

Metamorfismo de Rocas Máficas

- Rocas metamáficas: derivan de basaltos, andesitas, sedimentos volcanogénicos básicos y en menor proporción de gabros
- Los cambios minerales y de las paragénesis involucran menos minerales (Fe y Mg en solución sólida) que en las pelitas ⇒ menor número de isogradas ⇒ correlación más fácil
 - ☞ Hidratación de minerales máficos originales (Ol, Cpx, Opx) por alteración hidrotermal, metamorfismo de fondo oceánico, etc, es indispensable. Sin agua no hay blastesis (incluso aunque rocas de protolitos sedimentarios de la región reequilibren completamente).
 - ☞ Los intrusivos máficos de grano grueso son poco permeables ⇒ resisten los cambios metamórficos
 - ☞ Las tobas y grauvacas volcanogénicas son las rocas más susceptibles al metamorfismo

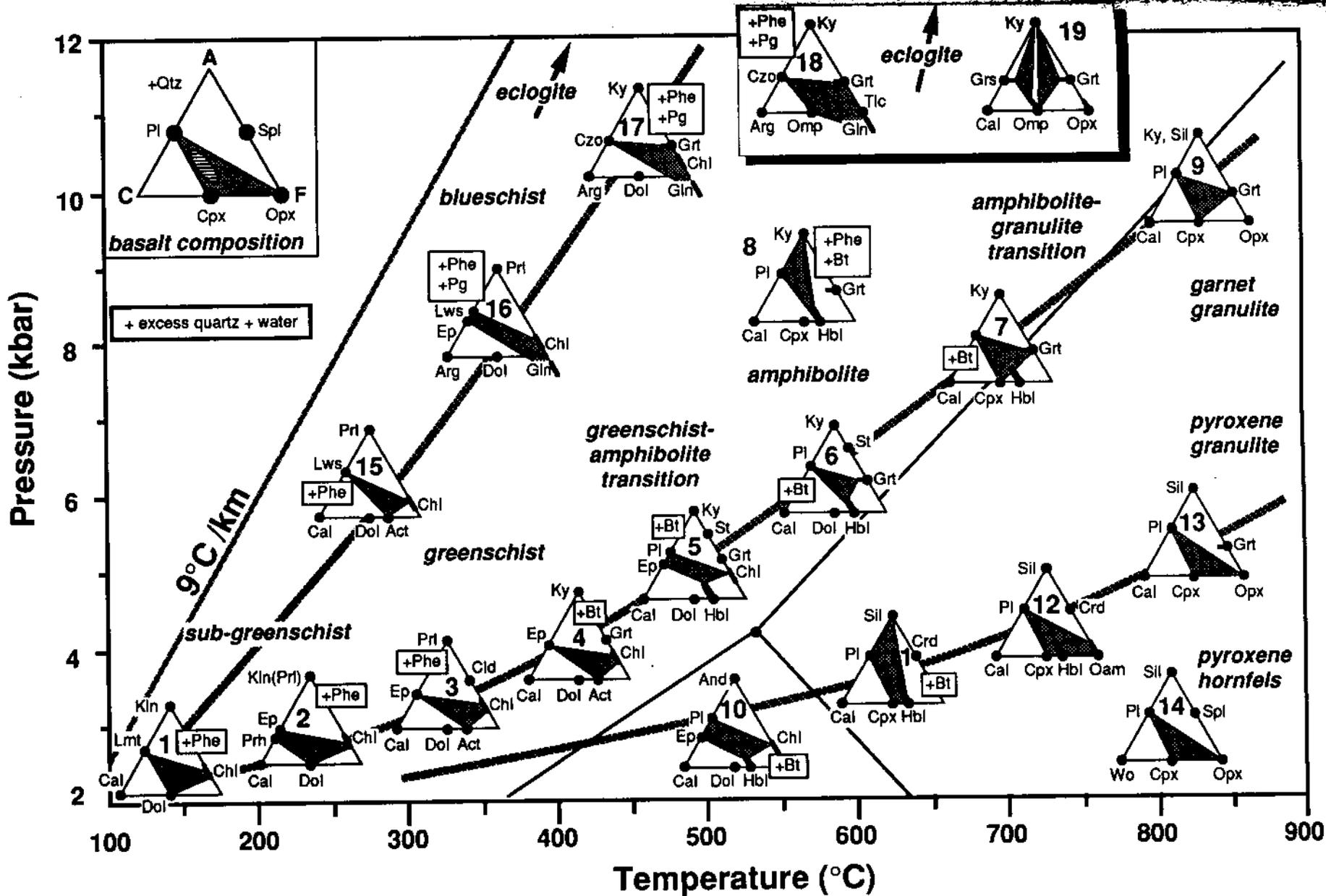
Los principales cambios se deben a la desestabilización de los dos minerales más abundantes de los basaltos y andesitas:

Plagioclasa:

- La plagioclasa más rica en An se vuelve progresivamente inestable a medida que la T desciende
- Hay una correlación general entre T y el contenido máximo de An de la plagioclasa que es estable
 - ➔ A baja T (subesquistos verdes) sólo albita (An_{0-3}) es estable
 - ➔ En el rango de más T de la facies de esquistos verdes la oligoclasa se hace estable. El contenido de An salta de An_{1-7} a An_{17-20} a medida que el grado incrementa
 - ➔ En facies de anfíbolitas (parte superior) y granulitas: Andesina a Labradorita (aunque si Ca es alto puede llegar a Bytownita)
- Ca y Al en exceso → calcita, epidotos, esfena o anfíboles, etc., dependiendo de P-T-X

- Clinopiroxeno
- Se desestabiliza para dar varios minerales metamórficos, dependiendo de T, P y X.
- Incluyen: clorita, actinolita, hornblenda, epidoto, un piroxeno metamórfico, etc.
- Los minerales máficos formados suelen ser diagnósticos de facies y grado

Grilla P-T de las asociaciones metamórficas típicas de rocas básicas



Asociaciones minerales de muy bajo grado: facies de subesquistos verdes

- Típicamente ricos en **zeolitas** (laumontita, wairakita, heulandita, lawsonita, estilbita) y **prehnita-pumpellita**. También **filosilicatos**: caolinita, illita, pirofilita, fengita, sericita y clorita. **Albita** y **Carbonatos** comunes.
- Minerales de muy bajo grado: confundidos por los petrólogos ígneos con simples “alteraciones”
- No siempre aparecen: requieren de un protolito inestable
- NZ (**Soterramiento**): Metamorfismo de tobas andesíticas acompañado por cambios químicos importantes: fluidos circulantes juegan un rol primordial para estabilizar los minerales metamórficos de esta facies. Fuerte **componente hidrotermal**

Sistema CASH (Ca-Al-Si-H₂O) Estabilidad de zeolitas

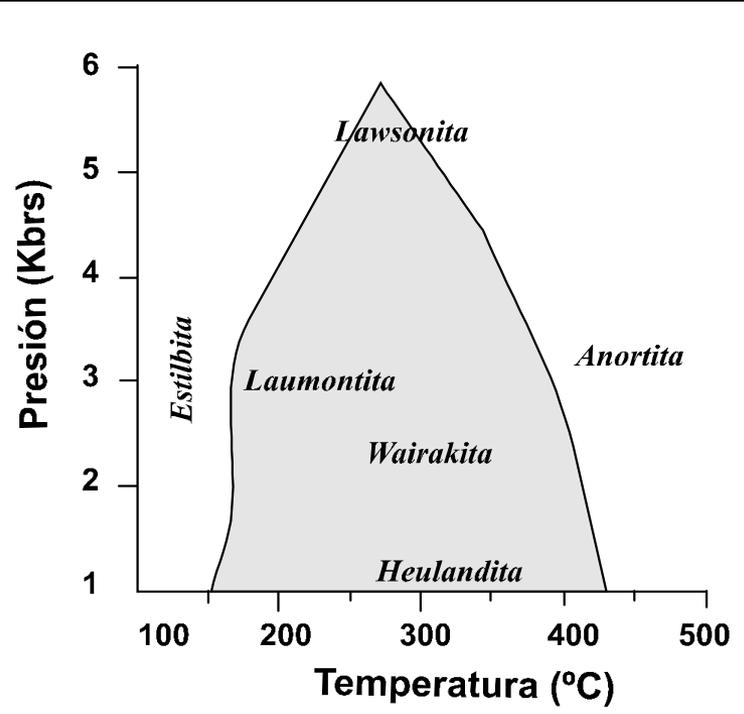


Fig.VIII.1 Ubicación geotermobarométrica de la paragénesis en facies de subesquistos verdes. Sistema CASH (Ca-Al-Si-H₂O). Campo de la PREHNITA (área sombreada).

P Kbar	T° C	REACCION
1.2 - 1.5	150-230	Stb = <u>Hul</u> + H ₂ O (S-So)
1.2 - 2.8	220-260	Hul = <u>Wa</u> + 3Qtz + 4H ₂ O (MT) Lmt = <u>Wa</u> + 2H ₂ O (MT)
2.0 - 3.1	180-190	Stb = <u>Lmt</u> + 3Qtz + 3H ₂ O (S-So)
1.2- 1.8	180-230	Hul = <u>Lmt</u> + 3Qtz + 2H ₂ O (S-So)

Ref.

- S Areas de subducción
- So Areas de soterramiento
- MT Areas de metamorfismo térmico

Zeolitas (tectosilicatos)

Estilbita: $(\text{Na,Ca})_n(\text{Si}_{27}\text{Al}_9)\text{O}_{72} \cdot 28\text{H}_2\text{O}$ (monoclínico prismático)

Laumontita: $\text{Ca}(\text{Si}_4\text{Al}_2)\text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (monoclínico)

Wairakita: $\text{Ca}(\text{Si}_4\text{Al}_2)\text{O}_{12} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (monoclínico pseudocúbico)

Heulandita: $\text{XY}_4(\text{Si}_{27}\text{Al}_9)\text{O}_{72} \cdot 24\text{H}_2\text{O}$ (monoclínico prismático)

X= Na, K. Y= Ca, Ba, Sr

Lawsonita: $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ (sorosilicato, ortorrómbico)

Prehnita: $\text{Ca}_2\text{Al}(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ (filosilicato, ortorrómbico)

Pumpellita: $\text{Ca}_2\text{MgAl}_2(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ (sorosilicato, monoclínico)

Clorita: $(\text{Mg,Fe})_3(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot (\text{Mg,Fe})_3(\text{OH})_6$ (filosilicato, monoclínico)

Zoisita (epidoto de Ca): $\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)\text{O}(\text{OH})$ (sorosilicato, ortorrómbico)

Micas y arcillas

Illita (sericita): $(\text{K,H}_3\text{O})(\text{Al, Mg, Fe})_2(\text{Si, Al})_4\text{O}_{10}[(\text{OH})_2,(\text{H}_2\text{O})]$ (filosilicato, monoclínico)

Muscovita (sericita): $\text{KA12}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$, si incorpora Fe^{+2} (fengita)

Pirofilita: $\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ (filosilicato, monoclínico)

Caolinita: $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ (filosilicato, monoclínico)

Formación de prehnita y pumpellita en subesquistos verdes

P Kbrs T° C REACCION

2.0 - 4.0 200 - 250 $6Lmt + 17Prh + 2Chl = \underline{10Pmp} + 21 Qtz + 14H_2O$ (S-So)

1.0 - 3.0 200 - 280 $5Pmp + 3Qtz = \underline{7Prh} + 3Zo + Chl + 5H_2O$ (S - So)

Ref. S = Areas de subducción

So = Areas de soterramiento

RANGO TERMICO

150°C - 200°C

150°C - 300°C

MINERALES CRITICOS

$Lmt + Kln$
↓ ↓
 $Ep \pm Prh + Prl$

$P_{mp} = \text{si sube } P$

1) $Lmt + Prh + Chl = P_{mp} + Qtz + H_2O$

$Prh = \text{si sube } T$

2) $P_{mp} + Qtz = Prh + Zo + Chl + H_2O$

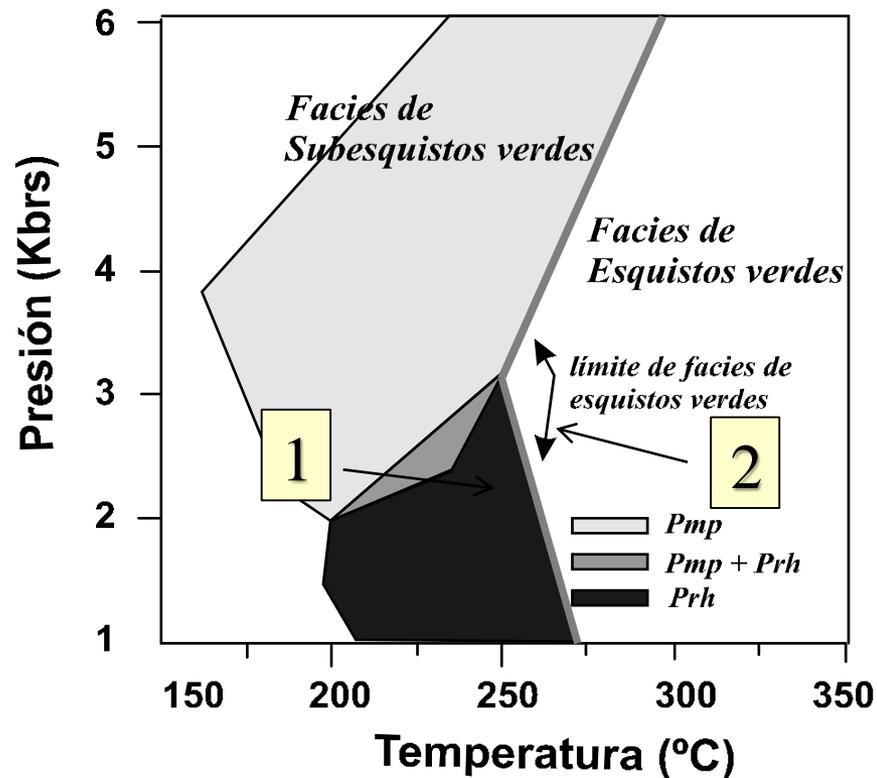


Fig.VIII.3Bajo grado metamórfico en el Sistema NCMASH (Na-Ca-Mg-Al-Si + Agua). Campos de la Prehnita, Pumpellyta y Prehnita + Pumpellyta.

