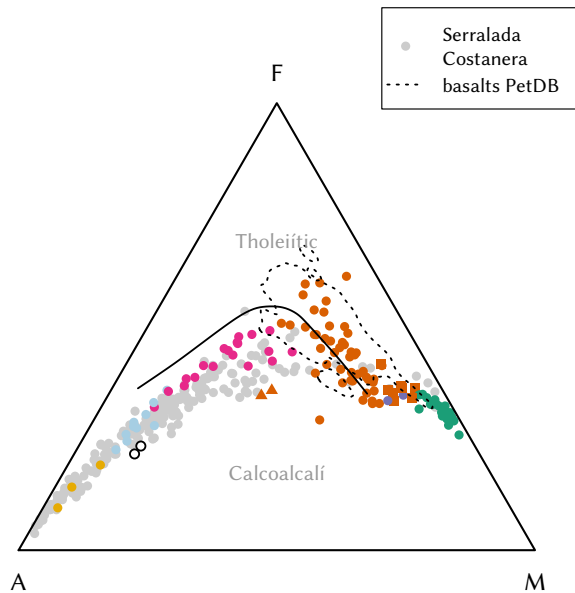


Figura 11.12: Projecció de les mostres del Complex de Susqueda en el diagrama AFM d'IRVINE i BARAGAR (1971) (Figura 10.4), juntament amb les dades d'ENRIQUE (1985), SERRA (1985) (en ENRIQUE et al., 1988), SOLÉ (1993), PÉREZ et al. (1996), FERRÉS (1998), BUTJOSA et al. (2013) i XU (2014) en gris. El contorn correspon al 95% de la base de dades de basalts de marges compressius (§ 4.3.2).

conceptualment similar a l'AFC (*assimilation and fractional crystallization*, DEPAOLO, 1981) amb petits graus d'assimilació (JANOŮSEK et al., 2016).

## 11.2 Contextualització dins el Batòlit Costaner Català

El Complex de Susqueda, amb la seua varietat de roques d'afinitat gabroica, representa l'extrem bàsic de la sèrie calcoalcalina de la Serralada Costanera Catalana i és comparable químicament (al menys pel que fa als elements majoritaris) als basalts de marges compressius d'arreu del món (Figura 11.12).

Els primers estudis d'ENRIQUE (1983) van demostrar l'existència de roques bàsiques associades als granitoides de la Serralada Costanera Catalana, i diversos estudis i treballs posteriors suggereixen que la seua presència i distribució no és casual sinó que pot estar relacionada amb la petrogenèsi del conjunt del batòlit (e.g. ENRIQUE, 1985).

Les roques bàsiques calcoalcalines es troben principalment en forma del que habitualment s'anomena «intrusions perifèriques» o «peribatolítiques», associades als marges dels grans plutons granodiorítics i granítics, i sovint en contacte amb roques metamòrfiques (e.g. PITCHER i BERGER, 1972; MURPHY, 2013). A la Serralada Costanera Catalana trobem els exemples abans esmentats del Montnegre (ENRIQUE, 1983, 1985) i de Susqueda, objecte d'aquesta tesi, però a més també hi ha petites intrusions de composicions bàsiques menys estudiades com les del Massís de les Cadiretes (FERRÉS, 1998)



o les de Vallcàrquera, a l'extrem sud del Massís del Montseny (IGME, 1976; CULÍ et al., 2014). En aquesta última localitat les roques «diorítiques» estan estretament relacionades amb els granitoides, amb què presenten contactes transicionals (CULÍ et al., 2014), mentre que en altres localitats com Llafranc i Palamós, a la Costa Brava (PÉREZ et al., 1996; XU, 2014; ENRIQUE et al., 2017), o Susqueda hi ha una zona de mescla de magmes ben desenvolupada (§ 7.4, § 11.1.2).

La coincidència espaciotemporal entre el magmatisme bàsic i l'àcid suggereix un vincle genètic entre ambdós, si bé en base a les dades geoquímiques disponibles sembla que aquest vincle no és de parentesc mitjançant una cristallització fraccionada (§ 11.1). El transport advection de calor per part d'una massa de magma bàsic en forma de «magmatic underplate» es considera un factor clau en els processos de diferenciació de l'escorça continental (e.g. JOHANNES i HOLTZ, 1996; WICKHAM i OXBURGH, 1986) ja que, en presència d'una quantitat d'aigua apropiada, permet la fusió parcial de la base de l'escorça i la generació de magmes de composició tonalítica a granodiorítica (e.g. RAPP et al., 1991; WOLF, 1992). A diferència d'altres zones on afloren materials de l'escorça més profunds (e.g. FONTEILLES, 1970; VIELZEUF, 1980b), a la Serralada Costanera Catalana els materials del basament paleozoic representen només l'escorça superior (e.g. JULIVERT i DURÁN, 1990b). Les roques bàsiques de Susqueda i dels altres indrets esmentats més amunt podrien representar, doncs, petits volums d'aquest hipotètic «underplate» que s'han segregat de la massa principal emplaçada en profunditat i han aconseguit ascendir a través de l'escorça fins al nivell d'emplaçament actual, adquirint un caràcter propi a mesura que interactuaven amb l'encaixant i s'anaven diferenciant.

Segons ENRIQUE (1985), els granitoides del Batòlit Costaner Català podrien tenir un origen per anatèxia induïda de la base de l'escorça, la qual es considera formada per roques de composició majoritàriament gabroica en fàcies de l'amfibolita o la granulita (RUDNICK i GAO, 2014). L'aport de calor per part d'aquest hipotètic «underplate» podria haver desencadenat la fusió parcial de l'escorça inferior. La posterior intrusió dels granitoides essencialment en les mateixes zones haurien obliterat les intrusions i les estructures anteriors, que només s'haurien conservat en les zones marginals d'aquests granitoides (e.g. REGAN, 1985).

El perfil pla dels lantànids pesants en els granitoides (ENRIQUE, 1990, i § 10.2.2) suggereix que el granat no era una fase present en aquest procés d'anatèxia induïda, el que implica pressions màximes aproximades d'uns 10 kbar segons els resultats experimentals de WYLLIE i WOLF (1993).

## 11.3 Origen dels magmes

### 11.3.1 Consideracions generals

Els processos petrogenètics que van donar lloc a les roques bàsiques i intermèdies del Complex de Susqueda es poden inferir a partir de les característiques petrogràfiques i geoquímiques exposades en els capítols anteriors. A partir d'aquests processos es pot, al seu torn, inferir un context geodinàmic probable per a l'àrea d'estudi i per a tot el NE de la Península Ibèrica durant el Paleozoic superior.

La presència de roques de composició basàltica saturades en olivina en profunditat és indicativa de la participació directa del mantell en la formació del Complex. Aquests magmes suposen un aport net de massa a l'escorça, a més d'un aport de calor que pot

desencadenar tot un seguit de processos d'anatèxia i metamorfisme (e.g. PIN i VIELZEUF, 1983; CONNOP i SMYE, 2020).

D'altra banda, l'abundància de minerals hidratats com l'hornblenda i la biotita-flogopita o el caràcter marcadament càlcic de les plagiòclasis suggereixen que el magma era ric en aigua. La participació conjunta del mantell i de l'aigua en la petrogènesi del Complex de Susqueda requereix d'un procés geodinàmic capaç d'aportar un flux d'aigua a aquest mantell, desencadenant-ne així la fusió parcial i la generació dels magmes basàltics. La subducció de l'escorça oceànica és, sense cap mena de dubte, el procés més obvi pel que fa a la introducció d'aigua en el mantell (e.g. WINTER, 2014). Les tendències observades en els diagrames geoquímics del Capítol 10 són compatibles amb aquest escenari geodinàmic, com ja va ser observat per ENRIQUE (1985) per a les roques més àcides de l'espectre composicional de la Serralada Costanera. El desacoblament dels elements litòfils de radi iònic gran (*large-ion lithophile elements*, LILE) i els elements d'alt potencial iònic (*high-field strength elements*, HFSE), per exemple, s'ha atribuït també a la intervenció de l'aigua derivada de l'escorça oceànica subduïda en la petrogènesi de les roques d'arcs magmàtics (e.g. SAUNDERS i TARNEY, 1979; PEARCE, 1982, 1983).

Nombroses reconstruccions paleogeogràfiques del Paleozoic superior fins al Permià terminal situen l'oceà Paleotetis obrint-se cap a l'est dels terrenys hercinians (SIMANCAS, 2019). Les reconstruccions de TORSVIK i COCKS (2013), STAMPFLI et al. (2013) i DOMEIER i TORSVIK (2014), entre d'altres, suggereixen en base a dades paleomagnètiques que el Paleotetis podria haver separat els dominis corticals hercinians de la resta del continent de Gondwana. El tancament i subducció de part de la litosfera d'aquest oceà ha estat considerat per alguns autors com a responsable del magmatisme de finals del Carbonífer i principis del Permià en aquest sector de la serralada herciniana (e.g. ENRIQUE, 1985; FINGER i STEYRER, 1990; PEREIRA et al., 2015). El curt període de temps representat pel magmatisme calcoalcalí en aquest sector de l'orogen (e.g. DRUGUET et al., 2014; PEREIRA et al., 2014, 2015, i Figura 12.3) suggereix que el procés de subducció va tenir una durada relativament curta, fet que explicaria el caràcter càlcic i poc evolucionat de la sèrie (ENRIQUE, 1985).

El metamorfisme regional d'alta temperatura i baixa pressió (HT/LP) que caracteritza el basament paleozoic del NE de la Península Ibèrica és també característic de zones de subducció amb magmatisme associat (MIYASHIRO, 1973, 1994; LUX et al., 1986). Les roques de molt baix grau metamòrfic de la fàcies Culm del Priorat, a l'extrem sud de la Serralada Prelitoral, han estat interpretades com a un prisma d'acreció similar als del cinturó metamòrfic de Ryoke, al Japó (VALENZUELA, 2016). La gran varietat textural i composicional que presenten les roques del Complex de Susqueda podrien representar els vestigis d'una zona d'ascens del magma a través de l'escorça. Això explicaria en part l'anomalia tèrmica responsable del metamorfisme d'HT/LP, com s'ha proposat per a zones afins dels Pirineus orientals (ENRIQUE, 1995). La posterior intrusió dels grans plutons de composició monzogranítica i granodiorítica haurien obliterat parcialment aquestes zones d'ascens, dificultant-ne el reconeixement.

### 11.3.2 Model petrogenètic

Si considerem la hipòtesi de l'existència d'una zona de subducció (Figura 11.13a) de curta durada en aquesta àrea de l'orogen hercinià com a context geodinàmic més probable,

la petrogènesi de les roques del Complex de Susqueda estaria condicionada per tres factors fisicoquímics principals: les característiques del mantell, les característiques del fluid aquós involucrat en la fusió parcial del mantell i les característiques de l'escorça continental suprajacent.

Els fluids aquosos derivats de l'escorça oceànica subduïda haurien desencadenat la fusió parcial de les peridotites del tascó mantèl·lic (Figura 11.13b), impartint la signatura del desacoblament LILE/HFSE característica de les roques d'arcs volcànics. La sistemàtica isotòpica del Rb–Sr i del Sm–Nd suggereix que aquest mantell està enriquit en isòtops radiogènics respecte del mantell típic de les zones de subducció andines, amb la qual cosa podria tractar-se d'una porció de mantell litosfèric amb un temps de residència elevat o que prèviament ha estat afectat per processos metasomàtics.

Els magmes de composició basàltica generats per aquest procés s'estanquen a la base de l'escorça continental suprajacent a causa del contrast de densitats (Figura 11.13c). La cristallització fraccionada d'aquests magmes i l'alliberament de la calor latent de cristallització és possible que iniciï la fusió parcial de la base de l'escorça continental, generant els magmes granodiorítics i monzogranítics que conformen el gruix de les roques plutòniques de la Serralada Costanera Catalana (ENRIQUE, 1985). A més, és possible que durant aquest procés s'assimiliï també una part de les roques de la base de l'escorça continental en un procés similar a l'AFC (§ 11.1.7).

D'una banda, els magmes basàltics estancats en cambres magmàtiques a profunditats aproximades de 7 kbar haurien cristallitzat olivina i petites quantitats de clinopiroxè, ortopiroxè i espinella rica en Cr a partir dels 1000 °C, aproximadament (Figura 9.4), d'acord amb el seu caràcter hidratat (e.g. SISSON i GROVE, 1993a; MOORE i CARMICHAEL, 1998; BARCLAY i CARMICHAEL, 2004; NANDEDKAR et al., 2014). Les injeccions successives de magma en algunes d'aquestes cambres magmàtiques i la mescla amb el fraccionat cristallí hauria provocat l'assimilació d'una part de l'olivina i piroxens, desencadenant així la formació de les hornblendites (§ 11.1.3). Un cop consolidades, injeccions posteriors haurien fragmentat i transportat aquestes hornblendites a nivells corticals superiors. L'elevada densitat de les hornblendites (al voltant de  $3 \text{ g cm}^{-3}$ ) suggereix un ascens ràpid i possiblement turbulent del magma portador.

D'altra banda, part dels magmes que resulten d'aquest fraccionament inicial ascendeixen a nivells corticals cada cop més superficials, podent estancar-se i cristallitzar de nou en cambres magmàtiques intermèdies (Figura 11.13d). Durant l'ascens, els diferents polsos de magmes bàsics adquireixen la signatura isotòpica continental a causa del contrast isotòpic i l'elevada relació entre la superfície en contacte amb l'encaixant i el volum que ocupen. La cristallització fraccionada de cada un d'aquests polsos influeix també en les característiques particulars com els elements incompatibles o la mineralogia.

Paral·lelament a l'ascens dels magmes bàsics més o menys diferenciats, una part dels magmes granodiorítics generats a la base de l'escorça es mescla i hibriditza amb aquests de manera heterogènia, donant lloc a les roques tonalítiques del complex de mescla (Figura 11.13e).

Finalment, tot el conjunt de roques bàsiques i intermèdies és intruït pels grans volums de monzogranits. Les restes del Complex màfic es conserven només com a vestigis en les parts perifèriques d'aquests plutons monzogranítics, en contacte amb l'encaixant metamòrfic (Figura 11.13f).

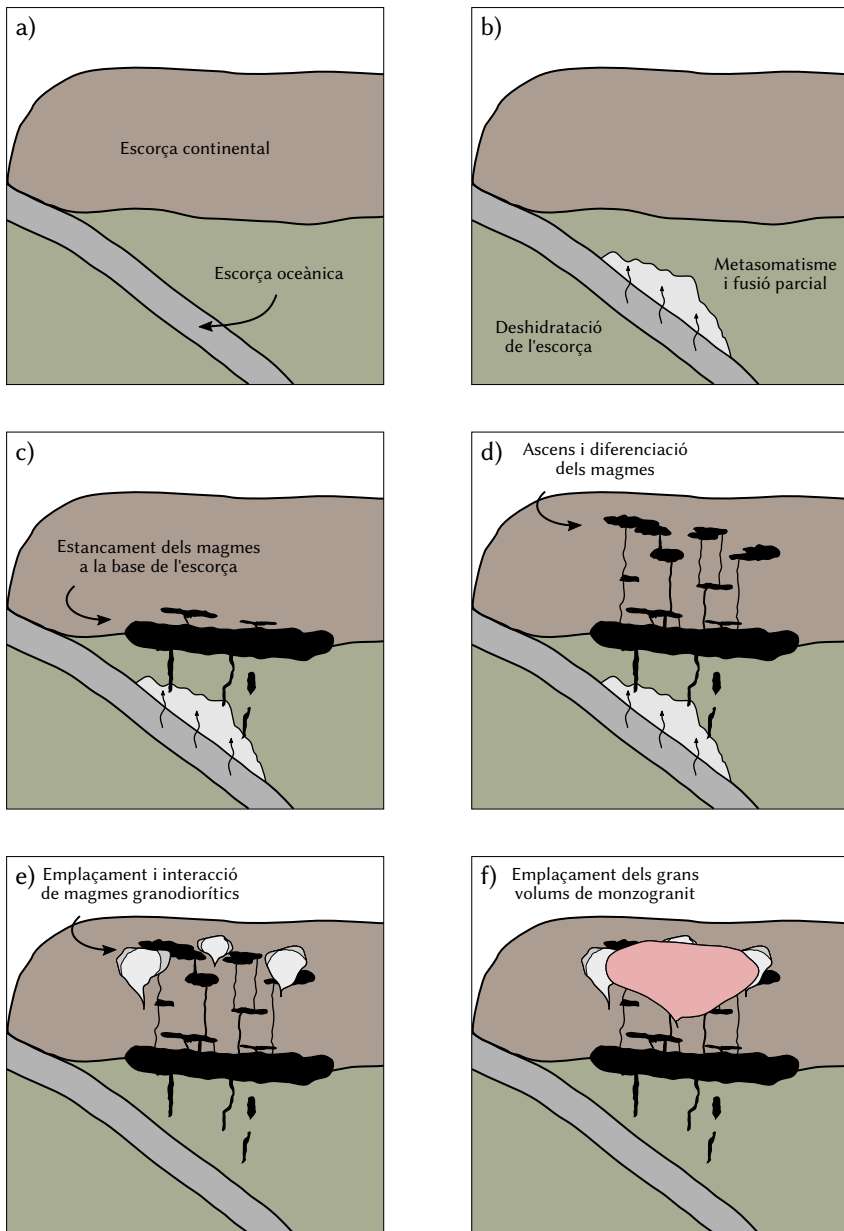


Figura 11.13: Model petrogenètic conceptual del Complex de Susqueda. a) Subducció d'una placa oceànica; b) els fluids alliberats per les reaccions metamòrfiques a la placa subduïda metasomatitzen el mantell i n'initien la fusió parcial; c) els magmes basàltics generats per la fusió parcial del mantell ascendeixen i s'estanquen a la base de l'escorça; d) petits volums de magmes bàsics més o menys diferenciats ascendeixen a través de l'escorça, s'estanquen en petites cambres magmàtiques i van adquirint la signatura isotòpica de l'escorça; e) abans de la completa cristallització dels magmes bàsics, magmes granodiorítics ascendeixen i interaccionen amb els magmes bàsics, generant així els complexos de mescla heterogenis; f) finalment els magmes monzogranítics intrueixen el conjunt i obliteren part de les intrusions anteriors.

## 11.4 Conclusions

En aquest capítol es posa de manifest el caràcter calcoalcalí (*sensu* IRVINE i BARAGAR, 1971) i càlcic (*sensu* PEACOCK, 1931) de l'associació de roques del Complex de Susqueda, en concordança amb la resta del batòlit. La composició química de les roques màfiques és anàloga a la dels basalts de marges compressius.

Les diferents tendències observades en els diagrames geoquímics es deuen en part a la diferenciació magmàtica per fraccionament, però també tenen una component important de mescla i interacció entre diferents magmes i els seus productes de diferenciació.

Les hornblendites olivíniques són el producte de la interacció entre fraccionats d'olivina i magmes bàsics que els intrueixen. Aquestes hornblendites es veuen parcialment afectades per processos subsòlids.

Algunes varietats d'hornblendites poden estar relacionades amb varietats més melanocràtiques de bojites i amb les meladiorites.

Les roques híbrides migmatítiques amb granat probablement s'originen per interacció entre magmes bàsics i l'encaixant metamòrfic per un procés d'assimilació.

Les diorites són roques poc habituals en la Serralada Costanera Catalana. Les meladiorites del Complex de Susqueda semblen estar relacionades amb les hornblendites i amb les bojites més melanocràtiques, amb la qual cosa és probable que es formen per processos anàlegs.

Les dades isotòpiques de Sr i Nd en roca total posen en evidència el caràcter marcadament radiogènic d'afinitat continental, malgrat la seua dispersió considerable. La modelització suggereix la participació d'un mantell sublitosfèric amb una signatura radiogènica i la interacció amb materials de l'escorça continental. Aquestes característiques són similars a les d'altres associacions màfiques-fèlsiques com la dels Pirineus.

Les característiques geoquímiques de les roques del Complex suggereixen la intervenció de l'H<sub>2</sub>O en un context de subducció, la qual va propiciar la fusió parcial del mantell per generar els magmes que donaren lloc a les roques màfiques i ultramàfiques. Sincrònicament a l'emplaçament i consolidació dels magmes bàsics es va produir la intrusió de magmes de composició granodiorítica, amb els quals es van hibridar generant zones de mescla heterogènia.

La intrusió i emplaçament dels monzogranits oblitera part del Complex intrusiu, deixant només les zones perifèriques.



## Discussió

In a situation where the data are equivocal, the final choice appears, at present, to be based on personal preference.

---

ROBERTS, PIN, CLEMENS i PAQUETTE

### 12.1 Edat d'emplaçament del Complex de Susqueda

Les relacions intrusives observades al camp així com les observacions petrogràfiques realitzades en les diferents litologies estudiades, incloent les roques metamòrfiques de contacte (e.g. RIESCO et al., 2004), permeten establir una cronologia relativa i suggereixen un emplaçament del complex bàsic posterior a les principals fases de deformació que afecten a l'encaixant metamòrfic i anterior a la intrusió de les masses principals de monzogranit.

Les dades estructurals que s'han recollit durant la realització de la cartografia (principalment mesures de foliació regional, § 6.3.6), si bé no permeten resoldre l'estructura detallada del l'encaixant metamòrfic, sí que permeten extreure'n una idea general sobre l'emplaçament de les roques del Complex de Susqueda respecte de les fases de deformació. La traça de la foliació regional, que està afectada per al menys dues fases de deformació tardana (§ 6.3.6 i DURÁN, 1985), queda truncada per les intrusions màfiques que componen el Complex (Figura 12.1). Això suggereix que l'emplaçament va tenir lloc amb posterioritat a totes les fases deformatives reconegudes a l'àrea d'estudi, inclús les més tardanes (excloent-hi les deformacions fràgils).

DURÁN (1985, 1990) arriba a les mateixes conclusions per al gruix del complex, encara que apunta que les *quarsodiorites* i *tonalites en filons* mostren una marcada foliació a les vores, la qual és absent al centre, i es disposen generalment paral·leles a la foliació de fase 2, si bé de vegades també la talla. Per tant, l'autora considera que aquestes roques van intruir al principi de la fase de deformació D2. Les observacions realitzades en alguns dels afloraments indicats en la cartografia de DURÁN (1985) indiquen que, si bé al microscopi aquestes roques presenten una certa fluidalitat, la foliació de les vores és un efecte aparent de la meteorització.

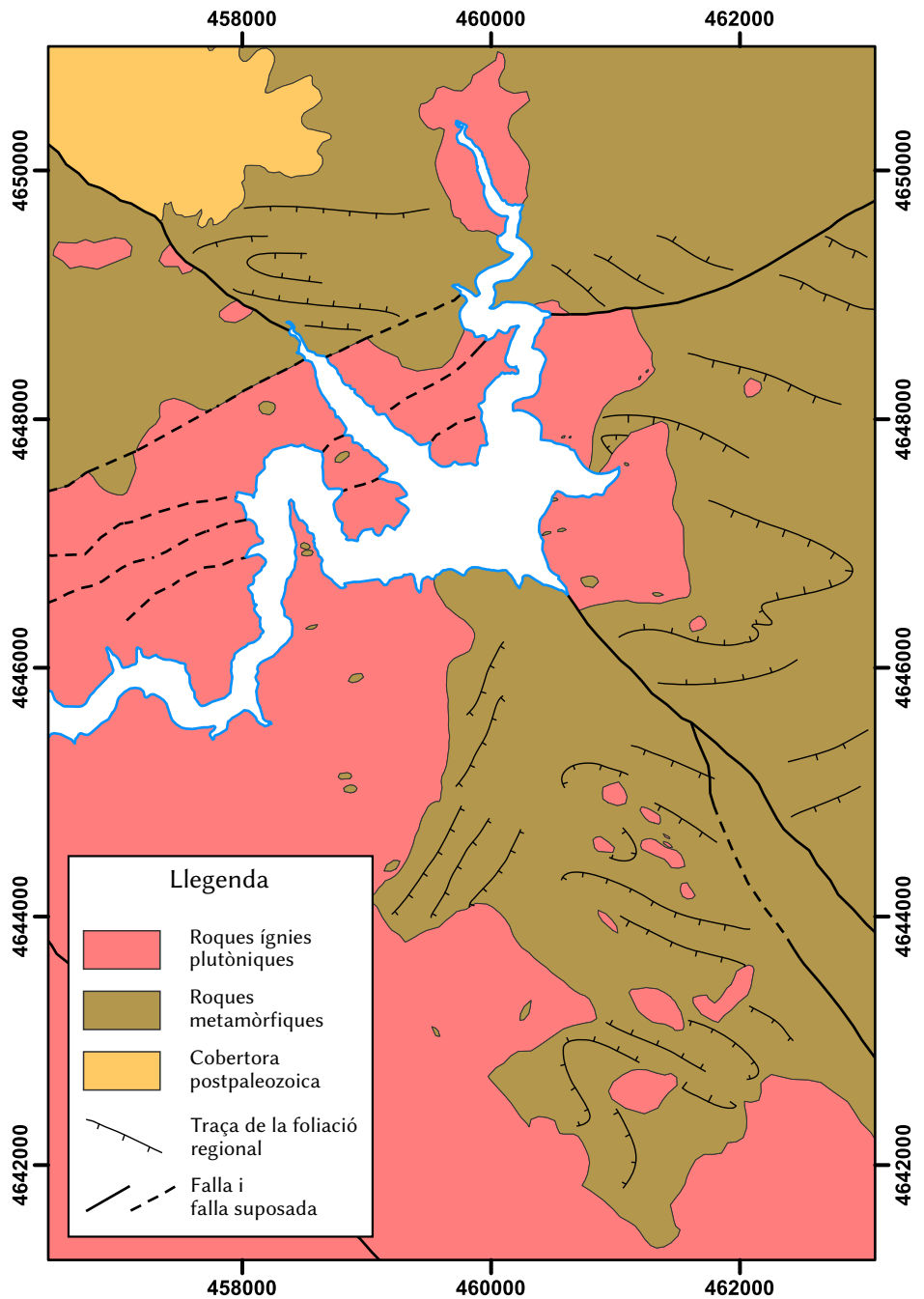


Figura 12.1: Mapa simplificat de les unitats de roques ígnies i traces de la foliació regional de l'encaixant. Coordenades ETRS89 UTM 31T.



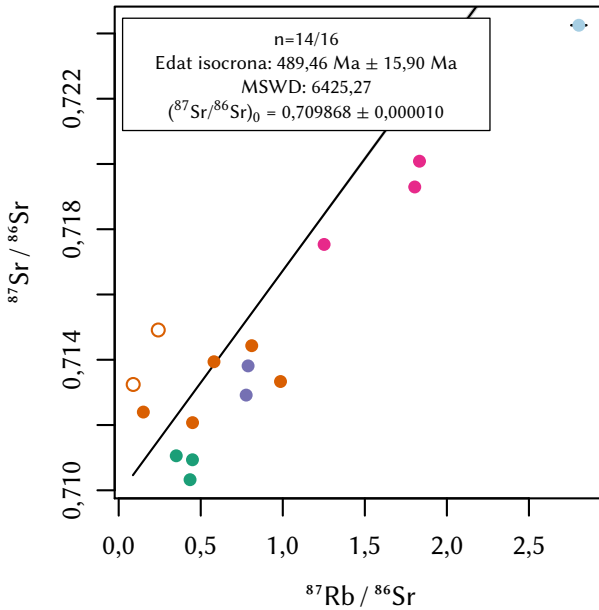


Figura 12.2: Errorcrona de Rb–Sr en roca total calculada amb IsoplotR (VERMEESCH, 2018). El valor tan elevat de la MSWD (*mean square of weighted deviates*) indica que la dispersió de les dades és superior a l'error analític. Els símbols buits indiquen les mostres omeses en el càlcul per ser sospitoses d'alteració. Llegenda de color com en la Figura 10.1.

Pel que fa a les datacions absolutes, el conjunt de les dades isotòpiques de  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  i  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en roca total obtingudes per a les mostres del Complex de Susqueda és molt dispers, com s'ha discutit més amunt, i no defineix una isòcrona estadísticament vàlida (Figura 12.2).

Quant a les datacions disponibles en la literatura, MARTÍNEZ et al. (2008) assignen una edat radiomètrica  $^{206}\text{Pb}$ - $^{238}\text{U}$  en zircol de  $323,6 \pm 2,8 \text{ Ma}$  per a les bojites, just en el límit Serpukhovià-Baixkirià (Figura 12.3), i les consideren sincròniques a la fase de deformació D2. Els punts analitzats en els zircons corresponen, en gran part, als nuclis d'aquests (MARTÍNEZ et al., 2008, Apèndix Fig. 12). D'altra banda, les datacions  $^{232}\text{Th}$ - $^{208}\text{Pb}$  en monazites de roques metapelítiques suggereixen una edat viseana per a la primera fase de deformació i una edat moscoviana per a la segona fase (WISE, 2012), amb la qual cosa les bojites haurien intruït en el lapse de temps entre les dues fases (Figura 12.3). La presència de xenòlits de gneis, amb una marcada foliació de fase 2 (Figura 6.4), així com l'absència de foliacions tectòniques sobreimposades a les textures ígnies primàries de les roques bàsiques posen en dubte la validesa d'aquestes interpretacions (ESTEVE et al., 2018).

Les datacions K-Ar realitzades en feldspats potàssics tant dels monzogranits com del gneis del Pasteral donen una edat de  $286 \pm 7 \text{ Ma}$  que correspon a la temperatura de tancament del sistema, d'aproximadament uns  $300 \text{ }^\circ\text{C}$  (SOLÉ, 1993; SOLÉ et al., 1998). Aquestes edats concorden amb l'edat de  $284,5 \pm 3,0 \text{ Ma}$  obtinguda per  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en bioti-

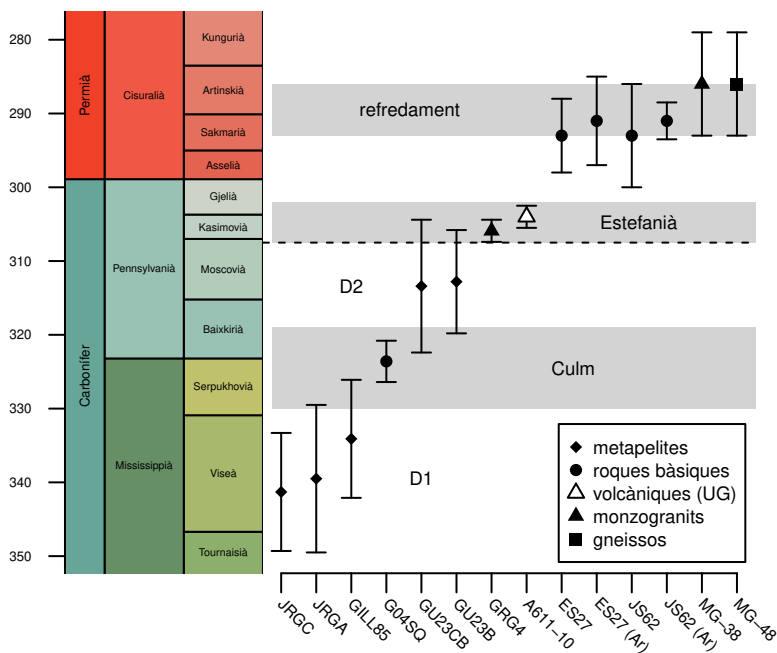


Figura 12.3: Datacions disponibles de roques ígnies i metamòrfiques de l'àrea de les Guilleries i d'algunes roques ígnies d'altres zones properes. JRGC, JRGA, GILL85, GU23CB i GU23B: edats  $^{232}\text{Th}$ - $^{208}\text{Pb}$  en monazites de metapelites (Wise, 2012); G04SQ i GRG4: edats  $^{206}\text{Pb}$ - $^{238}\text{U}$  en zircó (MARTÍNEZ et al., 2008); A611-10: edat  $^{206}\text{Pb}$ - $^{238}\text{U}$  en zircó (PEREIRA et al., 2014); ES27 i JS62: edats K-Ar i  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en hornblenda (SOLÉ et al., 1998, 2002), MG-38 i MG-48: edats K-Ar en feldspat potàssic (SOLÉ, 1993). Període de refredament dels granitoides del batòlit segons SOLÉ (1993) i SOLÉ et al. (1998, 2002). Estefanià segons LAUMONIER et al. (2014). Edat de la sedimentació de les fàcies Culm en els Pirineus orientals (MARTÍN-CLOSAS et al., 2018). Barres d'error al nivell de precisió que reporten els autors. Escala del temps geològic segons la taula cronostratigràfica internacional de l'ICS v. 2018/08 (COHEN et al., 2018).

tes del Montnegre (SOLÉ et al., 2002). Les bojites i quarsodiorites del Montnegre donen edats radiomètriques de  $293 \pm 5$  Ma i  $293 \pm 7$  Ma, respectivament, que corresponen al tancament del sistema en l'hornblenda a uns 500 °C. Aquestes edats són iguals a les obtingudes posteriorment per  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ :  $291,2 \pm 6,0$  Ma i  $291,1 \pm 2,5$  Ma (SOLÉ et al., 2002) (Figura 12.3). Els autors interpreten aquest rang d'edats com als límits inferior i superior del període durant el qual es van emplaçar els plutons que formen el batòlit i el seu posterior refredament (SOLÉ, 1993; SOLÉ et al., 1998, 2002).

La datació dels monzogranits pel mètode de l'U-Pb en zircó realitzada per MARTÍNEZ et al. (2008) dona una edat  $^{206}\text{Pb}$ - $^{238}\text{U}$  de  $305,9 \pm 1,5$  Ma, paradoxalment fins a 6 Ma més vella que les edats dels leucogranits de dos miques de les zones d'alt grau, els quals presenten una certa foliació i que tradicionalment s'han considerat d'origen anatèctic i sincrònics o sincrònics tardans a la fase principal de deformació herciniana (VAN DER

SIJP, 1951; DURÁN et al., 1981; DURÁN, 1985, 1990; ENRIQUE, 1996; RECHE ESTRADA i MARTÍNEZ, 2002).

Les edats radiomètriques disponibles no són equivalents en significat entre elles, de manera que el temps en què es va emplaçar el complex bàsic no és una solució unívoca. Davant aquesta situació és convenient fer una anàlisi basada en la lògica proposicional sense descartar a priori cap de les dades, però tenint en compte les limitacions que imposen les observacions de camp, com les relacions de tall, per tal de limitar les possibilitats a aquelles dotades de sentit geològic. L'axioma a partir del qual parteixen els raonaments que s'exposen a continuació és que el complex bàsic és posterior a la fase principal de deformació herciniana, la fase D2, tal i com s'ha exposat al principi d'aquesta secció.