Asociaciones máficas en facies de Esquistos Verdes

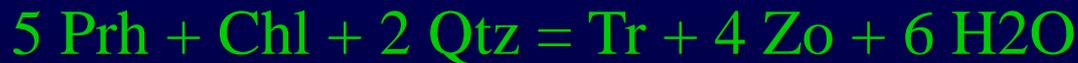
- El metamorfismo de rocas máficas es más evidente en la facies de esquistos verdes, que se correlaciona con las zonas de **clorita, biotita y parte de la zona de granate** de rocas pelíticas eventualmente asociadas
 - Los minerales típicos incluyen **clorita, albita, actinolita, epidoto, cuarzo**, y posiblemente calcita, biotita o estilpnomelano (filo, $(K,Ca,Na)(Fe,Mg,Al)_8(Si,Al)_{12}(O,OH)_{36} \cdot nH_2O$)
 - La mayor parte de estos minerales imparten el **color verde** del que reciben su nombre las rocas típicas de esta facies.... Ojo, no son el único tipo de roca que se forma, ni son las únicas rocas esquistosas de color verde!!!

Transición de subesquistos verdes a esquistos verdes

Reacciones esenciales

Sistema NCMASH (no se considera el Fe)

Prehnita out y estabilización de actinolita (tremolita) + epidoto (zoizita)



Pumpellita out y y estabilización de actinolita (tremolita) + epidoto (zoizita)



Otras reacciones

Lawsonita – pumpellita out y estabilización de nueva clorita-epidoto

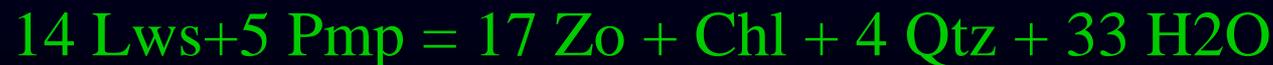
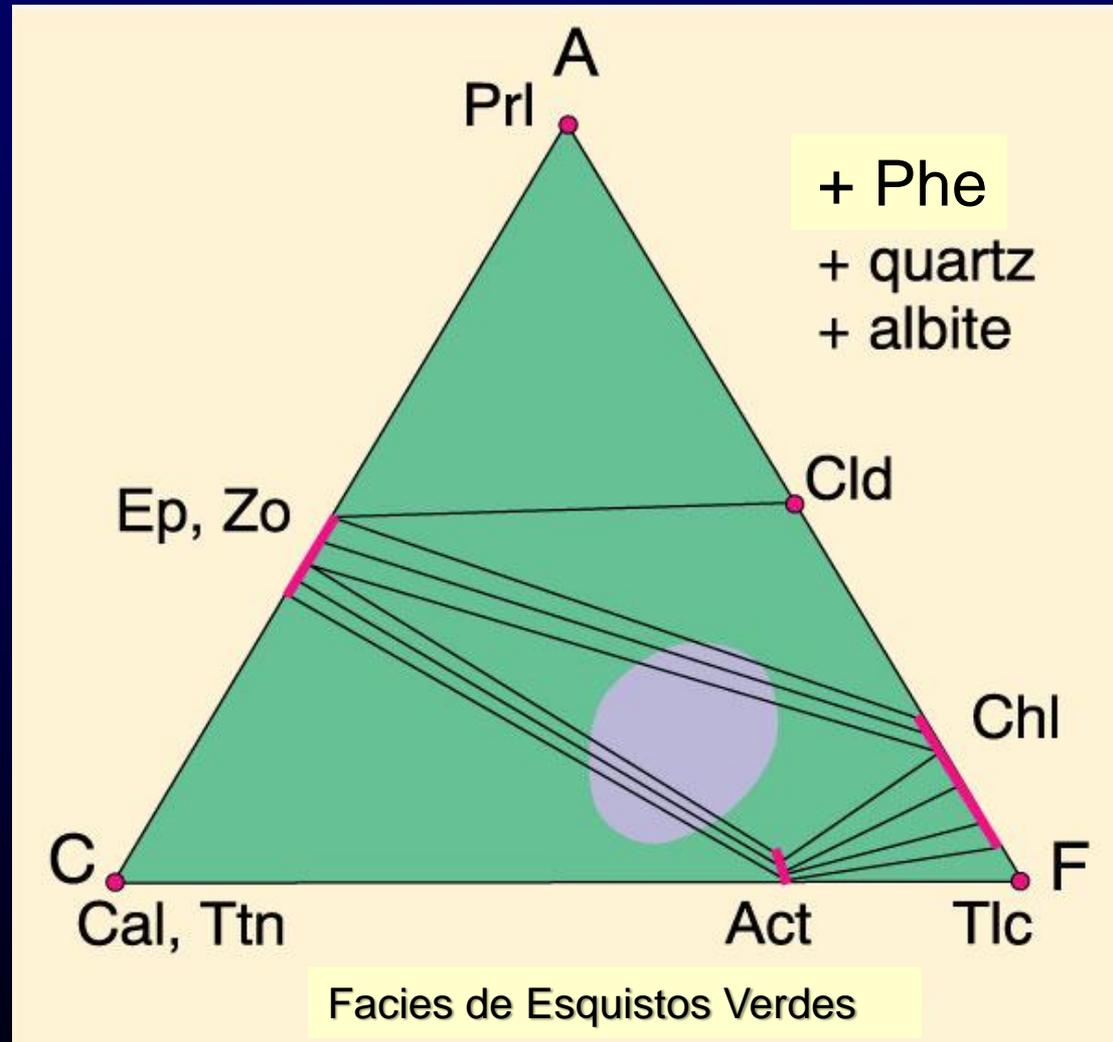
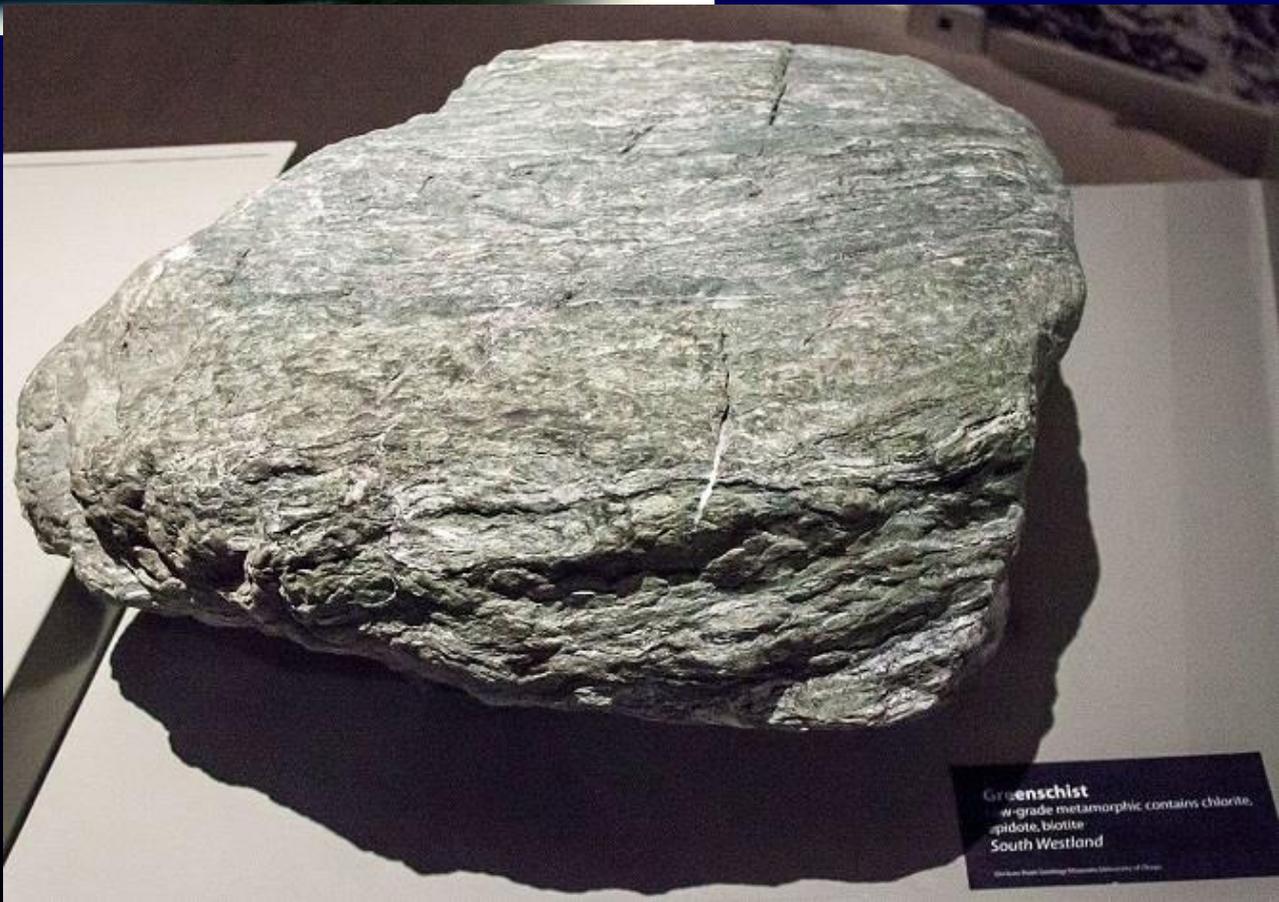


Diagrama ACF

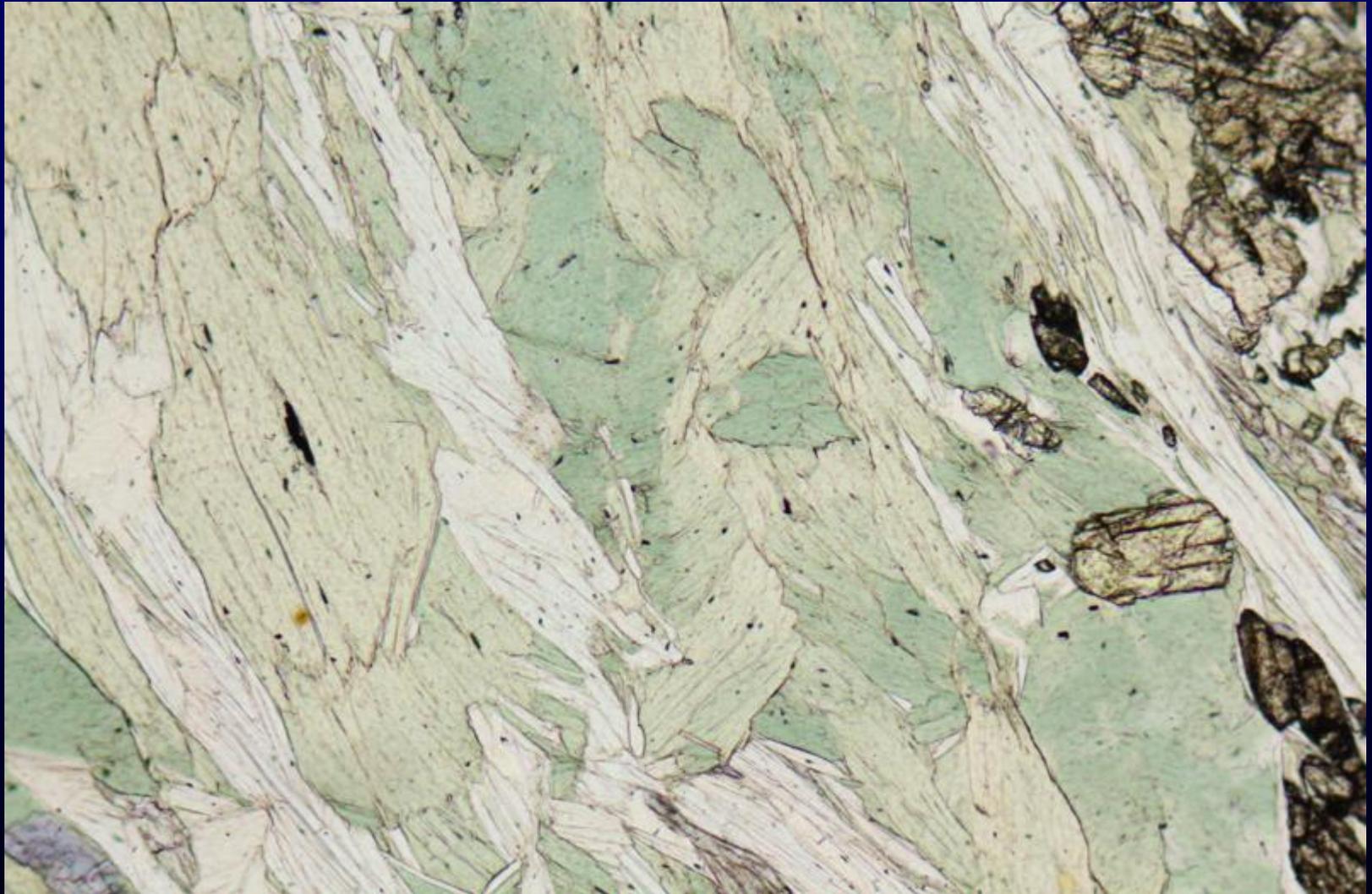
- La paragénesis más común de la facies de esquistos verdes (300-350° C, 2.5 kbar) es: clorita + albita + epidoto + actinolita ± cuarzo (dependiendo de la basicidad original).
- Otros minerales estables: pirofilita, fengita (muscovita), cloritoide (rocas ricas en Al-Fe), dolomita, talco, esfena (Ttn; CaTiSiO_5).