El primer punt a considerar és que si l'edat de  $323,6 \pm 2,8$  Ma de MARTÍNEZ et al. (2008) és correcta, llavors les datacions de les fases deformatives de WISE (2012) són incongruents. Aquest raonament necessàriament envellaix la fase D2 a un temps anterior als  $323,6 \pm 2,8$  Ma. Els sediments de les fàcies Culm tenen un caràcter sinorogènic i estan afectats per la fase principal de deformació herciniana que, com ja apuntaven els estudis clàssics, és posterior al Viseà i probablement va tenir lloc durant el Westfalià (Baixkirià mig-Moscovià) (e.g. ASHAUER i TEICHMÜLLER, 1935; FONTBOTÉ i JULIVERT, 1952). La base de les fàcies Culm ha estat datada en 330 Ma als Pirineus en base a la paleobotànica i en 331 Ma–332 Ma al Priorat en base a conodonts (MARTÍN-CLOSAS et al., 2018; VALENZUELA, 2016). D'altra banda, al Montnegre els materials de les fàcies Culm estan afectats pel metamorfisme de contacte induït pels granitoides (ALMERA, 1913) i per les roques bàsiques (ENRIQUE, 1983, 1985), amb els porfiroblastos de cordierita que obliteren les estructures de deformació tardana D3 (*sensu* DURÁN, 1985) (CURRIN, 2012).

En canvi, si les datacions de WISE (2012) són correctes, com sembla, això implica que el complex bàsic és posterior als  $312,8 \pm 7,0$  Ma. Els materials de la Unitat Grisa dels Pirineus (GISBERT, 1981), d'edat estefaniana, corresponen als materials més antics no afectats pel plegament hercinià. Les andesites intercalades en la Unitat Grisa han estat datades recentment pel mètode de l'U-Pb en zircó en una edat  $^{206}\text{Pb}$ - $^{238}\text{U}$  de  $304,0 \pm 1,5$  Ma (PEREIRA et al., 2014) mentre que la base de l'Estefanià se situa aproximadament als 307,5 Ma (LAUMONIER et al., 2014, i referències). Això no obstant, la manca de registre entre els últims materials del Culm i la discordança estefaniana no permet precisar més l'edat a la qual va cessar la deformació. Si, a més a més, l'edat de  $305,9 \pm 1,5$  Ma per al monzogranit és correcta, les roques del complex bàsic haurien d'haver intruït entre els  $312,8 \pm 7,0$  Ma i els  $305,9 \pm 1,5$  Ma o, possiblement, entre els 307,5 Ma i els  $305,9 \pm 1,5$  Ma, és a dir entre el Moscovià terminal (Estefanià) i el Kasi-movià, un cop finalitzades les deformacions hercinianes (Figura 12.3).

Si, per contra, considerem que la datació del monzogranit és incorrecta, aquest tindria una edat indeterminada compresa, probablement, entre els 307,5 Ma de la base de l'Estefanià i els  $286 \pm 7$  Ma del feldspat potàssic de SOLÉ et al. (1998), la qual representa la temperatura de tancament del sistema a 300 °C. Per tant, el complex bàsic podria haver intruït durant aquest període de temps en algun moment anterior als monzogranits. A més, tenint en compte la coincidència en les edats de tancament del sistema de les mostres ES27 i JS62 de SOLÉ et al. (1998, 2002), de roques bàsiques que provenen de dues zones bastant allunyades entre si, és possible que les roques del Complex de Susqueda també s'hagueren emplaçat en un temps lleugerament anterior als  $293 \pm 7$  Ma.

Dels raonaments anteriors es desprén, a més, que o bé les datacions dels leucogra-

nits de dues miques esmentats abans són incorrectes o bé que no estan afectats per la fase D2 ni la D3 extensional de RECHE ESTRADA i MARTÍNEZ (2002) i MARTÍNEZ et al. (2008), sinó per alguna deformació molt localitzada, i que possiblement no són equivalents als granitoides pirinencs en «massifs intermediaires» d'AUTRAN et al. (1970) ni als del Massís Ibèric (CAPDEVILA i FLOOR, 1970), com s'havia considerat fins ara.

La intrusió dels dics de pòrfirs (i lampròfirs que afloren a poca distància de la zona) constitueix l'última manifestació magmàtica que es reconeix en la zona d'estudi.

## 12.2 Comparació amb el Massís Ibèric: les appinites ibèriques

Les *appinites* van ser originalment definides a la localitat d'Appin, Escòcia, com als equivalents plutònics dels lampròfirs rics en hornblenda (i.e. vogesites i espessartites) (BOWES i McARTHUR, 1976; ROCK, 1991; MURPHY, 2013, 2019). La terminologia d'aquest grup de roques ha anat evolucionant al llarg del s. XX principalment condicionada pels estudis de l'Orogen Caledonià d'Escòcia i Irlanda (FRENCH, 1966; PITCHER i BERGER, 1972, i referències). FRENCH (1966) va diferenciar dues famílies texturals al Donegal, Irlanda, segons l'hàbit i la mida de l'amfíbol: 1) l'appinitica, caracteritzada per grans amfibòls prismàtics idiomorfs, i 2) la diorítica, caracteritzada per amfibòls hipidiomorfs més curts i que sovint formen agrupacions. Ambdues famílies texturals es troben estretament lligades i el pas entre una i altra és gradual. Si bé la definició original sembla que no tenia en compte la composició de la plagiòclasi (BOWES i McARTHUR, 1976), la plagiòclasi que acompanya a l'amfíbol és, en tot cas, sòdica, amb continguts d'anortita entre 10 % i 48 % (FRENCH, 1966). La presència de «bretxes d'intrusió» sembla ser una altra de les característiques d'aquesta associació (e.g. FRENCH, 1966; PITCHER i BERGER, 1972; BOWES i McARTHUR, 1976). Amb el pas del temps la terminologia ha anat tornant-se menys restrictiva i actualment s'entén que les «appinites» són una sèrie de roques des d'ultramàfiques a fèlsiques caracteritzades per grans cristalls d'hornblenda prismàtica idiomorfa en una matriu formada per hornblenda, plagiòclasi i quars (MURPHY, 2013); és a dir, constitueixen una *família textural* (MURPHY, 2019). Aquesta definició ampla ha propiciat que qualsevol roca de composició relativament bàsica hidratada i que conté amfíbol siga susceptible de ser considerada com a «appinita», amb la qual cosa existeix una gran varietat de roques d'afinitats geoquímiques i ambients tectònics molt diferents que comparteixen el nom «appinita» (e.g. AYRTON, 1991; MURPHY, 2013, 2019).

L'associació de roques de composició bàsica i ultrabàsica del Massís Ibèric ha estat inclosa tradicionalment en la «sèrie appinitica» (e.g. DEPT. DE PETROLOGIA, UNIVERSITAT DE SALAMANCA, 1980; FRANCO i GARCÍA DE FIGUEROLA, 1986; CASTRO et al., 2003). Cal remarcar, però, que existeix una gran diferència a nivell petrogràfic i geoquímic entre les roques bàsiques del batòlit d'Àvila, al Sistema Central, (e.g. BEA et al., 1999; SCARROW et al., 2009) i les del Complex de Sanabria, a la província de Zamora (e.g. CASTRO et al., 2003). Les appinites del Complex de Sanabria presenten un alt contingut en  $K_2O$  que les situa en el camp de les shoshonites i roques calcoalcalines riques en K de PECCERILLO i TAYLOR (1976), de la mateixa manera que les appinites originals (WRIGHT i BOWES, 1979; FOWLER, 1988; AYRTON, 1991; FOWLER i HENNEY, 1996). D'altra banda, les roques bàsiques del batòlit d'Àvila descrites per BEA et al. (1999) tenen continguts inferiors en  $K_2O$  que les situa principalment en el camp calcoalcalí de PECCERILLO i

TAYLOR (1976), i les seues característiques petrogràfiques difereixen molt de les textures pròpiament appinitiques (v. més amunt). És per això que en els últims anys alguns autors (e.g. OREJANA et al., 2009) han deixat de classificar les roques bàsiques del batòlit d'Àvila com a appinites.

Les textures descrites en el Capítol 7 i les característiques geoquímiques dels elements majoritaris (e.g. Figura 10.11) suggereixen que les roques bàsiques del Complex de Susqueda són composicionalment més properes a les roques gabroiques del Sistema Central (BEA et al., 1999; VILLASECA et al., 2004; OREJANA et al., 2009). Els elements incompatibles d'aquestes roques, especialment els lantànids, mostren patrons d'enriquiment molt similars a les roques bàsiques del Complex de Susqueda (Figura 10.15). En canvi, la composició isotòpica en els sistemes Rb–Sr i Sm–Nd és molt diferent. El valor més baix de  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  per a les roques del Complex de Susqueda és 0,708 499 (Taula 10.1), molt més radiogènic que el valor màxim de 0,707 650 per a les roques gabroiques del Sistema Central (MORENO-VENTAS et al., 1995; BEA et al., 1999; VILLASECA et al., 2004; OREJANA et al., 2009). El mateix succeeix amb el Nd: el  $\epsilon_{\text{Nd}}$  màxim al Sistema Central ronda  $-4,4$  (MORENO-VENTAS et al., 1995; VILLASECA et al., 2004), mentre que el mínim a Susqueda és  $-5,75$  (Taula 10.2). De la mateixa manera, les roques del Complex de Susqueda presenten valors de  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  i  $\epsilon_{\text{Nd}}$  més radiogènics que les roques màfiques i ultramàfiques del Massís de Vivero, província de Lugo (GALÁN et al., 1996).

Les unitats gabroiques del batòlit d'Àvila són considerades els «precursors màfics» previs a les intrusions principals dels granitoides (e.g. VILLASECA et al., 1998, 2004; BEA et al., 1999). Les edats d'entre 300 Ma i 305 Ma d'aquestes intrusions gabroiques (VILLASECA et al., 2011; ZECK et al., 2007) són similars a les inferides per a l'emplaçament del Complex de Susqueda (v. més amunt § 12.1).

## 12.3 Discussió petrogenètica

Els granitoides i roques màfiques associades amb afinitat *calcoalcalina* s.l. que afloren en terrenys paleozoics a la Península Ibèrica han estat interpretades de maneres molt diferents pel que fa a la seua petrogenèsi i context geodinàmic (OREJANA et al., 2009; RIBEIRO et al., 2019, i referències). El mateix succeeix amb els granitoides i roques màfiques associades dels Pirineus (e.g. ROBERTS et al., 2000, i referències).

Al Sistema Central del Massís Ibèric, aquests granitoides s.l. han estat diversament interpretats com generats per: a) hibridisme entre foses anatèctiques d'origen cortical i magmes derivats del mantell (MORENO-VENTAS et al., 1995), b) assimilació variable d'escorça per part de magmes d'origen mantèllic (CASTRO et al., 1999), o c) fusió parcial de materials corticals, bé de l'escorça inferior (VILLASECA et al., 1998, 1999), bé de l'escorça mitjana (BEA et al., 1999, 2003).

Malgrat que tots aquests models tenen en compte la presència de roques bàsiques, les quals impliquen la participació del mantell en major o menor mesura, l'atenció s'ha focalitzat en els granitoides i el context geodinàmic de la seua petrogenèsi. Estudis geocronològics recents atribueixen a les roques màfiques del Massís Ibèric edats entre 305 Ma i 300 Ma (VILLASECA et al., 2011; ZECK et al., 2007; BEA et al., 2006), uns 35 Ma a 40 Ma més modernes que el que s'havia interpretat inicialment (BEA et al., 1999), amb la qual cosa molts d'aquests models haurien de ser revisats de nou.

Existeixen algunes diferències significatives entre el plutonisme del Massís Ibèric i el de la Serralada Costanera Catalana, com ja va apuntar ENRIQUE (1985). D'una banda, al Massís Ibèric hi ha abundants intrusions de granitoides peraluminics (tipus S de CHAPPELL i WHITE, 1974) a més dels calcoalcalins (RIBEIRO et al., 2019). Les roques màfiques calcoalcalines estan dominades per una mineralogia anhidra, amb poca presència de minerals hidratats com l'hornblenda (e.g. OREJANA et al., 2009, 2015). Per contra, a la Serralada Costanera Catalana els granitoides de tipus S són molt escassos, mentre que els de tipus I, amb un caràcter metaluminós o molt poc peraluminós, són molt abundants i químicament molt similars als de zones de marges continentals actius (ENRIQUE, 1985, 1990).

A més, en el cas de les roques màfiques estudiades en aquesta tesi queda evidenciada la predominança de l'hornblenda com a mineral màfic en totes les litologies màfiques, el que implica una gran disponibilitat d'H<sub>2</sub>O. Aquest factor suggereix la participació d'un procés de subducció responsable de la introducció de l'H<sub>2</sub>O al mantell, a falta de dades més concretes que puguin aportar pistes sobre l'origen d'aquesta aigua, com per exemple d'isòtops estables com l'<sup>18</sup>O.

Els models paleogeogràfics i geodinàmics per a finals del Carbonífer i principis de Permià proposats des dels anys 70 (e.g. RIDING, 1974) i especialment en els últims anys (e.g. STAMPFLI et al., 2013; TORSVIK i COCKS, 2013, i referències) advoquen per l'existència a l'oceà Paleotetis d'una zona de subducció amb cabussament N. Aquests models geodinàmics són compatibles amb les característiques geoquímiques i l'edat del magmatisme del NE de la Península Ibèrica (e.g. PEREIRA et al., 2014). La posició d'aquest sector d'escorça en l'extrem W del Paleotetis probablement va influir en la curta durada del magmatisme calcoalcalí.

Els models petrogenètics més recents per a l'associació màfica–fèlsica del Quèrigut també suggereixen un vincle important entre les roques bàsiques de derivació mantèlica i la petrogenèsi dels granitoides (ROBERTS et al., 2000). Segons els autors, aquests magmes bàsics es limiten a actuar com a fonts de calor per iniciar la fusió parcial de l'escorça. A més, apunten que les roques intermèdies a màfiques que s'emplacen contemporàniament als granitoides no són estrictament els que van aportar la calor, però que segurament són cogenètics. Malgrat que els autors no concreten cap context geodinàmic, sí que semblen decantar-se per un règim extensiu.

## Conclusions

There was not a diorite in the whole Earth's crust which was a normal igneous rock, as could be shown by inspection of any specimen.

---

H.H. READ

El Complex de Susqueda, situat a l'extrem N de la Serralada Costanera Catalana, constitueix l'aflorament més gran de roques màfiques i ultramàfiques del Batòlit Costaner Català.

La cartografia realitzada ha permès definir cinc unitats de roques plutòniques que inclouen una gran varietat de litologies, entre les que destaca la unitat d'hornblendites definida per primera vegada.

Les unitats definides són: la unitat d'hornblendites, que inclou cinc varietats diferents; la unitat de bojites, que inclou set varietats de bojita i una de diorita; la unitat de les zones híbrides heterogènies, que inclou tres litologies de caràcter tonalític; la unitat de granodiorites, que està formada per les granodiorites biotítiques; i finalment la unitat dels monzogranits, que està formada pels monzogranits biotítics.

La gran varietat de litologies màfiques que componen la unitat de bojites i les relacions intrusives suggereix que el Complex està principalment format per un conjunt de petites intrusions, principalment de bojites i quarsobojites, emplaçades amb posterioritat a les fases principals del metamorfisme regional i anteriors als granitoides que formen el gruix del batòlit. Algunes d'aquestes intrusions de magmes bàsics coexisteixen en estat de fusió parcial amb magmes de composició granodiorítica, el que genera zones de mescla heterogènia amb una gran diversitat d'híbrids de composició tonalítica. En general, el Complex s'emplaça en nivells superficials de l'escorça.

Les litologies que conformen les unitats es descriuen detalladament per primera vegada. Les bojites i quarsobojites presenten una gran diversitat textural i estan associades a tot un seguit de litologies menys abundants, entre les que destaquen les diverses tipologies d'hornblendites. També es descriu una topologia de granodiorita i les roques

de les zones híbrides heterogènies entre aquestes i les bojites, que corresponen principalment a tonalites; i a més es descriu el monzogranit i algunes roques exòtiques.

Cap d'aquestes litologies mostra deformacions intracrystallines o estructures que indiquen un emplaçament precoç respecte del metamorfisme regional, fet que recolza les observacions i interpretacions de camp.

Les plagiòclasis de la majoria de les litologies estudiades són càlciques, a excepció de les meladorites. Les plagiòclasis de les hornblendites són excepcionalment càlciques. Els amfibols són majoritàriament càlcics, del grup de l'hornblenda. En les hornblendites són principalment pargasites, mentre que en les bojites i altres litologies són principalment magnesiohornblenda. Excepcionalment s'hi troba cummingtonita en algunes de les litologies. L'olivina de les hornblendites té una composició típica dels basalts. L'espinella és de dos tipus ben diferents, associades cada una a diferents minerals i amb orígens diferents.

L'estudi de la química mineral ha permès estimar les condicions de formació d'algunes de les litologies que formen el Complex. Les hornblendites olivíniques s'han format probablement en condicions d'uns 6 kbar–7 kbar i 950 °C–1000 °C. La resta de litologies mostren un ampli rang de condicions de menor temperatura i pressió, generalment al voltant dels 2 kbar i 800 °C.

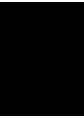
El conjunt de les litologies forma una sèrie calcoalcalina amb caràcter càlcic amb una bona representació de l'extrem més bàsic. La gran varietat composicional del Complex no es pot explicar només per mitjà de la cristallització fraccionada dels magmes bàsics. En concret, les roques intermèdies de composicions tonalítiques presenten característiques compatibles amb processos de mescla de magmes. Les hornblendites olivíniques es formen també per un procés de mescla, en aquest cas entre un magma bàsic i un fraccionat cristallí d'olivina. Una part de les hornblendites, les meladorites i les varietats melanocràtiques de bojita probablement representen una variació contínua des d'un magma bojític.

El Complex de Susqueda, així com la resta del Batòlit Costaner Català, es va formar en un context de marge continental amb subducció associada, encara que probablement el procés va tenir una durada curta. Els magmes que donen origen a les roques màfiques del Complex probablement s'originen en un mantell isotòpicament enriquit, possiblement del tipus subcontinental litosfèric (SCLM). La fusió parcial d'aquest mantell es veu propiciada per l'aport de components volàtils, principalment aigua, per part de la placa subduïda. Els magmes basàltics generats per aquest procés s'estanquen a l'escorça inferior i només petits volums aconsegueixen ascendir a nivells corticals superiors. Aquests magmes van adquirint una signatura isotòpica més cortical a mesura que ascendeixen i assimilen una petita proporció de l'encaixant. L'aport de calor per part dels magmes bàsics estancats en profunditat indueixen l'anatèxia de l'escorça inferior i generen magmes de composicions tonalítiques o granodiorítiques, una part dels quals es mescla amb les roques bàsiques a mesura que ascendeixen i s'emplacen.

Les roques màfiques associades als granitoides, tot i que volumètricament subordinades en nivells superiors de l'escorça, poden oferir moltes claus sobre la petrogenèsi d'aquests, aportant algunes de les claus necessàries per interpretar el context geodinàmic en què es van formar i aprofundir en el coneixement dels processos de formació i reciclat de l'escorça.



APÈNDIX **A**



**Mapes**

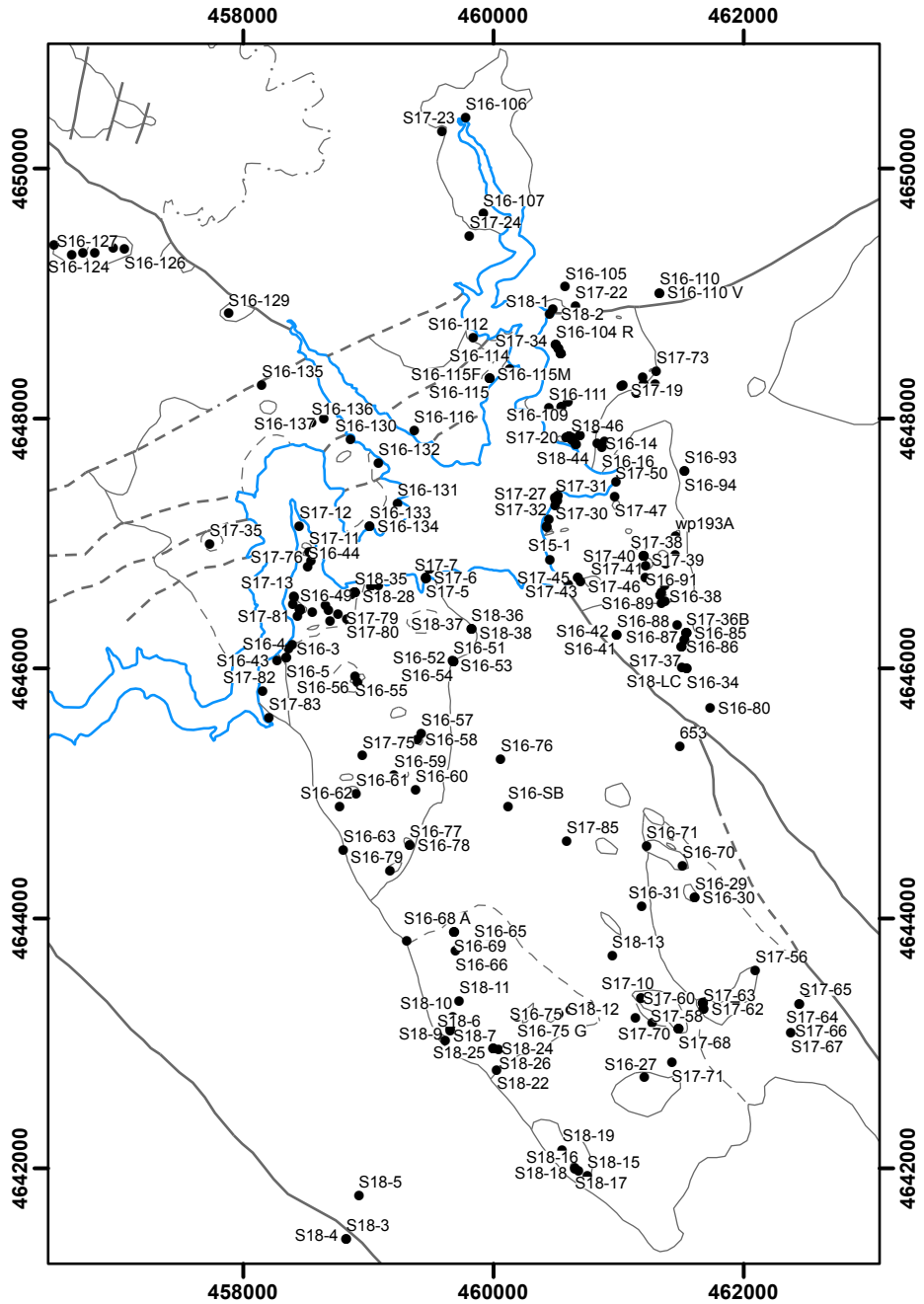
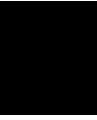


Figura A.1: Mapa esquemàtic simplificat de situació de les mostres recollides en l'àrea d'estudi. Coordenades ETRS89 UTM 31T.





APÈNDIX **B**



**Taules**

Taula B.1: Anàlisi d'elements majoritaris i norma CIPW del Complex de Susqueda.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  correspon al valor original obtingut per FRX,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  i  $\text{FeO}$  calculats segons el mètode de LE MAITRE (1976b). Norma CIPW segons el mètode de HUTCHISON (1974). tr. traces.  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  a partir del valor obtingut per ICP-MS.

Mostra	S15-1	S15-2	S15-5	S15-6	S16-1	S16-3	S16-4
Elements majoritaris (% en pes)							
$\text{SiO}_2$	53,57	50,75	47,03	48,2	41,29	51,69	52,8
$\text{TiO}_2$	0,52	0,41	0,49	0,77	0,24	0,66	0,7
$\text{Al}_2\text{O}_3$	16,08	18,32	9,11	10,87	5,85	15,06	18,06
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	0,02	0,01	0,13	0,1	0,34	0,05	0,03
$\text{Fe}_2\text{O}_3^{\dagger}$	9,31	6,95	12,02	11,56	12,07	8,8	8,36
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2,61	1,98	2,62	2,73	2,5	2,61	2,68
$\text{FeO}$	6,02	4,47	8,46	7,94	8,6	5,57	5,1
$\text{MnO}$	0,17	0,13	0,16	0,17	0,16	0,16	0,18
$\text{MgO}$	8,23	7,35	20,5	16,85	30,47	9,45	7,15
$\text{CaO}$	7,29	10,48	6,06	7,65	3,11	8,97	6,48
$\text{Na}_2\text{O}$	1,27	1,33	0,62	1,02	0,35	1,94	2,01
$\text{K}_2\text{O}$	1,49	1,77	0,21	0,44	0,41	1,52	2,3
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,05	0,05	0,06	0,07	0,06	0,08	0,12
LOI	2,04	1,91	3,69	2,64	—	2,28	2,6
Total	100,05	99,45	100,09	100,35	94,35	100,66	100,79
Mg#	70,9	74,56	81,21	79,1	86,33	75,16	71,41
Norma CIPW (% en pes)							
<i>Q</i>	9,37	2,97	0	0	0	1,64	5,19
<i>C</i>	0	0	0	0	0	0	0,75
<i>or</i>	8,8	10,43	1,23	2,58	2,45	8,99	13,62
<i>ab</i>	10,77	11,27	5,23	8,63	3	16,44	17,01
<i>an</i>	33,76	38,81	21,46	23,8	13,14	27,88	31,4
<i>di</i>	1,65	10,27	6,58	10,94	1,49	12,92	0
<i>hy</i>	28,07	19,52	43,82	37,77	19,22	24,65	24,14
<i>ol</i>	0	0	12,15	7,42	49,53	0	0
<i>mt</i>	3,78	2,87	3,79	3,96	3,62	3,78	3,89
<i>il</i>	0,98	0,78	0,93	1,46	0,46	1,25	1,34
<i>ap</i>	0,13	0,13	0,13	0,16	0,15	0,18	0,27
Suma	97,33	97,04	95,33	96,73	93,06	97,72	97,6
Pl (% An)	75,81	77,5	80,39	73,39	81,42	62,9	64,85

Anàlisi d'elements majoritaris i norma CIPW del Complex de Susqueda.  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\dagger}$  correspon al valor original obtingut per FRX,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  i FeO calculats segons el mètode de LE MAITRE (1976b). Norma CIPW segons el mètode de HUTCHISON (1974). tr. traces.  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  a partir del valor obtingut per ICP-MS. (Pàgina 2 de 16)

Mostra	S16-6	S16-10	S16-13	S16-14	S16-16	S16-22	S16-23
Elements majoritaris (% en pes)							
$\text{SiO}_2$	49,6	49,96	51,86	50,4	48,69	45,49	46,47
$\text{TiO}_2$	0,55	0,85	0,83	0,43	0,44	0,52	0,39
$\text{Al}_2\text{O}_3$	10,21	13,8	17,38	25,51	7,84	10,1	8,87
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	0,12	0,08	0,02	tr.	0,15	0,17	0,19
$\text{Fe}_2\text{O}_3^{\dagger}$	10,66	9,66	9,64	4,55	10,39	11,31	11,53
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2,52	2,69	2,83	1,43	2,37	2,31	2,42
FeO	7,31	6,27	6,12	2,8	7,21	8,1	8,2
MnO	0,17	0,17	0,15	0,08	0,19	0,17	0,18
MgO	16,6	11,53	5,96	3,52	18,15	20,96	22,56
CaO	8,5	8,89	8,95	9,94	10,65	6,71	5,67
$\text{Na}_2\text{O}$	0,95	1,77	2,23	2	0,77	0,27	0,4
$\text{K}_2\text{O}$	0,44	1,13	1,12	2,23	0,35	0,14	0,16
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,07	0,05	0,12	0,06	0,07	0,07	0,07
LOI	2,08	2,09	1,85	2,2	1,77	4,47	4,09
Total	99,94	99,98	100,1	100,93	99,47	100,39	100,57
Mg#	80,19	76,63	63,42	69,11	81,78	82,19	83,07
Norma CIPW (% en pes)							
<i>Q</i>	0	0	5,41	2,33	0	0	0
<i>C</i>	0	0	0	1,88	0	0	0
<i>or</i>	2,61	6,69	6,59	13,18	2,06	0,83	0,95
<i>ab</i>	8	14,98	18,86	16,9	6,55	2,26	3,36
<i>an</i>	22,32	26,37	34,12	48,91	16,89	25,95	21,94
<i>di</i>	15,45	13,87	7,69	0	28,24	5,44	4,55
<i>hy</i>	41,04	27,73	18,93	12,16	28,23	40,37	43,66
<i>ol</i>	2,64	1,85	0	0	10,34	15,49	16,5
<i>mt</i>	3,66	3,9	4,1	2,08	3,44	3,34	3,5
<i>il</i>	1,05	1,61	1,58	0,83	0,84	0,99	0,74
<i>ap</i>	0,16	0,13	0,29	0,14	0,16	0,18	0,17
Suma	96,94	97,11	97,56	98,42	96,76	94,85	95,39
Pl (% An)	73,61	63,77	64,41	74,32	72,07	91,98	86,71

Anàlisi d'elements majoritaris i norma CIPW del Complex de Susqueda.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  correspon al valor original obtingut per FRX,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  i  $\text{FeO}$  calculats segons el mètode de LE MAITRE (1976b). Norma CIPW segons el mètode de HUTCHISON (1974). tr. traces.  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  a partir del valor obtingut per ICP-MS. (Pàgina 3 de 16)

Mostra	S16-24	S16-26	S16-28	S16-32	S16-36	S16-38	S16-40
Elements majoritaris (% en pes)							
$\text{SiO}_2$	46,02	49,34	60,4	47,33	53,01	49,48	51,83
$\text{TiO}_2$	1,63	0,78	0,76	2,31	0,51	1,71	0,52
$\text{Al}_2\text{O}_3$	19,33	19,7	17,14	18,07	11,98	19,2	9,81
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	tr.	tr.	0,01	0,01	0,14	0,01	0,14
$\text{Fe}_2\text{O}_3^1$	12,2	9,16	6,7	11,2	8,91	10,97	10,05
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	3,18	2,55	2,37	2,91	2,39	2,97	2,62
$\text{FeO}$	8,11	5,94	3,89	7,45	5,86	7,2	6,68
$\text{MnO}$	0,17	0,15	0,11	0,23	0,15	0,16	0,17
$\text{MgO}$	6,24	6,2	2,71	7,67	11,95	6,02	14,89
$\text{CaO}$	10,14	10,61	6,3	9,89	8,37	9,26	8,03
$\text{Na}_2\text{O}$	1,49	1,63	2,67	1,07	1,29	1,53	1,34
$\text{K}_2\text{O}$	0,99	1,33	2,38	1,32	1,06	1,11	0,79
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,28	0,06	0,11	0,05	0,08	0,08	0,07
LOI	1,23	1,43	1,15	1,52	2,12	0,97	1,98
Total	99,71	100,38	100,45	100,67	99,57	100,5	99,61
Mg#	57,82	65,06	55,41	64,75	78,43	59,86	79,89
Norma CIPW (% en pes)							
<i>Q</i>	0	1,54	17,21	1,74	5,92	4,68	2
<i>C</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>or</i>	5,83	7,84	14,09	7,79	6,25	6,55	4,69
<i>ab</i>	12,61	13,8	22,63	9,05	10,89	12,97	11,31
<i>an</i>	43,14	42,5	27,73	40,62	23,8	42,22	18,41
<i>di</i>	4,33	7,86	2,27	6,56	13,74	2,59	16,7
<i>hy</i>	23,3	19,41	9,79	23,84	31,44	21,98	38,7
<i>ol</i>	0,01	0	0	0	0	0	0
<i>mt</i>	4,61	3,7	3,43	4,22	3,46	4,3	3,79
<i>il</i>	3,1	1,49	1,45	4,38	0,97	3,25	0,99
<i>ap</i>	0,67	0,15	0,27	0,12	0,19	0,18	0,16
Suma	97,58	98,29	98,87	98,32	96,66	98,73	96,76
Pl (% An)	77,39	75,49	55,06	81,79	68,6	76,51	61,96



Anàlisi d'elements majoritaris i norma CIPW del Complex de Susqueda.  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\ddagger}$  correspon al valor original obtingut per FRX,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  i  $\text{FeO}$  calculats segons el mètode de LE MAITRE (1976b). Norma CIPW segons el mètode de HUTCHISON (1974). tr. traces.  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  a partir del valor obtingut per ICP-MS. (Pàgina 4 de 16)

Mostra	S16-43	S16-48	S16-49	S16-50	S16-51	S16-54	S16-60
Elements majoritaris (% en pes)							
$\text{SiO}_2$	67,45	41,98	42,63	51,34	67,33	53,93	44,7
$\text{TiO}_2$	0,45	0,34	0,31	0,42	0,48	1,29	3,74
$\text{Al}_2\text{O}_3$	15,51	9,79	5,78	14,3	16,56	17,84	16,14
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	0,01	0,19	0,51	0,08	0,01	tr.	tr.
$\text{Fe}_2\text{O}_3^{\ddagger}$	3,63	13,06	12,1	7,98	4,36	9,36	10,89
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	1,52	2,77	2,43	2,26	1,68	2,87	2,8
$\text{FeO}$	1,9	9,26	8,7	5,14	2,41	5,84	7,28
$\text{MnO}$	0,09	0,17	0,17	0,14	0,05	0,13	0,19
$\text{MgO}$	1,45	23,74	25,21	11,69	1,19	4,58	7,97
$\text{CaO}$	1,89	5,37	3,09	8,91	3,2	7,91	10,48
$\text{Na}_2\text{O}$	3,49	0,62	0,33	1,32	4,65	2,03	1,26
$\text{K}_2\text{O}$	3,52	0,29	0,13	1,68	1,21	1,69	1,16
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,12	0,08	0,05	0,06	0,19	0,12	0,05
LOI	1,57	4,22	—	—	1,23	1,01	1,5
Total	99,19	99,86	90,31	97,93	100,45	99,89	98,08
Mg#	57,57	82,05	83,79	80,21	46,82	58,31	66,13
Norma CIPW (% en pes)							
<i>Q</i>	27,05	0	0	1	26,54	10,12	0
<i>C</i>	2,81	0	0	0	2,24	0	0
<i>or</i>	20,79	1,73	0,78	9,94	7,12	9,97	6,83
<i>ab</i>	29,54	5,21	2,76	11,18	39,32	17,19	10,69
<i>an</i>	8,59	23,09	13,9	28,1	14,64	34,58	34,95
<i>di</i>	0	2,42	0,84	12,51	0	3,18	13,36
<i>hy</i>	5,29	18,67	41,72	30,32	5,31	16,31	18,54
<i>ol</i>	0	38,44	24,59	0	0	0	0,12
<i>mt</i>	2,2	4,01	3,52	3,28	2,44	4,16	4,06
<i>il</i>	0,85	0,65	0,6	0,81	0,9	2,46	7,11
<i>ap</i>	0,3	0,19	0,13	0,14	0,45	0,27	0,11
Suma	97,41	94,42	88,85	97,29	98,96	98,24	95,78
Pl (% An)	22,52	81,59	83,42	71,53	27,14	66,8	76,58

Anàlisi d'elements majoritaris i norma CIPW del Complex de Susqueda.  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\ddagger}$  correspon al valor original obtingut per FRX,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  i  $\text{FeO}$  calculats segons el mètode de LE MAITRE (1976b). Norma CIPW segons el mètode de HUTCHISON (1974). tr. traces.  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  a partir del valor obtingut per ICP-MS. (Pàgina 5 de 16)

Mostra	S16-61	S16-68 B	S16-69	S16-70	S16-71	S16-77	S16-78
Elements majoritaris (% en pes)							
$\text{SiO}_2$	52,79	54,96	51,94	57,09	53,02	42,04	41,38
$\text{TiO}_2$	0,41	1,72	0,44	0,91	0,55	0,29	0,23
$\text{Al}_2\text{O}_3$	19,02	12,83	16,37	17,58	13,54	5,9	5,94
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	tr.	0,01	tr.	tr.	tr.	0,21	0,25
$\text{Fe}_2\text{O}_3^{\ddagger}$	6,75	9,17	9,03	8	8,97	13,97	13,36
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	1,76	2,59	2,27	2,56	2,71	2,78	2,68
$\text{FeO}$	4,48	5,92	6,08	4,89	5,63	10,06	9,61
$\text{MnO}$	0,12	0,12	0,16	0,11	0,16	0,18	0,17
$\text{MgO}$	7,74	7,2	9,78	5	12,52	27,83	29
$\text{CaO}$	10,85	7,01	11,09	7,41	6,65	3,85	3,51
$\text{Na}_2\text{O}$	1,44	1,89	1,04	2,23	1,57	0,28	0,31
$\text{K}_2\text{O}$	0,66	0,87	0,73	1,8	2,02	0,15	0,21
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,04	0,23	0,05	0,09	0,07	0,06	0,04
LOI	1,18	2,05	0,86	1,01	1,56	—	5,29
Total	100,99	98,07	101,48	101,24	100,63	94,74	99,69
Mg#	75,48	68,44	74,13	64,55	79,86	83,14	84,33
Norma CIPW (% en pes)							
<i>Q</i>	6,52	14,77	4,5	12,38	1,88	0	0
<i>C</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>or</i>	3,88	5,16	4,31	10,65	11,91	0,87	1,24
<i>ab</i>	12,22	15,99	8,81	18,86	13,32	2,41	2,62
<i>an</i>	43,48	23,95	37,83	32,66	23,92	14,38	14,2
<i>di</i>	8,07	7,45	13,52	2,87	6,86	3,43	2,35
<i>hy</i>	21,73	20,48	26,73	16,64	35,43	27,35	22,92
<i>ol</i>	0	0	0	0	0	40,28	45,35
<i>mt</i>	2,55	3,76	3,28	3,72	3,92	4,03	3,88
<i>il</i>	0,77	3,27	0,83	1,73	1,04	0,54	0,44
<i>ap</i>	0,1	0,55	0,13	0,21	0,17	0,14	0,09
Suma	99,32	95,37	99,95	99,7	98,45	93,42	93,09
Pl (% An)	78,06	59,96	81,11	63,39	64,23	85,64	84,4

Anàlisi d'elements majoritaris i norma CIPW del Complex de Susqueda.  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\ddagger}$  correspon al valor original obtingut per FRX,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  i FeO calculats segons el mètode de LE MAITRE (1976b). Norma CIPW segons el mètode de HUTCHISON (1974). tr. traces.  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  a partir del valor obtingut per ICP-MS. (Pàgina 6 de 16)

Mostra	S16-88	S16-91	S16-100	S16-101	S16-103	S16-104 R	S16-106
Elements majoritaris (% en pes)							
$\text{SiO}_2$	67,45	47,41	54,79	48,75	52,7	48,45	69,52
$\text{TiO}_2$	0,41	0,52	0,56	2,5	0,16	3,43	0,38
$\text{Al}_2\text{O}_3$	15,61	18,98	10,88	19,39	19,62	18,53	16
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	tr.	0,02	tr.	tr.	0,01	tr.	tr.
$\text{Fe}_2\text{O}_3^{\ddagger}$	2,72	6,55	9,64	11,34	7,65	12,26	3,62
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	1,17	1,76	2,48	3,17	1,99	2,77	1,54
FeO	1,39	4,31	6,44	7,34	5,09	8,53	1,87
MnO	0,06	0,13	0,18	0,17	0,12	0,16	0,05
MgO	1,33	9,37	13,46	5,76	6,55	5,91	0,91
CaO	1,48	9,92	7,5	7,35	8,6	5,85	2,95
$\text{Na}_2\text{O}$	5,04	1,75	1,23	1,64	1,38	0,83	3,39
$\text{K}_2\text{O}$	2,53	0,95	0,61	1,38	0,7	0,23	3,82
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,14	0,05	0,06	0,1	0,04	0,04	0,15
LOI	1,62	2,86	1,66	1,55	0,85	0,45	0,74
Total	98,39	98,5	100,56	99,92	98,39	96,13	101,53
Mg#	63,03	79,5	78,85	58,31	69,66	55,27	46,51
Norma CIPW (% en pes)							
<i>Q</i>	23,24	0	8,29	6,69	10,43	17,88	27,18
<i>C</i>	2,22	0	0	2,08	1,06	6,38	1,27
<i>or</i>	14,98	5,64	3,58	8,17	4,14	1,36	22,55
<i>ab</i>	42,65	14,85	10,41	13,84	11,71	7,01	28,7
<i>an</i>	6,41	41,08	22,36	35,8	42,37	28,74	13,69
<i>di</i>	0	6,21	11,54	0	0	0	0
<i>hy</i>	4,31	17,45	37,21	21,4	23,98	22,72	3,9
<i>ol</i>	0	6,26	0	0	0	0	0
<i>mt</i>	1,7	2,56	3,6	4,59	2,89	4,02	2,23
<i>il</i>	0,79	0,99	1,07	4,75	0,3	6,52	0,72
<i>ap</i>	0,33	0,11	0,14	0,25	0,1	0,09	0,35
Suma	96,63	95,15	98,19	97,56	96,97	94,73	100,6
Pl (% An)	13,07	73,45	68,23	72,13	78,35	80,4	32,29

Anàlisi d'elements majoritaris i norma CIPW del Complex de Susqueda.  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\ddagger}$  correspon al valor original obtingut per FRX,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  i  $\text{FeO}$  calculats segons el mètode de LE MAITRE (1976b). Norma CIPW segons el mètode de HUTCHISON (1974). tr. traces.  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  a partir del valor obtingut per ICP-MS. (Pàgina 7 de 16)

Mostra	S16-109	S16-112	S16-113	S16-114	S16-115M	S16-115F	S16-124
Elements majoritaris (% en pes)							
$\text{SiO}_2$	54	70,35	48,6	47,7	64,33	64,21	70,75
$\text{TiO}_2$	0,74	0,37	0,38	0,21	0,65	0,56	0,26
$\text{Al}_2\text{O}_3$	17,04	15,57	18,15	20,7	16,73	17,08	15,91
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	0,02	tr.	0,03	0,04	0,01	tr.	tr.
$\text{Fe}_2\text{O}_3^{\ddagger}$	8,35	3,47	6,79	6,95	5,78	4,66	2,85
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2,21	1,48	1,82	1,73	2,11	1,99	1,28
$\text{FeO}$	5,53	1,79	4,47	4,69	3,3	2,4	1,41
$\text{MnO}$	0,12	0,05	0,14	0,11	0,08	0,06	0,05
$\text{MgO}$	7,37	0,95	8,67	8,11	2,17	1,35	0,87
$\text{CaO}$	10,32	2,68	11,09	10,36	4,51	3,57	1,95
$\text{Na}_2\text{O}$	1,24	2,81	0,89	0,79	2,93	2,63	3,4
$\text{K}_2\text{O}$	0,9	4,38	1,72	1,18	2,36	4,93	4,56
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,03	0,1	0,04	0,02	0,14	0,22	0,16
LOI	1,34	0,66	2,14	2,05	0,61	0,71	0,94
Total	101,48	101,38	98,65	98,23	100,29	99,96	101,69
Mg#	70,39	48,59	77,58	75,51	53,94	49,99	52,27
Norma CIPW (% en pes)							
<i>Q</i>	9,74	29,67	0,45	1,55	24,25	20,16	27,95
<i>C</i>	0	1,57	0	0	1,5	1,46	2,21
<i>or</i>	5,3	25,87	10,16	6,99	13,93	29,11	26,94
<i>ab</i>	10,49	23,82	7,57	6,69	24,78	22,22	28,81
<i>an</i>	38,29	12,63	40,44	49,44	21,44	16,29	8,63
<i>di</i>	10,25	0	11,44	1,46	0	0	0
<i>hy</i>	20,76	3,9	22,47	26,53	8,77	5,31	3,35
<i>ol</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>mt</i>	3,2	2,14	2,64	2,51	3,07	2,88	1,85
<i>il</i>	1,41	0,7	0,72	0,4	1,24	1,06	0,5
<i>ap</i>	0,06	0,24	0,1	0,05	0,34	0,52	0,37
Suma	99,51	100,53	95,99	95,62	99,33	99	100,61
Pl (% An)	78,49	34,66	84,23	88,08	46,39	42,3	23,06

Anàlisi d'elements majoritaris i norma CIPW del Complex de Susqueda.  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\dagger}$  correspon al valor original obtingut per FRX,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  i  $\text{FeO}$  calculats segons el mètode de LE MAITRE (1976b). Norma CIPW segons el mètode de HUTCHISON (1974). tr. traces.  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  a partir del valor obtingut per ICP-MS. (Pàgina 8 de 16)

Mostra	S16-135	S17-2	S17-3	S17-5	S17-6	S17-7	S17-9
Elements majoritaris (% en pes)							
$\text{SiO}_2$	67,87	50,23	50,48	52,75	48,91	50,77	52,99
$\text{TiO}_2$	0,45	1,05	0,34	0,9	0,44	1,03	1,45
$\text{Al}_2\text{O}_3$	16,25	19,77	19,97	9,74	8,97	19,35	20,57
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	tr.	tr.	tr.	tr.	0,1	tr.	tr.
$\text{Fe}_2\text{O}_3^{\dagger}$	4,28	10,75	7,32	11,37	10,29	9,54	8,67
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	1,86	2,98	2,03	3	2,32	2,69	2,47
$\text{FeO}$	2,17	6,99	4,75	7,52	7,16	6,16	5,58
$\text{MnO}$	0,05	0,19	0,15	0,21	0,16	0,17	0,16
$\text{MgO}$	1,2	6,77	7,96	12,06	18,13	6,79	5,43
$\text{CaO}$	2,06	8,8	10,48	10,14	9,29	8,48	8,38
$\text{Na}_2\text{O}$	3,14	1,9	1,72	1,65	0,63	1,96	1,28
$\text{K}_2\text{O}$	4,48	0,94	1,12	0,56	0,39	1,02	1,67
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,17	0,16	0,05	0,07	0,05	0,08	0,08
LOI	1,17	1,47	1,53	1,28	2,54	1,87	0,9
Total	101,11	102,03	101,11	100,74	99,91	101,06	101,58
Mg#	49,61	63,33	74,9	74,09	81,87	66,26	63,42
Norma CIPW (% en pes)							
<i>Q</i>	25,9	2,98	0,67	3,81	0	4,05	10,56
<i>C</i>	2,9	0	0	0	0	0	1,61
<i>or</i>	26,48	5,55	6,64	3,33	2,31	6,02	9,89
<i>ab</i>	26,59	16,07	14,59	13,94	5,34	16,54	10,83
<i>an</i>	9,09	42,65	43,43	17,52	20,5	41,02	41,03
<i>di</i>	0	0	6,62	25,94	20,12	0,4	0
<i>hy</i>	4,81	25,85	23,41	27,86	37,61	24,43	19,62
<i>ol</i>	0	0	0	0	6,28	0	0
<i>mt</i>	2,69	4,32	2,95	4,36	3,37	3,9	3,58
<i>il</i>	0,85	2	0,64	1,71	0,84	1,96	2,76
<i>ap</i>	0,41	0,37	0,11	0,16	0,12	0,2	0,19
Suma	99,72	99,8	99,06	98,63	96,48	98,51	100,07
Pl (% An)	25,48	72,63	74,86	55,69	79,32	71,26	79,13

Anàlisi d'elements majoritaris i norma CIPW del Complex de Susqueda.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  correspon al valor original obtingut per FRX,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  i  $\text{FeO}$  calculats segons el mètode de LE MAITRE (1976b). Norma CIPW segons el mètode de HUTCHISON (1974). tr. traces.  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  a partir del valor obtingut per ICP-MS. (Pàgina 9 de 16)

Mostra	S17-14	S17-19	S17-26	S17-38	S17-43	S17-47	S17-50
Elements majoritaris (% en pes)							
$\text{SiO}_2$	42,91	49,23	45,04	51,28	55,28	47,31	50,77
$\text{TiO}_2$	0,25	1,86	2,18	0,45	1,13	0,31	0,48
$\text{Al}_2\text{O}_3$	8,02	18,97	19,57	10,99	18,31	6,27	9,69
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	0,31	tr.	tr.	tr.	tr.	0,27	tr.
$\text{Fe}_2\text{O}_3^{\dagger}$	11,49	11,79	14,26	9,74	9,38	11,24	9,68
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2,49	3,31	3,71	2,62	3,12	2,47	2,4
$\text{FeO}$	8,1	7,62	9,48	6,4	5,63	7,89	6,55
$\text{MnO}$	0,15	0,17	0,24	0,18	0,15	0,17	0,18
$\text{MgO}$	25,61	4,93	6,09	13,73	4,14	21,8	15,1
$\text{CaO}$	4,67	9,43	10,4	10,29	5,85	10,25	11,01
$\text{Na}_2\text{O}$	0,7	1,98	1,54	1,28	1,48	0,6	0,98
$\text{K}_2\text{O}$	0,32	1,06	0,98	1,19	3,12	0,28	0,74
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,08	0,22	0,39	0,04	0,19	0,04	0,05
LOI	4,09	1,73	1,39	1,93	2,18	1,69	1,42
Total	98,61	101,36	102,1	101,1	101,22	100,23	100,11
Mg#	84,94	53,52	53,4	79,27	56,73	83,13	80,43
Norma CIPW (% en pes)							
<i>Q</i>	0	4,08	0	0	13,72	0	0
<i>C</i>	0	0	0	0	2,3	0	0
<i>or</i>	1,9	6,24	5,82	7,02	18,44	1,65	4,39
<i>ab</i>	5,93	16,76	13,07	10,83	12,54	5,08	8,3
<i>an</i>	17,78	39,76	43,56	20,74	27,82	13,59	19,84
<i>di</i>	3,85	4,55	4,47	23,99	0	29,42	27,45
<i>hy</i>	22,19	18,55	17,16	29,1	16,49	20,47	31,83
<i>ol</i>	37,4	0	5,13	2,04	0	22,93	1,64
<i>mt</i>	3,6	4,8	5,38	3,79	4,53	3,58	3,48
<i>il</i>	0,48	3,53	4,14	0,85	2,14	0,59	0,92
<i>ap</i>	0,2	0,52	0,93	0,09	0,44	0,09	0,12
Suma	93,32	98,79	99,67	98,47	98,42	97,4	97,97
Pl (% An)	74,98	70,35	76,92	65,7	68,92	72,8	70,52

Anàlisi d'elements majoritaris i norma CIPW del Complex de Susqueda.  $\text{Fe}_2\text{O}_3^1$  correspon al valor original obtingut per FRX,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  i FeO calculats segons el mètode de LE MAITRE (1976b). Norma CIPW segons el mètode de HUTCHISON (1974). tr. traces.  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  a partir del valor obtingut per ICP-MS. (Pàgina 10 de 16)

Mostra	S17-54	S17-55	S17-71	S17-73	S17-75	S17-77	S17-78
Elements majoritaris (% en pes)							
$\text{SiO}_2$	53,29	52,25	66,9	62,3	52,11	58,57	57,07
$\text{TiO}_2$	0,6	1,55	0,58	1,04	0,44	0,99	0,79
$\text{Al}_2\text{O}_3$	17,85	17,51	17,29	17,46	18,8	18,16	18,49
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	tr.	tr.	tr.	0,01	0,01	tr.	tr.
$\text{Fe}_2\text{O}_3^1$	7,98	9,41	4,73	7,01	7,82	7,78	7,62
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2,3	2,82	2,02	2,53	2,18	2,6	2,54
FeO	5,1	5,92	2,44	4,03	5,08	4,66	4,57
MnO	0,13	0,17	0,07	0,12	0,14	0,12	0,13
MgO	7,47	6,73	1,24	2,58	7,89	3,05	4,04
CaO	9,35	8,82	3,19	4,78	10,74	7,28	7,96
$\text{Na}_2\text{O}$	1,94	1,72	4,11	2,51	1,73	2,38	2,79
$\text{K}_2\text{O}$	1,15	1,83	3,27	2,73	1,05	2,07	1,73
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,08	0,08	0,18	0,23	0,05	0,16	0,16
LOI	0,87	1,23	0,66	1,5	1,43	1,22	1,58
Total	100,69	101,29	102,22	102,25	102,21	101,78	102,36
Mg#	72,3	66,93	47,59	53,28	73,48	53,86	61,19
Norma CIPW (% en pes)							
<i>Q</i>	5,64	5,54	21,37	22,09	2,91	15,37	10,44
<i>C</i>	0	0	1,61	2,24	0	0	0
<i>or</i>	6,79	10,83	19,35	16,12	6,18	12,24	10,2
<i>ab</i>	16,37	14,53	34,8	21,23	14,62	20,12	23,6
<i>an</i>	36,61	34,67	14,65	22,21	40,46	32,76	32,83
<i>di</i>	7,44	6,85	0	0	10,03	1,85	4,56
<i>hy</i>	21,75	19,77	5,08	10,23	21,9	11,68	13,1
<i>ol</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>mt</i>	3,34	4,08	2,93	3,67	3,16	3,76	3,68
<i>il</i>	1,15	2,94	1,1	1,97	0,84	1,89	1,5
<i>ap</i>	0,18	0,2	0,43	0,54	0,11	0,38	0,38
Suma	99,27	99,41	101,31	100,31	100,21	100,05	100,29
Pl (% An)	69,1	70,46	29,63	51,13	73,46	61,96	58,17

Anàlisi d'elements majoritaris i norma CIPW del Complex de Susqueda.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  correspon al valor original obtingut per FRX,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  i  $\text{FeO}$  calculats segons el mètode de LE MAITRE (1976b). Norma CIPW segons el mètode de HUTCHISON (1974). tr. traces.  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  a partir del valor obtingut per ICP-MS. (Pàgina 11 de 16)

Mostra	S17-81	S17-83	S18-1	S18-2	S18-3	S18-9	S18-11
Elements majoritaris (% en pes)							
$\text{SiO}_2$	46,08	76,32	51,62	69,82	74,33	70,71	50,19
$\text{TiO}_2$	0,88	0,11	0,64	0,37	0,24	0,34	0,74
$\text{Al}_2\text{O}_3$	14,32	12,63	19,38	16,27	13,7	15,81	11,92
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
$\text{Fe}_2\text{O}_3^{\dagger}$	9,87	1,5	9,34	3,59	2,11	2,9	10,69
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2,65	0,68	2,53	1,56	0,93	1,23	2,72
$\text{FeO}$	6,49	0,73	6,12	1,82	1,06	1,5	7,16
$\text{MnO}$	0,14	0,04	0,13	0,05	0,09	0,05	0,17
$\text{MgO}$	14,87	0,31	7,13	1,08	0,63	0,94	14,59
$\text{CaO}$	8,99	0,51	9,95	1,54	1,78	2,18	8,31
$\text{Na}_2\text{O}$	0,81	3,03	1,61	3,56	3,18	3,58	0,78
$\text{K}_2\text{O}$	1,98	4,87	0,93	3,92	4,25	3,56	1,23
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,06	0,05	0,12	0,15	0,08	0,07	0,07
LOI	1,82	0,65	1,02	1,45	0,51	1,39	1,68
Total	99,79	100,01	101,87	101,8	100,9	101,53	100,36
Mg#	80,33	42,93	67,52	51,35	51,33	52,82	78,4
Norma CIPW (% en pes)							
<i>Q</i>	0	38,34	4,52	28,89	34,62	29,83	0,37
<i>C</i>	0	1,56	0	3,71	0,82	2,28	0
<i>or</i>	11,69	28,76	5,52	23,19	25,13	21,02	7,29
<i>ab</i>	6,82	25,66	13,58	30,13	26,88	30,31	6,57
<i>an</i>	29,62	2,21	42,91	6,69	8,31	10,34	25,39
<i>di</i>	11,63	0	4,58	0	0	0	12,27
<i>hy</i>	11,44	1,44	23,89	4,25	2,52	3,6	40,48
<i>ol</i>	20,42	0	0	0	0	0	0
<i>mt</i>	3,85	0,99	3,67	2,26	1,34	1,79	3,95
<i>il</i>	1,66	0,2	1,22	0,69	0,46	0,64	1,41
<i>ap</i>	0,13	0,12	0,28	0,35	0,19	0,17	0,17
Suma	97,26	99,29	100,18	100,16	100,29	99,99	97,89
Pl (% An)	81,29	7,92	75,96	18,18	23,62	25,43	79,45



Anàlisi d'elements majoritaris i norma CIPW del Complex de Susqueda.  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\ddagger}$  correspon al valor original obtingut per FRX,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  i  $\text{FeO}$  calculats segons el mètode de LE MAITRE (1976b). Norma CIPW segons el mètode de HUTCHISON (1974). tr. traces.  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  a partir del valor obtingut per ICP-MS. (Pàgina 12 de 16)

Mostra	S18-21	S18-24	S18-27	S18-28	S18-29F	S18-29FM	S18-29M
Elements majoritaris (% en pes)							
$\text{SiO}_2$	56,6	73,88	50,12	60,36	58,24	55,37	59,5
$\text{TiO}_2$	1,02	0,11	0,31	0,98	0,72	1,05	0,94
$\text{Al}_2\text{O}_3$	18,06	14,05	18,15	16,51	19,58	19,17	17,38
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	0,01	tr.	0,01	tr.	tr.	tr.	tr.
$\text{Fe}_2\text{O}_3^{\ddagger}$	7,36	1,04	6,38	7,26	5,5	8,11	7,46
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2,47	0,49	1,76	2,52	2,06	3,02	2,61
$\text{FeO}$	4,39	0,49	4,15	4,26	3,1	4,57	4,36
$\text{MnO}$	0,13	0,03	0,13	0,1	0,07	0,1	0,1
$\text{MgO}$	4,38	0,28	8,53	2,68	1,9	2,79	2,8
$\text{CaO}$	7,47	1,41	11,45	5,14	5,69	5,39	5,02
$\text{Na}_2\text{O}$	2,83	2,79	1,31	2,09	3,21	2,82	2,17
$\text{K}_2\text{O}$	1,83	5,87	1,52	2,74	2,75	3,27	2,83
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,32	0,06	0,04	0,15	0,27	0,32	0,19
LOI	1,6	0,71	1,65	1,13	1,3	1,44	1,57
Total	101,6	100,23	99,61	99,15	99,22	99,82	99,96
Mg#	63,98	50,25	78,57	52,84	52,18	52,11	53,41
Norma CIPW (% en pes)							
<i>Q</i>	10,27	31,76	0,64	21,15	13,47	9,68	19,63
<i>C</i>	0	0,68	0	1,11	1,62	1,96	2,08
<i>or</i>	10,79	34,69	8,97	16,2	16,24	19,3	16,72
<i>ab</i>	23,91	23,59	11,08	17,7	27,16	23,88	18,35
<i>an</i>	31,2	6,63	39,17	24,54	26,47	24,66	23,64
<i>di</i>	3,07	0	13,86	0	0	0	0
<i>hy</i>	14,01	1,06	20,52	10,98	7,65	11,3	11,47
<i>ol</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>mt</i>	3,59	0,71	2,56	3,65	2,98	4,38	3,79
<i>il</i>	1,94	0,22	0,59	1,87	1,37	1,99	1,78
<i>ap</i>	0,75	0,13	0,1	0,35	0,64	0,75	0,45
Suma	99,52	99,47	97,49	97,56	97,59	97,89	97,91
Pl (% An)	56,61	21,94	77,95	58,09	49,36	50,8	56,29

Anàlisi d'elements majoritaris i norma CIPW del Complex de Susqueda.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  correspon al valor original obtingut per FRX,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  i  $\text{FeO}$  calculats segons el mètode de LE MAITRE (1976b). Norma CIPW segons el mètode de HUTCHISON (1974). tr. traces.  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  a partir del valor obtingut per ICP-MS. (Pàgina 13 de 16)

Mostra	S18-30F	S18-30M	S18-31	S18-33	S18-34	S18-35	S18-36
Elements majoritaris (% en pes)							
$\text{SiO}_2$	61,27	60,54	49,24	62,2	58,61	60,18	52,86
$\text{TiO}_2$	0,77	1,01	1,16	0,59	0,72	0,69	0,19
$\text{Al}_2\text{O}_3$	17,77	16,69	16,95	18,14	19,63	18,39	18,19
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	tr.	tr.	0,01	tr.	tr.	tr.	0,03
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	5,94	7,65	11,29	5,01	5,57	5,68	5,49
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2,2	2,66	3,45	2,01	2,2	2,22	1,8
$\text{FeO}$	3,36	4,49	7,04	2,69	3,02	3,11	3,31
$\text{MnO}$	0,08	0,11	0,14	0,07	0,08	0,07	0,17
$\text{MgO}$	1,96	2,7	6,22	1,43	1,87	1,77	7,41
$\text{CaO}$	5,24	5,32	8,54	4,67	5,34	4,94	8,78
$\text{Na}_2\text{O}$	2,76	2,1	1,5	3,14	3,06	2,88	2,5
$\text{K}_2\text{O}$	2,87	2,72	2,47	3,6	3,69	3,57	2,1
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,22	0,15	0,06	0,21	0,27	0,27	0,06
LOI	0,98	1,03	1,83	0,67	1,33	1,01	1,93
Total	99,87	100,03	99,41	99,71	100,15	99,45	99,71
Mg#	50,96	51,75	61,16	48,55	52,38	50,33	79,95
Norma CIPW (% en pes)							
<i>Q</i>	19,22	20,81	1,93	17,5	12,03	16,04	0,89
<i>C</i>	1,12	0,98	0	1,09	1,53	1,46	0
<i>or</i>	16,95	16,1	14,58	21,29	21,8	21,07	12,42
<i>ab</i>	23,39	17,77	12,7	26,58	25,86	24,35	21,12
<i>an</i>	24,55	25,4	32,24	21,77	24,76	22,74	32,21
<i>di</i>	0	0	7,91	0	0	0	8,72
<i>hy</i>	8,12	11,31	20,09	5,99	7,33	7,28	18,89
<i>ol</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>mt</i>	3,19	3,85	5,01	2,91	3,2	3,21	2,62
<i>il</i>	1,45	1,93	2,2	1,12	1,37	1,31	0,37
<i>ap</i>	0,53	0,36	0,14	0,5	0,63	0,65	0,15
Suma	98,53	98,5	96,79	98,76	98,5	98,11	97,4
Pl (% An)	51,21	58,83	71,74	45,03	48,91	48,29	60,39

Anàlisi d'elements majoritaris i norma CIPW del Complex de Susqueda.  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\ddagger}$  correspon al valor original obtingut per FRX,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  i  $\text{FeO}$  calculats segons el mètode de LE MAITRE (1976b). Norma CIPW segons el mètode de HUTCHISON (1974). tr. traces.  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  a partir del valor obtingut per ICP-MS. (Pàgina 14 de 16)

Mostra	S18-37	S18-38	S18-39	S18-42	S18-43	S18-44	S18-45
Elements majoritaris (% en pes)							
$\text{SiO}_2$	49,82	50,38	50,78	50,44	50,02	51,92	49,28
$\text{TiO}_2$	0,63	0,63	1,56	0,56	0,53	0,98	0,57
$\text{Al}_2\text{O}_3$	16,46	16,07	19,36	19,41	23,93	18,69	10,13
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	0,03	0,03	tr.	0,01	tr.	tr.	0,12
$\text{Fe}_2\text{O}_3^{\ddagger}$	8,75	8,63	9,97	8,36	4,98	8,64	10,89
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2,43	2,33	3,14	2,47	1,56	2,3	2,52
$\text{FeO}$	5,68	5,66	6,15	5,29	3,08	5,7	7,52
$\text{MnO}$	0,16	0,15	0,19	0,16	0,1	0,12	0,17
$\text{MgO}$	9,2	9,06	4,51	7,04	3,91	6,78	17,07
$\text{CaO}$	8,93	8,94	8,55	8,34	9,69	8,84	7,75
$\text{Na}_2\text{O}$	0,6	0,56	2,21	1,82	1,85	1,42	0,86
$\text{K}_2\text{O}$	2,3	2,01	1,99	1,72	2,3	0,94	0,36
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,07	0,06	0,26	0,1	0,08	0,08	0,04
LOI	2,54	2,54	1,31	2,31	2,44	1,17	—
Total	99,48	99,07	100,68	100,25	99,84	99,58	97,24
Mg#	74,29	74,05	56,66	70,35	69,32	67,97	80,19
Norma CIPW (% en pes)							
<i>Q</i>	3,2	5,27	3,88	2,23	2,42	8,31	0
<i>C</i>	0	0	0	0	0,97	0	0
<i>or</i>	13,61	11,9	11,74	10,16	13,6	5,57	2,15
<i>ab</i>	5,06	4,73	18,69	15,37	15,66	11,98	7,24
<i>an</i>	35,42	35,39	37,03	39,72	47,54	41,85	22,72
<i>di</i>	6,76	6,9	3,01	0,79	0	1,19	12,3
<i>hy</i>	27,34	26,97	16,23	24,19	13,41	23,49	45,16
<i>ol</i>	0	0	0	0	0	0	1,87
<i>mt</i>	3,53	3,38	4,55	3,59	2,26	3,34	3,66
<i>il</i>	1,21	1,21	2,97	1,07	1,01	1,85	1,09
<i>ap</i>	0,16	0,13	0,61	0,24	0,2	0,19	0,11
Suma	96,29	95,87	98,71	97,36	97,07	97,78	96,29
Pl (% An)	87,5	88,21	66,45	72,1	75,22	77,75	75,84

Anàlisi d'elements majoritaris i norma CIPW del Complex de Susqueda.  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\ddagger}$  correspon al valor original obtingut per FRX,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  i  $\text{FeO}$  calculats segons el mètode de LE MAITRE (1976b). Norma CIPW segons el mètode de HUTCHISON (1974). tr. traces.  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  a partir del valor obtingut per ICP-MS. (Pàgina 15 de 16)

Mostra	S18-46	S18-LC	wp193A	SQ-2	SQ-3	SQ-6	SQ-7
Elements majoritaris (% en pes)							
$\text{SiO}_2$	46,1	49,24	48,09	45,62	49,99	48,32	67,26
$\text{TiO}_2$	0,42	1,16	0,51	0,37	0,74	0,41	0,35
$\text{Al}_2\text{O}_3$	9,49	16,95	9,5	8,2	14,52	19,21	16,03
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	0,14	tr.	0,11	0,15	0,04	0,02	tr.
$\text{Fe}_2\text{O}_3^{\ddagger}$	11,89	3,33	11,17	10,91	8,87	7,54	3,08
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2,6	1,02	2,55	2,39	2,49	1,96	1,29
$\text{FeO}$	8,35	2,08	7,75	7,66	5,74	5,01	1,61
$\text{MnO}$	0,18	0,14	0,17	0,18	0,16	0,13	0,04
$\text{MgO}$	21,04	6,22	18,25	21,93	11,43	8,41	0,84
$\text{CaO}$	6,04	8,54	8,28	5,66	8,82	9,25	2,75
$\text{Na}_2\text{O}$	0,75	1,5	0,68	0,85	1,77	1,39	3,3
$\text{K}_2\text{O}$	0,17	2,47	0,47	0,11	1,22	0,94	3,78
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,07	0,06	0,08	0,05	0,11	0,04	0,13
LOI	3,3	1,53	2,54	3,36	2,27	1,76	1,24
Total	99,59	91,14	99,83	97,39	99,95	97,41	98,79
Mg#	81,78	84,24	80,75	83,61	78,03	74,93	48,22
Norma CIPW (% en pes)							
<i>Q</i>	0	5,17	0	0	0	1,62	26,2
<i>C</i>	0	0	0	0	0	0	1,82
<i>or</i>	1,02	14,58	2,76	0,65	7,21	5,56	22,34
<i>ab</i>	6,37	12,7	5,77	7,19	14,98	11,76	27,92
<i>an</i>	22,01	32,24	21,47	18,23	28,07	43,4	12,79
<i>di</i>	5,97	7,65	15,22	7,56	11,94	1,79	0
<i>hy</i>	36,91	13,24	37,35	35,8	27,5	27,25	3,48
<i>ol</i>	18,23	0	8,91	19,31	2,04	0	0
<i>mt</i>	3,77	1,48	3,69	3,46	3,61	2,85	1,87
<i>il</i>	0,79	2,2	0,98	0,7	1,41	0,78	0,67
<i>ap</i>	0,16	0,14	0,18	0,12	0,26	0,09	0,31
Suma	95,23	89,39	96,33	93,04	97	95,09	97,39
Pl (% An)	77,55	71,74	78,81	71,71	65,21	78,68	31,42

Anàlisi d'elements majoritaris i norma CIPW del Complex de Susqueda.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  correspon al valor original obtingut per FRX,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  i FeO calculats segons el mètode de LE MAITRE (1976b). Norma CIPW segons el mètode de HUTCHISON (1974). tr. traces.  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  a partir del valor obtingut per ICP-MS. (Pàgina 16 de 16)

Mostra	SQ-8	SQ-32	SQ-33	SQ-101	SQ-104	SQ-204	SQ-206	3092
Elements majoritaris (% en pes)								
$\text{SiO}_2$	59,79	40,7	47,21	50	52,02	67,81	49,68	52,85
$\text{TiO}_2$	0,75	0,43	0,48	0,65	0,69	0,45	1,9	0,55
$\text{Al}_2\text{O}_3$	17,37	8,79	11,09	19,94	19,07	16,1	19,45	9,34
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	tr.	0,15	0,1	0,01	tr.	tr.	tr.	0,23
$\text{Fe}_2\text{O}_3^{\dagger}$	6,06	11,55	8,96	7,98	8,08	2,89	10,29	8,91
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2,07	2,4	2,16	2,06	2,24	1,22	2,69	2,5
FeO	3,59	8,23	6,11	5,32	5,25	1,5	6,84	5,76
MnO	0,15	0,18	0,16	0,13	0,13	0,07	0,15	0,19
MgO	3,16	24,16	15,76	7,1	6,42	1,34	4	13,13
CaO	5,58	4,6	9,14	10,14	9,13	1,67	8,29	11,28
$\text{Na}_2\text{O}$	2,63	0,61	1,01	1,4	1,33	4,54	1,25	1,72
$\text{K}_2\text{O}$	2	0,23	0,69	0,75	1,42	2,67	1,04	1,1
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,19	0,03	0,04	0,08	0,03	0,13	0,24	0,05
LOI	1,69	5,21	2,49	1,16	1,24	1,66	1,14	1,38
Total	99,37	96,65	97,13	99,34	99,56	99,32	97,44	100,73
Mg#	61,04	83,96	82,13	70,39	68,56	61,46	51,06	80,24
Norma CIPW (% en pes)								
<i>Q</i>	18,92	0	0	4,44	7,36	25,47	11,98	0,27
<i>C</i>	1,19	0	0	0	0	3,02	1,77	0
<i>or</i>	11,82	1,36	4,08	4,43	8,39	15,78	6,15	6,52
<i>ab</i>	22,25	5,16	8,55	11,85	11,25	38,42	10,58	14,56
<i>an</i>	26,44	20,57	23,69	45,91	41,87	7,44	39,56	14,49
<i>di</i>	0	1,63	17,01	3,12	2,6	0	0	32,76
<i>hy</i>	11,81	20,26	27,11	23,43	21,63	4,47	17,44	25,09
<i>ol</i>	0	37,02	9,29	0	0	0	0	0
<i>mt</i>	3	3,48	3,14	2,99	3,25	1,77	3,9	3,63
<i>il</i>	1,43	0,82	0,91	1,24	1,31	0,86	3,61	1,04
<i>ap</i>	0,45	0,07	0,09	0,19	0,07	0,31	0,57	0,12
Suma	97,3	90,37	93,87	97,59	97,74	97,52	95,55	98,49
Pl (% An)	54,3	79,94	73,49	79,49	78,82	16,22	78,9	49,89

Taula B.2: Anàlisi d'elements traça (excepte el grup de les terres rares, v. Taula B.3) del Complex de Susqueda. Totes les unitats en ppm. Les mostres que presenten tots els elements ha estat analitzades amb ICP-MS, les que presenten només V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Zr, Nb, Mo, Sn, Ba, W, Pb i Th han estat analitzades per FRX. i.l.d.: valor inferior al límit de detecció.