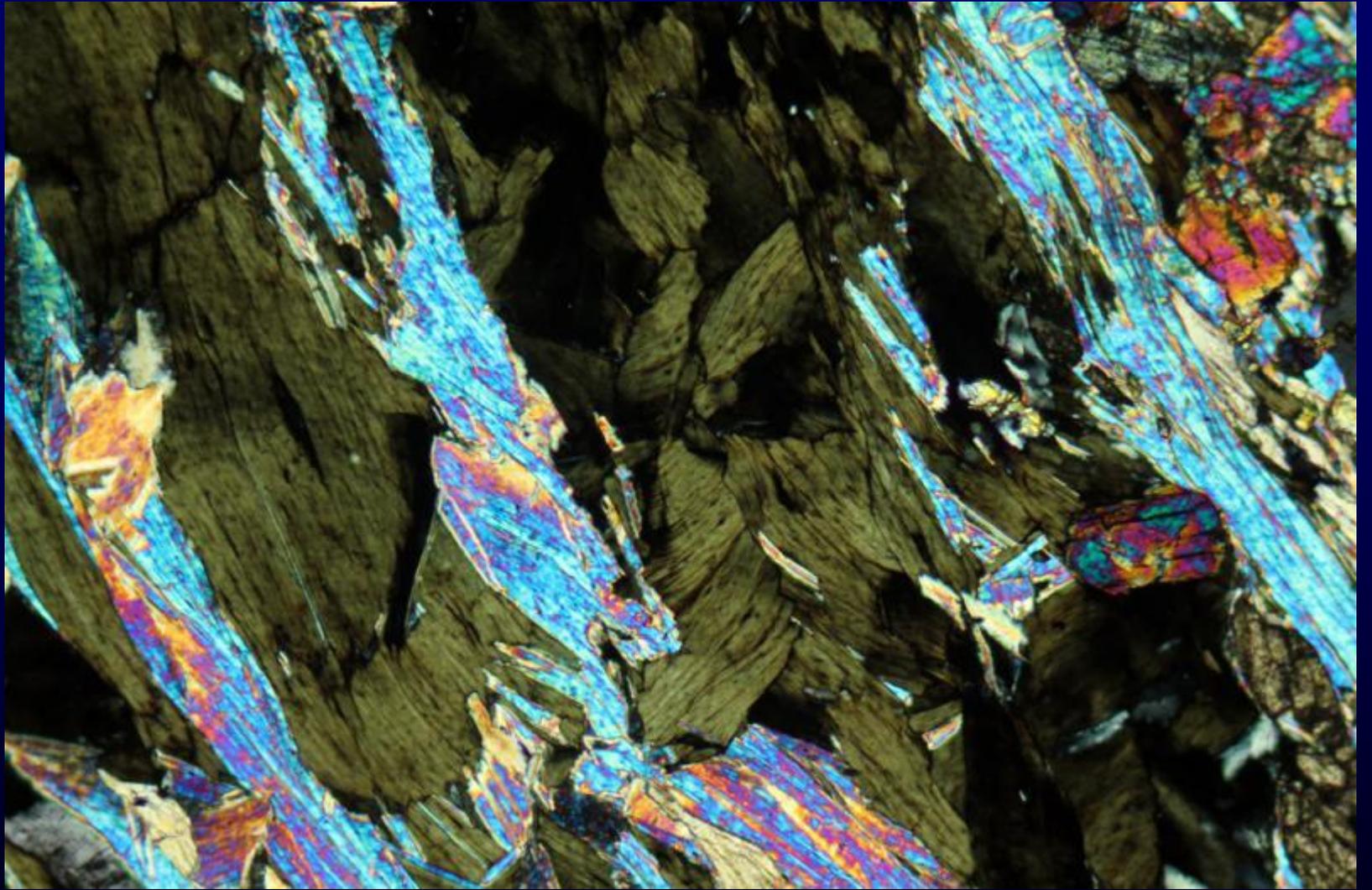




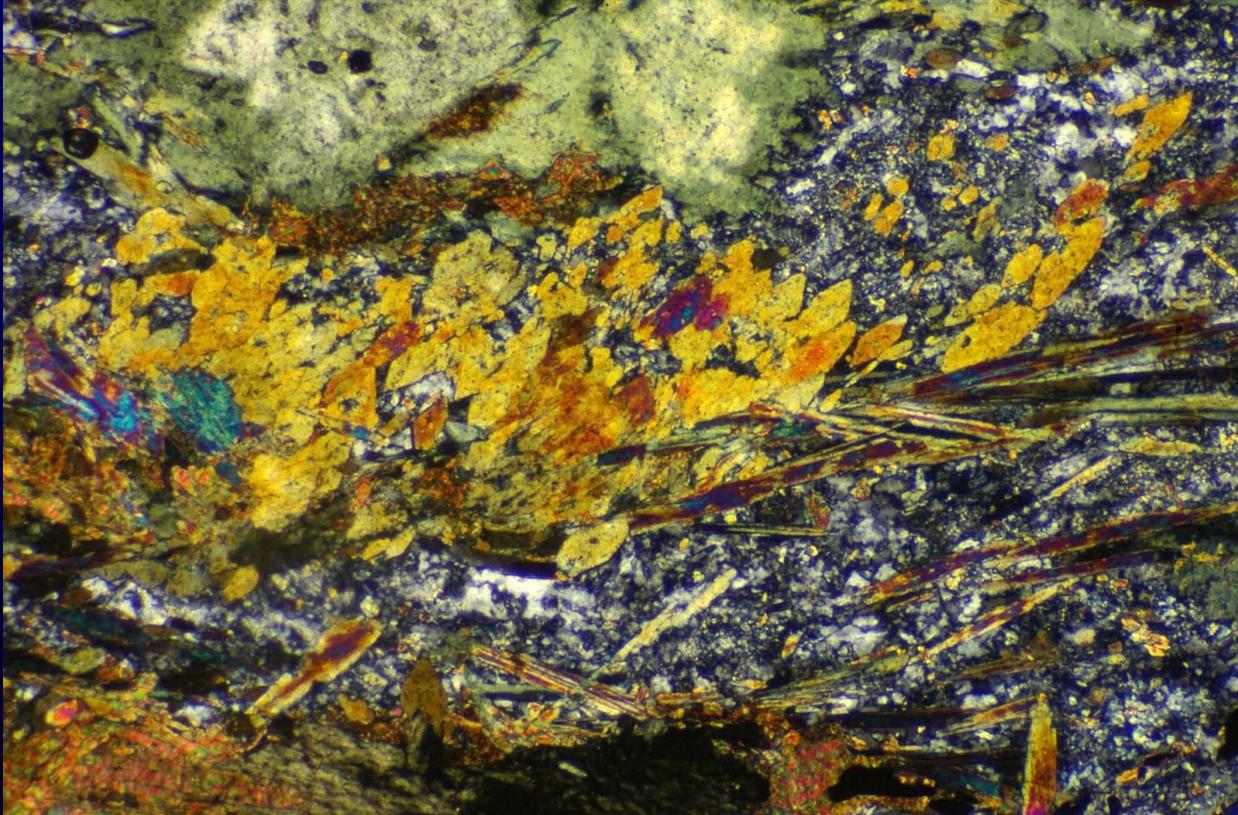
Greenschist
w-grade metamorphic contains chlorite,
epidote, biotite
South Westland
Specimen from Geology Museum, University of Otago

Chl – Mus – Ep - Ttn

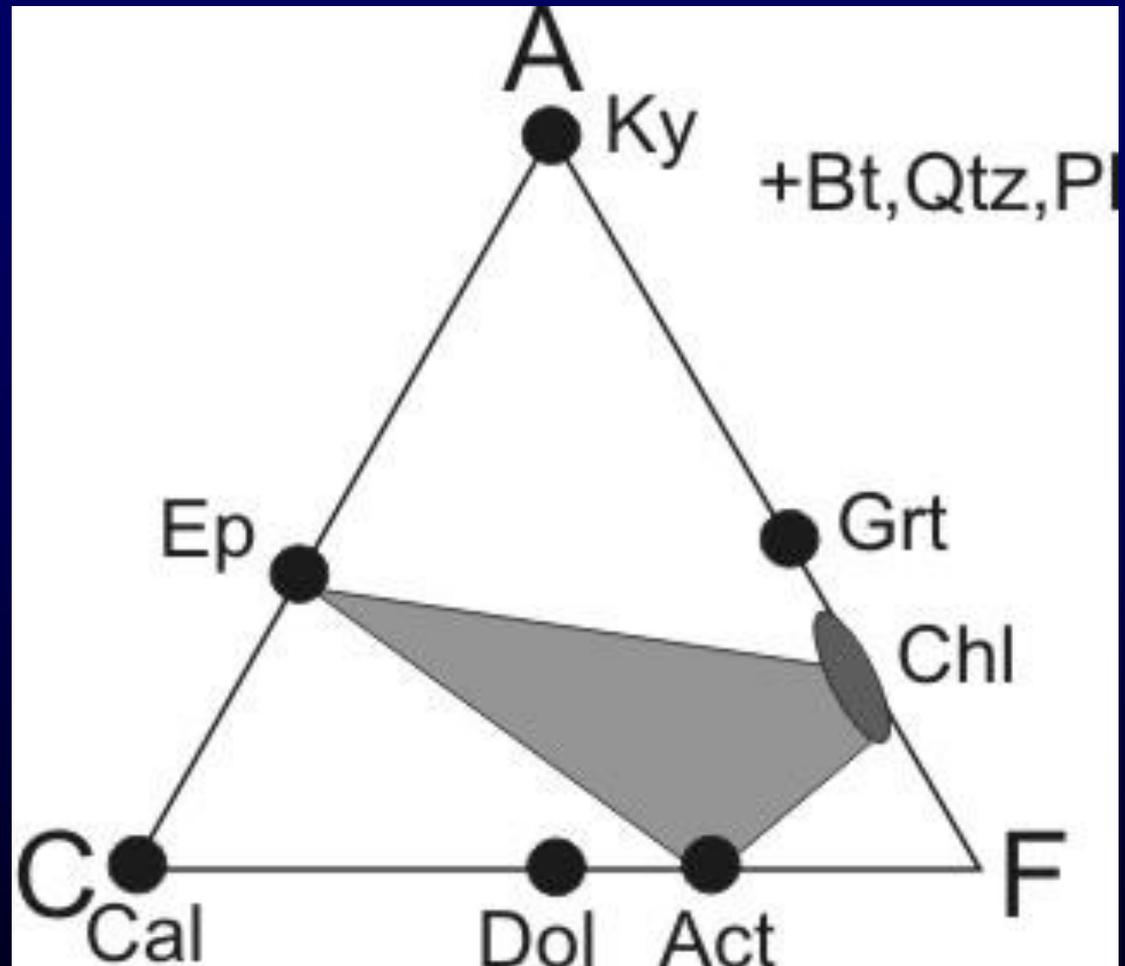




Act – Chl – Ab – Qtz



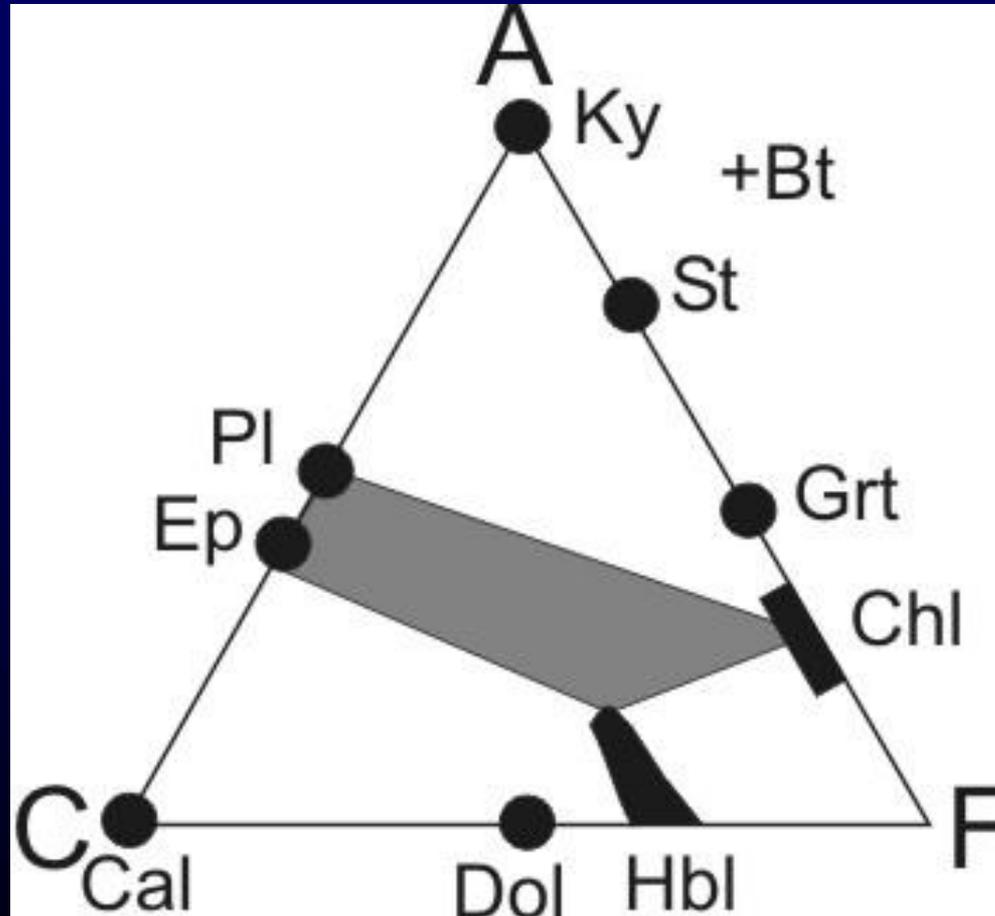
- A mayor presión y T (400° C y 4 kbar) suele estabilizar cianita y comienza a aparecer granate por reacción de la clorita. Biotita reemplaza progresivamente a micas blancas (fengita) y albita se transforma en oligoclasa
- Si la disponibilidad de CO₂ es importante estabilizan dol y cal



Transición de Facies de Esquistos Verdes a Anfibolitas

- Dos cambios mineralógicos importantes
 1. Albita → oligoclasa (incrementa el contenido en Ca de la plagioclasa con el aumento de T)
 2. Actinolita → hornblenda (el anfíbol incluye en su estructura más Al y álcalis con el aumento de T)
- Ambas transiciones ocurren más o menos a la misma T
- Ep y Chl + Qtz pueden estar presentes, pero van desapareciendo progresivamente a expensas de Grt rico en Mn a bajas T y rico en Grs-Prp-Alm a altas T. Cpx aparece en el rango más alto de T.

Transición de Facies de Esquistos Verdes a Anfibolitas



Transición de Facies de Esquistos Verdes a Anfibolitas

T y P aproximada en terrenos orogénicos Barrovianos = 500° C – 5 kbar. Chl desaparece totalmente a 550 ° C

Sistema CMASH (no se considera el Fe)

4 Chl + 18 Zo (en Ep) + 21 Qtz = Ts (Ca-Al en Hbl) + 26 An (en Pl) + 20 H₂O

Consume todo el epidoto o toda la clorita, el que sobra es metaestable (anfibolitas epidóticas o cloríticas) en el rango de T y P más bajo de la facies.

7 Chl + 13 Tr (en Anf) + 12 Zo (en Ep) + 14 Qtz = 25 Ts (Ca-Al en Hbl) + 22 H₂O

Consume totalmente los 3 minerales típicos de Esquistos Verdes

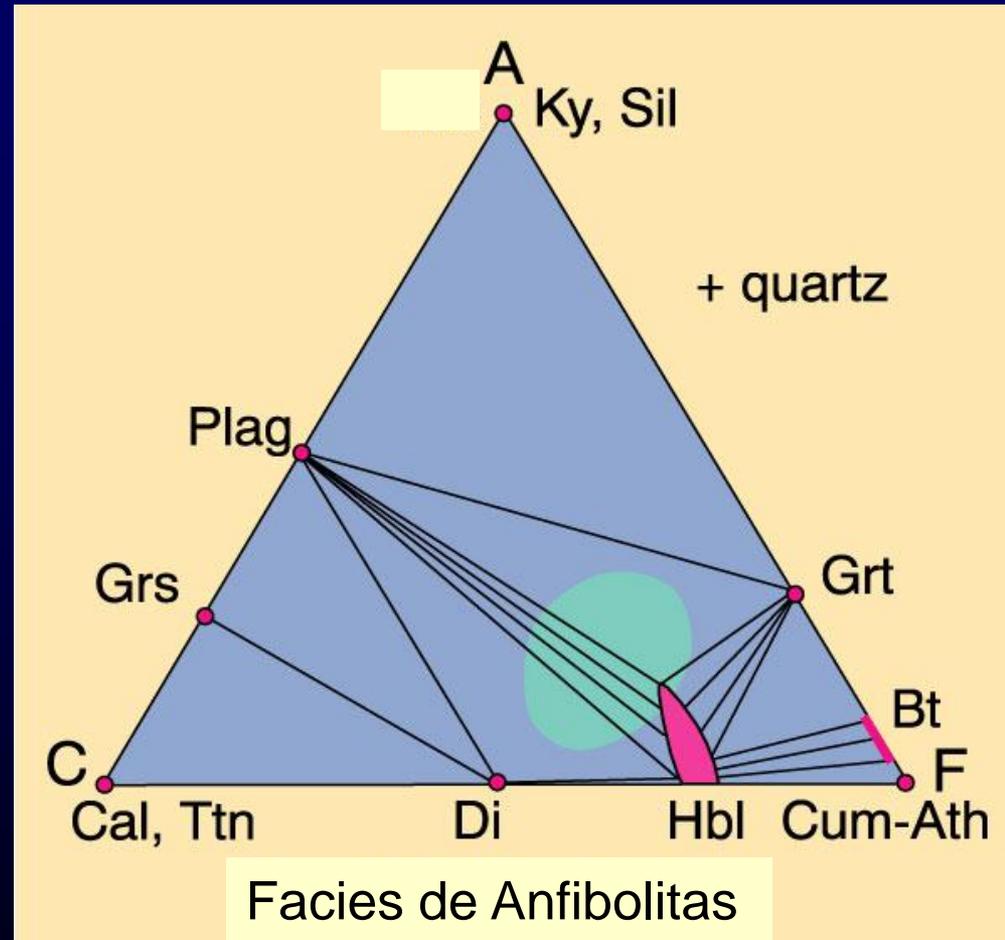
Ab + Tr (en Anf) = Ed (Na en Hbl) + 4 Qtz

Traslada los álcalis de Pl y Ca de anfíboles actinolíticos a la Hbl

En la facies de anfibolitas ppd (~600 °C y 6 kbar)

Equivalente a las zonas de granate (alta), estauroлита, cianita y sillimanita (baja) de pelitas

- Típicamente 2 fases **Hbl-Pl** (An>17)
- Rocas negras con >40% de Hbl y ~30% plagioclasa, y menor % de Bt, Grt, Qtz, Cpx
- **Granate** (Alm-Prp) como accesorio generalmente en las rocas menos máficas y más ricas en Al-Fe
- **Clinopiroxeno** (Di) como accesorio en las rocas menos aluminosas y ricas en Ca













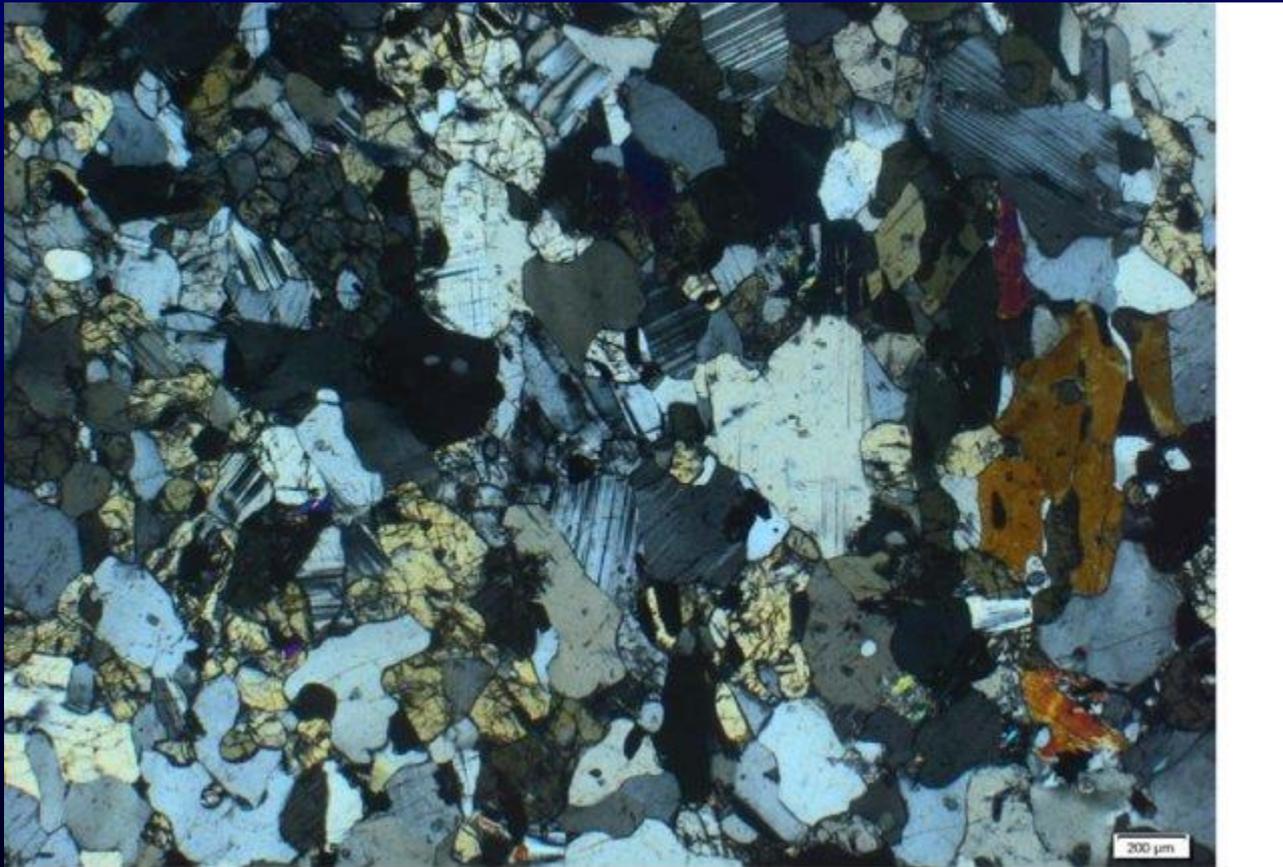


Estabilización del Cpx por reacción (~650° C)

Sistema CMASH

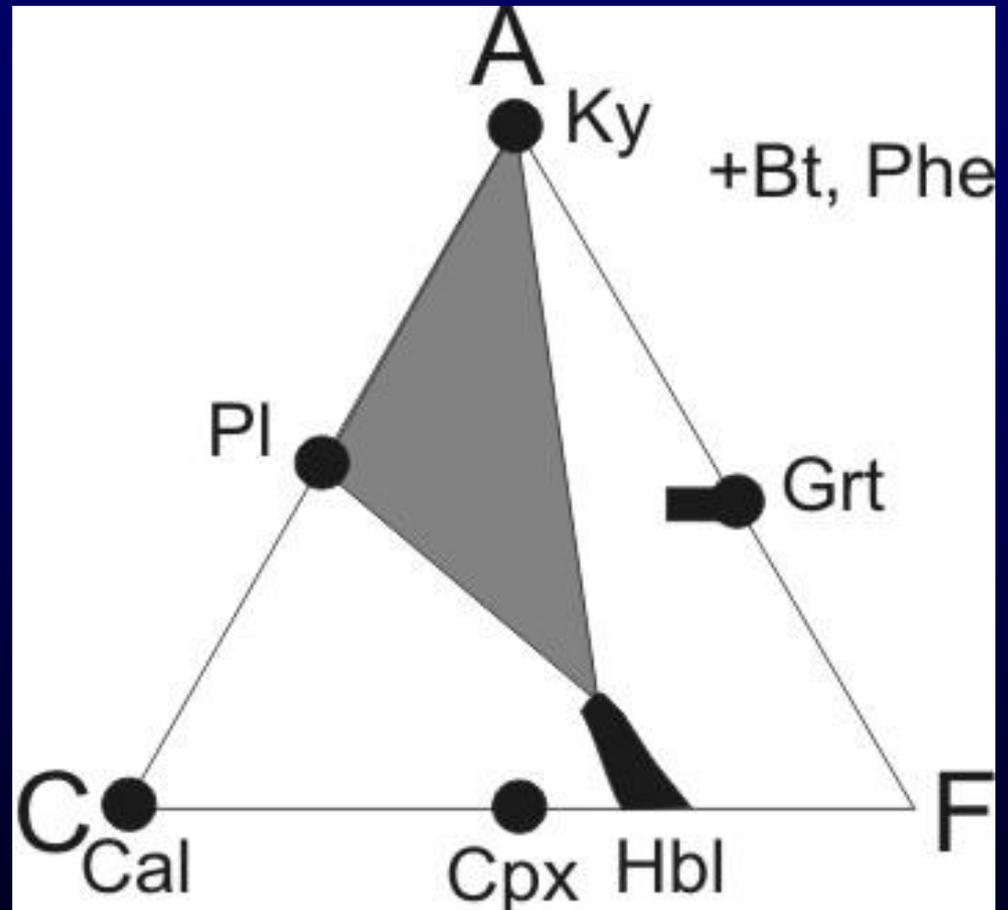


Estas reacciones consumen anfíboles (deshidratación) y estabilizan minerales anhidros como Grt y Cpx. También aumentan el componente An de Pl y eliminan el remanente de Ep y Qtz que pudiera quedar.