	S15-1	S15-2	S15-5	S15-6	S16-1	S16-3	S16-4
Li	27,8	36,9	21	50,2	8,2	22,4	—
Be	1,02	0,9	0,37	0,42	0,29	0,98	—
V	183	137	126	198	83	200	222
Cr	126	62	902	700	2340	308	237
Mn	1190	939	1160	1190	1090	1090	—
Co	44,8	37,1	90,5	80,8	110,5	44,8	43
Ni	57,3	29,2	339	252	940	50,3	35
Cu	34,3	51,6	103	77	14,6	3,7	8
Zn	113	80	96	86	103	105	128
Ga	16,4	17,6	11,15	12,2	6,26	16,15	17
Ge	0,22	0,19	0,39	0,18	0,1	0,25	—
As	1	3,1	2,3	5,3	0,9	0,2	5
Se	<1	<1	1	1	1	<1	—
Rb	52,2	38,2	1,6	9,1	14,9	52,7	82
Sr	186,5	190,5	26,8	98,7	40,4	170	174
Zr	21,4	22,9	32,2	32,7	13,9	23,6	90
Nb	3,9	3,4	3,7	3,9	1,4	4	6
Mo	1,21	0,67	<0,05	0,05	0,06	0,45	i.l.d.
Ag	0,04	0,04	0,08	0,06	0,02	0,01	—
Cd	0,15	0,14	0,07	0,1	0,08	0,15	—
In	0,083	0,061	0,045	0,073	0,044	0,094	—
Sn	4,4	4,2	0,8	1,6	3,2	5,7	i.l.d.
Sb	0,74	0,28	0,07	0,08	<0,05	0,14	—
Te	<0,05	<0,05	0,05	0,05	<0,05	<0,05	—
Cs	1,99	2,31	0,2	1,16	3,21	2,53	—
Ba	140	120	20	180	50	180	443
Hf	0,9	1	1,3	1,5	0,4	1,1	—
Ta	0,68	0,68	0,44	0,53	0,19	0,64	—
W	91,3	115,5	39,8	49,3	15,5	79	53
Re	0,002	<0,002	0,002	0,002	<0,002	0,002	—
Tl	0,47	0,44	0,06	0,11	0,19	0,41	—
Pb	15,4	9,3	1,5	3,4	0,9	5,3	12
Bi	0,04	0,13	0,09	0,1	0,12	0,07	—
Th	3,32	2,95	0,8	1,28	0,77	3,21	7
U	0,8	0,7	0,2	0,3	0,2	0,9	—

Anàlisi d'elements traça (excepte el grup de les terres rares, v. Taula B.3) del Complex de Susqueda. Totes les unitats en ppm. Les mostres que presenten tots els elements ha estat analitzades amb ICP-MS, les que presenten només V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Zr, Nb, Mo, Sn, Ba, W, Pb i Th han estat analitzades per FRX. i.l.d.: valor inferior al límit de detecció. (Pàgina 2 de 12)

	S16-6	S16-10	S16-13	S16-14	S16-16	S16-22	S16-23
Li	33,1	—	—	47,5	8,7	15,8	6,6
Be	0,33	—	—	0,88	0,52	0,86	0,41
V	192	244	188	81	203	133	107
Cr	816	536	123	16	1000	1190	1290
Mn	1160	—	—	492	1340	1170	1220
Co	75,1	57	40	25,3	82,2	91,3	88,2
Ni	175	75	20	13,1	286	614	593
Cu	81,4	12	19	32	120	64,3	40,7
Zn	106	91	87	99	159	110	164
Ga	10,65	14	18	19,7	8,46	11,6	9,89
Ge	0,11	—	—	0,16	0,11	0,19	0,16
As	1,7	4	8	0,5	2,5	0,5	0,7
Se	1	—	—	1	1	<1	1
Rb	7,8	36	33	10	3,4	2	1,5
Sr	75,5	138	164	240	45,4	21,7	21,8
Zr	41,1	71	109	14	33,6	26,6	29,1
Nb	4	6	7	3,1	2,2	2,6	3,3
Mo	0,14	1	i.l.d.	0,24	0,1	<0,05	<0,05
Ag	0,18	—	—	0,08	0,49	0,03	0,04
Cd	0,24	—	—	0,54	0,33	0,4	0,3
In	0,047	—	—	0,039	0,043	0,064	0,056
Sn	1	i.l.d.	1	2,4	1,9	4,1	2,1
Sb	0,08	—	—	0,14	0,05	<0,05	<0,05
Te	<0,05	—	—	<0,05	0,05	<0,05	<0,05
Cs	1	—	—	1,78	0,16	0,25	0,22
Ba	90	171	245	140	40	20	20
Hf	1,6	—	—	0,6	1,1	1,2	1,2
Ta	0,6	—	—	0,63	0,54	0,39	0,34
W	49,7	52	97	90	90,4	45,1	19,6
Re	0,002	—	—	<0,002	<0,002	0,002	0,002
Tl	0,16	—	—	0,45	0,06	0,02	0,02
Pb	17,4	10	10	16,2	43,5	1,2	5,7
Bi	0,1	—	—	0,09	0,6	0,11	0,14
Th	1,79	5	7	1,13	1,86	1,07	0,86
U	0,3	—	—	0,5	0,3	0,3	0,2

Anàlisis d'elements traça (excepte el grup de les terres rares, v. Taula B.3) del Complex de Susqueda. Totes les unitats en ppm. Les mostres que presenten tots els elements ha estat analitzades amb ICP-MS, les que presenten només V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Zr, Nb, Mo, Sn, Ba, W, Pb i Th han estat analitzades per FRX. i.l.d.: valor inferior al límit de detecció. (Pàgina 3 de 12)

	S16-24	S16-26	S16-28	S16-32	S16-36	S16-38	S16-40
Li	39,9	38,4	—	40,9	28,3	22,1	18,1
Be	1,13	0,74	—	0,95	1,05	0,87	0,9
V	314	223	147	546	203	319	214
Cr	16	7	44	94	951	45	978
Mn	1190	1040	—	1560	1060	1120	1230
Co	40,9	38,9	33	40,5	48,7	47	66,1
Ni	12,5	4,8	4	20,8	151	23,3	168
Cu	23,6	25,7	2	55,9	25	25,4	49,9
Zn	163	92	71	126	82	98	91
Ga	24,3	20	18	17,9	13,05	21,4	11,9
Ge	0,33	0,29	—	0,29	0,13	0,24	0,24
As	<0,2	<0,2	7	<0,2	1,9	0,3	1,1
Se	<1	<1	—	<1	1	<1	<1
Rb	14,1	21,3	87	66,4	31,6	21,4	26,9
Sr	272	266	171	195	122	246	98,8
Zr	37,2	19,9	109	17,4	38,6	26,2	38,4
Nb	12,9	4,2	9	5,5	5,5	8,8	3,1
Mo	0,57	0,28	i.l.d.	0,29	0,07	0,8	0,22
Ag	0,12	0,02	—	0,03	0,03	0,04	0,06
Cd	0,36	0,1	—	0,13	0,1	0,09	0,12
In	0,203	0,081	—	0,177	0,077	0,103	0,059
Sn	1,5	2,6	5	4,4	1,7	1,8	1,4
Sb	0,1	0,07	—	0,1	0,1	0,11	0,08
Te	0,05	<0,05	—	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cs	1,12	1,19	—	4,1	1,74	1,5	0,45
Ba	210	160	361	110	170	180	230
Hf	1,7	0,9	—	0,7	1,5	1,1	1,2
Ta	1,08	0,71	—	0,68	0,74	1,12	0,41
W	77	97,9	139	99,8	85,4	125	55,3
Re	0,002	<0,002	—	<0,002	0,002	0,002	0,002
Tl	0,21	0,37	—	1,21	0,34	0,3	0,15
Pb	37,9	4,8	17	3,7	4,4	6,7	5,4
Bi	0,06	0,09	—	0,16	0,05	0,06	0,08
Th	1,13	1,64	8	1,23	2	2,61	3,61
U	0,4	0,6	—	0,4	0,5	0,7	0,6



Anàlisi d'elements traça (excepte el grup de les terres rares, v. Taula B.3) del Complex de Susqueda. Totes les unitats en ppm. Les mostres que presenten tots els elements ha estat analitzades amb ICP-MS, les que presenten només V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Zr, Nb, Mo, Sn, Ba, W, Pb i Th han estat analitzades per FRX. i.l.d.: valor inferior al límit de detecció. (Pàgina 4 de 12)

	S16-43	S16-48	S16-49	S16-50	S16-51	S16-54	S16-60
Li	—	8,4	—	70,5	—	49,3	31
Be	—	0,33	—	0,83	—	1,43	0,84
V	50	86	100	165	58	263	924
Cr	70	1300	3457	516	69	15	16
Mn	—	1180	—	999	—	944	1380
Co	32	98,5	108	55	29	42,4	58,2
Ni	5	531	968	165,5	9	9,8	24,5
Cu	i.l.d.	46,3	23	13,3	1	54,8	2,5
Zn	470	105	97	69	54	90	92
Ga	18	9,53	8	13,55	19	21,3	20
Ge	—	0,31	—	0,16	—	0,26	0,29
As	2	1,6	4	1,9	3	1	3,6
Se	—	<1	—	1	—	<1	<1
Rb	101	12,9	11	64,9	47	58,5	39
Sr	247	85,9	44	179,5	260	205	251
Zr	182	28,7	42	30,3	204	31,6	39,2
Nb	15	2	7	3,5	13	9	9,3
Mo	i.l.d.	0,28	i.l.d.	0,57	1	0,63	0,26
Ag	—	0,04	—	0,02	—	0,02	0,02
Cd	—	0,09	—	0,11	—	0,1	0,16
In	—	0,034	—	0,058	—	0,099	0,145
Sn	4	2,8	2	2,3	3	2,9	14,4
Sb	—	0,08	—	<0,05	—	0,21	0,07
Te	—	<0,05	—	<0,05	—	<0,05	<0,05
Cs	—	2,96	—	7,61	—	3,87	3,62
Ba	1058	90	11	210	572	270	150
Hf	—	0,8	—	1,3	—	1,4	1,6
Ta	—	0,28	—	0,85	—	1,2	0,98
W	208	34,5	28	128	175	138,5	94,1
Re	—	<0,002	—	0,003	—	0,002	0,002
Tl	—	0,63	—	0,78	—	0,7	0,5
Pb	25	0,9	7	4,5	25	9,5	3,9
Bi	—	0,15	—	0,08	—	0,07	0,09
Th	18	0,88	5	3,47	19	4,9	1,26
U	—	0,3	—	0,7	—	1,1	0,4

Anàlisi d'elements traça (excepte el grup de les terres rares, v. Taula B.3) del Complex de Susqueda. Totes les unitats en ppm. Les mostres que presenten tots els elements ha estat analitzades amb ICP-MS, les que presenten només V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Zr, Nb, Mo, Sn, Ba, W, Pb i Th han estat analitzades per FRX. i.l.d.: valor inferior al límit de detecció. (Pàgina 5 de 12)

	S16-68 B	S16-77	S16-78	S16-88	S16-91	S16-103	S16-104 R
Li	43,8	4,5	4,7	—	—	20	18,9
Be	2,31	0,25	0,32	—	—	0,84	0,57
V	451	91	79	35	132	106	412
Cr	49	1450	1700	29	129	101	18
Mn	911	1190	1210	—	—	915	1090
Co	50	110,5	115	54	48	53,8	61,1
Ni	20,5	662	634	3	44	26	12,9
Cu	5,3	26,7	33,5	i.l.d.	4	5,3	30,1
Zn	85	108	102	50	74	79	92
Ga	18,65	6,03	7,44	17	15	18,45	20,1
Ge	0,28	0,14	0,33	—	—	0,23	0,11
As	0,4	25,6	43,2	4	5	1	0,2
Se	<1	1	1	—	—	<1	1
Rb	27,5	2,4	17,5	68	39	6,5	28,4
Sr	176,5	45,9	33,6	287	252	213	243
Zr	42,3	16,7	24,3	160	57	10,6	8,6
Nb	9,1	1,6	2	12	9	1,4	13,6
Mo	0,26	<0,05	0,3	i.l.d.	i.l.d.	0,3	0,46
Ag	0,02	0,03	0,02	—	—	0,01	0,02
Cd	0,2	0,06	0,07	—	—	0,06	0,07
In	0,119	0,039	0,044	—	—	0,04	0,071
Sn	6,2	1,9	2,6	i.l.d.	2	1,4	0,9
Sb	0,1	0,07	0,09	—	—	0,1	<0,05
Te	<0,05	<0,05	<0,05	—	—	<0,05	<0,05
Cs	2,45	1,76	2,31	—	—	1,54	1,62
Ba	190	40	50	630	208	70	140
Hf	2,1	0,6	0,7	—	—	0,5	0,4
Ta	1,43	0,33	0,22	—	—	1,27	1,87
W	378	34,9	20,1	460	74	236	211
Re	0,002	<0,002	<0,002	—	—	0,002	0,002
Tl	0,34	0,47	0,53	—	—	0,18	0,2
Pb	6,9	0,8	0,5	15	8	7,7	6
Bi	0,28	0,23	0,18	—	—	0,03	0,12
Th	11,4	0,93	1,8	10	6	3,34	3,86
U	2,1	0,2	0,4	—	—	1,3	0,6

Anàlisi d'elements traça (excepte el grup de les terres rares, v. Taula B.3) del Complex de Susqueda. Totes les unitats en ppm. Les mostres que presenten tots els elements ha estat analitzades amb ICP-MS, les que presenten només V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Zr, Nb, Mo, Sn, Ba, W, Pb i Th han estat analitzades per FRX. i.l.d.: valor inferior al límit de detecció. (Pàgina 6 de 12)

	S16-106	S16-109	S16-113	S16-114	S16-115M	S16-115F	S17-6
Li	55,7	24,2	—	—	36,7	28	25,8
Be	2,65	0,54	—	—	2,59	1,84	0,76
V	44	249	192	170	97	59	149
Cr	6	137	205	242	36	12	716
Mn	375	853	—	—	571	428	1100
Co	53	51	44	48	45,2	26,5	71,9
Ni	3,4	25,4	39	23	14,3	4	251
Cu	1,5	36,2	1	4	14,8	3,8	57,2
Zn	57	81	72	59	80	71	77
Ga	21,1	17,7	15	16	19,9	22	9,91
Ge	0,18	0,25	—	—	0,19	0,26	0,2
As	1,6	0,9	5	6	1,9	<0,2	1,3
Se	1	<1	—	—	1	<1	1
Rb	147,5	16,4	59	47	105	132	8,1
Sr	152,5	197	198	191	166	212	38,2
Zr	52,2	37,9	45	34	104,5	35,4	54,5
Nb	12,3	5,2	7	6	10,2	13,7	5
Mo	0,61	0,27	1	i.l.d.	0,5	0,59	<0,05
Ag	<0,01	0,04	—	—	0,04	0,03	0,03
Cd	<0,02	0,1	—	—	0,06	0,08	0,05
In	0,045	0,221	—	—	0,083	0,06	0,052
Sn	3,1	2	3	i.l.d.	2,4	2,6	3,4
Sb	0,17	0,07	—	—	0,11	0,23	0,05
Te	<0,05	<0,05	—	—	<0,05	<0,05	<0,05
Cs	4,54	1,21	—	—	4,18	3,28	0,17
Ba	640	210	193	101	300	1290	40
Hf	1,7	1,4	—	—	2,8	1,1	2,1
Ta	2,8	1,28	—	—	2,14	1,64	0,48
W	403	218	101	65	311	176	24
Re	0,005	0,003	—	—	0,004	0,003	<0,002
Tl	0,78	0,21	—	—	0,74	0,81	0,05
Pb	26,6	8,7	10	9	13,9	32,3	1,8
Bi	0,03	0,11	—	—	0,05	0,06	0,1
Th	15,7	3,67	6	5	10,3	17,3	1,69
U	2	1,1	—	—	2	2,4	0,3

Anàlisi d'elements traça (excepte el grup de les terres rares, v. Taula B.3) del Complex de Susqueda. Totes les unitats en ppm. Les mostres que presenten tots els elements ha estat analitzades amb ICP-MS, les que presenten només V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Zr, Nb, Mo, Sn, Ba, W, Pb i Th han estat analitzades per FRX. i.l.d.: valor inferior al límit de detecció. (Pàgina 7 de 12)

	S17-14	S17-26	S17-47	S17-73	S17-75	S17-83	S18-3
Li	15,2	25,6	4,7	45,8	31,5	22,8	30,8
Be	0,52	0,71	0,35	2,42	0,7	1,23	2,83
V	90	317	177	117	152	6	19
Cr	2100	29	1820	43	65	1	4
Mn	1200	1600	1190	889	1000	245	656
Co	104	49,4	88,9	52,8	44,3	142,5	140
Ni	672	16,1	295	15,4	28,9	1,3	1,1
Cu	75,6	33,5	92,9	15	10,7	7,8	0,5
Zn	98	129	77	116	83	115	54
Ga	9,38	23,5	7,77	23,5	16,45	13,75	15,2
Ge	0,29	0,33	0,22	0,24	0,15	0,1	0,11
As	2,8	0,2	2,6	0,7	0,5	0,8	0,7
Se	1	1	1	<1	1	1	1
Rb	10	15,4	8,6	107,5	25,5	95,8	177,5
Sr	88,8	285	55,4	231	235	68,4	147
Zr	33,5	25	30,6	44	28	37,3	46,9
Nb	2,4	13	1,6	14,6	3	8,1	9,8
Mo	0,45	0,36	0,3	0,33	0,94	0,96	0,75
Ag	0,03	0,05	0,05	0,04	0,03	0,04	0,01
Cd	0,11	0,11	0,1	0,05	0,13	0,41	0,02
In	0,029	0,098	0,037	0,125	0,059	0,035	0,047
Sn	1,4	1	1,5	3,2	2,9	1,9	4,9
Sb	0,07	0,07	0,17	0,09	0,29	<0,05	<0,05
Te	0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cs	1,8	0,79	0,37	5,32	2,68	1,87	3,11
Ba	60	100	60	630	150	350	450
Hf	0,9	1,1	0,9	1,9	1	1,8	1,9
Ta	0,23	1,35	0,31	2,52	0,81	5,5	5,63
W	22,1	123	47,5	304	144	1190	1110
Re	<0,002	<0,002	0,004	0,003	<0,002	0,008	0,008
Tl	0,19	0,31	0,13	0,69	0,41	0,54	1
Pb	1,5	3,5	2,3	10,2	7,5	41,3	23,4
Bi	0,17	0,05	0,2	0,08	0,07	0,06	0,02
Th	2,29	0,86	1,3	7,99	2,29	20,3	19,7
U	0,5	0,3	0,4	3	0,6	2,3	2,5

Anàlisi d'elements traça (excepte el grup de les terres rares, v. Taula B.3) del Complex de Susqueda. Totes les unitats en ppm. Les mostres que presenten tots els elements ha estat analitzades amb ICP-MS, les que presenten només V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Zr, Nb, Mo, Sn, Ba, W, Pb i Th han estat analitzades per FRX. i.l.d.: valor inferior al límit de detecció. (Pàgina 8 de 12)

	S18-21	S18-24	S18-27	S18-28	S18-29F	S18-29FM	S18-29M
Li	24,8	14,3	31,3	35	29	39,1	37,5
Be	1,48	1,98	0,63	1,95	2,07	2,22	2,13
V	188	9	128	174	85	124	135
Cr	58	2	89	6	12	18	12
Mn	940	167	912	791	513	707	746
Co	28,1	141,5	44,1	62,1	84,8	42,9	78,8
Ni	5,7	0,7	39,4	3,3	4,7	6,5	4,4
Cu	10,1	1,3	6,6	9,3	2,2	4,6	11,9
Zn	94	18	69	99	79	111	101
Ga	20,4	14,2	14,5	19,8	22,5	23,6	19,05
Ge	0,17	0,11	0,18	0,11	0,17	0,14	0,1
As	0,7	0,7	3,4	1	0,8	<0,2	0,9
Se	1	1	1	1	1	1	1
Rb	21,6	153	49,3	92,9	53,5	94,9	98,3
Sr	527	145	191	215	265	255	240
Zr	52,6	27,1	24	37,7	33,4	45,6	45,9
Nb	11,3	6,9	2,5	10,6	11,3	15,1	9,7
Mo	0,34	0,69	0,16	0,28	0,56	0,33	0,35
Ag	0,02	0,01	0,02	0,03	<0,01	0,04	0,01
Cd	0,08	<0,02	0,13	0,07	0,02	0,03	0,03
In	0,07	0,015	0,051	0,12	0,071	0,112	0,113
Sn	5,2	1,4	2,5	2,5	7,9	10,5	5
Sb	0,13	<0,05	<0,05	0,07	<0,05	<0,05	<0,05
Te	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cs	1,09	2,03	2,05	3,53	4,23	6,96	5,8
Ba	880	460	130	490	1030	890	540
Hf	1,5	1,4	0,9	1	1,1	1,4	1,3
Ta	2,05	5,49	0,83	2,15	3,04	1,89	2,77
W	123	1030	142	347	550	218	448
Re	<0,002	0,006	<0,002	0,004	0,005	<0,002	0,006
Tl	0,29	0,84	0,48	0,7	0,63	0,83	0,72
Pb	10,4	34,2	7,2	9,5	12,1	10,7	8,6
Bi	0,1	0,03	0,09	0,07	0,16	0,31	0,12
Th	1,84	15,65	2,43	6,3	24	18	7,92
U	1,3	4,3	0,6	0,7	1,6	1,6	1,6

Anàlisi d'elements traça (excepte el grup de les terres rares, v. Taula B.3) del Complex de Susqueda. Totes les unitats en ppm. Les mostres que presenten tots els elements ha estat analitzades amb ICP-MS, les que presenten només V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Zr, Nb, Mo, Sn, Ba, W, Pb i Th han estat analitzades per FRX. i.l.d.: valor inferior al límit de detecció. (Pàgina 9 de 12)

	S18-30F	S18-30M	S18-31	S18-33	S18-34	S18-35	S18-36
Li	27	34,3	31,8	21,8	28,5	33,9	50,6
Be	2,05	1,99	1,35	2,45	2,36	2,18	3,73
V	92	175	611	62	74	79	115
Cr	14	9	46	10	11	13	173
Mn	559	792	1050	471	541	502	1250
Co	78,3	88,5	67,5	54,9	72,3	65,7	36,5
Ni	7,2	3,6	21,6	4	4,9	4,9	30,4
Cu	36,6	10,6	62,6	22,5	7,9	62	5,9
Zn	78	101	93	79	79	77	55
Ga	20,1	19,85	19,35	21,6	21,9	21,8	15,5
Ge	0,13	0,11	0,15	0,23	0,13	0,15	0,15
As	1,2	<0,2	0,5	0,9	0,2	1,1	24,5
Se	1	<1	1	1	1	<1	1
Rb	55,1	100	76,3	75,4	74	91	62,5
Sr	219	213	222	214	281	249	180
Zr	39,7	39,5	34,2	39,4	43,5	37,7	26,2
Nb	11,3	11,1	5,9	13,2	11,4	12,9	3,5
Mo	1,1	0,47	0,21	0,61	0,58	0,79	0,13
Ag	0,06	0,01	0,07	0,04	0,02	0,07	0,05
Cd	0,04	0,08	0,15	0,07	0,03	0,04	0,3
In	0,061	0,12	0,074	0,071	0,047	0,048	0,106
Sn	2,7	2,6	4,5	6,4	2,6	2,1	19,6
Sb	0,16	0,06	0,07	0,05	0,05	0,06	0,53
Te	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cs	2,59	3,69	2,69	3,41	2,54	3	9,23
Ba	820	480	280	830	1020	820	260
Hf	1,1	1,1	1,6	1,4	1,5	1,3	0,9
Ta	2,82	3,11	1,28	2,45	2,67	2,48	1,72
W	510	530	194	337	421	394	175
Re	0,003	0,005	0,002	0,003	0,003	0,004	0,002
Tl	0,58	0,68	0,53	0,66	0,65	0,68	0,77
Pb	14,3	9,7	7,7	19,9	18,1	17,1	10
Bi	0,09	0,07	0,2	0,07	0,06	0,06	1,4
Th	12,5	4,2	4,16	37,2	12,7	15,6	2,13
U	1,3	0,7	0,9	3,3	2,3	2,1	0,7

Anàlisi d'elements traça (excepte el grup de les terres rares, v. Taula B.3) del Complex de Susqueda. Totes les unitats en ppm. Les mostres que presenten tots els elements ha estat analitzades amb ICP-MS, les que presenten només V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Zr, Nb, Mo, Sn, Ba, W, Pb i Th han estat analitzades per FRX. i.l.d.: valor inferior al límit de detecció. (Pàgina 10 de 12)

	S18-37	S18-38	S18-39	S18-42	S18-43	S18-44	S18-45
Li	66	67,5	29	51,1	45,2	25,8	34,2
Be	1,12	1,12	2,25	1,09	0,8	1,01	0,38
V	266	260	245	154	112	256	204
Cr	189	206	8	39	28	32	791
Mn	1170	1170	1370	1180	685	903	1210
Co	43	57,4	48,5	46,7	40,7	54,1	76,1
Ni	49,7	50,7	5	22,9	10	23,6	175,5
Cu	27,2	23,3	46,5	3,1	21,7	26,9	54,5
Zn	78	84	91	81	146	74	99
Ga	15,45	15,5	21,7	17,2	18,15	16,95	12,05
Ge	0,18	0,18	0,16	0,12	0,09	0,15	0,41
As	2	1,6	0,7	0,7	0,7	0,3	2,1
Se	1	2	2	1	1	2	<1
Rb	115,5	91,5	33,1	46,2	11,5	17,2	5,2
Sr	141	145,5	288	238	283	228	70,5
Zr	33,6	32,5	31,1	18,7	14,7	18,4	41,2
Nb	3,4	3,6	15,8	4,1	3,6	6,5	4,4
Mo	0,11	0,16	0,54	0,08	0,11	0,21	<0,05
Ag	0,03	0,02	0,07	0,01	0,06	0,03	0,09
Cd	0,13	0,12	0,15	0,12	0,41	0,34	0,14
In	0,079	0,081	0,195	0,064	0,051	0,081	0,057
Sn	9,3	8,9	5,5	2,7	3,1	2	1,1
Sb	0,09	0,11	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,06
Te	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cs	11,1	8,16	3,86	5,08	2,23	2,24	1,55
Ba	240	250	300	340	290	100	60
Hf	1,1	1	1,7	0,9	0,7	0,9	1,8
Ta	0,69	1,03	2,32	0,94	1,18	1,19	0,56
W	105	195,5	240	162	219	181,5	60,9
Re	<0,002	0,002	0,004	0,002	0,003	0,002	<0,002
Tl	0,7	0,59	0,59	0,49	0,5	0,22	0,06
Pb	4	3,9	9,9	4,1	7,5	6,4	7,3
Bi	0,17	0,12	0,15	0,06	0,37	0,09	0,09
Th	1,96	2,08	7,59	2,72	1,23	3,39	1,83
U	0,4	0,5	1,1	0,5	0,3	0,6	0,4

Anàlisi d'elements traça (excepte el grup de les terres rares, v. Taula B.3) del Complex de Susqueda. Totes les unitats en ppm. Les mostres que presenten tots els elements ha estat analitzades amb ICP-MS, les que presenten només V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Zr, Nb, Mo, Sn, Ba, W, Pb i Th han estat analitzades per FRX. i.l.d.: valor inferior al límit de detecció. (Pàgina 11 de 12)

	S18-46	wp193A	SQ-2	SQ-3	SQ-6	SQ-7
Li	5,8	17,1	2,4	20,6	25,4	53,3
Be	1,24	0,83	0,97	0,7	0,54	2,73
V	127	182	123	204	162	34
Cr	931	763	1010	304	110	6
Mn	1310	1180	1240	1160	1010	398
Co	90,7	82,5	105	60,7	66,4	151,5
Ni	371	230	408	75,3	39	4,3
Cu	21,3	87,3	105,5	22,4	43,4	1,9
Zn	102	79	90	88	74	57
Ga	9,83	9,57	9,02	14,25	16,15	19
Ge	0,26	0,14	0,12	0,19	0,18	0,15
As	16,4	0,9	6,9	1,9	0,7	0,9
Se	<1	1	2	1	1	1
Rb	1,8	7,4	2,5	36,6	17,9	135,5
Sr	52,7	55	69,8	156,5	228	167,5
Zr	47,8	46	49	35	16,9	45,4
Nb	3,1	3,2	2,9	5	2,8	11,9
Mo	0,09	0,05	0,4	0,22	0,38	1,2
Ag	0,04	0,09	0,05	0,06	0,06	0,04
Cd	0,12	0,08	0,07	0,16	0,08	0,03
In	0,042	0,045	0,036	0,1	0,049	0,042
Sn	1	1,2	1	1,8	0,8	3,3
Sb	0,09	0,07	0,16	0,09	0,06	0,21
Te	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cs	0,19	0,31	0,18	2,46	1,49	4,63
Ba	20	80	40	190	90	650
Hf	1,3	1,5	1,2	1,5	0,7	1,6
Ta	0,49	0,57	0,64	0,84	1,28	6,09
W	38,5	62,3	114	135,5	266	1240
Re	0,002	0,002	0,004	<0,002	0,002	0,007
Tl	0,1	0,09	0,19	0,42	0,35	0,83
Pb	1,6	3,6	2,7	7,7	4,5	27,5
Bi	0,12	0,19	0,26	0,09	0,06	0,07
Th	10,15	4,25	7,41	2,99	1,67	12,6
U	2	0,7	1,7	0,6	0,4	1,6



Anàlisis d'elements traça (excepte el grup de les terres rares, v. Taula B.3) del Complex de Susqueda. Totes les unitats en ppm. Les mostres que presenten tots els elements ha estat analitzades amb ICP-MS, les que presenten només V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Zr, Nb, Mo, Sn, Ba, W, Pb i Th han estat analitzades per FRX. i.l.d.: valor inferior al límit de detecció. (Pàgina 12 de 12)

	SQ-8	SQ-32	SQ-33	SQ-101	SQ-104	SQ-206	3092
Li	34,8	11,6	25,8	19,5	24,8	28	23,1
Be	2,17	0,47	0,62	0,78	0,47	0,45	0,64
V	113	112	175	228	245	294	304
Cr	17	1030	670	45	29	27	1550
Mn	1060	1220	1170	985	1010	1120	1430
Co	101	114,5	72,7	59,7	99,3	61,9	57,2
Ni	7,3	437	119,5	17,1	11,8	19	81,6
Cu	2,2	63,6	37,7	23,9	21,7	24	33,6
Zn	111	101	101	86	80	117	140
Ga	19,25	8,96	10,75	18,9	17,6	21,9	10,85
Ge	0,11	0,31	0,17	0,19	0,12	0,12	0,24
As	0,2	4,8	4,3	1,1	1,1	1,6	<0,2
Se	2	1	2	2	1	2	<1
Rb	38,5	10,9	21,9	15	33	19,2	33,8
Sr	258	90	106,5	230	207	262	126
Zr	21,4	32	45,2	22	34,8	8,9	40,7
Nb	9,8	2,3	3,1	3,5	3	16,5	3
Mo	0,74	0,36	0,36	0,26	0,58	0,46	0,25
Ag	0,03	0,03	0,12	0,05	0,02	0,07	0,14
Cd	0,06	0,05	0,17	0,12	0,06	0,07	0,25
In	0,149	0,034	0,047	0,065	0,06	0,1	0,175
Sn	7,9	0,6	1,5	1,4	1,3	1,1	4,1
Sb	<0,05	0,28	0,5	0,06	0,06	0,07	0,11
Te	0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cs	4,56	1,25	0,5	1,08	2,29	1,32	1,64
Ba	470	80	140	120	160	230	130
Hf	1	0,9	1,4	0,9	1,2	0,4	1,4
Ta	4,8	0,67	0,77	1,3	3,11	2,4	0,72
W	1050	125,5	170	254	710	333	118
Re	0,009	<0,002	0,002	0,003	0,007	0,002	0,002
Tl	0,6	0,38	0,16	0,22	0,34	0,28	0,25
Pb	9,2	2,8	11,1	5,3	10,2	10,6	13,7
Bi	0,77	0,05	0,11	0,1	0,18	0,14	0,46
Th	7,47	1,43	3,38	1,98	3,64	2,54	2,87
U	1,6	0,4	0,6	0,4	0,9	0,7	0,6

*Taula B.3:* Anàlisi d'elements del grup de les terres rares del Complex de Susqueda. Totes les unitats en ppm. Les mostres que presenten tots els elements ha estat analitzades amb ICP-MS, les que presenten només Sc, Y, La, Ce i Nd han estat analitzades per FRX. i.l.d.: valor inferior al límit de detecció.