Hbl – Cpx- Pl ± Qtz

A mayor presión las
anfibolitas suelen contener la
asociación diagnóstica Ky +
Hbl, en reemplazo de Pl-Grt

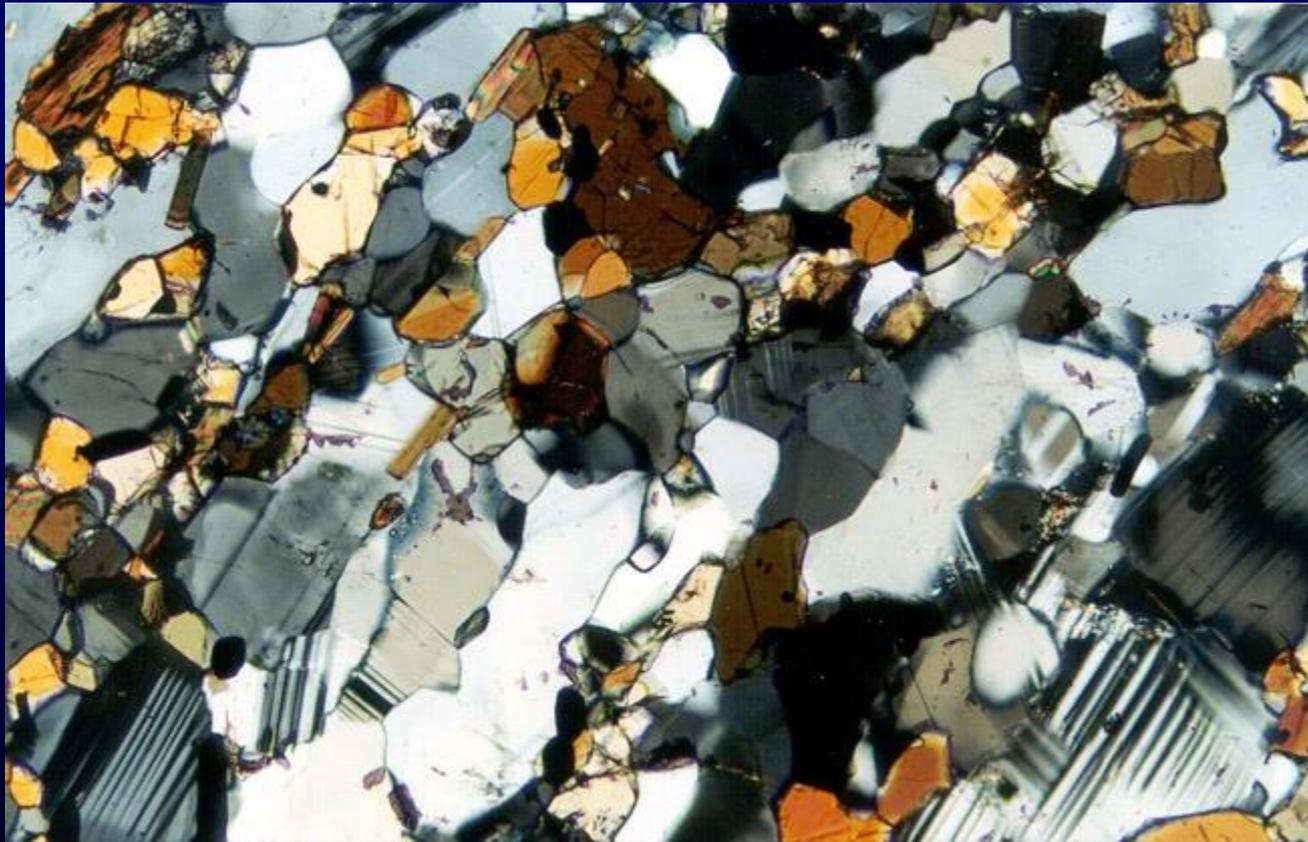


~550-650° C y 8-10 kbar

Transición de Facies de Anfibolita a Granulitas



- Las rocas máficas generalmente funden a mayores T que metapelitas y metagranitoides
- Si el agua es removida hacia fundidos más tempranos las rocas máficas quedan desprovistas de agua
- Hornblenda se descompone y aparece el par **ortopiroxeno + clinopiroxeno** típico de granulitas máficas
- Dependiendo de la composición y % H₂O esta reacción comienza entre 650 y 850°C y se desarrolla sobre un intervalo de $T > 50^{\circ}\text{C}$



Granulita máfica

Facies de Granulitas

El origen de las granulitas es controversial y complejo. Hay consenso en los siguientes dos puntos:

1) Las granulitas representan condiciones inusualmente calientes

- ☞ Temperaturas $> 700^{\circ}\text{C}$ (por geotermometría se han medido hasta $>1000^{\circ}\text{C}$)
- ☞ La T de las geotermas a las profundidades características de las granulitas debieran rondar los 500°C , sugiriendo que son productos de engrosamiento cortical y calor en exceso

Facies de Granulitas

2) Las granulitas son secas

- ☞ Son rocas que no funden debido a la escasez de agua
- ☞ Representan las raices más deshidratadas y profundas de la corteza continental (ej. escudos precámbricos erodados)
- ☞ Algunas granulitas son ricas en CO_2 (inclusiones fluidas) mientras que las rocas vecinas metamorfizadas en facies de anfibolitas son ricas en H_2O . Infiltración de CO_2 desde el manto puede ser tan importante como la deshidratación

Metamorphic Grade →

Metamorphic Facies	Greenschist		Transitional States		Amphibolite		Granulite
Albite	—————					
Plagioclase > An ₁₂			Oligoclase		—————		Andesine
Epidote	—————			
Actinolite	—————					
Hornblende				—————	
Augite						—————
Orthopyroxene							—————
Chlorite	—————					
Garnet				—————		—————
Biotite
Quartz
Phengite				
Cummingtonite		
Zone for associated metapelites	Chlorite Zone	Biotite Zone	Garnet Zone	Staurolite and Kyanite Zones	Sillimanite-Muscovite Zone	K-feldspar-Sillimanite Zone	Cordierite-Garnet Zone

Minerales según progrado metamórfico en metabasitas

Asociaciones máficas de la Serie de baja P/T (contacto): Hornfels de Albita-Epidoto, Hornfels hornblendicos, Hornfels piroxénicos, y Facies de Sanidinita

- La mineralogía no difiere de la series de facies de P/T media
- La facies de hornfels de albita-epidoto se correlacionan con la facies de esquistos verdes, en la que grada si hay aumento de P
- La facies de hornfels hornbléndicos correlaciona con la facies de anfibolitas, y la de hornfels piroxénicos y sanidinita con la facies de granulitas

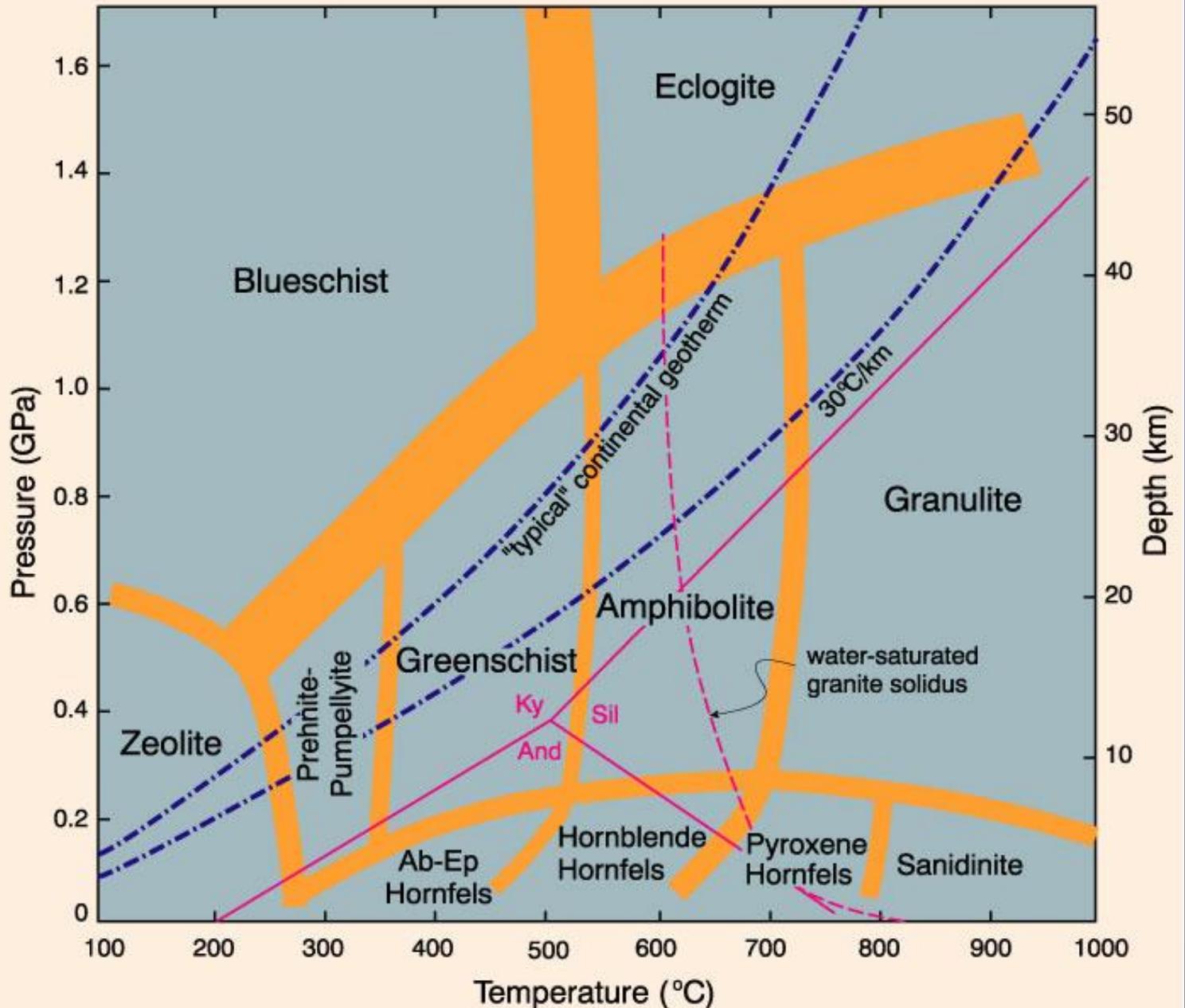


Fig. 25-2. Temperature-pressure diagram showing the generally accepted limits of the various facies used in this text. Winter (2001) *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall.

Asociaciones máficas de la Serie de baja P/T (contacto): Hornfels de Albita-Epidoto, Hornfels hornblendicos, Hornfels piroxénicos, y Facies de Sanidinita

Las facies de metamorfismo de contacto se pueden distinguir fácilmente de aquellas de presión media sobre la base de:

- ➡ **Metapelitas de la región** (ej. Hornfels de andalusita y cordierita)
- ➡ Texturas y relaciones de campo (no hay foliación, presencia de un plutón)
- ➡ Termobarometría

Asociaciones máficas de la Serie de baja P/T (contacto): Hornfels de Albita-Epidoto, Hornfels hornblendicos, Hornfels piroxénicos, y Facies de Sanidinita

- La zona más interna en la mayoría de las aureolas raramente alcanza las condiciones de facies de hornfels piroxénicos
 - ☞ Si la intrusión es lo suficientemente caliente y seca, se forma una delgada zona de desestabilización de los anfíboles para dar $opx + cpx + pl + qtz$ (sin granate), característica de esta facies

Series de facies de alta P/T: Facies de Esquistos Azules y Eclogita

- Las rocas máficas son las que mejores paragénesis muestran bajo condiciones de alta P/T
- Los gradientes de alta P/T caracterizan a las zonas de subducción
- Los esquistos azules máficos son fácilmente reconocibles por su color y son buenos indicadores de zonas de subducción antiguas
- La corteza oceánica subductada forma, a altas P a las eclogitas: rocas muy densas, incluso más que el manto peridotítico en el cual se hundan
- La base de la corteza inferior (máfica) si está engrosada, suele formar también eclogitas.