	S15-1	S15-2	S15-5	S15-6	S16-1	S16-3	S16-4
Sc	33,3	32,2	27,1	38,8	14,4	40,6	43,5
Y	25,9	12,9	14,2	25,1	4,7	17,3	23,9
La	10,5	9	6,5	9,1	3,5	10,9	18,1
Ce	25,4	19,65	17,65	26,3	7,11	24,6	35,4
Pr	3,64	2,48	2,45	3,48	0,76	3,11	—
Nd	17	10	11,6	18	3,4	12,5	17,4
Sm	4,42	2,14	2,39	4,42	0,74	2,74	—
Eu	0,9	0,62	0,59	0,81	0,23	0,77	—
Gd	5,65	2,5	2,36	4,35	0,76	3,18	—
Tb	0,81	0,37	0,4	0,7	0,13	0,46	—
Dy	4,78	2,26	2,22	4,15	0,74	2,89	—
Ho	0,92	0,46	0,48	0,88	0,17	0,59	—
Er	2,61	1,33	1,57	2,87	0,54	1,76	—
Tm	0,35	0,2	0,2	0,35	0,06	0,25	—
Yb	2,31	1,34	1,49	2,36	0,5	1,75	—
Lu	0,33	0,2	0,2	0,32	0,07	0,26	—

	S17-14	S17-26	S17-47	S17-73	S17-75	S17-83	S18-3
Sc	16,6	40,2	47,3	20	29,7	4,9	4,6
Y	6,9	29,5	10,2	42,1	13,2	33	14,3
La	7,1	12,5	4,3	21,6	8,6	33,2	29,2
Ce	13,35	31,9	9,04	52,3	19,5	71,8	57,9
Pr	1,55	4,57	1,2	6,88	2,58	7,54	5,39
Nd	5,8	21,3	5,1	29,4	10,7	31,2	21,3
Sm	1,19	5,13	1,27	6,86	2,45	7,33	3,82
Eu	0,39	1,43	0,36	1,28	0,65	0,44	0,59
Gd	1,34	6,56	1,71	7,98	2,65	6,57	2,82
Tb	0,19	0,93	0,26	1,17	0,41	1	0,42
Dy	1,19	5,5	1,72	7,32	2,53	5,3	2,27
Ho	0,24	1,09	0,34	1,47	0,51	1,06	0,46
Er	0,71	3,04	1,03	4,27	1,5	3,38	1,45
Tm	0,1	0,42	0,14	0,63	0,2	0,43	0,19
Yb	0,73	2,73	1,05	4,37	1,42	2,9	1,35
Lu	0,11	0,37	0,15	0,62	0,22	0,38	0,19

Anàlisi d'elements del grup de les terres rares del Complex de Susqueda. Totes les unitats en ppm. Les mostres que presenten tots els elements ha estat analitzades amb ICP-MS, les que presenten només Sc, Y, La, Ce i Nd han estat analitzades per FRX. i.l.d.: valor inferior al límit de detecció. (Pàgina 2 de 6)

	S16-6	S16-10	S16-13	S16-14	S16-16	S16-22	S16-23
Sc	41,4	56,3	40,6	9,1	56,3	20,3	20
Y	15,5	32,1	30,6	6,7	11,9	14,7	12,5
La	11,4	16,5	21,6	3,1	5,9	7,5	5,9
Ce	28,8	33,3	45,9	7,37	12,65	18,25	16,65
Pr	2,94	—	—	0,96	1,49	2,38	2,25
Nd	12,4	32,9	29,7	4	7	10,7	10,4
Sm	2,49	—	—	1,01	1,69	2,33	2,15
Eu	0,62	—	—	0,43	0,42	0,58	0,47
Gd	2,46	—	—	1,3	1,87	2,24	1,96
Tb	0,42	—	—	0,2	0,32	0,38	0,32
Dy	2,46	—	—	1,37	1,9	2,29	1,86
Ho	0,54	—	—	0,29	0,43	0,49	0,41
Er	1,81	—	—	0,86	1,37	1,64	1,39
Tm	0,23	—	—	0,13	0,17	0,21	0,18
Yb	1,61	—	—	0,97	1,2	1,49	1,31
Lu	0,23	—	—	0,14	0,17	0,21	0,19

	S18-21	S18-24	S18-27	S18-28	S18-29F	S18-29FM	S18-29M
Sc	23,8	3	33,5	25,8	7,2	13,9	19,2
Y	24,8	12,5	9,6	24,8	17	22,2	35,3
La	17,1	6,2	6,8	19,5	71,7	54,3	24,9
Ce	39,7	12,65	13,5	47,7	145,5	115	56,9
Pr	5,23	1,44	1,54	4,8	14	10,75	5,83
Nd	22	6,2	6,8	21,3	55,6	43,9	25,7
Sm	4,94	1,61	1,51	4,54	8,37	7,39	5,61
Eu	1,24	0,63	0,43	0,99	1,3	1,28	1,03
Gd	4,97	1,59	1,51	4,36	5,78	5,61	5,22
Tb	0,78	0,28	0,26	0,72	0,76	0,8	0,9
Dy	4,76	1,72	1,53	4,1	3,5	3,98	5,25
Ho	0,96	0,37	0,33	0,88	0,63	0,78	1,12
Er	2,88	1,38	1,08	2,76	1,86	2,34	3,66
Tm	0,39	0,2	0,13	0,34	0,21	0,27	0,45
Yb	2,73	1,59	1	2,36	1,44	1,92	3,11
Lu	0,4	0,23	0,14	0,32	0,2	0,27	0,44

Anàlisi d'elements del grup de les terres rares del Complex de Susqueda. Totes les unitats en ppm. Les mostres que presenten tots els elements ha estat analitzades amb ICP-MS, les que presenten només Sc, Y, La, Ce i Nd han estat analitzades per FRX. i.l.d.: valor inferior al límit de detecció. (Pàgina 3 de 6)

	S16-24	S16-26	S16-28	S16-32	S16-36	S16-38	S16-40
Sc	61,5	33,9	29,3	49,6	42,3	40,7	42,5
Y	59,5	15,8	38,7	10,7	20,4	21,4	15
La	13,6	6,8	13,2	5,5	13,4	11,1	8,4
Ce	39,9	16,8	31,7	12,2	38,3	24,5	17,7
Pr	6,51	2,43	—	1,57	4,38	3,23	2,22
Nd	33,3	10,8	20,1	6,9	19,7	13,9	9,2
Sm	9,43	2,6	—	1,62	3,92	3,32	2,14
Eu	2,02	0,82	—	0,7	0,79	1,04	0,6
Gd	12,4	3,35	—	2,02	3,38	4,32	2,75
Tb	1,83	0,5	—	0,31	0,56	0,63	0,42
Dy	11,25	2,99	—	1,92	3,34	3,82	2,59
Ho	2,26	0,6	—	0,37	0,7	0,77	0,52
Er	6,35	1,71	—	1,07	2,3	2,2	1,51
Tm	0,85	0,24	—	0,16	0,29	0,32	0,22
Yb	5,54	1,64	—	1,19	2,12	2,17	1,54
Lu	0,76	0,23	—	0,17	0,29	0,31	0,22

	S18-30F	S18-30M	S18-31	S18-33	S18-34	S18-35	S18-36
Sc	10	25,9	38,8	10,7	6,8	13,3	24,7
Y	15,5	26,6	22,1	33	22	17,2	9,3
La	38,6	12,7	16,8	111,5	35,8	45,8	5
Ce	81,8	33,7	44,6	242	76,5	97,1	9,66
Pr	7,88	3,84	4,71	25,8	7,4	9,26	1,26
Nd	31,8	18,7	20,2	95,1	30,5	38,3	5
Sm	5,33	4,52	4,01	15,25	5,37	6,29	1,21
Eu	1,05	0,97	0,85	1,31	1,24	1,35	0,33
Gd	3,89	4,62	3,66	10,1	4,6	4,64	1,5
Tb	0,55	0,78	0,6	1,32	0,71	0,64	0,26
Dy	2,84	4,38	3,48	6,21	3,91	3,22	1,69
Ho	0,56	0,96	0,74	1,16	0,78	0,62	0,34
Er	1,75	3,06	2,45	3,41	2,47	1,89	1,11
Tm	0,21	0,37	0,3	0,4	0,3	0,22	0,17
Yb	1,5	2,57	2,15	2,82	2,12	1,54	1,32
Lu	0,2	0,35	0,29	0,37	0,28	0,22	0,18

Anàlisi d'elements del grup de les terres rares del Complex de Susqueda. Totes les unitats en ppm. Les mostres que presenten tots els elements ha estat analitzades amb ICP-MS, les que presenten només Sc, Y, La, Ce i Nd han estat analitzades per FRX. i.l.d.: valor inferior al límit de detecció. (Pàgina 4 de 6)

	S16-43	S16-48	S16-49	S16-50	S16-51	S16-54	S16-60
Sc	10,6	15,5	17,2	39,1	14	36,6	108
Y	29	7	7,2	21,6	25,9	28,4	34,1
La	50	4,5	7,1	12,4	48,1	18,4	8,6
Ce	86,7	9,64	1,826	33	85,6	41,2	22,7
Pr	—	1,26	—	3,62	—	5,19	3,69
Nd	40,7	5,3	8,9	16,8	38,5	21,5	18,7
Sm	—	1,22	—	3,81	—	4,76	5,41
Eu	—	0,42	—	0,61	—	1,19	1,72
Gd	—	1,45	—	3,62	—	5,62	7,57
Tb	—	0,21	—	0,61	—	0,82	1,08
Dy	—	1,23	—	3,55	—	4,96	6,59
Ho	—	0,25	—	0,74	—	0,97	1,24
Er	—	0,7	—	2,39	—	2,93	3,36
Tm	—	0,1	—	0,3	—	0,4	0,43
Yb	—	0,71	—	2,1	—	2,76	2,77
Lu	—	0,11	—	0,29	—	0,38	0,38

	S18-37	S18-38	S18-39	S18-42	S18-43	S18-44	S18-45
Sc	39,5	32	44,6	29,4	13,3	34,5	41,4
Y	13,1	10,9	62,6	20,4	9,1	21,2	20,4
La	7,1	6,9	30,8	10,9	3,3	11	11,6
Ce	15,3	14,25	74,1	25,3	8,34	27,4	35
Pr	2,1	1,92	9,78	3,11	1,02	3,46	4,22
Nd	9,1	7,9	44,4	15,1	5	15,5	19,6
Sm	2,25	1,84	11,05	3,5	1,27	4,16	3,87
Eu	0,58	0,54	1,8	0,8	0,4	0,71	0,83
Gd	2,62	2,15	12,85	3,36	1,45	4,6	3,39
Tb	0,39	0,32	1,89	0,58	0,27	0,69	0,56
Dy	2,53	2,11	12	3,31	1,69	4,42	3,18
Ho	0,49	0,41	2,28	0,74	0,38	0,85	0,68
Er	1,47	1,29	6,82	2,36	1,29	2,55	2,22
Tm	0,2	0,17	0,9	0,28	0,16	0,32	0,28
Yb	1,48	1,31	6,34	1,95	1,16	2,2	2
Lu	0,2	0,18	0,81	0,27	0,16	0,27	0,27

Anàlisi d'elements del grup de les terres rares del Complex de Susqueda. Totes les unitats en ppm. Les mostres que presenten tots els elements ha estat analitzades amb ICP-MS, les que presenten només Sc, Y, La, Ce i Nd han estat analitzades per FRX. i.l.d.: valor inferior al límit de detecció. (Pàgina 5 de 6)

	S16-68 B	S16-77	S16-78	S16-88	S16-91	S16-103	S16-104 R
Sc	70,6	16	16,1	5,6	39	23,6	32,5
Y	50,1	6	6,3	18,2	15,4	11,7	8,7
La	26,6	3,9	5,7	21,6	19	8,3	13,2
Ce	62,7	8,21	11,2	44,9	24	17,65	28,6
Pr	8,06	0,96	1,32	—	—	2,12	2,76
Nd	34,9	4,3	5,1	17,1	16,2	8	11,6
Sm	8,28	0,96	1,06	—	—	1,78	2,06
Eu	1,39	0,24	0,31	—	—	0,55	0,85
Gd	10,65	0,95	1,21	—	—	2,01	1,73
Tb	1,54	0,16	0,18	—	—	0,31	0,26
Dy	9,28	0,95	1,08	—	—	2,03	1,47
Ho	1,83	0,21	0,22	—	—	0,4	0,31
Er	5,04	0,66	0,66	—	—	1,22	1
Tm	0,66	0,08	0,09	—	—	0,18	0,13
Yb	4,31	0,63	0,65	—	—	1,38	0,97
Lu	0,6	0,09	0,1	—	—	0,2	0,14

	S18-46	wp193A	SQ-2	SQ-3	SQ-6	SQ-7	SQ-8
Sc	23,5	38,8	24,3	46,2	26,7	8,2	16,9
Y	10,5	13,9	9,8	35,1	8,8	17	21,8
La	9,8	11	9,7	13,6	5,9	33,1	21,6
Ce	17,25	22,1	16,65	40,5	12,6	70	48
Pr	1,84	2,43	1,92	5,68	1,69	7,74	5,44
Nd	8,1	10,5	7,8	26,4	7,2	29,9	22
Sm	1,68	2,16	1,67	6,56	1,61	6,08	4,75
Eu	0,42	0,51	0,41	1,04	0,53	1,09	0,99
Gd	1,6	2,22	1,89	7,15	1,77	5,72	5,27
Tb	0,27	0,38	0,28	1,02	0,27	0,72	0,74
Dy	1,59	2,23	1,85	6,57	1,69	3,99	4,63
Ho	0,36	0,49	0,36	1,22	0,34	0,67	0,87
Er	1,14	1,6	1,13	3,66	1,09	1,79	2,59
Tm	0,14	0,2	0,15	0,46	0,14	0,22	0,34
Yb	1,09	1,48	1,1	3,14	1,1	1,51	2,35
Lu	0,15	0,2	0,16	0,4	0,14	0,2	0,3

Anàlisi d'elements del grup de les terres rares del Complex de Susqueda. Totes les unitats en ppm. Les mostres que presenten tots els elements ha estat analitzades amb ICP-MS, les que presenten només Sc, Y, La, Ce i Nd han estat analitzades per FRX. i.l.d.: valor inferior al límit de detecció. (Pàgina 6 de 6)

	S16-106	S16-109	S16-113	S16-114	S16-115M	S16-115F	S17-6
Sc	10,2	61	46,5	39,2	17,5	13,5	38,3
Y	20,9	44,7	10,2	4,9	25,9	27	18,4
La	38,3	14,8	i.l.d.	10	26,7	42,3	10,9
Ce	81,5	37,8	14,5	9,4	60	89,3	35,1
Pr	9,45	5,76	—	—	7,11	10,55	3,82
Nd	36	28,5	8,6	6,5	27,7	40,2	17,7
Sm	6,8	8,39	—	—	5,8	7,7	3,78
Eu	1,2	1,4	—	—	1,04	1,53	0,76
Gd	6,64	10,7	—	—	6,46	7,79	3,3
Tb	0,83	1,56	—	—	0,89	1	0,54
Dy	4,35	9,36	—	—	5,14	5,44	3,05
Ho	0,74	1,75	—	—	0,93	0,97	0,66
Er	1,86	4,57	—	—	2,59	2,55	2,12
Tm	0,25	0,6	—	—	0,35	0,34	0,26
Yb	1,64	3,76	—	—	2,37	2,18	1,87
Lu	0,23	0,48	—	—	0,34	0,3	0,25

	SQ-32	SQ-33	SQ-101	SQ-104	SQ-206	3092
Sc	18,3	38,3	31,6	33	31,9	71,3
Y	9,3	13,7	16,8	17,6	9,7	16,3
La	6	8	8,3	11,4	15,5	7,9
Ce	12,2	14,95	19,1	27,6	35,7	17,1
Pr	1,44	2,12	2,7	3,43	4,26	2,23
Nd	5,7	8,9	12,1	14,7	18	9,5
Sm	1,33	2,19	3,09	3,62	3,85	2,41
Eu	0,44	0,55	0,8	0,82	1,44	0,64
Gd	1,75	2,58	3,54	3,96	3,83	3,1
Tb	0,26	0,38	0,52	0,57	0,45	0,47
Dy	1,63	2,55	3,38	3,67	2,36	2,95
Ho	0,34	0,49	0,66	0,73	0,38	0,59
Er	0,96	1,55	1,99	2,14	1,01	1,7
Tm	0,14	0,2	0,26	0,26	0,12	0,24
Yb	0,92	1,46	1,84	1,76	0,88	1,69
Lu	0,13	0,2	0,24	0,22	0,12	0,25

*Taula B.4: Densitats (g cm<sup>-3</sup>).*

Mostra	densitat	Mostra	densitat
S15-1	2,91	S16-61	2,85
S15-2	2,94	S16-68 B	2,88
S16-1	2,92	S16-72	2,91
S16-3	2,88	S16-76	2,66
S16-4	2,84	S16-79	2,81
S16-8	2,95	S16-80	2,57
S16-11	2,8	S16-88	2,61
S16-12	2,8	S16-91	2,84
S16-13	2,8	S16-93	2,67
S16-14	2,8	S16-95	2,75
S16-24	2,9	S16-103	2,83
S16-26	2,8	S16-109	2,87
S16-28	2,7	S16-115M	2,75
S16-32	2,9	S16-115F	2,71
S16-35	2,7	S17-47	3,1
S16-37	2,8	S17-72	2,84
S16-38	2,9	S18-3	2,63
S16-40	2,9	S18-8	2,86
S16-43	2,6	S18-11	2,96
S16-48	3,0	S18-23	2,95
S16-51	2,6	S18-24	2,62
S16-54	2,8	S18-25	2,55
S16-60	2,9	S18-26	2,79



# Nomenclatura dels gabroides: una proposta

## C.1 Introducció

En el Capítol 5 hem fet un breu repàs històric de l'origen d'alguns membres de la família dels gabroides, així com una ressenya sobre l'ús actual d'aquests termes. D'aquesta anàlisi es desprèn que la nomenclatura actualment recomanada presenta tot un seguit d'inconsistències pel que fa a la classificació de les roques gabroiques.

En aquest capítol, tractarem d'abordar la problemàtica d'una manera general partint dels principis definits per LE MAITRE et al. (2002) per finalment esbossar una proposta de nomenclatura.

## C.2 Esquema de la IUGS

El primer pas per tal de classificar una roca plutònica segons l'esquema proposat per la IUGS (LE MAITRE et al., 2002) consisteix a calcular els paràmetres Q, A, P, F i M en base a l'anàlisi modal de la roca. Aquests paràmetres modals determinen la classificació de la roca d'acord amb un algorisme.

Per a roques amb  $M < 90\%$ , els paràmetres Q, A, P i F s'han de recalculer a  $100\%$  per determinar la posició de la roca en el diagrama QAPF. Les roques d'afinitat gabroica es projecten principalment en el camp 10 d'aquest diagrama (amb els subcamps corresponents a varietats sobresaturades i subsaturades en sílice), juntament amb les diorites i anortosites. Les anortosites corresponen a valors de  $M < 10\%$ , les diorites a  $M > 10\%$  amb una plagiòclasi mitjana entre  $An_0$ - $An_{50}$ , mentre que els gabroides corresponen a  $M > 10\%$  amb una plagiòclasi mitjana entre  $An_{50}$ - $An_{100}$ . A partir d'aquest punt, la classificació de la IUGS proposa tot un seguit de diagrames auxiliars per a la classificació dels gabroides segons les proporcions relatives d'ortopiroxè, clinopiroxè, olivina i hornblenda. Aquests diagrames consisteixen en tres triangles amb un dels vèrtex assignats a la plagiòclasi i els restants a Px i Ol, a Opx i Cpx o a Px i Hbl. Una característica notable

d'aquests diagrames és que emfasitza la proporció de Pl respecte de minerals màfics (i.e. a Pl constant), i defineix els rangs per a anortosites ( $Pl > 90\%$ ), roques ultramàfiques ( $Pl < 10\%$ ), així com les varietats leucocràtiques ( $65\% < Pl < 90\%$ ), mesocràtiques ( $35\% < Pl < 65\%$ ) i melanocràtiques ( $35\% < Pl < 10\%$ ) dels gabroides (LE MAITRE et al., 2002, Fig. 2.6).

Per a roques amb  $M > 90\%$ , la IUGS proposa un altre conjunt de diagrames triangulars (LE MAITRE et al., 2002, Fig. 2.9).

Al problema conceptual dels gabres hornblèndics exposat en el Capítol 5, s'afegeix ara la inconsistència entre els principis de la classificació i la seua aplicació. Aquests són els punts importants a tenir en compte:

1. El diagrama QAPF és aplicable a roques amb  $M < 90\%$ ,
2. Els camps 10, 10\* i 10' del diagrama QAPF indiquen que la plagiòclasi és el mineral fèlsic dominant (índex feldspàtic superior a 90 %).
3. Els gabroides corresponen a  $M > 10\%$  amb una plagiòclasi mitjana entre  $An_{50}$ – $An_{100}$ .
4. Els gabroides es classifiquen en base a l'abundància relativa d'ortopiroxè, clinopiroxè, olivina i hornblenda.
5. Els diagrames auxiliars, en incloure la Pl en un dels vèrtex, emfasitzen la proporció d'aquesta respecte dels màfics, gradant des de termes hololeucocràtics a termes holomelanocràtics.
6. Les roques ultramàfiques ( $M > 90\%$ ) es classifiquen separatament.

Atès que els diagrames auxiliars requereixen com a pas previ la classificació al QAPF, ja duen implícitament la condició  $M < 90\%$  i per tant el quart punt entra en conflicte amb el primer punt. D'altra banda, les roques amb Pl inferior a 10 % en els diagrames auxiliars impliquen que  $M > 90\%$ , i per tant es classifiquen en diagrames a part (punt 6).

Segons la definició del camp 10 del QAPF, les anortosites tenen  $M < 10\%$  i per tant, no són gabroides (punt 3) (LE MAITRE et al., 2002, p. 24).

La definició del camp 10 implica que la plagiòclasi és el mineral fèlsic dominant, i per tant ja està implícita en la definició de gabroide. L'assignació d'un dels vèrtex a la Pl només serveix per discriminar les varietats leucocràtiques, mesocràtiques i melanocràtiques, ja que les anortosites i les roques ultramàfiques no són estrictament gabroides (punts 1 i 3). A més, en el QAPF les varietats més fèlsiques o més màfiques del que es considera «normal» no queden representades de manera gràfica, sinó que es determinen en base a uns rangs preestablerts (LE MAITRE et al., 2002, Fig. 2.7 i Fig. 2.8).

Finalment, els diagrames auxiliars no són capaços d'establir de manera unívoca les proporcions relatives entre ortopiroxè, clinopiroxè, olivina i hornblenda (punt 4), ja que en alguns d'ells els termes Cpx i Opx estan agrupats en el terme Px.

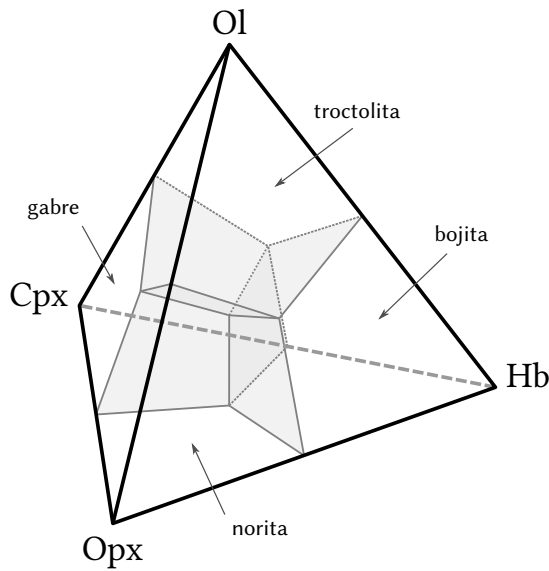


Figura C.1: Tetraedre dels gabroides amb els volums corresponents a cada un dels membres del grup.

### C.3 El tetraedre dels gabroides

Per tal de minimitzar les inconsistències en la classificació dels gabroides mantenint els principis de la classificació el més inalterats possible, proposem l'enfoc següent.

El primer punt, consisteix en el reconeixement de la bojita com a membre del grup dels gabroides on el mineral màfic dominant és l'amfibol (v. § 5.2.1).

Després de seguir el curs normal de la classificació, un cop arribat al camp 10 i havent determinat el caràcter gabroic de la roca, es procedeix a reduir l'espai composicional de la roca de 4 dimensions (i.e. cinc components: Pl, Opx, Cpx, Ol i Hb) a 3 dimensions eliminant la plagiòclasi. En termes matemàtics equivaldria a una projecció des de la plagiòclasi on es transforma un 4-síplex a un 3-síplex (i.e. un tetraedre).

L'espai composicional resultant d'aquesta projecció té forma de tetraedre on els minerals màfics ortopiroxè, clinopiroxè, olivina i hornblenda representen els vèrtex (Figura C.1).

Les proporcions relatives entre els quatre minerals queden ben representades en aquest espai, que es divideix en quatre volums segons el mineral màfic dominant. Aquest volum és el que determina el nom de la roca.

Les proporcions relatives dels altres tres minerals són fàcilment determinables mitjançant una nova projecció des del vèrtex del mineral dominant sobre la cara triangular oposada (Figura C.2a). Per a una major especificitat del nom, es pot subdividir el triangle tal com es mostra a la Figura C.2b. En aquest exemple artificial, la roca X correspon a una troctolita hornblèndica amb ortopiroxè i clinopiroxè.

Pel que fa a l'índex de color, l'aplicació del prefix corresponent és anàloga al QAPF segons els rangs de la figura 2.7 de LE MAITRE et al. (2002).

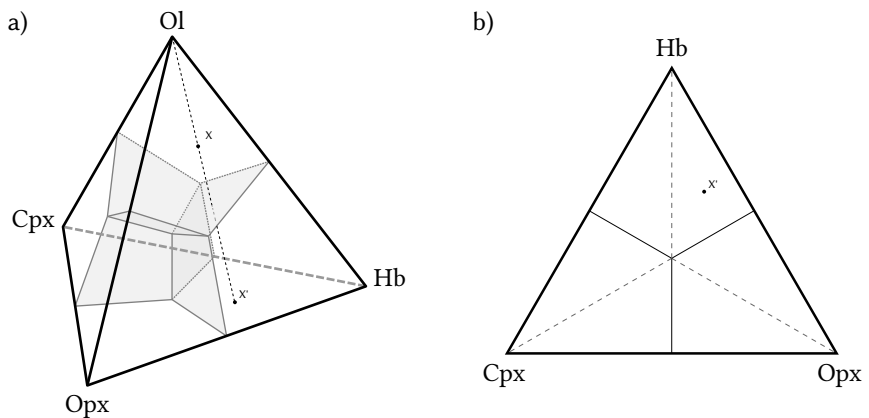


Figura C.2: Exemple d'aplicació del tetraedre dels gabroides. a) La composició modal X es representa en el volum corresponent a les troctolites, i la seua projecció correspon a l'àrea de la hornblenda, per tant es classificaria com una troctolita hornblèndica. b) Cara Cpx–Opx–Hb del tetraedre. La proporció relativa entre Cpx i Opx del punt X' sobre el triangle també és fàcilment determinable, segons en quina meitat del triangle es projecta. En aquest cas es tractaria d'una troctolita hornblèndica amb ortopiroxè i clinopiroxè.

# Bibliografia

- AGUE, J.J. (2014): «Fluid flow in the deep crust». Dins H.D. Holland i K.K. Turekian (eds.), *Treatise on Geochemistry*, Elsevier, volum 4, capítol 6, pp. 203–247. 2a edició. ISBN 978-0-08-098300-4. doi:[10.1016/b978-0-08-095975-7.00306-5](https://doi.org/10.1016/b978-0-08-095975-7.00306-5)
- AITKEN, B.G. i ECHEVERRÍA, L.M. (1984): «Petrology and geochemistry of komatiites and tholeiites from Gorgona Island, Colombia». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86 (1), pp. 94–105. doi:[10.1007/bf00373714](https://doi.org/10.1007/bf00373714)
- ALMERA, J. (1913): «Mapa geológico y topográfico de la provincia de Barcelona: región cuarta ó del río Tordera detallada». Escala 1 : 40.000, topografía d'Eduard Brossa. Diputació de Barcelona.
- ANADÓN, P. (1978): «El paleógeno continental anterior a la transgresión biarritziense (Eoceno Medio) entre los ríos Gaià y Ripoll (Provincias de Tarragona y Barcelona)». *Estudios Geológicos*, 34, pp. 431–440.
- ANDERS, E. i GREVESSE, N. (1989): «Abundances of the elements: Meteoritic and solar». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53 (1), pp. 197–214. doi:[10.1016/0016-7037\(89\)90286-x](https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90286-x)
- ANDERSEN, O. (1915): «The system anorthite-forsterite-silica». *American Journal of Science*, s4-39 (232), pp. 407–454. doi:[10.2475/ajs.s4-39.232.407](https://doi.org/10.2475/ajs.s4-39.232.407)
- ANDERSON, A.T. (1980): «Significance of hornblende in calc-alkaline andesites and basalts». *American Mineralogist*, 65 (9-10), pp. 837–851.
- ANDERSON, J.L., BARTH, A.P., WOODEN, J.L. i MAZDAB, F. (2008): «Thermometers and thermobarometers in granitic systems». Dins K.D. Putirka i F.J. Tepley III (eds.), *Minerals, Inclusions And Volcanic Processes*, Mineralogical Society of America, volum 69 de *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, capítol 4, pp. 121–142. doi:[10.1515/9781501508486-005](https://doi.org/10.1515/9781501508486-005)
- ANDERSON, J.L. i SMITH, D.R. (1995): «The effects of temperature and  $fO_2$  on the Al-in-hornblende barometer». *American Mineralogist*, 80, pp. 549–559.
- ARCULUS, R.J. (2003): «Use and abuse of the terms calcalkaline and calcalkalic». *Journal of Petrology*, 44 (5), pp. 929–935. doi:[10.1093/petrology/44.5.929](https://doi.org/10.1093/petrology/44.5.929)

- ARTH, J.G. (1976): «Behavior of trace elements during magmatic processes—A summary of theoretical models and their applications». *Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, 4 (1), pp. 41–47.
- ASHAUER, H. i TEICHMÜLLER, R. (1935): «Die Variscische und Alpidische Gebirgsbildung Kataloniens». *Abhandlungen der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse*, 3 (16). Berlín. Traducció al castellà: «Origen y desarrollo de las cordilleras variscas y alpidicas de Cataluña». *Publicaciones extranjeras sobre geología de España* (1946), 3, pp. 7–100. Trad. Jose María Rios.
- ASHCHEPKOV, I., NTAFLLOS, T., LOGVINOVA, A., SPETSIUS, Z., DOWNES, H. i VLADYKIN, N. (2017): «Monomineral universal clinopyroxene and garnet barometers for peridotitic, eclogitic and basaltic systems». *Geoscience Frontiers*, 8 (4), pp. 775–795. doi:[10.1016/j.gsf.2016.06.012](https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.06.012)
- AUTRAN, A., FONTEILLES, M. i GUITARD, G. (1970): «Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme regional considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau; cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales». *Bulletin de la Société Géologique de France, Series 7 Vol. XII* (4), pp. 673–731. doi:[10.2113/gssgfbull.S7-XII.4.673](https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XII.4.673)
- AYRTON, S.N. (1991): «Appinite, lamprophyres and mafic microgranular enclaves: three related products of interaction between acid and mafic magmas». Dins J. Didier i B. Barbarin (eds.), *Enclaves and granite petrology*, Elsevier, volum 13 de *Developments in Petrology*, capítol 34, pp. 465–476. ISBN 0-444-89145-5.
- BAILEY, S.W. (1980): «Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee». *Clay Minerals*, 15 (1), pp. 85–93. doi:[10.1180/claymin.1980.015.1.07](https://doi.org/10.1180/claymin.1980.015.1.07)
- BALCAEN, L., DE SCHRIJVER, I., MOENS, L. i VANHAECKE, F. (2005): «Determination of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotope ratio in USGS silicate reference materials by multi-collector ICP–mass spectrometry». *International Journal of Mass Spectrometry*, 242 (2), pp. 251–255. doi:[10.1016/j.ijms.2004.10.025](https://doi.org/10.1016/j.ijms.2004.10.025)
- BARBARIN, B. (1991): «Enclaves of the Mesozoic calc-alkaline granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California». Dins J. Didier i B. Barbarin (eds.), *Enclaves and granite petrology*, Elsevier, volum 13 de *Developments in Petrology*, capítol 11, pp. 135–178. ISBN 0-444-89145-5.
- BARBARIN, B. (2005): «Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts». *Lithos*, 80 (1-4), pp. 155–177. doi:[10.1016/j.lithos.2004.05.010](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.05.010)
- BARBARIN, B. i DIDIER, J. (1991a): «Macroscopic features of mafic microgranular enclaves». Dins J. Didier i B. Barbarin (eds.), *Enclaves and granite Petrology*, Elsevier, volum 13 de *Developments in Petrology*, capítol 19, pp. 253–262. ISBN 0-444-89145-5.
- BARBARIN, B. i DIDIER, J. (1991b): «Review of the main hypotheses proposed for the genesis and evolution of mafic microgranular enclaves». Dins J. Didier i B. Barbarin (eds.), *Enclaves and granite Petrology*, Elsevier, volum 13 de *Developments in Petrology*, capítol 26, pp. 367–373. ISBN 0-444-89145-5.

- BARCLAY, J. i CARMICHAEL, I.S.E. (2004): «A hornblende basalt from Western Mexico: Water-saturated phase relations constrain a pressure-temperature window of eruptibility». *Journal of Petrology*, 45 (3), pp. 485–506. doi:[10.1093/petrology/egg091](https://doi.org/10.1093/petrology/egg091)
- BARTOLOTTI, V., PRINCIPI, G. i TREVES, B. (2001): «Ophiolites, Ligurides and the tectonic evolution from spreading to convergence of a Mesozoic Western Tethys segment». Dins G.B. Vai i I.P. Martini (eds.), *Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*, Springer Science+Business Media, Dordrecht, pp. 151–164. doi:[10.1007/978-94-015-9829-3](https://doi.org/10.1007/978-94-015-9829-3)
- BAUZÁ, F. (1874): «Breve reseña geológica de la provincia de Gerona». *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, 1, pp. 169–175.
- BAXTER, S. i FEELY, M. (2002): «Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland». *Mineralogy and Petrology*, 76 (1), pp. 63–74. doi:[10.1007/s007100200032](https://doi.org/10.1007/s007100200032)
- BEA, F., MONTERO, P., GONZALEZ-LODEIRO, F., TALAVERA, C., MOLINA, J., SCARROW, J., WHITEHOUSE, M. i ZINGER, T. (2006): «Zircon thermometry and U–Pb ion-microprobe dating of the gabbros and associated migmatites of the Variscan Toledo Anatectic Complex, Central Iberia». *Journal of the Geological Society*, 163 (5), pp. 847–855. doi:[10.1144/0016-76492005-143](https://doi.org/10.1144/0016-76492005-143)
- BEA, F., MONTERO, P. i MOLINA, J.F. (1999): «Mafic precursors, peraluminous granitoids, and late lamprophyres in the Avila batholith: A model for the generation of Variscan batholiths in Iberia». *The Journal of Geology*, 107 (4), pp. 399–419. doi:[10.1086/314356](https://doi.org/10.1086/314356)
- BEA, F., MONTERO, P. i ZINGER, T. (2003): «The nature, origin, and thermal influence of the granite source layer of Central Iberia». *The Journal of Geology*, 111 (5), pp. 579–595. doi:[10.1086/376767](https://doi.org/10.1086/376767)
- BEARD, J.S. (1986): «Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros: Implications for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis». *Geology*, 14 (10), pp. 848–851. doi:[10.1130/0091-7613\(1986\)14<848:cmoacg>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14<848:cmoacg>2.0.co;2)
- BEATTIE, P. (1994): «Systematics and energetics of trace-element partitioning between olivine and silicate melts: Implications for the nature of mineral/melt partitioning». *Chemical Geology*, 117 (1-4), pp. 57–71. doi:[10.1016/0009-2541\(94\)90121-x](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90121-x)
- BÉDARD, J.H. (1994): «A procedure for calculating the equilibrium distribution of trace elements among the minerals of cumulate rocks, and the concentration of trace elements in the coexisting liquids». *Chemical Geology*, 118 (1-4), pp. 143–153. doi:[10.1016/0009-2541\(94\)90173-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90173-2)
- BEN OTHMAN, D., FOURCADE, S. i ALLÈGRE, C.J. (1984): «Recycling processes in granite-granodiorite complex genesis: the Querigut case studied by Nd–Sr isotope systematics». *Earth and Planetary Science Letters*, 69 (2), pp. 290–300. doi:[10.1016/0012-821x\(84\)90188-2](https://doi.org/10.1016/0012-821x(84)90188-2)

- BENI, F., CULÍ, L., MICHEO, M.J. i SOLÉ, X. (2015a): «Mapa geològic de Catalunya 1 : 25.000 Geotrell II: Mapa geoantròpic, 332-2-2 (74-26) Viladrau». Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya.
- BENI, F., CULÍ, L., SOLÉ, X. i CARLES, R. (2015b): «Mapa geològic de Catalunya 1 : 25.000 Geotrell II: Mapa geoantròpic, 332-2-1 (74-25) Sant Julià de Vilatorrada». Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya.
- BLATTER, D.L., SISSON, T.W. i HANKINS, W.B. (2013): «Crystallization of oxidized, moderately hydrous arc basalt at mid- to lower-crustal pressures: implications for andesite genesis». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166 (3), pp. 861–886. doi:[10.1007/s00410-013-0920-3](https://doi.org/10.1007/s00410-013-0920-3)
- BOLÓS, X., MARTÍ, J., BECERRIL, L., PLANAGUMÀ, L., GROSSE, P. i BARDE-CABUSSON, S. (2015): «Volcano-structural analysis of La Garrotxa Volcanic Field (NE Iberia): Implications for the plumbing system». *Tectonophysics*, 642, pp. 58–70. doi:[10.1016/j.tecto.2014.12.013](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.12.013)
- BONECHI, B., PERINELLI, C., GAETA, M., TECCHIATO, V. i GRANATI, S.F. (2017): «Experimental constraints on amphibole stability in primitive alkaline and calc-alkaline magmas». *Periodico di Mineralogia*, 86 (3), pp. 231–245. doi:[10.2451/2017PM735](https://doi.org/10.2451/2017PM735)
- BOWEN, N.L. (1928): *The evolution of the igneous rocks*. Princeton University Press.
- BOWES, D.R. i McARTHUR, A.C. (1976): «Nature and genesis of the appinite suite». *Krystalinikum*, 12, pp. 31–46.
- BOWLES, J.F.W., HOWIE, R.A., VAUGHAN, D.J. i ZUSSMAN, J. (2011): *Non-silicates: oxides, hydroxides and sulphides*, volum 5A de *Rock-Forming Minerals*. The Geological Society, Londres, 2a edició. ISBN 978-1-86239-315-8, 920 pp.
- BRIQUEU, L. i LANCELOT, J.R. (1979): «Rb-Sr systematics and crustal contamination models for calc-alkaline igneous rocks». *Earth and Planetary Science Letters*, 43 (3), pp. 385–396. doi:[10.1016/0012-821x\(79\)90093-1](https://doi.org/10.1016/0012-821x(79)90093-1)
- BUSSELL, M.A. (1991): «Enclaves in the Mesozoic and Cenozoic granitoids of the Peruvian Coastal Batholith». Dins J. Didier i B. Barbarin (eds.), *Enclaves and granite Petrology*, Elsevier, volum 13 de *Developments in Petrology*, capítol 12, pp. 155–166. ISBN 0-444-89145-5.
- BUSSWEILER, Y., BREY, G., PEARSON, D., STACHEL, T., STERN, R., HARDMAN, M., KJARGAARD, B. i JACKSON, S. (2017): «The aluminum-in-olivine thermometer for mantle peridotites: Experimental versus empirical calibration and potential applications». *Lithos*, 272-273, pp. 301–314. doi:[10.1016/j.lithos.2016.12.015](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.12.015)
- BUTJOSA, L., ENRIQUE, P. i GALÁN, G. (2013): «Las hornblenditas, gabros y dioritas del Macizo del Montnegre (Barcelona, Cordilleras Costero Catalanas)». *Geogaceta*, 54, pp. 35–38.
- CALDERÓN, S. (1910): *Los minerales de España*, volum 2. Imprenta de Eduardo Arias, Madrid.



- CAPDEVILA, R. i FLOOR, P. (1970): «Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord ouest de l'Espagne». *Boletín Geológico y Minero*, 81 (2-3), pp. 215–225.
- CAPELLÀ, L., PALLÍ, L. i ROQUÉ, C. (1997): «Anàlisi geomètrica del diaclasat de les Guilleries en el sector de la vall del Ter entre els embassaments del Pasteral i de Susqueda (Girona)». *Scientia Gerundensis*, 23, pp. 157–166.
- CARMIGNANI, L., OGGIANO, G., BARCA, S., CONTI, P., ELTRUDIS, A., FUNEDDA, A., PASCI, S. i SALVADORI, I. (2001): *Geologia della Sardegna: note illustrative della Carta geologica della Sardegna a scala 1 : 200.000*, volum 60 de *Memorie descrittive della Carta geologica d'Italia*. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 283 pp. doi:[10.13140/rg.2.1.1530.6723](https://doi.org/10.13140/rg.2.1.1530.6723)
- CASTELLTORT, F.X., BALASCH, J.C., CIRÉS, J. i COLOMBO, F. (2017): «Consecuencias de la migración lateral de una cuenca de drenaje (*Homoclinal shifting*) en la formación de la cuenca erosiva de la Plana de Vic. NE de la Cuenca del Ebro». *Geogaceta*, 61, pp. 55–58.
- CASTRO, A., CORRETGÉ, L.G., DE LA ROSA, J.D., FERNÁNDEZ, C., LÓPEZ, S., GARCÍA-MORENO, O. i CHACÓN, H. (2003): «The appinite–migmatite complex of Sanaabria, NW Iberian Massif, Spain». *Journal of Petrology*, 44 (7), pp. 1309–1344. doi:[10.1093/petrology/44.7.1309](https://doi.org/10.1093/petrology/44.7.1309)
- CASTRO, A., DOUCE, A.E.P., CORRETGÉ, L.G., DE LA ROSA, J.D., EL-BIAD, M. i EL-HMIDI, H. (1999): «Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: an experimental test of granite petrogenesis». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135 (2-3), pp. 255–276. doi:[10.1007/s004100050511](https://doi.org/10.1007/s004100050511)
- CATANZARO, E.J., MURPHY, T.J., GARNER, E.L. i SHIELDS, W.R. (1969): «Absolute isotopic abundance ratio and atomic weight of terrestrial rubidium». *Journal of Research of the National Bureau of Standards Section A: Physics and Chemistry*, 73A (5), p. 511. doi:[10.6028/jres.073a.041](https://doi.org/10.6028/jres.073a.041)
- CAWTHORN, R. (1976): «Some chemical controls on igneous amphibole compositions». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40 (11), pp. 1319–1328. doi:[10.1016/0016-7037\(76\)90121-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(76)90121-6)
- CHAPPELL, B.W. i WHITE, A.J.R. (1974): «Two contrasting granite types». *Pacific Geology*, 8, pp. 173–174.
- CLAESON, D.T. (1998): «Coronas, reaction rims, symplectites and emplacement depth of the Rymmen gabbro, Transscandinavian Igneous Belt, southern Sweden». *Mineralogical Magazine*, 62 (6), pp. 743–757. doi:[10.1180/002646198548133](https://doi.org/10.1180/002646198548133)
- COBBING, J. (2000): *The Geology and Mapping of Granite Batholiths*. Springer Berlin Heidelberg. ISBN 3-540-67684-8. doi:[10.1007/3-540-45055-6](https://doi.org/10.1007/3-540-45055-6)
- COCHERIE, A. (1985): *Interaction manteau-croûte: son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alkalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène)*, volum 90 de *Documents du BRGM*. Bureau de recherches géologiques et minières, Orleans. ISBN 9782715901117, 246 pp.

- COHEN, K.M., HARPER, D.A.T. i GIBBARD, P.L. (2018): «ICS International Chronostratigraphic Chart 2018/08». International Commission on Stratigraphy, IUGS. Versió en català. <http://stratigraphy.org/> [Data d'accés: 20 de maig del 2019].
- COLLINS, W.J., RICHARDS, S.R., HEALY, B.E. i ELLISON, P.I. (2000): «Origin of heterogeneous mafic enclaves by two-stage hybridisation in magma conduits (dykes) below and in granitic magma chambers». *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 91 (1-2), pp. 27–45. doi:[10.1017/s0263593300007276](https://doi.org/10.1017/s0263593300007276)
- COLOMBO, F. (1980): *Estratigrafia y sedimentología del Terciario inferior continental de los Catalánides*. Tesi Doctoral, Universitat de Barcelona.
- CONNELLY, N.G., DAMHUS, T., HARTSHORN, R.M. i HUTTON, A.T. (2005): *Nomenclature of Inorganic Chemistry*. RSC. ISBN 0854044388, 366 pp.
- CONNOP, C. i SMYE, A. (2020): «Heat sources for crustal anatexis in the upper-to-middle crust: Pressure-temperature-time constraints from the Trois Seigneurs Massif, French Pyrenees». Dins *AGU Fall Meeting*. American Geophysical Union.
- COOGAN, L., HAIN, A., STAHL, S. i CHAKRABORTY, S. (2005): «Experimental determination of the diffusion coefficient for calcium in olivine between 900 °C and 1500 °C». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69 (14), pp. 3683–3694. doi:[10.1016/j.gca.2005.03.002](https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.03.002)
- COOGAN, L., SAUNDERS, A. i WILSON, R. (2014): «Aluminum-in-olivine thermometry of primitive basalts: Evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces». *Chemical Geology*, 368, pp. 1–10. doi:[10.1016/j.chemgeo.2014.01.004](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.01.004)
- COX, K.G., BELL, J.D. i PANKHURST, R.J. (1979): *The Interpretation of Igneous Rocks*. Springer Netherlands. ISBN 978-94-017-3373-1. doi:[10.1007/978-94-017-3373-1](https://doi.org/10.1007/978-94-017-3373-1)
- CROSS, W., IDDINGS, J.P., PIRSSON, L.V. i WASHINGTON, H.S. (1902): «A Quantitative Chemico-Mineralogical Classification and Nomenclature of Igneous Rocks». *The Journal of Geology*, 10 (6), pp. 555–690. doi:[10.1086/621030](https://doi.org/10.1086/621030)
- CRUCIANI, G., FRANCESCHELLI, M., GROPPA, C., BROGIONI, N. i VASELLI, O. (2008): «Formation of clinopyroxene + spinel and amphibole + spinel symplectites in coronitic gabbros from the Sierra de San Luis (Argentina): a key to post-magmatic evolution». *Journal of Metamorphic Geology*, 26 (7), pp. 759–774. doi:[10.1111/j.1525-1314.2008.00786.x](https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2008.00786.x)
- CULÍ, L., CARMONA, J.M., MARTÍNEZ, A., SOLÉ, X., GÓMEZ, M., CASANOVAS, J., CIRÉS, J. i PICART, J. (2014): «Mapa geològic de Catalunya 1 : 25.000 Geotrell I, 364-1-2 (73-28) La Garriga». Institut Geològic de Catalunya / Institut Cartogràfic de Catalunya.
- CULÍ, L., DURAN, H., CIRÉS, J., PONS, P., MONTANER, J., SOLÀ, J. i MICHEO, M.J. (2013): «Mapa geològic de Catalunya 1 : 25.000 Geotrell I, 333-1-1 (75-25) Anglès». Institut Geològic de Catalunya / Institut Cartogràfic de Catalunya.
- CURRIN, A. (2012): «El metamorfisme de contacte de la zona d'Hortsavinyà, Massís del Montnegre». Treball final de llicenciatura, Universitat de Barcelona.

- DALY, R.A. (1933): *Igneous rocks and the depths of the Earth*. McGraw-Hill Book Company, Inc.
- D'AUBUISSON DE VOISINS, J.F. (1819): *Traité de géognosie, ou Exposé des connaissances actuelles sur la constitution physique et minérale du globe terrestre*, volum 2. F.G. Levrault, Estrasburg, 1a edició, 665 pp.
- DAVIDSON, J.P., HARMON, R.S. i WÖRNER, G. (1991): «The source of central Andean magmas: Some considerations». Dins *Geological Society of America Special Papers*, Geological Society of America, pp. 233–244. doi:[10.1130/spe265-p233](https://doi.org/10.1130/spe265-p233)
- DAVIDSON, J.P., McMILLAN, N.J., MOORBATH, S., WÖRNER, G., HARMON, R.S. i LOPEZ-ESCOBAR, L. (1990): «The Nevados de Payachata volcanic region (18° S/69° W, N. Chile): II. Evidence for widespread crustal involvement in Andean magmatism». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105 (4), pp. 412–432. doi:[10.1007/bf00286829](https://doi.org/10.1007/bf00286829)
- DAVIS, B.T.C. i BOYD, F.R. (1966): «The join  $Mg_2Si_2O_6$ - $CaMgSi_2O_6$  at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites». *Journal of Geophysical Research*, 71 (14), pp. 3567–3576. doi:[10.1029/jz071i014p03567](https://doi.org/10.1029/jz071i014p03567)
- DE HAAS, G.J.L., NIJLAND, T.G., VALBRACHT, P.J., MAIJER, C., VERSCHURE, R. i ANDERSEN, T. (2002): «Magmatic versus metamorphic origin of olivine-plagioclase coronas». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143 (5), pp. 537–550. doi:[10.1007/s00410-002-0362-9](https://doi.org/10.1007/s00410-002-0362-9)
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. i MARCHAL, M. (1980): «A classification of volcanic and plutonic rocks using  $R_1R_2$ -diagram and major-element analyses – its relationships with current nomenclature». *Chemical Geology*, 29 (1-4), pp. 183–210. doi:[10.1016/0009-2541\(80\)90020-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0)
- DE MUYNCK, D., HUELGA-SUAREZ, G., VAN HEGHE, L., DEGRYSE, P. i VANHAECKE, F. (2009): «Systematic evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic resin for obtaining a purified Sr fraction with quantitative recovery from complex and Ca-rich matrices». *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 24 (11), pp. 1498–1510. doi:[10.1039/B908645E](https://doi.org/10.1039/B908645E)
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. i ZUSSMAN, J. (1962): *Sheet silicates*, volum 3 de *Rock-forming minerals*. Longman. ISBN 0582462118.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. i ZUSSMAN, J. (2013): *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Mineralogical Society of Great Britain and Ireland, 3a edició. ISBN 978-0903056-33-5. doi:[10.1180/dhz](https://doi.org/10.1180/dhz)
- DEFANT, M.J. i DRUMMOND, M.S. (1990): «Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere». *Nature*, 347 (6294), pp. 662–665. doi:[10.1038/347662a0](https://doi.org/10.1038/347662a0)
- DEPAOLO, D.J. (1981): «Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization». *Earth and Planetary Science Letters*, 53 (2), pp. 189–202. doi:[10.1016/0012-821x\(81\)90153-9](https://doi.org/10.1016/0012-821x(81)90153-9)

- DEPT. DE PETROLOGIA, UNIVERSITAT DE SALAMANCA (1980): «Plutonism of central western Spain. A preliminary note». *Estudios Geológicos*, 36, pp. 339–348.
- DIDIER, J. i BARBARIN, B. (1991): «The different types of enclaves in granites – Nomenclature». Dins J. Didier i B. Barbarin (eds.), *Enclaves and granite Petrology*, Elsevier, volum 13 de *Developments in Petrology*, capítol 2, pp. 19–23. ISBN 0-444-89145-5.
- DOMIER, M. i TORSVIK, T.H. (2014): «Plate tectonics in the late Paleozoic». *Geoscience Frontiers*, 5 (3), pp. 303–350. doi:[10.1016/j.gsf.2014.01.002](https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.01.002)
- DONVILLE, B. (1976): «Géologie néogène de la Catalogne orientale». *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Section IV*, (3), pp. 177–210.
- DROOP, G.T.R. (1987): «A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria». *Mineralogical magazine*, 51 (361), pp. 431–435.
- DRUGUET, E., CASTRO, A., CHICHORRO, M., PEREIRA, M.F. i FERNÁNDEZ, C. (2014): «Zircon geochronology of intrusive rocks from Cap de Creus, Eastern Pyrenees». *Geological Magazine*, 151 (6), pp. 1095–1114. doi:[10.1017/s0016756814000041](https://doi.org/10.1017/s0016756814000041)
- DUNGAN, M.A., LONG, P.E. i RHODES, J.M. (1978): «Magma mixing at mid-ocean ridges: Evidence from legs 45 and 46-DSDP». *Geophysical Research Letters*, 5 (6), pp. 423–425. doi:[10.1029/gl005i006p00423](https://doi.org/10.1029/gl005i006p00423)
- DURÁN, H. (1985): *El Paleozoico de Les Guilleries*. Tesi Doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona.
- DURÁN, H. (1990): «El Paleozoico de les Guilleries». *Acta Geologica Hispanica*, 25 (1-2), pp. 83–103.
- DURÁN, H., MARTÍNEZ, F.J. i JULIVERT, M. (1981): «The Guilleries area». Dins M. Julivert (ed.), *Guide to the field trips in the Eastern Pyrenees and Catalanian Coastal Ranges (13–15 June, 1981. Barcelona)*, Universitat Autònoma de Barcelona, IGPC Project N° 5: Correlation of Prevariscan and Variscan Events of the Alpine-Mediterranean Mountain Belt, pp. 38–43.
- EL-HINNAWI, E. (2016): «A new method for the adjustment of Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO ratio in volcanic rocks for the calculation of CIPW norm». *Neues Jahrbuch für Mineralogie (Abhandlungen)*, 193 (1), pp. 87–93. doi:[10.1127/njma/2015/0295](https://doi.org/10.1127/njma/2015/0295)
- ELLIS, S.E. (1948): «On the delimitation of diorite and gabbro and related rocks». *Mineralogical Magazine*, 28 (203), pp. 447–469. doi:[10.1180/minmag.1948.028.203.06](https://doi.org/10.1180/minmag.1948.028.203.06)
- ENRIQUE, P. (1981): «Late-tectonic granitoids of the Catalanian Coastal Ranges». Dins M. Julivert (ed.), *Guide to the field trips in the Eastern Pyrenees and Catalanian Coastal Ranges (13–15 June, 1981. Barcelona)*, Universitat Autònoma de Barcelona, IGPC Project N° 5: Correlation of Prevariscan and Variscan Events of the Alpine-Mediterranean Mountain Belt, pp. 44–52.

- ENRIQUE, P. (1983): «Existencia de una asociación plutónica intermedia-máfica-ultramáfica de edad herciniana en el Macizo del Montnegre (Cordillera Litoral Catalana)». *Revista d'Investigacions Geològiques*, 36, pp. 25–38.
- ENRIQUE, P. (1985): *La asociación plutónica tardi-Herciniana del Macizo del Montnegre, Catalánides Septentrionales (Barcelona)*. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona.
- ENRIQUE, P. (1988): «Hornblenditas olivínicas asociadas a la intrusión diorítica de Susqueda (Cordillera Prelitoral Catalana)». Dins *X Reunion de Geología del Oeste Peninsular*. Bragança, p. 21.
- ENRIQUE, P. (1990): «The Hercynian intrusive rocks of the Catalanian Coastal Ranges (NE Spain)». *Acta Geologica Hispanica*, 25 (1), pp. 39–64.
- ENRIQUE, P. (1995): «Could some regional metamorphism be induced by flowing of magma? The case of Hercynian metamorphic domes and plutonic intrusions of the Eastern Pyrenees». Dins M. Brown i P.M. Piccoli (eds.), *The Origin of Granites and Related Rocks. Third Hutton Symposium: abstracts*. U.S. Geological Survey, p. 48.
- ENRIQUE, P. (1996): «Comparaison avec le plutonisme des Chaînes Côtières Catalanes». Dins A. Barnolas, J.C. Chiron i B. Guérangé (eds.), *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*, BRGM–ITGE, capítol 9 Magmatisme hercynien, pp. 481–482.
- ENRIQUE, P. (2016): «Composició komatiítica de las hornblenditas del Macizo del Montnegre (Sierra Litoral Catalana, NE de la Península Ibérica)». *Geogaceta*, 60, pp. 103–106.
- ENRIQUE, P. (2017): «Una aproximación a la clasificación química de rocas intrusivas-calcoalcalinas basada en su densidad: su utilidad en la prospección preliminar y cartografía de rocas graníticas». *Geogaceta*, 61, pp. 127–130.
- ENRIQUE, P. (2018): «Clasificación normativa de las rocas plutónicas saturadas y sobresaturadas en sílice basada en la clasificación modal QAP: El diagrama 2Q-(or+ab)-4an». *Geogaceta*, 63, pp. 95–98.
- ENRIQUE, P. i GALÁN, G. (1989): «Las rocas ultramáficas del Macizo del Montnegre (Barcelona, NE España)». *Boletín Geológico y Minero*, 100 (5), pp. 897–916.
- ENRIQUE, P., SERRA, P.R. i PALAU, J. (1988): «The Hercynian granitic rocks of the North-Eastern Iberian Peninsula». *Revista d'Investigacions Geològiques*, 44/45, pp. 127–153.
- ENRIQUE, P., XU, J. i ESTEVE, S. (2017): «Procesos de mezcla incompleta entre un magma granodiorítico y una intrusión diorítica parcialmente consolidada en Llafranc (Cordillera Litoral Catalana, NE de la Península Ibérica)». *Geogaceta*, 61, pp. 123–126.
- ERDMANN, S., MARTEL, C., PICHAVANT, M. i KUSHNIR, A. (2014): «Amphibole as an archivist of magmatic crystallization conditions: problems, potential, and implications for inferring magma storage prior to the paroxysmal 2010 eruption of Mount Merapi, Indonesia». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167 (6). doi:[10.1007/s00410-014-1016-4](https://doi.org/10.1007/s00410-014-1016-4)

- ESTEVE, S., ENRIQUE, P. i ALÍAS, G. (2018): «Relaciones intrusivas y cronología relativa del plutón básico de Susqueda con las rocas metamórficas encajantes (Cordillera Prelitoral Catalana)». *Geogaceta*, 63, pp. 107–110.
- ESTEVE, S., SUNYER, J., CULÍ, L., CIRÉS, J., ALÍAS, G. i ENRIQUE, P. (2016): «El complejo intrusivo diorítico-gabroico de Susqueda (Macizo del Montseny–Guilleries, Cataluña): unidades litológicas y características petrográficas». *Geogaceta*, 60, pp. 99–102.
- EWART, A. (1982): «The mineralogy and petrology of Tertiary–Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesite-basaltic compositional range». Dins R.S. Thorpe (ed.), *Andesites: orogenic andesites and related rocks*, John Wiley & Sons, pp. 26–87.
- FAURE, G. (2001): *Origin of Igneous Rocks: the isotopic evidence*. Springer Berlin Heidelberg. ISBN 978-3-662-04474-2. doi:[10.1007/978-3-662-04474-2](https://doi.org/10.1007/978-3-662-04474-2)
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1905): «Noticias mineralógicas». *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 5, pp. 254–259.
- FERRER, A.-E. (1989): *El Vulcanismo calco-alcalino del Ordovícico Superior de los macizos de Les Guilleries y Les Gavarres (Cordilleras Costeras Catalanas, Prov. Girona) y sus mineralizaciones asociadas: mecanismos eruptivos, metalogenia y prospección geoquímica*. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona.
- FERRER, J. (1971): «El Paleoceno y el Eoceno del borde suroriental de la Depresión del Ebro (Cataluña)». *Mémoires suisses de paléontologie*, 90, p. 70.
- FERRÉS, M. (1998): *Le Complexe granitique alcalin du massif du Cadiretes (Chaînes Côtières catalanes, NE de l'Espagne): étude pétrologique et géochronologique  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  et Rb–Sr*. Tesis Doctoral, Universitat de Ginebra. *Terre & Environnement*, volum 13. ISBN 2-940153-12-4.
- FINGER, F. i STEYRER, H.P. (1990): «I-type granitoids as indicators of a late Paleozoic convergent ocean-continent margin along the southern flank of the central European Variscan orogen». *Geology*, 18 (12), p. 1207. doi:[10.1130/0091-7613\(1990\)018<1207:itgao>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<1207:itgao>2.3.co;2)
- FODEN, J.D. i GREEN, D.H. (1992): «Possible role of amphibole in the origin of andesite: some experimental and natural evidence». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 109 (4), pp. 479–493. doi:[10.1007/bf00306551](https://doi.org/10.1007/bf00306551)
- FOLCH I GUILLEM, R. (ed.) (1986): *Historia natural dels Països Catalans*, volum Geologia I. Enciclopèdia Catalana, S.A., Barcelona. ISBN 84-85194-88-8.
- FOLCH I GUILLÈN, R., FRANQUESA, T. i CAMARASA, J.M. (1984): *Història Natural dels Països Catalans*, Enciclopèdia Catalana, S.A., Barcelona, volum 7. Flora i vegetació, capítol Els Sistemes Litorals i Pre-litorals del Ter al Millars (territori catalanidic), pp. 294–300.
- FONT, X. (1983): *Estudio de las mineralizaciones del macizo Montseny-Guilleries (Barcelona y Girona) y su aplicación en la prospección geoquímica de redes de drenaje*. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona.