Facies de Esquistos Azules

- La facies de esquistos azules se caracteriza por la presencia de glaucofano, un anfíbol sódico azul estable sólo a altas P (a veces también crossita o riebeckita)
- La paragénesis diagnóstica es glaucofano + lawsonita. A bajas P (hasta 10 kbar) puede estar acompañada de clorita y a altas P (>10 kbar) por jadeíta (+ Qtz). En esta última circunstancia la asociación crítica es Gln + Ep + Grt
- Albita pasa, a alta P, a la asociación Jd (Px) + cuarzo:



Ojo: en facies de Esq Azules de P menor jadeíta puede ser estable también pero acompañada de plagioclasa y nunca con cuarzo!!!

Facies de Esquistos Azules

Caminos alternativos para alcanzar esquistos azules: **velocidad de subducción**

Subducción rápida
8-18 kbar y $<500^{\circ}\text{C}$
Pasaje a eclogitas demora
($> 60\text{ km}$)

Subducción lenta
13-14 kbar, $T \sim 500^{\circ}\text{C}$ y
rápido pasaje a eclogitas

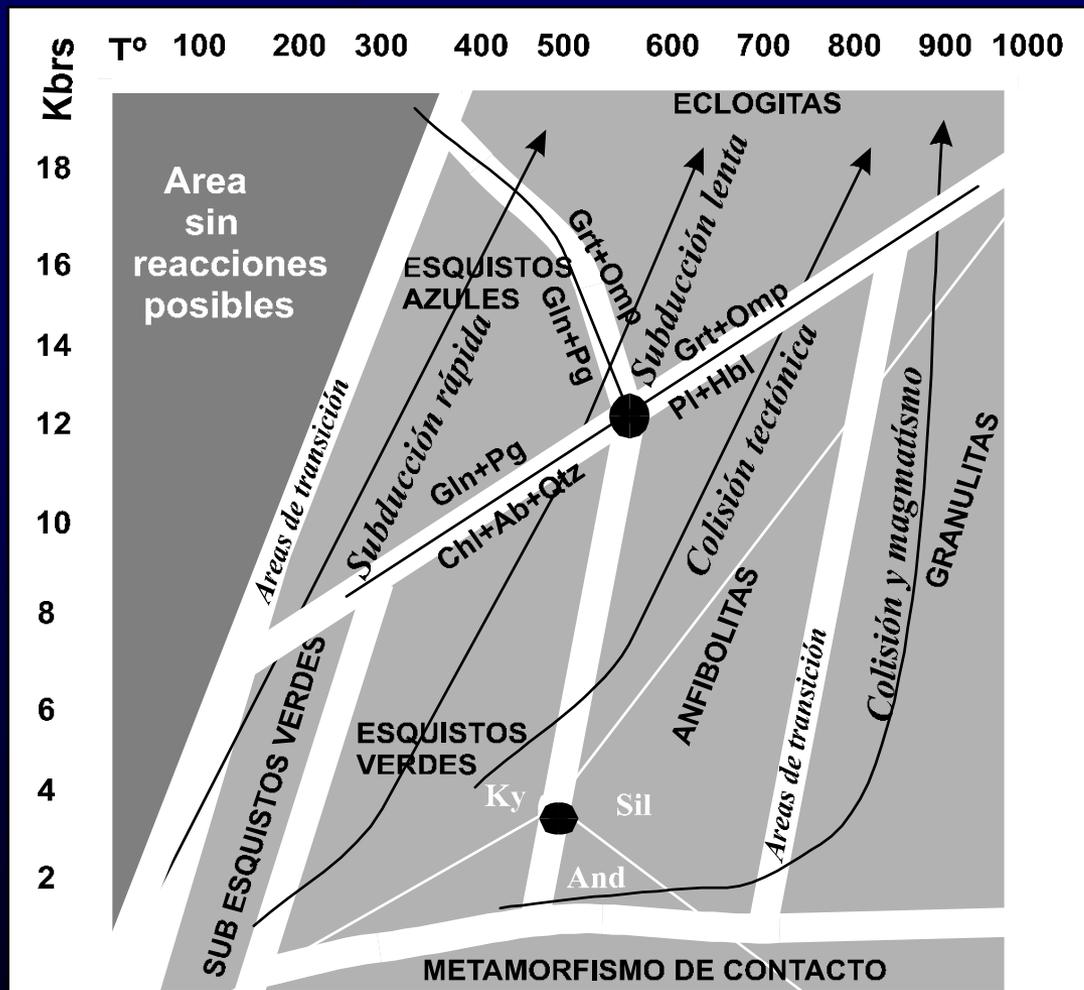
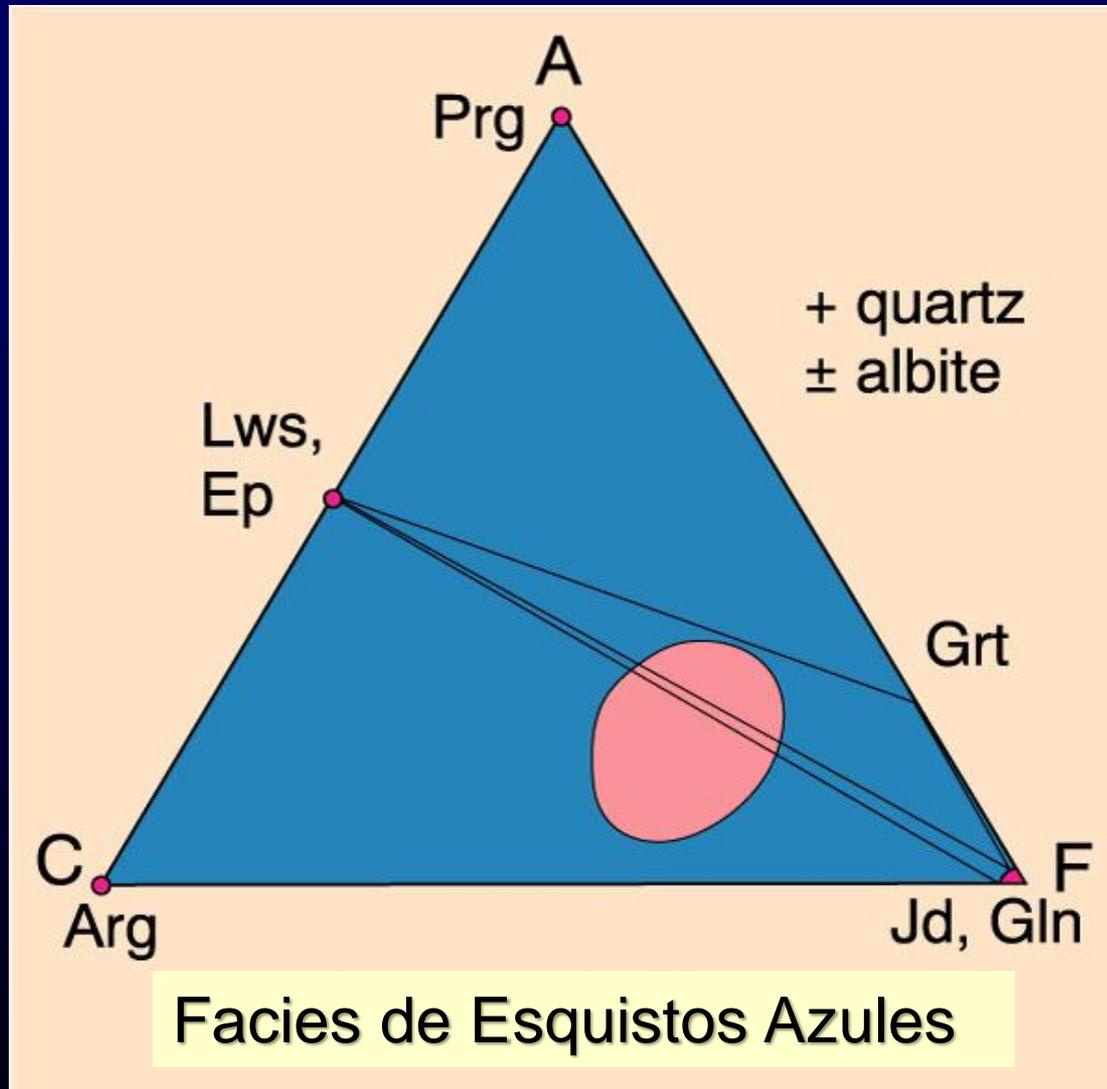


Fig.VIII.5 Representación esquemática del metamorfismo de alta presión. Se indican los ambientes geotectónicos de emplazamiento.

Facies de Esquistos Azules



Facies de Eclogitas

- La paragénesis se reduce a

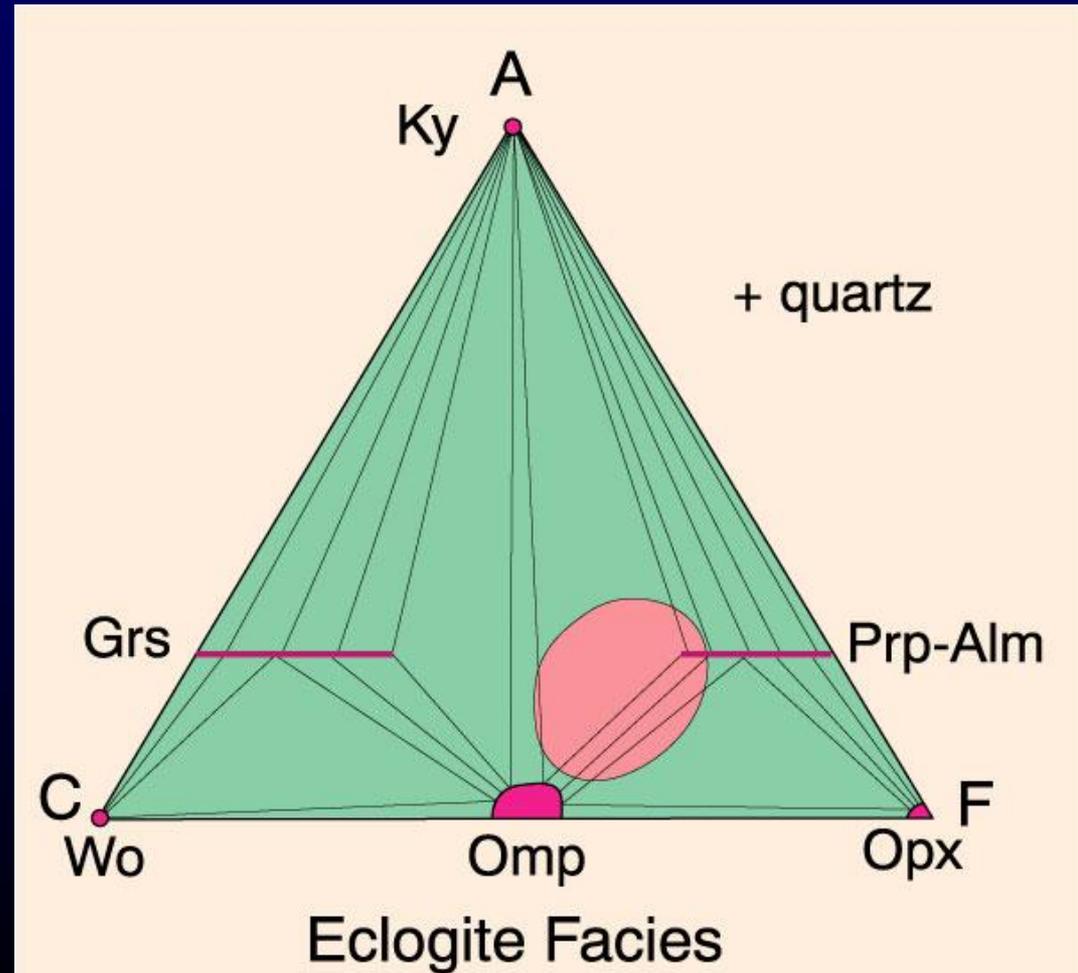
Cpx omfacítico + Granate rico en Prp-Grs

La Omp es una sol. solida de
Jadeita + Augita

Las eclogitas son rocas con
densidad $> 3.3 \text{ g/cm}^3$

Nunca presentan Pl (salvo
por retrogradación) pero
Gln puede permanecer
estable

Se forman a $P > 12 \text{ kbar}$
hasta 24 kbar y a T variadas



Si se relacionan geográficamente con Esquistos azules

□ *En las áreas de subducción las eclogitas se originan a partir de esquistos azules y está relacionados a éstos :*
T°: 400°C - 600°
P : 13 - 22 Kbs
Eclogitas LT (Low temperature)

Si se relacionan geográficamente con Anfibolitas

□ *En las áreas de colisión continente/continente, las eclogitas se originan de protolitos en facies de anfibolitas y se relacionan con este tipo de rocas :*
T°: 600°C - 800°C
P : 12 -24 Kbs
Eclogitas MT (Medium temperature)

Si se relacionan geográficamente con Granulitas

□ *Si la colisión es acompañada por una sustancial transferencia de calor magmático las eclogitas se generan a partir de granulitas :*
T°: 800°C - 1000°C
P : 14 - 22 Kbs
Eclogitas HT (High temperature)

Facies de Eclogitas

Reacciones más importantes



Metamorfismo de rocas Ultramáficas

- Casi todas las rocas ultramáficas aflorantes en la corteza están metamorfizadas. **Dónde?**
- **Peridotitas tipo alpino**: manto superior = base de litósfera oceánica incorporada en la corteza continental a lo largo de zonas de subducción
- Porciones desmembradas de **ofiolitas** separadas de la placa subductada incorporándose al prisma acrecional o más comúnmente, que quedan atrapados entre dos continentes en episodios de colisión (acreción)
- Se ven como cadenas de cuerpos ultramáficos en orógenos colisionales: siguen zonas de fallas mayores que separan terrenos contrastantes. Definen una **zona de sutura**
- Su asociación con rocas en facies de esquistos azules confirma el origen por subducción

En función de la conservación de su mineralogía original se distinguen 2 tipos:

- 1) **Modificación total: Rocas Metamórficas UM ISOFACIALES.** Reflejan las condiciones de P-T del metamorfismo y su mineralogía fue totalmente re-equilibrada. Terrenos con alto grado metamórfico.
- 2) **Modificación parcial: Rocas UM ALOFACIALES.** Conservan parte de la mineralogía original, debido a reacciones incompletas por bajo grado metamórfico o por escasez de agua (complejos ofiolíticos con metamorfismo de bajo grado).