- FONTBOTÉ, J. i JULIVERT, M. (1952): «Algunas precisiones sobre la cronología de los plegamientos hercínianos en Cataluña». *Comptes Rendus de la XIX session du Congrès Géologique International, Alger 1952*, 13 (15), pp. 575–591.
- FONTEILLES, M. (1970): «Géologie des terrains métamorphiques et granitiques du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées orientales)». *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, (deuxième série), Section IV*, 3, pp. 21–72.
- FOURCADE, S. i ALLEGRE, C.J. (1981): «Trace elements behavior in granite genesis: A case study. The calc-alkaline plutonic association from the Querigut complex (Pyrénées, France)». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76 (2), pp. 177–195. doi:[10.1007/bf00371958](https://doi.org/10.1007/bf00371958)
- FOWLER, M.B. (1988): «Ach'uaine hybrid appinite pipes: Evidence for mantle-derived shoshonitic parent magmas in Caledonian granite genesis». *Geology*, 16 (11), p. 1026. doi:[10.1130/0091-7613\(1988\)016<1026:auhape>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<1026:auhape>2.3.co;2)
- FOWLER, M.B. i HENNEY, P.J. (1996): «Mixed Caledonian appinite magmas: implications for lamprophyre fractionation and high Ba-Sr granite genesis». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126 (1-2), pp. 199–215. doi:[10.1007/s004100050244](https://doi.org/10.1007/s004100050244)
- FRANCO, M.P. (1980): *Estudio petrológico de las formaciones metamórficas y plutónicas al NE de la depresión del Corneja–Amblés (Sierra de Ávila)*. Tesis Doctoral, Universitat de Salamanca.
- FRANCO, M.P. (1982): «Las rocas básicas y ultrabásicas localizadas al N. de la depresión del Corneja (Ávila, España)». *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, XXII, pp. 101–105.
- FRANCO, M.P. i GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. (1986): «Las rocas básicas y ultrabásicas en el extremo occidental de la sierra de Ávila (provincias de Ávila y Salamanca)». *Studia Geologica Salmanticensis*, 23, pp. 193–218.
- FRENCH, W.J. (1966): «Appinitic intrusions clustered around the Ardara Pluton, County Donegal». *Proceedings of the Royal Irish Academy. Section B: Biological, Geological, and Chemical Science*, 64, pp. 303–322.
- GALÁN, G. (1981a): «Aportaciones previas sobre la presencia y petrografía de rocas ultramáficas asociadas a granitoides calcoalcalinos precoces en la zona de Vivero (Lugo)». *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe: Revista de xeoloxía galega e do hercínico peninsular*, 1 (2), pp. 35–44.
- GALÁN, G. (1981b): «Aspectos petrológicos y geoquímicos de las rocas ultramáficas asociadas a la granodiorita precoz de Vivero (Lugo)». *Cuadernos de Geología Iberica*, 7, pp. 275–293.
- GALÁN, G., ENRIQUE, P., BUTJOSA, L. i FERNÁNDEZ-ROIG, M. (2017): «Spinels of Variscan olivine hornblendites related to the Montnegre granitoids revisited: petrogenetic evidence of mafic magma mixing». *Geologica Acta*, 15 (4), pp. 323–336. doi:[10.1344/GeologicaActa2017.15.4.5](https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2017.15.4.5)

- GALÁN, G. i OLIVERAS, V. (2014): «Melting and metasomatism in the lithospheric mantle of NE Spain: Geochemical and Sr–Nd isotopic characteristics». *Chemical Geology*, 366, pp. 75–89. doi:[10.1016/j.chemgeo.2013.12.011](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.12.011)
- GALÁN, G., PIN, C. i DUTHOU, J.-L. (1996): «Sr–Nd isotopic record of multi-stage interactions between mantle-derived magmas and crustal components in a collision context – The ultramafic–granitoid association from Vivero (Hercynian belt, NW Spain)». *Chemical Geology*, 131 (1-4), pp. 67–91. doi:[10.1016/0009-2541\(96\)00027-7](https://doi.org/10.1016/0009-2541(96)00027-7)
- GISBERT, J. (1981): *Estudio geológico-petroológico del Estefaniense-Pérmico de la Sierra del Cadí (Pirineo de Lérida): Diagénesis y sedimentología*. Tesi Doctoral, Universitat de Saragossa.
- GRANT, N.K. i CHALOKWU, C.I. (1998): «The cumulate paradigm affirmed». *The Journal of Geology*, 106 (5), pp. 641–644. doi:[10.1086/516048](https://doi.org/10.1086/516048)
- GREGNANIN, A. i VITERBO, C. (1965): «Metodo di colorazione per identificare la cordierite in sezione sottile». *Rendiconti della Società Mineralogica Italiana*, 21, pp. 113–120.
- HAGGERTY, S.E. (1976): «Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks». Dins D. Rumble III (ed.), *Oxide minerals*, Mineralogical Society of America, volum 3 de *Reviews in mineralogy*, capítol 8. ISBN 0-939950-03-0. Segona impressió, 1981.
- HAMMARSTROM, J.M. i ZEN, E.A. (1986): «Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer». *American Mineralogist*, 71, pp. 1297–1313.
- HATCH, F.H., WELLS, A.K. i WELLS, M.K. (1972): *Petrology of the Igneous Rocks*, volum 1. Murby, Londres, 13a edició. ISBN 0-045-52009-7, 551 pp.
- HAÜY, R.-J. (1822a): *Traité de minéralogie*, volum 3. Imprimerie de Huzard-Courcier, París, 2a edició, 494 pp.
- HAÜY, R.-J. (1822b): *Traité de minéralogie*, volum 4. Imprimerie de Huzard-Courcier, París, 2a edició, 604 pp.
- HAWTHORNE, F.C., OBERTI, R., HARLOW, G.E., MARESCH, W.V., MARTIN, R.F., SCHUMACHER, J.C. i WELCH, M.D. (2012): «Nomenclature of the amphibole supergroup». *American Mineralogist*, 97 (11-12), pp. 2031–2048. doi:[10.2138/am.2012.4276](https://doi.org/10.2138/am.2012.4276)
- HELMY, H.M., YOSHIKAWA, M., SHIBATA, T., ARAI, S. i TAMURA, A. (2008): «Corona structure from arc mafic-ultramafic cumulates: The role and chemical characteristics of late-magmatic hydrous liquids». *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 103 (5), pp. 333–344. doi:[10.2465/jmps.070906](https://doi.org/10.2465/jmps.070906)
- HERZBERG, C., ASIMOW, P.D., ARNDT, N., NIU, Y., LESHER, C.M., FITTON, J.G., CHEADLE, M.J. i SAUNDERS, A.D. (2007): «Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites». *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8 (2). doi:[10.1029/2006gc001390](https://doi.org/10.1029/2006gc001390)
- HOFMANN, A. (1971): «Fractionation corrections for mixed-isotope spikes of Sr, K, and Pb». *Earth and Planetary Science Letters*, 10 (4), pp. 397–402. doi:[10.1016/0012-821X\(71\)90087-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(71)90087-2)



- HOLLISTER, L.S., GRISSOM, G.C., PETERS, E.K., STOWELL, H.H. i SISSON, V.B. (1987): «Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons». *American Mineralogist*, 72 (3-4), pp. 231–239.
- HOLLOCHER, K., ROBINSON, P., WALSH, E. i ROBERTS, D. (2012): «Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Storen Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, western gneiss region, Norway: A key to correlations and paleotectonic settings». *American Journal of Science*, 312 (4), pp. 357–416. doi:[10.2475/04.2012.01](https://doi.org/10.2475/04.2012.01)
- HOUGHTON, H.F. (1980): «Refined techniques for staining plagioclase and alkali feldspars in thin section». *Journal of Sedimentary Research*, 50 (2), pp. 629–631. doi:[10.1306/212f7a7c-2b24-11d7-8648000102c1865d](https://doi.org/10.1306/212f7a7c-2b24-11d7-8648000102c1865d)
- HUGHES, C.J. (1982): *Igneous Petrology*, volum 7 de *Developments in Petrology*. Elsevier Science Ltd. ISBN 0-444-42011-8.
- HUNT, T.S. (1854): «Illustrations of chemical homology». *American Journal of Science*, 18, pp. 269–271.
- HUNT, T.S. (1855): «Examinations of some felspathic rocks». *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 9 (60), pp. 354–363. doi:[10.1080/14786445508641882](https://doi.org/10.1080/14786445508641882)
- HUNTER, R. (1996): «Texture development in cumulate rocks». Dins R. Cawthorn (ed.), *Layered Intrusions*, Elsevier BV, volum 15 de *Developments in Petrology*, pp. 77–101. doi:[10.1016/S0167-2894\(96\)80005-4](https://doi.org/10.1016/S0167-2894(96)80005-4)
- HUNTER, R.H. (1987): «Textural equilibrium in layered igneous rocks». Dins I. Parsons (ed.), *Origins of Igneous Layering*, Springer Science + Business Media, pp. 473–503. ISBN 978-94-017-2509-5. doi:[10.1007/978-94-017-2509-5\\_15](https://doi.org/10.1007/978-94-017-2509-5_15)
- HUTCHISON, C.S. (1974): *Laboratory handbook of petrographic techniques*. John Wiley & Sons.
- HUTCHISON, C.S. (1975): «The norm, its variations, their calculation and relationships». *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 55, pp. 243–256.
- IGME (1970): «Mapa geológico de España E. 1 : 200.000, síntesis de la cartografía existente, hoja 35, Barcelona». Instituto Geológico y Minero de España, 1a edició.
- IGME (1976): «Mapa geológico de España E. 1 : 50.000, hoja 364, La Garriga». Instituto Geológico y Minero de España.
- IGME (1984a): «Mapa geológico de España E. 1 : 200.000, hoja 35, Barcelona». Instituto Geológico y Minero de España, 1a edició.
- IGME (1984b): «Mapa geológico de España E. 1 : 50.000, hoja 333, Santa Coloma de Farners». Instituto Geológico y Minero de España.

- IKEDA, T., NISHIYAMA, T., YAMADA, S. i YANAGI, T. (2007): «Microstructures of olivine-plagioclase corona in meta-ultramafic rocks from Sefuri Mountains, NW Kyushu, Japan». *Lithos*, 97 (3-4), pp. 289–306. doi:[10.1016/j.lithos.2006.12.016](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.12.016)
- IRVINE, T.N. (1982): «Terminology for layered intrusions». *Journal of Petrology*, 23 (2), pp. 127–162. doi:[10.1093/petrology/23.2.127-a](https://doi.org/10.1093/petrology/23.2.127-a)
- IRVINE, T.N. i BARAGAR, W.R.A. (1971): «A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks». *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8 (5), pp. 523–548. doi:[10.1139/e71-055](https://doi.org/10.1139/e71-055)
- JACOBSEN, S.B. i WASSERBURG, G.J. (1980): «Sm-Nd isotopic evolution of chondrites». *Earth and Planetary Science Letters*, 50 (1), pp. 139–155. doi:[10.1016/0012-821x\(80\)90125-9](https://doi.org/10.1016/0012-821x(80)90125-9)
- JANOŮŠEK, V., BRAITHWAITE, C.J.R., BOWES, D.R. i GERDES, A. (2004): «Magma-mixing in the genesis of Hercynian calc-alkaline granitoids: an integrated petrographic and geochemical study of the Sázava intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic». *Lithos*, 78 (1-2), pp. 67–99. doi:[10.1016/j.lithos.2004.04.046](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.046)
- JANOŮŠEK, V., FARROW, C.M. i ERBAN, V. (2006): «Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit)». *Journal of Petrology*, 47 (6), pp. 1255–1259. doi:[10.1093/petrology/egl013](https://doi.org/10.1093/petrology/egl013)
- JANOŮŠEK, V., MOYEN, J.-F., MARTIN, H., ERBAN, V. i FARROW, C. (2016): *Geochemical Modelling of Igneous Processes – Principles And Recipes in R Language*. Springer Berlin Heidelberg. doi:[10.1007/978-3-662-46792-3](https://doi.org/10.1007/978-3-662-46792-3)
- JENSEN, L.S. (1976): «A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks». *Ontario Division of Mines, Miscellaneous Papers*, 66, pp. 1–21.
- JENSEN, L.S. i PYKE, D.R. (1982): «Komatiites in the Ontario portion of the Abitibi belt». Dins N.T. Arndt i E.G. Nisbet (eds.), *Komatiites*, Allen & Unwin, pp. 147–157.
- JOCHUM, K.P., BRUECKNER, S.M., NOHL, U., STOLL, B. i WEIS, U. (2009): «Geostandards and geoanalytical research bibliographic review 2008». *Geostandards and Geoanalytical Research*, 33 (4), pp. 501–505. doi:[10.1111/j.1751-908x.2009.00083.x](https://doi.org/10.1111/j.1751-908x.2009.00083.x)
- JOCHUM, K.P., WILSON, S.A., ABOUCHAMI, W., AMINI, M., CHMELEFF, J., EISENHAEUER, A., HEGNER, E., IACCHERI, L.M., KIEFFER, B., KRAUSE, J., McDONOUGH, W.F., MERTZ-KRAUS, R., RACZEK, I., RUDNICK, R.L., SCHOLZ, D., STEINHOEFEL, G., STOLL, B., STRACKE, A., TONARINI, S., WEIS, D., WEIS, U. i WOODHEAD, J.D. (2011): «GSD-1G and MPI-DING reference glasses for *in situ* and bulk isotopic determination». *Geostandards and Geoanalytical Research*, 35 (2), pp. 193–226. doi:[10.1111/j.1751-908x.2010.00114.x](https://doi.org/10.1111/j.1751-908x.2010.00114.x)
- JOHANNES, W. (1978): «Melting of plagioclase in the system Ab–An–H<sub>2</sub>O and Qz–Ab–An–H<sub>2</sub>O at  $P_{H_2O} = 5$  kbars, an equilibrium problem». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66 (3), pp. 295–303. doi:[10.1007/bf00373413](https://doi.org/10.1007/bf00373413)

- JOHANNES, W. (1989): «Melting of plagioclase-quartz assemblages at 2 kbar water pressure». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103 (3), pp. 270–276. doi:[10.1007/bf00402914](https://doi.org/10.1007/bf00402914)
- JOHANNES, W. i HOLTZ, F. (1996): *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks*. Springer Berlin Heidelberg. doi:[10.1007/978-3-642-61049-3](https://doi.org/10.1007/978-3-642-61049-3)
- JOHANNSEN, A. (1937): *The Intermediate Rocks*, volum 3 de *A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks*. University of Chicago, 360 pp.
- JOHNSON, C.D. i CARLSON, W.D. (1990): «The origin of olivine-plagioclase coronas in metagabbros from the Adirondack Mountains, New York». *Journal of Metamorphic Geology*, 8 (6), pp. 697–717. doi:[10.1111/j.1525-1314.1990.tb00496.x](https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1990.tb00496.x)
- JULIVERT, M. i DURÁN, H. (1990a): «The hercynian structure of the Catalonian Coastal Ranges (NE Spain)». *Acta Geologica Hispanica*, 25 (1), pp. 13–21.
- JULIVERT, M. i DURÁN, H. (1990b): «Paleozoic stratigraphy of the central and northern part of the Catalonian Coastal Ranges (NE Spain)». *Acta Geologica Hispanica*, 25 (1-2), pp. 3–12.
- KAWAKATSU, K. i YAMAGUCHI, Y. (1987): «Successive zoning of amphiboles during progressive oxidation in the Daito-Yokota granitic complex, San-in belt, southwest Japan». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51 (3), pp. 535–540. doi:[10.1016/0016-7037\(87\)90067-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(87)90067-6)
- KELEMEN, P.B., HANGHØJ, K. i GREENE, A.R. (2014): «One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust». Dins H.D. Holland i K.K. Turekian (eds.), *Treatise on Geochemistry*, Elsevier, volum 4, capítol 21, pp. 749–806. 2a edició. ISBN 978-0-08-098300-4. doi:[10.1016/b978-0-08-095975-7.00323-5](https://doi.org/10.1016/b978-0-08-095975-7.00323-5)
- KLOCKMANN, F. i RAMDOHR, P. (1947): *Tratado de mineralogía: versión de la 12a edición alemana por Francisco Pardillo*. Gili, Barcelona.
- KRAWCZYNSKI, M.J., GROVE, T.L. i BEHRENS, H. (2012): «Amphibole stability in primitive arc magmas: effects of temperature, H<sub>2</sub>O content, and oxygen fugacity». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 164 (2), pp. 317–339. doi:[10.1007/s00410-012-0740-x](https://doi.org/10.1007/s00410-012-0740-x)
- KUNO, H. (1960): «High-alumina basalt». *Journal of Petrology*, 1 (1), pp. 121–145. doi:[10.1093/petrology/1.1.121](https://doi.org/10.1093/petrology/1.1.121)
- LANGMUIR, C.H., VOCKE, R.D., HANSON, G.N. i HART, S.R. (1978): «A general mixing equation with applications to Icelandic basalts». *Earth and Planetary Science Letters*, 37 (3), pp. 380–392. doi:[10.1016/0012-821X\(78\)90053-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90053-5)
- LAUMONIER, B., BARBEY, P., DENÈLE, Y., OLIVIER, P. i PAQUETTE, J.-L. (2014): «Réconcilier les données stratigraphiques, radiométriques, plutoniques, volcaniques et structurales au Pennsylvanien supérieur (Stéphanien – Autunien p.p.) dans l'Est des Pyrénées hercyniennes (France, Espagne)». *Géologie des Pyrénées*, 1 (2).

- LE BAS, M.J., LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A. i ZANETTIN, B. (1986): «A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica diagram». *Journal of Petrology*, 27 (3), pp. 745–750. doi:[10.1093/petrology/27.3.745](https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745)
- LE MAITRE, R.W. (1976a): «The chemical variability of some common igneous rocks». *Journal of Petrology*, 17 (4), pp. 589–637. doi:[10.1093/petrology/17.4.589](https://doi.org/10.1093/petrology/17.4.589)
- LE MAITRE, R.W. (1976b): «Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classifications». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 56 (2), pp. 181–189. doi:[10.1007/BF00399603](https://doi.org/10.1007/BF00399603)
- LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B., LE BAS, M.J., BONIN, B. i BATEMAN, P. (2002): *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge, 2a edició, 236 pp. doi:[10.2277/0521619483](https://doi.org/10.2277/0521619483)
- LEAKE, B.E., WOOLLEY, A.R., ARPS, C.E.S., BIRCH, W.D., GILBERT, M.C., GRICE, J.D., HAWTHORNE, F.C., KATO, A., KISCH, H.J. i KRIVOVICHEV, V.G. (1997): «Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names». *American Mineralogist*, 82 (9-10), pp. 219–246.
- LECHLER, P. i DESILETS, M. (1987): «A review of the use of loss on ignition as a measurement of total volatiles in whole-rock analysis». *Chemical Geology*, 63 (3-4), pp. 341–344. doi:[10.1016/0009-2541\(87\)90171-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(87)90171-9)
- LETERRIER, J. (1972): *Etude pétrographique et géochimique du massif granitique de Quérigut (Ariège)*. Tesi Doctoral, Universitat de Nancy.
- LI, X., ZHANG, C., BEHRENS, H. i HOLTZ, F. (2020): «Calculating biotite formula from electron microprobe analysis data using a machine learning method based on principal components regression». *Lithos*, 356-357, p. 105371. doi:[10.1016/j.lithos.2020.105371](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105371)
- LIEW, T.C. i HOFMANN, A.W. (1988): «Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98 (2), pp. 129–138. doi:[10.1007/BF00402106](https://doi.org/10.1007/BF00402106)
- LLOPIS, N. (1947): *Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides: estudio geológico*. Ariel, Barcelona.
- LOCOCK, A.J. (2014): «An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations». *Computers & Geosciences*, 62, pp. 1–11. doi:[10.1016/j.cageo.2013.09.011](https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.09.011)
- LOSANTOS, M., ARAGONÈS, E., BERÁSTEGUI, X., PALAU, J. i PUIGDEFÀBREGAS, C. (1989): «Mapa geològic de Catalunya, escala 1 : 250.000». Servei Geològic de Catalunya / Institut Cartogràfic de Catalunya.

- LOSANTOS, M., ARAGONÈS, E., BERÁSTEGUI, X., PALAU, J., PUIGDEFÀBREGAS, C. i SOLER, M. (2002): «Mapa geològic de Catalunya, escala 1 : 250.000». 2a edició. Servei Geològic de Catalunya / Institut Cartogràfic de Catalunya. Versió 1.0 (13/07/2016) en format ESRI Shapefile.
- LUGMAIR, G.W. i MARTI, K. (1978): «Lunar initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : Differential evolution of the lunar crust and mantle». *Earth and Planetary Science Letters*, 39 (3), pp. 349–357. doi:[10.1016/0012-821x\(78\)90021-3](https://doi.org/10.1016/0012-821x(78)90021-3)
- LUX, D.R., DEYOREO, J.J., GULDOTTI, C.V. i DECKER, E.R. (1986): «Role of plutonism in low-pressure metamorphic belt formation». *Nature*, 323 (6091), pp. 794–797.
- MACDONALD, G.A. i KATSURA, T. (1964): «Chemical composition of Hawaiian lavas». *Journal of Petrology*, 5 (1), pp. 82–133. doi:[10.1093/petrology/5.1.82](https://doi.org/10.1093/petrology/5.1.82)
- MACGREGOR, I.D. (1974): «The system  $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ : Solubility of  $\text{Al}_2\text{O}_3$  in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions». *American Mineralogist*, 59 (1-2), pp. 110–119.
- MACKENZIE, W.S., DONALDSON, C.H. i GUILFORD, C. (1984): *Atlas of igneous rocks and their textures*. Longman Scientific, 148 pp.
- MARTIN, H., SMITHIES, R.H., RAPP, R., MOYEN, J.-F. i CHAMPION, D. (2005): «An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution». *Lithos*, 79 (1-2), pp. 1–24. doi:[10.1016/j.lithos.2004.04.048](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.048)
- MARTIN, R.F. (2007): «Amphiboles in the igneous environment». *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 67 (1), pp. 323–358. doi:[10.2138/rmg.2007.67.9](https://doi.org/10.2138/rmg.2007.67.9)
- MARTÍN-CLOSAS, C., TRIAS, S. i CASAS, J.M. (2018): «New palaeobotanical data from Carboniferous Culm deposits constrain the age of the Variscan deformation in the eastern Pyrenees». *Geologica Acta*, 16 (2), pp. 107–123. doi:[10.1344/GeologicaActa2018.16.2.1](https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2018.16.2.1)
- MARTÍNEZ, F., IRIONDO, A., DIETSCH, C., ALEINIKOFF, J., PEUCAT, J., CIRÈS, J., RECHE, J. i CAPDEVILA, R. (2011): «U-Pb SHRIMP-RG zircon ages and Nd signature of lower Paleozoic rifting-related magmatism in the Variscan basement of the Eastern Pyrenees». *Lithos*, 127 (1-2), pp. 10–23. doi:[10.1016/j.lithos.2011.08.004](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.08.004)
- MARTÍNEZ, F.J., RECHE, J. i IRIONDO, A. (2008): «U-Pb Shrimp-RG zircon ages of Variscan igneous rocks from the Guilleries massif (NE Iberia pre-Mesozoic basement). Geological implications». *Comptes Rendus Geoscience*, 340 (4), pp. 223–232. doi:[10.1016/j.crte.2007.12.006](https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.12.006)
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., ARENAS, R., GARCÍA, F.D., CUADRA, P.G., GÓMEZ-BARREIRO, J., ABATI, J., CASTIÑEIRAS, P., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., MARTÍNEZ, S.S., ANDONAEGUI, P., CLAVIJO, E.G., MONTES, A.D., PASCUAL, F.J.R. i AGUADO, B.V. (2007): «Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif: Implications for the Variscan belt». Dins *Geological Society of America Memoirs*, Geological Society of America, pp. 403–423. doi:[10.1130/2007.1200\(21\)](https://doi.org/10.1130/2007.1200(21))

- MCBIRNEY, A.R. (1996): «The Skaergaard intrusion». Dins R. Cawthorn (ed.), *Developments in Petrology*, Elsevier BV, volum 15 de *Developments in Petrology*, pp. 147–180. doi:[10.1016/s0167-2894\(96\)80007-8](https://doi.org/10.1016/s0167-2894(96)80007-8)
- MCBIRNEY, A.R. (1998): «Is the cumulate paradigm at risk?: A reply». *Journal of Geology*, 106 (3), pp. 370–371. doi:[10.1086/516029](https://doi.org/10.1086/516029)
- MCBIRNEY, A.R. i HUNTER, R.H. (1995): «The cumulate paradigm reconsidered». *Journal of Geology*, 103 (1), pp. 114–122. doi:[10.1086/629727](https://doi.org/10.1086/629727)
- MCDONOUGH, W.F. i SUN, S.-s. (1995): «The composition of the Earth». *Chemical Geology*, 120 (3-4), pp. 223–253. doi:[10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- MCLENNAN, S.M. (1999): «Elements: lanthanide series, rare earths». Dins C.P. Marshall i R.W. Fairbridge (eds.), *Encyclopedia of Geochemistry*, Kluwer Academic Publishers, Encyclopedia of Earth Sciences, pp. 211–213. ISBN 0-412-75500-9. doi:[10.1007/1-4020-4496-8\\_103](https://doi.org/10.1007/1-4020-4496-8_103)
- MCLENNAN, S.M. i TAYLOR, S.R. (2012): «Geology, geochemistry, and natural abundances of the rare earth elements». Dins D.A. Atwood (ed.), *The Rare Earth Elements: Fundamentals and Applications*, John Wiley & Sons, Encyclopedia of Inorganic and Bioinorganic Chemistry, capítol 1, pp. 1–19. ISBN 978-1-118-63263-5.
- MICHARD-VITRAC, A., ALBAREDE, F., DUPUIS, C. i TAYLOR, H.P. (1980): «The genesis of Variscan (Hercynian) plutonic rocks: Inferences from Sr, Pb, and O studies on the Maladeta igneous complex, central Pyrenees (Spain)». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 72 (1), pp. 57–72. doi:[10.1007/bf00375568](https://doi.org/10.1007/bf00375568)
- MIDDLEMOST, E.A.K. (1989): «Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks». *Chemical Geology*, 77 (1), pp. 19–26. doi:[10.1016/0009-2541\(89\)90011-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(89)90011-9)
- MIYASHIRO, A. (1973): *Metamorphism and Metamorphic Belts*. Springer Netherlands. doi:[10.1007/978-94-011-6836-6](https://doi.org/10.1007/978-94-011-6836-6)
- MIYASHIRO, A. (1994): *Metamorphic petrology*. UCL Press, Londres. ISBN 1-85728-038-5.
- MOLINA, J., MORENO, J., CASTRO, A., RODRÍGUEZ, C. i FERSHTATER, G. (2015): «Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning». *Lithos*, 232, pp. 286–305. doi:[10.1016/j.lithos.2015.06.027](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.06.027)
- MOORE, G. i CARMICHAEL, I.S.E. (1998): «The hydrous phase equilibria (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite from western Mexico: constraints on water content and conditions of phenocryst growth». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 130 (3-4), pp. 304–319. doi:[10.1007/s004100050367](https://doi.org/10.1007/s004100050367)
- MOORE, L.J., MURPHY, T.J., BARNES, I.L. i PAULSEN, P.J. (1982): «Absolute isotopic abundance ratios and atomic weight of a reference sample of strontium». *Journal of Research of the National Bureau of Standards*, 87 (1), p. 1. doi:[10.6028/jres.087.001](https://doi.org/10.6028/jres.087.001)

- MORENO-VENTAS, I., ROGERS, G. i CASTRO, A. (1995): «The role of hybridization in the genesis of granitoids in the Gredos massif, Spain: inferences from Sr-Nd isotopes». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120 (2), pp. 137–149. doi:[10.1007/BF00287111](https://doi.org/10.1007/BF00287111)
- MORIMOTO, N., FABRIES, J., FERGUSON, A.K., GINZBURG, I.V., ROSS, M., SEIFERT, F.A., ZUSSMAN, J., AOKI, K. i GOTTARDI, G. (1988): «Nomenclature of pyroxenes». *Mineralogical Magazine*, 52 (367), pp. 535–550. doi:[10.1180/minmag.1988.052.367.15](https://doi.org/10.1180/minmag.1988.052.367.15)
- MORSE, S. (1998): «Is the cumulate paradigm at risk?: An extended discussion of the cumulate paradigm reconsidered». *Journal of Geology*, 106 (3), pp. 367–370. doi:[10.1086/516029](https://doi.org/10.1086/516029)
- MORSE, S.A. (1980): *Basalts and Phase Diagrams*. Springer New York. doi:[10.1007/978-1-4612-6081-3](https://doi.org/10.1007/978-1-4612-6081-3)
- MOYEN, J.-F. (2009): «High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the “adakitic signature”». *Lithos*, 112 (3-4), pp. 556–574. doi:[10.1016/j.lithos.2009.04.001](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.04.001)
- MULLEN, E.D. (1983): «MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis». *Earth and Planetary Science Letters*, 62 (1), pp. 53–62. doi:[10.1016/0012-821X\(83\)90070-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90070-5)
- MURPHY, J.B. (2013): «Appinite suites: A record of the role of water in the genesis, transport, emplacement and crystallization of magma». *Earth-Science Reviews*, 119, pp. 35–59. doi:[10.1016/j.earscirev.2013.02.002](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.02.002)
- MURPHY, J.B. (2019): «Appinite suites and their genetic relationship with coeval voluminous granitoid batholiths». *International Geology Review*, pp. 1–31. doi:[10.1080/00206814.2019.1630859](https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1630859)
- NAMUR, O., ABILY, B., BOUDREAU, A.E., BLANCHETTE, F., BUSH, J.W.M., CEULENEER, G., CHARLIER, B., DONALDSON, C.H., DUCHESNE, J.C., HIGGINS, M.D., MORATA, D., NIELSEN, T.F.D., O'DRISCOLL, B., PANG, K.N., PEACOCK, T., SPANDLER, C.J., TORAMARU, A. i VEKSLER, I. (2015): «Igneous layering in basaltic magma chambers». Dins B. Charlier, O. Namur, R. Latypov i C. Tegner (eds.), *Layered Intrusions*, Springer Netherlands, Springer Geology, pp. 75–152. doi:[10.1007/978-94-017-9652-1\\_2](https://doi.org/10.1007/978-94-017-9652-1_2)
- NANDEDKAR, R.H., HÜRLIMANN, N., ULMER, P. i MÜNTENER, O. (2016): «Amphibole-melt trace element partitioning of fractionating calc-alkaline magmas in the lower crust: an experimental study». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171 (8-9). doi:[10.1007/s00410-016-1278-0](https://doi.org/10.1007/s00410-016-1278-0)
- NANDEDKAR, R.H., ULMER, P. i MÜNTENER, O. (2014): «Fractional crystallization of primitive, hydrous arc magmas: an experimental study at 0.7 GPa». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167 (6). doi:[10.1007/s00410-014-1015-5](https://doi.org/10.1007/s00410-014-1015-5)
- NASLUND, H.R. i MCBIRNEY, A.R. (1996): «Mechanisms of formation of igneous layering». Dins R. Cawthorn (ed.), *Developments in Petrology*, Elsevier BV, volum 15 de *Developments in Petrology*, pp. 1–43. doi:[10.1016/s0167-2894\(96\)80003-0](https://doi.org/10.1016/s0167-2894(96)80003-0)

- NEAVE, D.A. i PUTIRKA, K.D. (2017): «A new clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic rift zones». *American Mineralogist*, 102 (4), pp. 777–794. doi:[10.2138/am-2017-5968](https://doi.org/10.2138/am-2017-5968)
- NÉDÉLEC, A. i BOUCHEZ, J.-L. (2015): «Genesis of hybrid granitoids: mingling and mixing». Dins *Granites*, Oxford University Press, pp. 58–72. doi:[10.1093/acprof:oso/9780198705611.003.0004](https://doi.org/10.1093/acprof:oso/9780198705611.003.0004)
- NIELSEN, R.L., GALLAHAN, W.E. i NEWBERGER, F. (1992): «Experimentally determined mineral-melt partition coefficients for Sc, Y and REE for olivine, orthopyroxene, pigeonite, magnetite and ilmenite». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110 (4), pp. 488–499. doi:[10.1007/bf00344083](https://doi.org/10.1007/bf00344083)
- NIMIS, P. (1995): «A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121 (2), pp. 115–125. doi:[10.1007/s004100050093](https://doi.org/10.1007/s004100050093)
- NIMIS, P. (1999): «Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2: Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135 (1), pp. 62–74. doi:[10.1007/s004100050498](https://doi.org/10.1007/s004100050498)
- NIMIS, P. i GRÜTTER, H. (2010): «Internally consistent geothermometers for garnet peridotites and pyroxenites». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159 (3), pp. 411–427. doi:[10.1007/s00410-009-0455-9](https://doi.org/10.1007/s00410-009-0455-9)
- NIMIS, P. i TAYLOR, W.R. (2000): «Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139 (5), pp. 541–554. doi:[10.1007/s004100000156](https://doi.org/10.1007/s004100000156)
- NIMIS, P. i ULMER, P. (1998): «Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 133 (1-2), pp. 122–135. doi:[10.1007/s004100050442](https://doi.org/10.1007/s004100050442)
- NISHIYAMA, T. (1983): «Steady diffusion model for olivine-plagioclase corona growth». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47 (2), pp. 283–294. doi:[10.1016/0016-7037\(83\)90141-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(83)90141-2)
- NOCKOLDS, S.R. (1954): «Average chemical compositions of some igneous rocks». *Geological Society of America Bulletin*, 65 (10), pp. 1007–1032. doi:[10.1130/0016-7606\(1954\)65\[1007:accosi\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1954)65[1007:accosi]2.0.co;2)
- OBERTI, R., CAMILLO, E. i TOSCANI, G. (2012): «How to name amphiboles after the IMA2012 report: rules of thumb and a new PC program for monoclinic amphiboles». *Periodico di Mineralogia*, 81 (2), pp. 257–267. doi:[10.2451/2012PM0015](https://doi.org/10.2451/2012PM0015)
- ONUMA, K. (1984): «Liquidus phase relations on the join forsterite-anorthite-silica with 0.3% MgCr<sub>2</sub>O<sub>4</sub> in air at 1 atm.». *The Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*, 79 (10), pp. 387–393. doi:[10.2465/ganko1941.79.387](https://doi.org/10.2465/ganko1941.79.387)



- ONUMA, K. i TOHARA, T. (1983): «Effect of chromium on phase relations in the join forsterite-anorthite-diopside in air at 1 atm». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 84 (2-3), pp. 174–181. doi:[10.1007/bf00371283](https://doi.org/10.1007/bf00371283)
- OREJANA, D., LOSANTOS, E., VILLASECA, C. i JEFFRIES, T.E. (2015): «Mineral chemistry of late Variscan gabbros from central Spain: constraints on crystallisation processes and nature of the parental magmas». *Journal of Iberian Geology*, 41 (2), pp. 253–272. doi:[10.5209/rev\\_jige.2015.v41.n2.49178](https://doi.org/10.5209/rev_jige.2015.v41.n2.49178)
- OREJANA, D., VILLASECA, C., PÉREZ-SOBA, C., LÓPEZ-GARCÍA, J.A. i BILLSTRÖM, K. (2009): «The Variscan gabbros from the Spanish Central System: A case for crustal recycling in the sub-continental lithospheric mantle?» *Lithos*, 110 (1-4), pp. 262–276. doi:[10.1016/j.lithos.2009.01.003](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.01.003)
- OSBORN, E.F. i TAIT, D.B. (1952): «The system diopside-forsterite-anorthite». *American Journal of Science*, Bowen Volume, pp. 413–433.
- PATON, C., HELLSTROM, J., PAUL, B., WOODHEAD, J. i HERGT, J. (2011): «Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data». *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 26 (12), pp. 2508–2518. doi:[10.1039/c1ja10172b](https://doi.org/10.1039/c1ja10172b)
- PAUL, B., PATON, C., NORRIS, A., WOODHEAD, J., HELLSTROM, J., HERGT, J. i GREIG, A. (2012): «CellSpace: A module for creating spatially registered laser ablation images within the Iolite freeware environment». *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 27 (4), pp. 700–706. doi:[10.1039/c2ja10383d](https://doi.org/10.1039/c2ja10383d)
- PEACOCK, M.A. (1931): «Classification of igneous rock series». *The Journal of Geology*, 39 (1), pp. 54–67. doi:[10.1086/623788](https://doi.org/10.1086/623788)
- PEARCE, J.A. (1982): «Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries». Dins R.S. Thorpe (ed.), *Andesites: orogenic andesites and related rocks*, John Wiley & Sons, pp. 525–548.
- PEARCE, J.A. (1983): «Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin». Dins C.J. Hawkesworth i M.J. Norry (eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva Publishing, Nantwich, pp. 230–249.
- PEARCE, J.A. (2008): «Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust». *Lithos*, 100 (1-4), pp. 14–48. doi:[10.1016/j.lithos.2007.06.016](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016)
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. i TINDLE, A.G. (1984): «Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks». *Journal of Petrology*, 25 (4), pp. 956–983. doi:[10.1093/petrology/25.4.956](https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956)
- PEARCE, J.A. i NORRY, M.J. (1979): «Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69 (1), pp. 33–47. doi:[10.1007/bf00375192](https://doi.org/10.1007/bf00375192)
- PECCERILLO, A. i TAYLOR, S.R. (1976): «Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58 (1), pp. 63–81. doi:[10.1007/BF00384745](https://doi.org/10.1007/BF00384745)

- PEREIRA, M., CASTRO, A. i FERNÁNDEZ, C. (2015): «The inception of a Paleotethyan magmatic arc in Iberia». *Geoscience Frontiers*, 6 (2), pp. 297–306. doi:[10.1016/j.gsf.2014.02.006](https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.02.006)
- PEREIRA, M.F., CASTRO, A., CHICHORRO, M., FERNÁNDEZ, C., DÍAZ-ALVARADO, J., MARTÍ, J. i RODRÍGUEZ, C. (2014): «Chronological link between deep-seated processes in magma chambers and eruptions: Permo-Carboniferous magmatism in the core of Pangaea (Southern Pyrenees)». *Gondwana Research*, 25 (1), pp. 290–308. doi:[10.1016/j.gr.2013.03.009](https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.03.009)
- PÉREZ, L., ENRIQUE, P. i DELALOYE, M. (1996): «Las dioritas de Palamós (Cadenas Costeras Catalanas): emplazamiento y cristalización». *Geogaceta*, 20 (3), pp. 605–608.
- PERUGINI, D. i POLI, G. (2012): «The mixing of magmas in plutonic and volcanic environments: Analogies and differences». *Lithos*, 153, pp. 261–277. doi:[10.1016/j.lithos.2012.02.002](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.02.002)
- PIN, C. (1989): *Essai sur la chronologie et l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne d'Europe*. Tesi Doctoral, Université Blaise Pascal – Clermont-Ferrand II.
- PIN, C., BRIOT, D., BASSIN, C. i POITRASSON, F. (1994): «Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography». *Analytica Chimica Acta*, 298 (2), pp. 209–217. doi:[10.1016/0003-2670\(94\)00274-6](https://doi.org/10.1016/0003-2670(94)00274-6)
- PIN, C. i SANTOS ZALDUEGUI, J.F. (1997): «Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks». *Analytica Chimica Acta*, 339 (1), pp. 79–89. doi:[10.1016/S0003-2670\(96\)00499-0](https://doi.org/10.1016/S0003-2670(96)00499-0)
- PIN, C. i VIELZEUF, D. (1983): «Granulites and related rocks in Variscan median Europe: A dualistic interpretation». *Tectonophysics*, 93 (1-2), pp. 47–74. doi:[10.1016/0040-1951\(83\)90233-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90233-0)
- PITCHER, W.S. (1997): «The mingling and mixing of granite with basalt: a third term in a multiple hypothesis». Dins *The Nature and Origin of Granite*, Springer Netherlands, capítol 9, pp. 144–167. 2a edició. doi:[10.1007/978-94-011-5832-9\\_9](https://doi.org/10.1007/978-94-011-5832-9_9)
- PITCHER, W.S., ATHERTON, M.P., COBBING, E.J. i BECKINSALE, R.D. (eds.) (1985): *Magmatism at a Plate Edge: The Peruvian Andes*. Blackie. ISBN 0-216-91465-3.
- PITCHER, W.S. i BERGER, A.R. (1972): *The geology of Donegal: a study of granite emplacement and unroofing*. John Wiley & Sons. ISBN 0-471-69055-4, 435 pp.
- POSTAIRE, B. (1983): «Systematique Pb commun et U-Pb sur zircons: Application aux roches de haut grade métamorphique impliquées dans la chaîne hercynienne (Europe de l'Ouest) et aux granulites de Laponie (Finlande)». *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, 15 (1), pp. 29–72.