Principales tipos de rocas UM (protolitos y productos)

Serpentinitas: abundantes minerales del grupo de la serpentina (Crisotilo, Antigorita, Lizardita), a veces esquistosas o macizas. Hidratación de lherzolitas y harzburgitas (**peridotitas**) a baja T.

Felses de En+Fo: En y Fo deben tener origen metamórfico indudable

Oficarbonatos: metacarbonatos forsteríticos serpentinizados

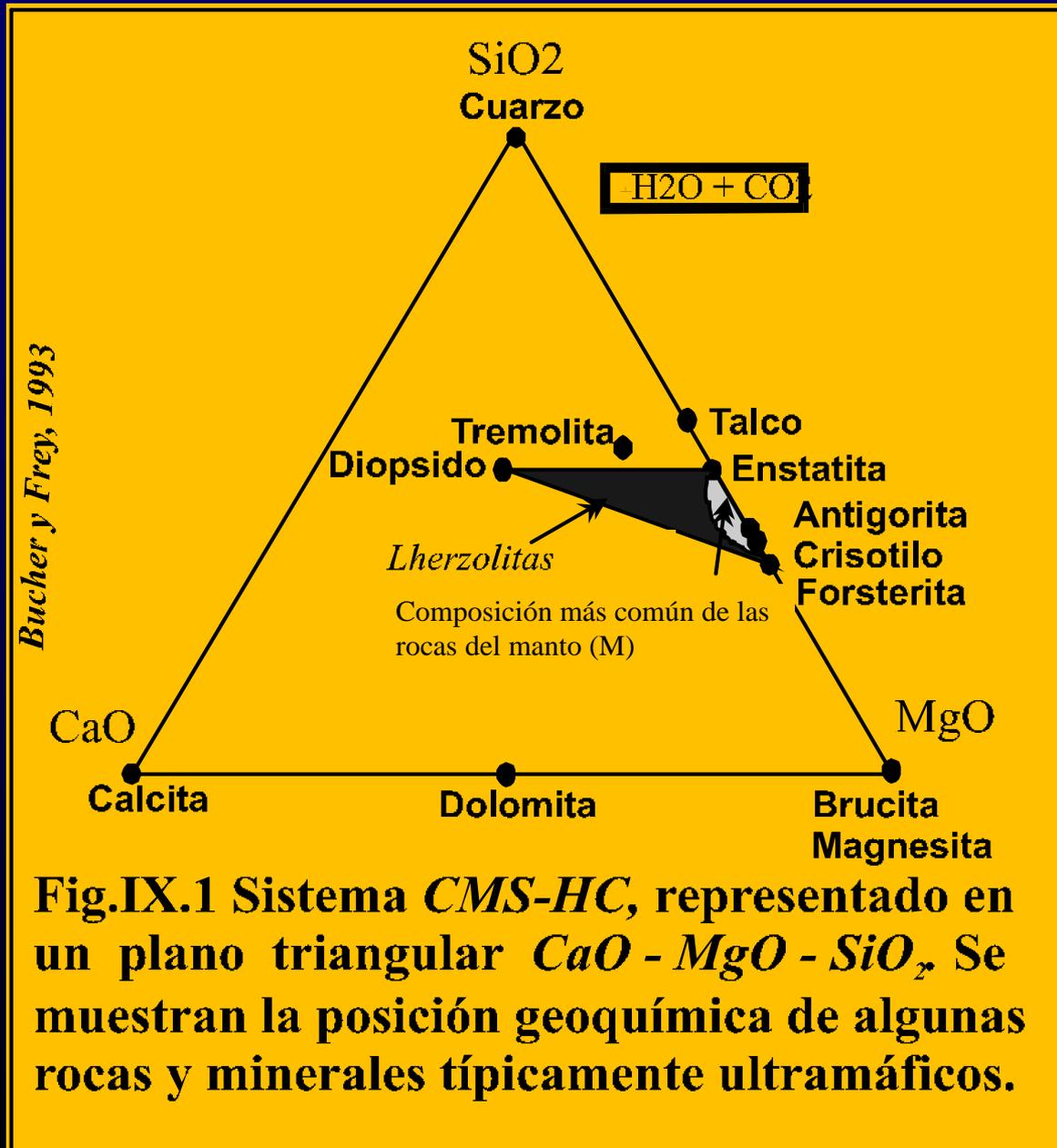
Soapstones (piedra sapo): carbonatos talcosos

Savganditas: carbonatos enstatíticos

Minerales de las rocas UM en el sistema CMS (HC)

Composición más común del protolito:
Harzburgitas y lherzolitas pobres en Cpx

Minerales ígneos se transforman a
Silicatos de Fe y Mg anhidros e hidratados
Carbonatos (de Ca, Mg, Fe)



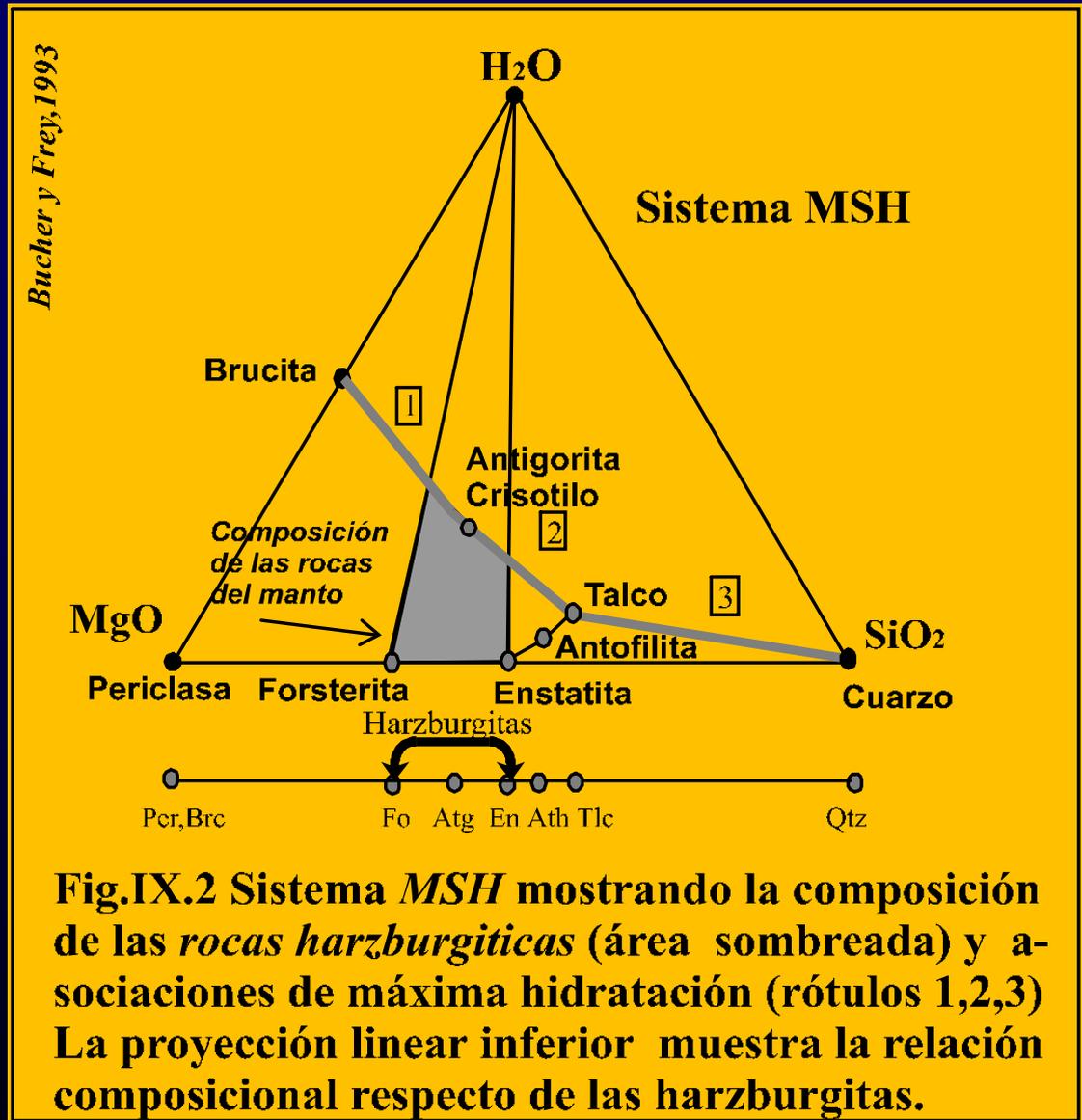
Composición de UM en el sistema MSH

A bajas T la roca que se forma es una serpentinita

Tres grados de diferente hidratación son posibles como punto de partida del metamorfismo

- 1) Brucita-Crisotilo
- 2) Crisotilo-Talco
- 3) Talco-Cuarzo

Máx T para Ctl $\sim 250^{\circ}$ C
(para varias P)

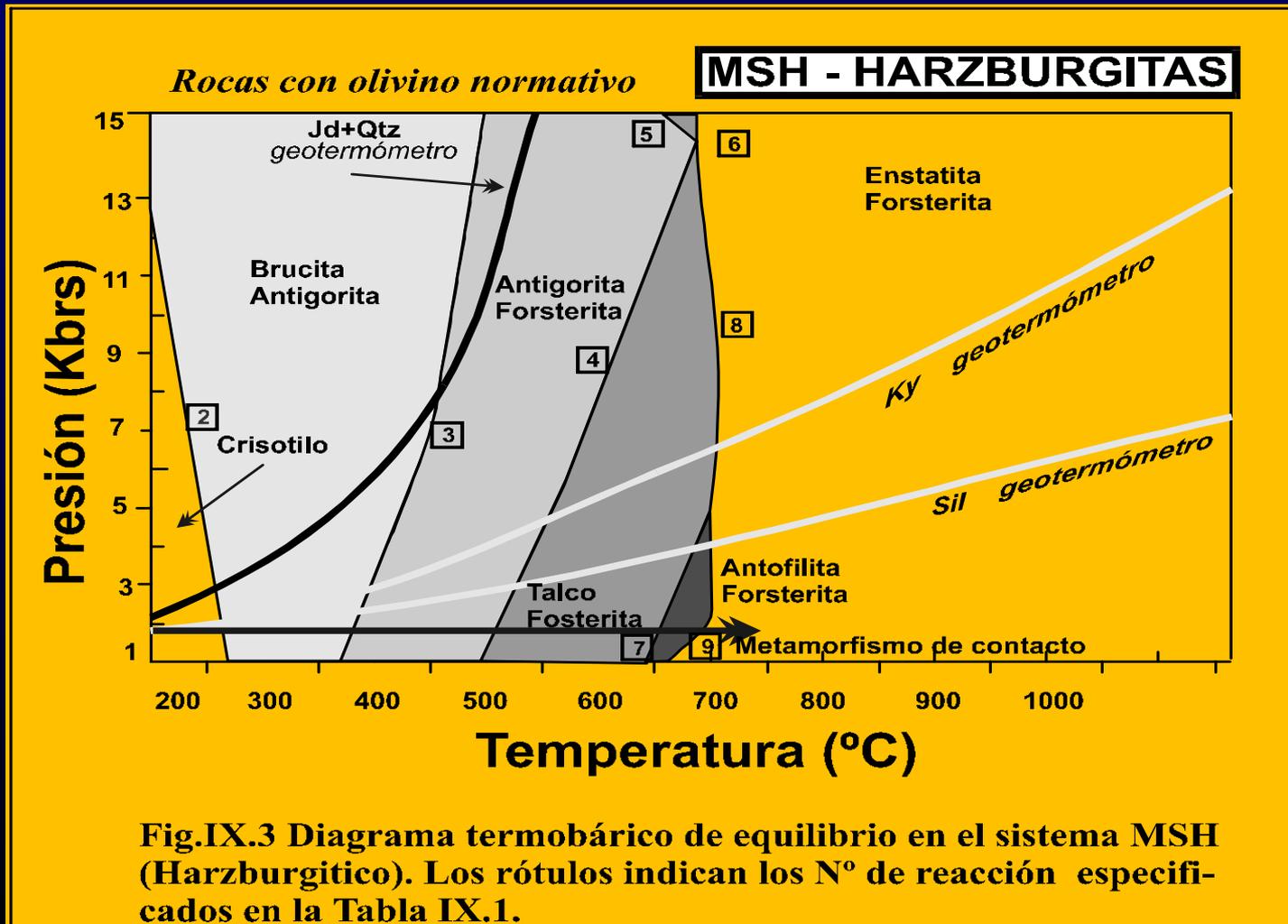


Si $T > 250^{\circ} \text{C}$ la composición regula la asociación que se forma en serpentinitas