- PRESNALL, D.C., DIXON, S.A., DIXON, J.R., O'DONNELL, T.H., BRENNER, N.L., SCHROCK, R.L. i DYCUS, D.W. (1978): «Liquidus phase relations on the join diopside-forsterite-anorthite from 1 atm to 20 kbar: Their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66 (2), pp. 203–220. doi:[10.1007/bf00372159](https://doi.org/10.1007/bf00372159)
- PUTIRKA, K. (2016): «Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes». *American Mineralogist*, 101 (4), pp. 841–858. doi:[10.2138/am-2016-5506](https://doi.org/10.2138/am-2016-5506)
- PUTIRKA, K., JOHNSON, M., KINZLER, R., LONGHI, J. i WALKER, D. (1996): «Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123 (1), pp. 92–108. doi:[10.1007/s004100050145](https://doi.org/10.1007/s004100050145)
- PUTIRKA, K.D. (2008): «Thermometers and barometers for volcanic systems». Dins K.D. Putirka i F.J. Tepley III (eds.), *Minerals, Inclusions And Volcanic Processes*, Mineralogical Society of America, volum 69 de *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, capítol 3, pp. 61–120. doi:[10.1515/9781501508486-004](https://doi.org/10.1515/9781501508486-004)
- PUTIRKA, K.D., MIKAEELIAN, H., RYERSON, F. i SHAW, H. (2003): «New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho». *American Mineralogist*, 88 (10), pp. 1542–1554. doi:[10.2138/am-2003-1017](https://doi.org/10.2138/am-2003-1017)
- PUZIEWICZ, J., MATUSIAK-MAŁEK, M., NTAFLIS, T., GRÉGOIRE, M., KACZMAREK, M.A., AULBACH, S., ZIOBRO, M. i KUKUŁA, A. (2020): «Three major types of subcontinental lithospheric mantle beneath the Variscan orogen in Europe». *Lithos*, 362-363, p. 105467. doi:[10.1016/j.lithos.2020.105467](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105467)
- R CORE TEAM (2020): *R: A Language and Environment for Statistical Computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- RAPP, R.P., WATSON, E.B. i MILLER, C.F. (1991): «Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites». *Precambrian Research*, 51 (1-4), pp. 1–25. doi:[10.1016/0301-9268\(91\)90092-o](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90092-o)
- REBOLLO, A. (1972): *La presa bóveda de Susqueda: su proyecto, construcción y comportamiento*. Instituto Eduardo Torroja de la Construcción y del Cemento, Madrid.
- RECHE, J. (1994): *El Metamorfismo de medio-alto grado de las anfibolitas COR: aporte de nuevos datos naturales, recopilación de datos empíricos y construcción de un nuevo modelo petrogenético*. Tesi Doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona.
- RECHE ESTRADA, J. i MARTÍNEZ, F.J. (2002): «Evolution of bulk composition, mineralogy, strain style and fluid flow during an HT-LP metamorphic event: sillimanite zone of the Catalan Coastal Ranges Variscan basement, NE Iberia». *Tectonophysics*, 348 (1-3), pp. 111–134. doi:[10.1016/S0040-1951\(01\)00252-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00252-9)

- REGAN, P.F. (1985): «The early basic intrusions». Dins W.S. Pitcher, M.P. Atherton, E.J. Cobbing i R.D. Beckinsale (eds.), *Magmatism at a Plate Edge: The Peruvian Andes*, Blackie, capítol 8, pp. 72–89. ISBN 0-216-91465-3.
- RHODES, J.M., DUNGAN, M.A., BLANCHARD, D.P. i LONG, P.E. (1979): «Magma mixing at mid-ocean ridges: Evidence from basalts drilled near 22° N on the Mid-Atlantic Ridge». *Tectonophysics*, 55 (1-2), pp. 35–61. doi:[10.1016/0040-1951\(79\)90334-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90334-2)
- RIBEIRO, M.L., CASTRO, A., ALMEIDA, A., GONZÁLEZ MENÉNDEZ, L., JESUS, A., LAINS, J.A., LOPES, J.C., MARTINS, H.C.B., MATA, J., MATEUS, A., MOITA, P., NEIVA, A.M.R., RIBEIRO, M.A., SANTOS, J.F. i SOLÁ, A.R. (2019): «Variscan magmatism». Dins C. Quesada i J.T. Oliveira (eds.), *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach*, Springer International Publishing, volum 2, capítol 13, pp. 497–526. doi:[10.1007/978-3-030-10519-8\\_13](https://doi.org/10.1007/978-3-030-10519-8_13)
- RIDING, R. (1974): «Model of the hercynian foldbelt». *Earth and Planetary Science Letters*, 24, pp. 125–135. doi:[10.1016/0012-821X\(74\)90017-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(74)90017-X)
- RIDOLFI, F. i RENZULLI, A. (2012): «Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130°C and 2.2 GPa». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163 (5), pp. 877–895. doi:[10.1007/s00410-011-0704-6](https://doi.org/10.1007/s00410-011-0704-6)
- RIDOLFI, F., RENZULLI, A. i PUERINI, M. (2010): «Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160 (1), pp. 45–66. doi:[10.1007/s00410-009-0465-7](https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7)
- RIEDER, M., CAVAZZINI, G., D'YAKONOV, Y.S., FRANK-KAMENETSKII, V.A., GOTTARDI, G., GUGGENHEIM, S., KOVAL', P.V., MUELLER, G., NEIVA, A.M.R., RADOSLOVICH, E.W., ROBERT, J.L., SASSI, F.P., TAKEDA, H., WEISS, Z. i WONES, D.R. (1998): «Nomenclature of the micas». *The Canadian Mineralogist*, 36 (3), pp. 905–912.
- RIESCO, M. (2001): *El metamorfismo de contacto hercínico alrededor del complejo ígneo de Susqueda*. Projecte final de màster, Universitat Autònoma de Barcelona.
- RIESCO, M., RECHE, J., STUEWE, K. i MARTINEZ, F.J. (2001a): «Induced melting in a low pressure aureole in the Variscan NE Iberian basement». Dins *GSA Annual Meeting*. Boston.
- RIESCO, M., RECHE, J., STÜWE, K. i MARTÍNEZ, F. (2001b): «The Variscan Susqueda aureole: Induced melting in the regional analusite zone». Dins *EUG XI*, simposi OS07 «Igneous and Metamorphic Geology». European Union of Geosciences, Estrasburg, p. 562.
- RIESCO, M., STÜWE, K., RECHE, J. i MARTINEZ, F.J. (2004): «Silica depleted melting of pelites. Petrogenetic grid and application to the Susqueda Aureole, Spain». *Journal of Metamorphic Geology*, 22 (5), pp. 475–494. doi:[10.1111/j.1525-1314.2004.00527.x](https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2004.00527.x)
- ROBERTS, M.P., PIN, C., CLEMENS, J.D. i PAQUETTE, J.L. (2000): «Petrogenesis of mafic to felsic plutonic rock associations: the calc-alkaline Quérigut Complex, French Pyrenees». *Journal of Petrology*, 41 (6), pp. 809–844. doi:[10.1093/petrology/41.6.809](https://doi.org/10.1093/petrology/41.6.809)

- ROCK, N.M.S. (1991): *Lamprophyres*. Springer Science + Business Media. ISBN 978-1-4757-0929-2, 285 pp. doi:[10.1007/978-1-4757-0929-2](https://doi.org/10.1007/978-1-4757-0929-2)
- ROEDER, P.L. i EMSLIE, R.F. (1970): «Olivine-liquid equilibrium». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 29 (4), pp. 275–289. doi:[10.1007/bf00371276](https://doi.org/10.1007/bf00371276)
- ROLLINSON, H.R. (1993): *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific & Technical. ISBN 0-582-06701-4.
- ROSEBUSCH, H. (1877): *Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Ein Hilfsbuch bei mikroskopischen Gesteinsstudien*, volum 2: «Massige Gesteine». E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Koch), Stuttgart, 1a edició, 596 pp.
- ROSEBUSCH, H. (1887): *Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Ein Hilfsbuch bei mikroskopischen Gesteinsstudien*, volum 2: «Massige Gesteine». E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Koch), Stuttgart, 2a edició, 877 pp.
- ROSEBUSCH, H. (1907): *Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Ein Hilfsbuch bei mikroskopischen Gesteinsstudien*, volum 2: «Massigen Gesteine», 1a part «Tiefelgesteine · Ganggesteine». E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Nägele), Stuttgart, 4a edició, 716 pp.
- RUDNICK, R.L. i GAO, S. (2014): «Composition of the continental crust». Dins H.D. Holland i K.K. Turekian (eds.), *Treatise on Geochemistry*, Elsevier, volum 4, capítol 1, pp. 1–51. 2a edició. ISBN 978-0-08-098300-4. doi:[10.1016/b978-0-08-095975-7.00301-6](https://doi.org/10.1016/b978-0-08-095975-7.00301-6)
- SALTERS, V.J.M. i STRACKE, A. (2004): «Composition of the depleted mantle». *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5 (5). doi:[10.1029/2003gc000597](https://doi.org/10.1029/2003gc000597)
- SAN MIGUEL ARRIBAS, A. i BELTRÁN, A.J. (1966): «Estudio petrológico de los diques de pórfidos graníticos de la garganta del Ter entre el Pasteral y Susqueda (Gerona)». *Publicaciones del Instituto de Investigaciones Geológicas de la Diputación de Barcelona*, 20, pp. 73–81.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1916): «Rocas de la garganta del Ter entre el Pasteral y Susqueda». *Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona*, XIII (4), pp. 45–60.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1917): «Estudio sobre las rocas de la garganta del Ter (entre el Pasteral y Susqueda)». *Arxius de l'Institut de Ciències*, pp. 208–230.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1936): *Estudio de las rocas eruptivas de España*. Memorias de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid, Serie de Ciencias Naturales, Madrid, 660 pp.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1942): *Las clasificaciones modernas de las rocas eruptivas*, volum 2. «La composición química y las clasificaciones de las rocas eruptivas». Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Instituto José de Acosta, Sección de Petrografía, Madrid.

- SAULA, E., PICART, J., MATÓ, E., LLENAS, M., LOSANTOS, M., BERÁSTEGUI, X. i AGUSTÍ, J. (1994): «Evolución geodinámica de la fosa del Empordà y las Sierras Transversales». *Acta Geologica Hispanica*, 29 (2-4), pp. 55–75.
- SAUNDERS, A.D. i TARNEY, J. (1979): «The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43 (4), pp. 555–572. doi:[10.1016/0016-7037\(79\)90165-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(79)90165-0)
- SCARROW, J., MOLINA, J., BEA, F. i MONTERO, P. (2009): «Within-plate calc-alkaline rocks: Insights from alkaline mafic magma–peraluminous crustal melt hybrid appinites of the Central Iberian Variscan continental collision». *Lithos*, 110 (1-4), pp. 50–64. doi:[10.1016/j.lithos.2008.12.007](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.12.007)
- SEBASTIÁN, A., RECHE, J. i DURÁN, H. (1990): «Hercynian metamorphism in the Catalanian Coastal Ranges». *Acta Geologica Hispanica*, 25 (1-2), pp. 31–38.
- SERRA, P.R. (1985): «El plutó d'Alforja (Baix Camp-Priorat, Tarragona): cartografia, petrologia i geoquímica». Treball final de llicenciatura, Universitat de Barcelona.
- SERRA, P.R. i ENRIQUE, P. (1989): «Late hercynian intrusives from the Southern Catalanian coastal ranges (NE Spain), and their epiplutonic to subvolcanic level of magma emplacement». *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 43 (3), pp. 817–829.
- SHAND, S.J. (1927): «On the relations between silica, alumina, and the bases in eruptive rocks, considered as a means of classification». *Geological Magazine*, 64 (10), pp. 446–449. doi:[10.1017/s0016756800103760](https://doi.org/10.1017/s0016756800103760)
- SHAND, S.J. (1943): *Eruptive Rocks: Their Genesis, Composition, Classification and their relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorites*. Thomas Murby and Co. Ltd., Londres, 2a edició.
- SHEJWALKAR, A. i COOGAN, L.A. (2013): «Experimental calibration of the roles of temperature and composition in the Ca-in-olivine geothermometer at 0.1 MPa». *Lithos*, 177, pp. 54–60. doi:[10.1016/j.lithos.2013.06.013](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.06.013)
- SIMANCAS, J.F. (2019): «Variscan cycle». Dins C. Quesada i J.T. Oliveira (eds.), *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach*, Springer International Publishing, volum 2, capítol 1, pp. 1–25. doi:[10.1007/978-3-030-10519-8\\_1](https://doi.org/10.1007/978-3-030-10519-8_1)
- SISSON, T.W. i GROVE, T.L. (1993a): «Experimental investigations of the role of H<sub>2</sub>O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113 (2), pp. 143–166. doi:[10.1007/bf00283225](https://doi.org/10.1007/bf00283225)
- SISSON, T.W. i GROVE, T.L. (1993b): «Temperatures and H<sub>2</sub>O contents of low-MgO high-alumina basalts». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113 (2), pp. 167–184. doi:[10.1007/bf00283226](https://doi.org/10.1007/bf00283226)
- SISSON, T.W., GROVE, T.L. i COLEMAN, D.S. (1996): «Hornblende gabbro sill complex at Onion Valley, California, and a mixing origin for the Sierra Nevada batholith». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126 (1-2), pp. 81–108. doi:[10.1007/s004100050237](https://doi.org/10.1007/s004100050237)

- SMITH, J.V. i BROWN, W.L. (1988): *Feldspar Minerals*. Springer Berlin Heidelberg. doi:[10.1007/978-3-642-72594-4](https://doi.org/10.1007/978-3-642-72594-4)
- SOLÉ, J. (1993): *Le massif granitique du Montnegre (sud de la Costa Brava, Catalogne): Étude pétrologique, géochimique et géochronologique*. Tesi Doctoral, Universitat de Ginebra.
- SOLÉ, J., COSCA, M., SHARP, Z. i ENRIQUE, P. (2002): « $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology and stable isotope geochemistry of late-Hercynian intrusions from north-eastern Iberia with implications for argon loss in K-feldspar». *International Journal of Earth Sciences*, 91 (5), pp. 865–881. doi:[10.1007/s00531-001-0251-x](https://doi.org/10.1007/s00531-001-0251-x)
- SOLÉ, J., DELALOYE, M. i ENRIQUE, P. (1998): «K-Ar ages in biotites and K-feldspars from the Catalan Coastal batholith: Evidence of a post-Hercynian overprinting». *Eclogae Geologicae Helveticae*, 91, pp. 139–148. doi:[10.5169/seals-168413](https://doi.org/10.5169/seals-168413)
- SOLÉ SABARÍS, L. (1958): *Geografia de Catalunya*, volum 1. Geografia general de *Enciclopèdia catalana Aedos*. Aedos, Barcelona.
- SOLÉ SABARÍS, L. (1981): «Els mapes geològics més antics de les comarques gironines». *Revista de Girona*, 96, pp. 209–214.
- SOLÉ SABARÍS, L. (1991): «Notes geo-morfològiques sobre les Guilleries». *Treballs de la Societat Catalana de Geografia*, VI (25), pp. 9–15. Publicat originalment en la Guia d'Excursions de la Institució Catalana d'Història Natural (1936).
- STAMPFLI, G., HOCHARD, C., VÉRARD, C., WILHEM, C. i VONRAUMER, J. (2013): «The formation of Pangea». *Tectonophysics*, 593, pp. 1–19. doi:[10.1016/j.tecto.2013.02.037](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.02.037)
- STRECKEISEN, A. (1976): «To each plutonic rock its proper name». *Earth-Science Reviews*, 12 (1), pp. 1–33. doi:[10.1016/0012-8252\(76\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0)
- STRECKEISEN, A. i LE MAITRE, R.W. (1979): «A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks». *Neues Jahrbuch für Mineralogie (Abhandlungen)*, 136, pp. 169–206.
- STRENG, A. i KLOOS, J.H. (1877): «Ueber die krystallinischen Gesteine von Minnesota in Nord-Amerika». *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie*, pp. 31–56, 113–138, 225–242.
- SUN, S.-s. i McDONOUGH, W.F. (1989): «Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes». *Geological Society, London, Special Publications*, 42 (1), pp. 313–345. doi:[10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19](https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19)
- SUÑÉ, J. (2004): «Estudi petrològic del Complex Igni de Susqueda». Treball final de llicenciatura, Universitat de Barcelona.
- TARGIONI TOZZETTI, G. (1751): *Relazioni d'alcuni viaggi fatti in diverse parti della Toscana, per osservare le produzioni naturali, e gli antichi monumenti di essa*. Stamperia Imperiale, Florència.

- TAYLOR, S.R. i McLENNAN, S.M. (1985): *The continental crust: Its composition and evolution*. Blackwell Scientific. ISBN 0-632-01148-3, 312 pp.
- TAYLOR, S.R. i McLENNAN, S.M. (1995): «The geochemical evolution of the continental crust». *Reviews of Geophysics*, 33 (2), p. 241. doi:[10.1029/95rg00262](https://doi.org/10.1029/95rg00262)
- TAYLOR, W.R. (1998): «An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of fertile lherzolite and garnet websterite». *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen*, 172 (2-3), pp. 381–408. doi:[10.1127/njma/172/1998/381](https://doi.org/10.1127/njma/172/1998/381)
- TIEPOLO, M., TRIBUZIO, R. i LANGONE, A. (2011): «High-Mg andesite petrogenesis by amphibole crystallization and ultramafic crust assimilation: Evidence from Adame-llo hornblendites (Central Alps, Italy)». *Journal of Petrology*, 52 (5), pp. 1011–1045. doi:[10.1093/petrology/egr016](https://doi.org/10.1093/petrology/egr016)
- TILAS, D. (1740): «Tanekar om Malmletande, i anledning af löse gråstenar». *Svenska Vetenskaps Academiens Handlingar*, 1, pp. 198–201.
- TILLEY, C.E. (1950): «Some aspects of magmatic evolution». *Quarterly Journal of the Geological Society*, 106 (1-4), pp. 37–61. doi:[10.1144/gsl.jgs.1950.106.01-04.04](https://doi.org/10.1144/gsl.jgs.1950.106.01-04.04)
- TOMÀS, L. (1910): *Minerals de Catalunya: memoria premiada en el concurs celebrat per la Institució Catalana d'Història Natural l'any 1909*. La Hormiga Dorada, Barcelona.
- TOMÀS, L. (1920): *Els Minerals de Catalunya*, volum 1919–1920. Treballs de la Institució Catalana d'Història Natural, Institut d'Estudis Catalans, Barcelona.
- TOPLIS, M.J. (2005): «The thermodynamics of iron and magnesium partitioning between olivine and liquid: criteria for assessing and predicting equilibrium in natural and experimental systems». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149 (1), pp. 22–39. doi:[10.1007/s00410-004-0629-4](https://doi.org/10.1007/s00410-004-0629-4)
- TORSVIK, T.H. i COCKS, L.R.M. (2013): «Gondwana from top to base in space and time». *Gondwana Research*, 24 (3-4), pp. 999–1030. doi:[10.1016/j.gr.2013.06.012](https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.06.012)
- TSCHERMAK, G. (1865): «Chemisch-mineralogische Studien. I. Die Feldspathgruppe». *Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien – mathematisch-naturwissenschaftliche Classe*, 50, pp. 566–613.
- ULMER, P. (1989): «The dependence of the Fe<sup>2+</sup>–Mg cation-partitioning between olivine and basaltic liquid on pressure, temperature and composition». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101 (3), pp. 261–273. doi:[10.1007/bf00375311](https://doi.org/10.1007/bf00375311)
- URRAZA, I.A., DELPINO, S. i GRECCO, L. (2015): «Counterclockwise post-emplacement evolution of metatroctolites from Aluminé Igneous-Metamorphic Complex, Neuquén, Argentina.» *Andean Geology*, 42 (1). doi:[10.5027/andgeov42n1-a03](https://doi.org/10.5027/andgeov42n1-a03)
- VALENZUELA, S. (2016): *El metamorfismo hercínico de grado muy bajo del Priorat Central*. Tesi Doctoral, Universitat de Barcelona.



- VAN DER SIJF, J.W.C.M. (1951): *Petrography and geology of Montseny-Guilleries: N.E. Spain*. Tesi Doctoral, Universitat d'Utrecht.
- VERMA, S.P., GUEVARA, M. i ARAWAL, S. (2006): «Discriminating four tectonic settings: Five new geochemical diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks based on log – ratio transformation of major-element data». *Journal of Earth System Science*, 115 (5), pp. 485–528. doi:[10.1007/BF02702907](https://doi.org/10.1007/BF02702907)
- VERMEESCH, P. (2018): «IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology». *Geoscience Frontiers*, 9 (5), pp. 1479–1493. doi:[10.1016/j.gsf.2018.04.001](https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001)
- VERNON, R.H. (1990): «Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: Microstructural evidence». *Journal of Geophysical Research*, 95 (B11), p. 17849. doi:[10.1029/jb095ib11p17849](https://doi.org/10.1029/jb095ib11p17849)
- VERNON, R.H. (1991): «Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves». Dins J. Didier i B. Barbarin (eds.), *Enclaves and granite Petrology*, Elsevier, volum 13 de *Developments in Petrology*, capítol 21, pp. 277–291. ISBN 0-444-89145-5.
- VIDAL, L. (1886): «Reseña geológica y minera de la provincia de Gerona». *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, 13, pp. 209–380.
- VIELZEUF, D. (1980a): «Existence d'un fragment de « complexe stratifié » (pyriclasites et anorthosites) associé à la série granulitique du port de Saleix (Pyrénées ariégeoises)». *Bulletin de Minéralogie*, 103 (2), pp. 287–296. doi:[10.3406/bulmi.1980.7406](https://doi.org/10.3406/bulmi.1980.7406)
- VIELZEUF, D. (1980b): *Pétrologie des écailles granulitiques de la région de Lherz (Ariège—zone nord-Pyrénéenne)*. Introduction à l'étude expérimentale de l'association grenat (Alm-Pyr)-feldspath potassique. Tesi Doctoral, Université Blaise Pascal – Clermont-Ferrand II.
- VILÀ, M. i PIN, C. (2015): «Geochemistry and Nd isotope signature of the Collserola Range Palaeozoic sucesion (NE Iberia): Gondwana heritage and pre-Mesozoic geodynamic evolution». *Geological Magazine*, pp. 1–20. doi:[10.1017/s0016756815000837](https://doi.org/10.1017/s0016756815000837)
- VILÀ, M., PIN, C., ENRIQUE, P. i LIESA, M. (2005): «Telescoping of three distinct magmatic suites in an orogenic setting: Generation of Hercynian igneous rocks of the Albera Massif (Eastern Pyrenees)». *Lithos*, 83 (1-2), pp. 97–127. doi:[10.1016/j.lithos.2005.01.002](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.01.002)
- VILLA, I.M., DE BIÈVRE, P., HOLDEN, N.E. i RENNE, P.R. (2015): «IUPAC-IUGS recommendation on the half life of <sup>87</sup>Rb». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 164, pp. 382–385. doi:[10.1016/j.gca.2015.05.025](https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.05.025)
- VILLAS, E., DURÁN, H. i JULIVERT, M. (1987): «The Upper Ordovician clastic sequence of the Catalanian Coastal Ranges and its brachiopod fauna». *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 174 (1), pp. 55–74.
- VILLASECA, C., BARBERO, L. i ROGERS, G. (1998): «Crustal origin of Hercynian peraluminous granitic batholiths of Central Spain: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints». *Lithos*, 43 (2), pp. 55–79. doi:[10.1016/s0024-4937\(98\)00002-4](https://doi.org/10.1016/s0024-4937(98)00002-4)

- VILLASECA, C., DOWNES, H., PIN, C. i BARBERO, L. (1999): «Nature and composition of the Lower Continental Crust in Central Spain and the granulite-granite linkage: Inferences from granulitic xenoliths». *Journal of Petrology*, 40 (10), pp. 1465–1496. doi:[10.1093/петroj/40.10.1465](https://doi.org/10.1093/петroj/40.10.1465)
- VILLASECA, C., OREJANA, D., BELOUSOVA, E., ARMSTRONG, R.A., PÉREZ-SOBA, C. i JEFFRIES, T.E. (2011): «U–Pb isotopic ages and Hf isotope composition of zircons in Variscan gabbros from central Spain: evidence of variable crustal contamination». *Mineralogy and Petrology*, 101 (3-4), pp. 151–167. doi:[10.1007/s00710-010-0142-6](https://doi.org/10.1007/s00710-010-0142-6)
- VILLASECA, C., OREJANA, D., PIN, C., LÓPEZ GARCÍA, J.A. i ANDONAEGUI, P. (2004): «Le magmatisme basique hercynien et post-hercynien du Système central espagnol: essai de caractérisation des sources mantelliques». *Comptes Rendus Geoscience*, 336 (10), pp. 877–888. doi:[10.1016/j.crte.2004.02.008](https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.02.008)
- VOLLMER, R. (1976): «Rb–Sr and U–Th–Pb systematics of alkaline rocks: the alkaline rocks from Italy». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40 (3), pp. 283–295. doi:[10.1016/0016-7037\(76\)90205-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(76)90205-2)
- VON BUCH, L. (1810): «Über den Gabbro, mit einigen Bemerkungen über den Begriff einer Gebirgsart». *Der Gesellschaft Naturforschender Freunde zu Berlin Magazin für die neuesten Entdeckungen in der gesammten Naturkunde*, 4, pp. 128–149.
- WAGER, L.R. i BROWN, G.M. (1968): *Layered igneous rocks*. Oliver & Boyd, Edimburg, 558 pp.
- WAGER, L.R., BROWN, G.M. i WADSWORTH, W.J. (1960): «Types of igneous cumulates». *Journal of Petrology*, 1 (1), pp. 73–85. doi:[10.1093/петrology/1.1.73](https://doi.org/10.1093/петrology/1.1.73)
- WAN, Z., COOGAN, L.A. i CANIL, D. (2008): «Experimental calibration of aluminum partitioning between olivine and spinel as a geothermometer». *American Mineralogist*, 93 (7), pp. 1142–1147. doi:[10.2138/am.2008.2758](https://doi.org/10.2138/am.2008.2758)
- WEINSCHENK, E. (1898): «Zur Kenntniss der Graphitlagerstätten. Chemisch-geologische Studien.» *Abhandlungen der Mathematisch-Physikalischen Classe der Königlich Bayerischen Akademie der Wissenschaften*, 19 (2), pp. 509–564.
- WHITNEY, D.L. i EVANS, B.W. (2010): «Abbreviations for names of rock-forming minerals». *American Mineralogist*, 95 (1), pp. 185–187. doi:[10.2138/am.2010.3371](https://doi.org/10.2138/am.2010.3371)
- WICKHAM, S.M. i OXBURGH, E.R. (1986): «A rifted tectonic setting for Hercynian high-thermal gradient metamorphism in the Pyrenees». *Tectonophysics*, 129 (1-4), pp. 53–69. doi:[10.1016/0040-1951\(86\)90245-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90245-3)
- WILLIAMS, G.H. (1886): «The peridotites of the “Cortlandt series” on the Hudson River near Peekskill, New York». *American Journal of Science*, 31, pp. 26–41. doi:[10.2475/ajs.s3-31.181.26](https://doi.org/10.2475/ajs.s3-31.181.26)
- WILSON, M. (1989): *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Springer Netherlands. ISBN 0-412-53310-3.

- WINTER, J.D. (2014): *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology: Pearson New International Edition*. Pearson Education Limited, 2a edició. ISBN 978-1-292-02153-9, 744 pp.
- WISE, J.L. (2012): *Eo-Variscan orogenesis in the Guillerics Massif, Catalan Coastal Ranges, Northeastern Spain recorded by U-Th-Pb ages of monazite inclusions in metamorphic garnet*. Projecte final de màster, Universitat de Cincinnati.
- WOLF, M.B. (1992): *Amphibolite-tonalite relationships: Part I. Experimental investigation of the phase relationships and textural development of amphibolite dehydration-melting. Part II. The geology, petrology and geochronology of a tonalitic and mafic dike swarm (Southwestern Foothills Terrane, California)*. Tesi Doctoral, California Institute of Technology. doi:[10.7907/B45Z-4N34](https://doi.org/10.7907/B45Z-4N34)
- WOOD, D.A. (1980): «The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectono-magmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province». *Earth and Planetary Science Letters*, 50 (1), pp. 11–30. doi:[10.1016/0012-821x\(80\)90116-8](https://doi.org/10.1016/0012-821x(80)90116-8)
- WÖRNER, G., HARMON, R.S., DAVIDSON, J., MOORBATH, S., TURNER, D.L., McMILLAN, N., NYES, C., LOPEZ-ESCOBAR, L. i MORENO, H. (1988): «The Nevados de Payachata volcanic region (18° S/69° W, N. Chile): I. Geological, geochemical, and isotopic observations». *Bulletin of Volcanology*, 50 (5), pp. 287–303. doi:[10.1007/bf01073587](https://doi.org/10.1007/bf01073587)
- WRIGHT, A.E. i BOWES, D.R. (1979): «Geochemistry of the appinite suite». *Geological Society, London, Special Publications*, 8 (1), pp. 699–704. doi:[10.1144/gsl.sp.1979.008.01.84](https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1979.008.01.84)
- WU, C.M. i ZHAO, G. (2011): «The applicability of garnet–orthopyroxene geobarometry in mantle xenoliths». *Lithos*, 125 (1-2), pp. 1–9. doi:[10.1016/j.lithos.2011.02.018](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.02.018)
- WYLLIE, P.J. i WOLF, M.B. (1993): «Amphibolite dehydration-melting: sorting out the solidus». Dins H.M. Prichard, T. Alabaster, N.B.W. Harris i C.R. Neary (eds.), *Magmatic Processes and Plate Tectonics*, Geological Society of London, volum 76, pp. 405–416. doi:[10.1144/gsl.sp.1993.076.01.20](https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1993.076.01.20)
- XERCAVINS I COMAS, A. (1987): «El clima de les Guillerics». *Revista de Girona*, 121, pp. 61–68.
- XU, J. (2014): «Estudio petrológico de las dioritas de Llafranc: un ejemplo de mezcla de magmas en estado de fusión parcial». Treball de final de grau, Universitat de Barcelona.
- YAGI, K. i TAKESHITA, H. (1987): «Impact of hornblende crystallization for the genesis of calc-alkalic andesites». Dins B.O. Mysen (ed.), *Magmatic processes: physicochemical principles*, Geochemical Society, volum 1 de *Special Publications*, pp. 183–190. ISBN 0-941809-00-5.
- YODER, H.S. i TILLEY, C.E. (1962): «Origin of basaltic magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems». *Journal of Petrology*, 3 (3), pp. 342–532. doi:[10.1093/petrology/3.3.342](https://doi.org/10.1093/petrology/3.3.342)

- YOUNG, D.A. (2003): *Mind over magma: the story of igneous petrology*. Princeton University Press, Princeton. ISBN 0-691-10279-1.
- ZANE, A. i WEISS, Z. (1998): «A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data». *Rendiconti Lincei*, 9 (1), pp. 51–56. doi:[10.1007/bf02904455](https://doi.org/10.1007/bf02904455)
- ZECK, H.P., WINGATE, M.T.D. i POOLEY, G. (2007): «Ion microprobe U–Pb zircon geochronology of a late tectonic granitic–gabbroic rock complex within the Hercynian Iberian belt». *Geological Magazine*, 144 (1), pp. 157–177. doi:[10.1017/s0016756806002652](https://doi.org/10.1017/s0016756806002652)
- ZIBERNA, L., GREEN, E.C. i BLUNDY, J.D. (2017): «Multiple-reaction geobarometry for olivine-bearing igneous rocks». *American Mineralogist*, 102 (12), pp. 2349–2366. doi:[10.2138/am-2017-6154](https://doi.org/10.2138/am-2017-6154)
- ZIBERNA, L., NIMIS, P., KUZMIN, D. i MALKOVETS, V.G. (2016): «Error sources in single-clinopyroxene thermobarometry and a mantle geotherm for the Novinka kimberlite, Yakutia». *American Mineralogist*, 101 (10), pp. 2222–2232. doi:[10.2138/am-2016-5540](https://doi.org/10.2138/am-2016-5540)
- ZINDLER, A. i HART, S. (1986): «Chemical geodynamics». *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14 (1), pp. 493–571. doi:[10.1146/annurev.ea.14.050186.002425](https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.002425)
- ZIRKEL, F. (1866): *Lehrbuch der Petrographie*. Adolph Marcus, Bonn, 1a edició, 635 pp.

*Sic ego constanter studium non utile seruo.*