Para $Fo/En > 0.7$ La asociación es **Brc + Atg**

Para $Fo/En < 0.7$ La asociación es **Atg + Tlc**

Para $Fo/En = 0.7$ La asociación es **Atg**



Atg + Brc se transforman a Fo + H₂O a ~400° C y 7 kbar (1ra Fo, reacción 3)

Atg desaparece por la reacción $Atg = 18 Fo + 4 Tlc + 27 H_2O$ (límite de serpentinitas) a 570° C y ~8 kbar (reacción 4)

A alta P (14 kbar, reacción 6) Atg cambia a Fo + En + H₂O recién a 650° C

Tlc desaparece a baja P (2 kbar, M. contacto) según reacción 7 $Tlc + Fo = Ath + H_2O$
a alta P (> 4 kbar) según reacción 8 $Tlc + Fo = En + H_2O$

Ath desaparece a expensas de En a T > 700 ° C

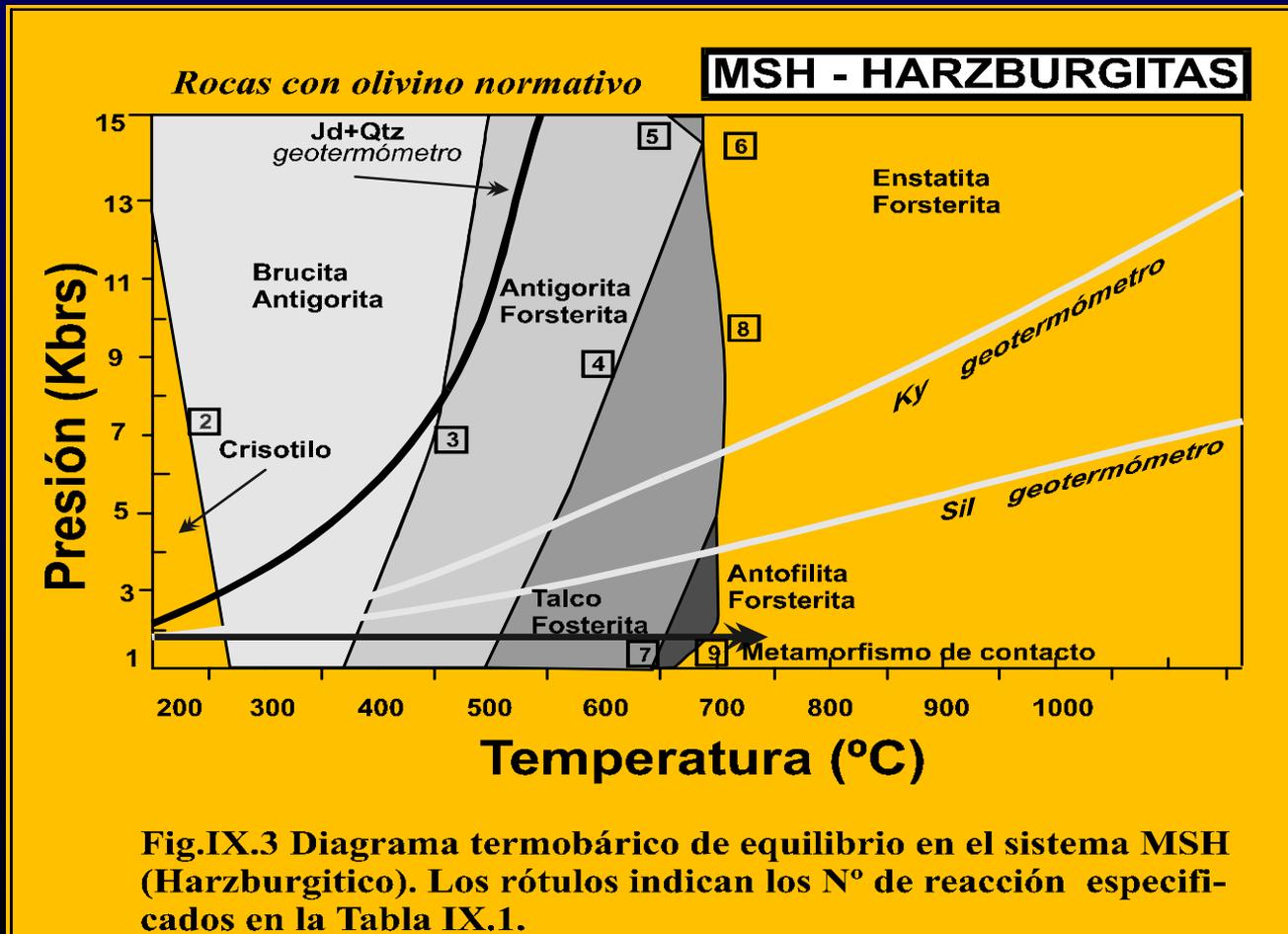


Fig.IX.3 Diagrama termobárico de equilibrio en el sistema MSH (Harzburgítico). Los rótulos indican los N° de reacción especificados en la Tabla IX.1.

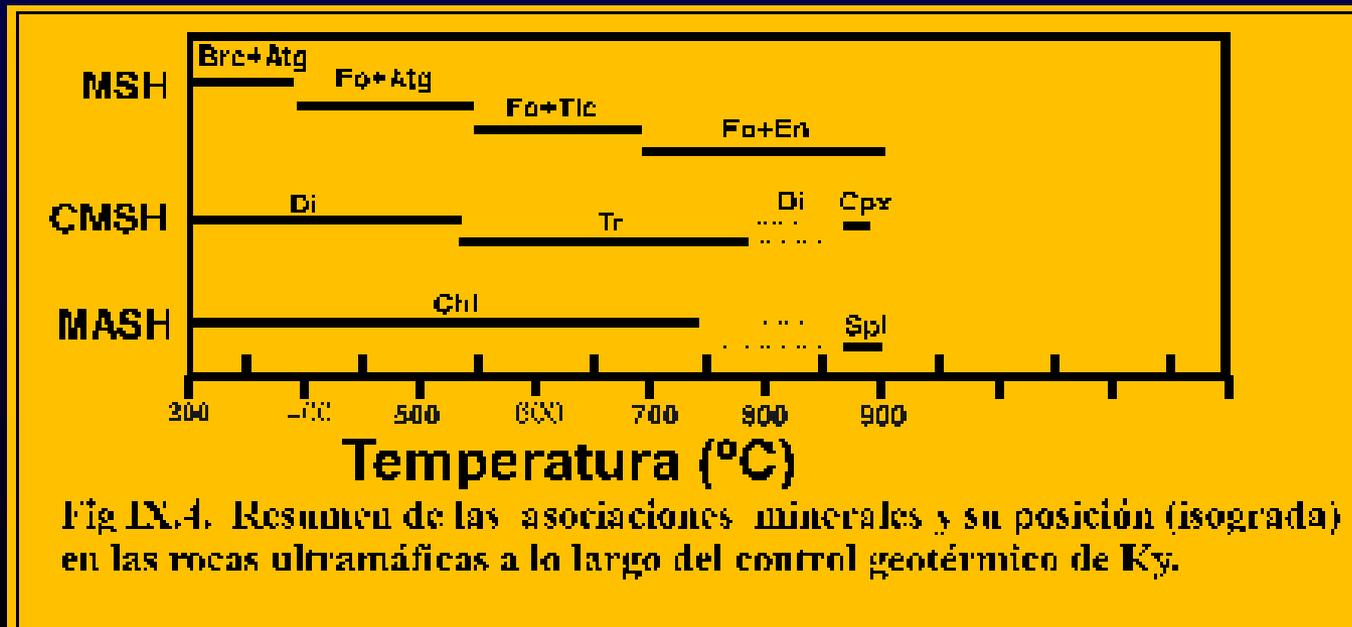
Isogradas y facies de rocas UM

Subesquistos verdes: Isograda de Brc-Atg (Ctl)

Esquistos verdes: Isograda de Atg – Fo

Anfibolitas: Isograda de Tlc-Fo

Granulitas: Isograda de Fo-En



Metamorfismo de rocas carbonáticas

Dos tipos principales de protolitos desde el punto de vista químico:

A) Dolomíticos $\text{Ca Mg}(\text{CO}_3)_2$

B) Cálccicos $\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$

- El origen principal es sedimentario (plataformas) y están formados por calcita, aragonita y dolomita como fases principales
- Las rocas carbonáticas presentan un % variable de cuarzo clástico y otros minerales silicáticos (arcillas, feldespatos)
- Estos reaccionan con los CO_3 para formar minerales calcosilicáticos y fémicos cuando T y P aumentan
- La roca resultante es un mármol (calcodolomítico, dolomítico o cálcico)

El caso más común: metamorfismo de una roca compuesta por variables proporciones de **Cal-Dol-Qtz**

Cal y Qtz reaccionan sólo a **altas T**

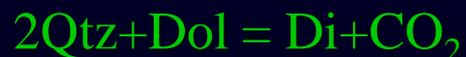
Dol y Qtz reaccionan a más bajas T (mayor número de minerales índices)

Los minerales más relevantes están representados en el triángulo CMS.

1a-1b-1c rs. dolomíticas

2a-2b CO₃ ricos en qtz

La división Di-Cal implica una reacción de inestabilidad de Qtz-Dol a altas T (>600° C)



Si la composición de la roca cae en **A** la asociación es **Di-Qtz-Cal**
Si cae en **B** es **Di-Dol-Cal**

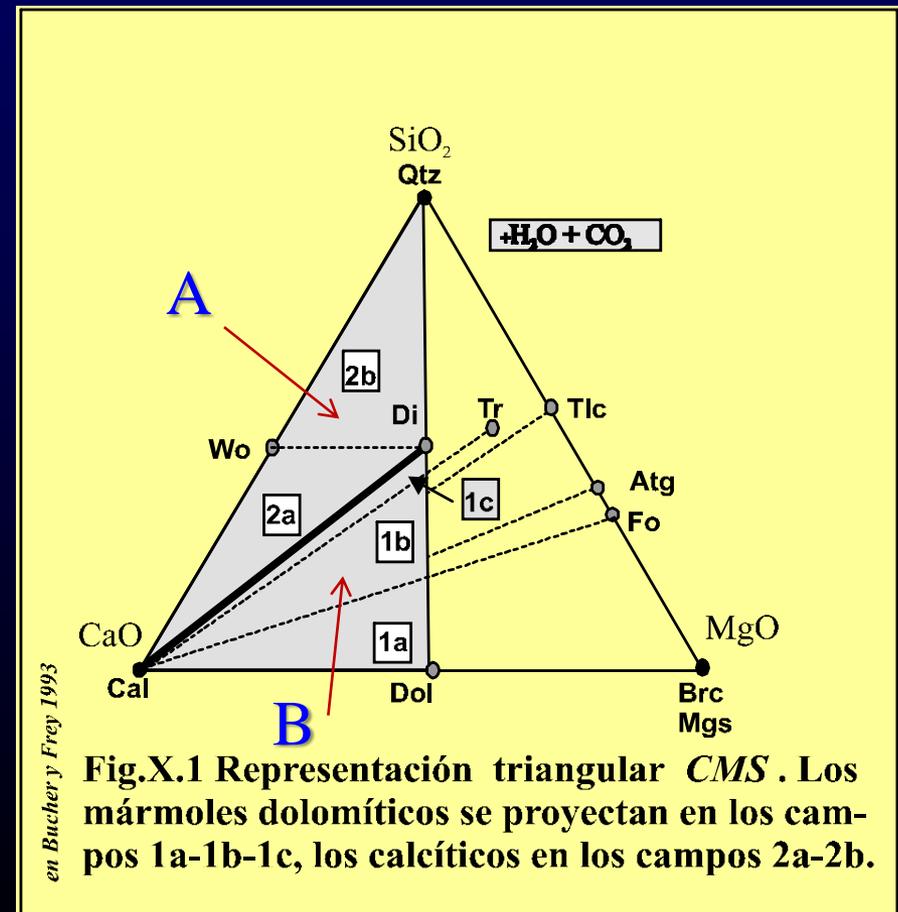


Fig.X.1 Representación triangular CMS. Los mármoles dolomíticos se proyectan en los campos 1a-1b-1c, los calcícos en los campos 2a-2b.

Reacciones y el rol de la P de fluidos

- Las reacciones en rocas carbonáticas liberan CO₂.
- H₂O también está presente como fase fluida intersticial (rocas marinas)
- $P_f = P_{\text{CO}_2} + P_{\text{H}_2\text{O}} \approx X_{\text{CO}_2} + X_{\text{H}_2\text{O}}$

Como en el equilibrio intervienen dos volátiles que en estado supercrítico son perfectamente miscibles, el mismo se representa por una superficie divariante más que por una línea univariante. El espacio de representación está dado por las variables intensivas P_f , T y X_{CO_2}

Para definir la T a la que una paragénesis logra el equilibrio en un mármol, debemos fijar ya sea P_f o X_{CO_2} (equilibrio divariante)

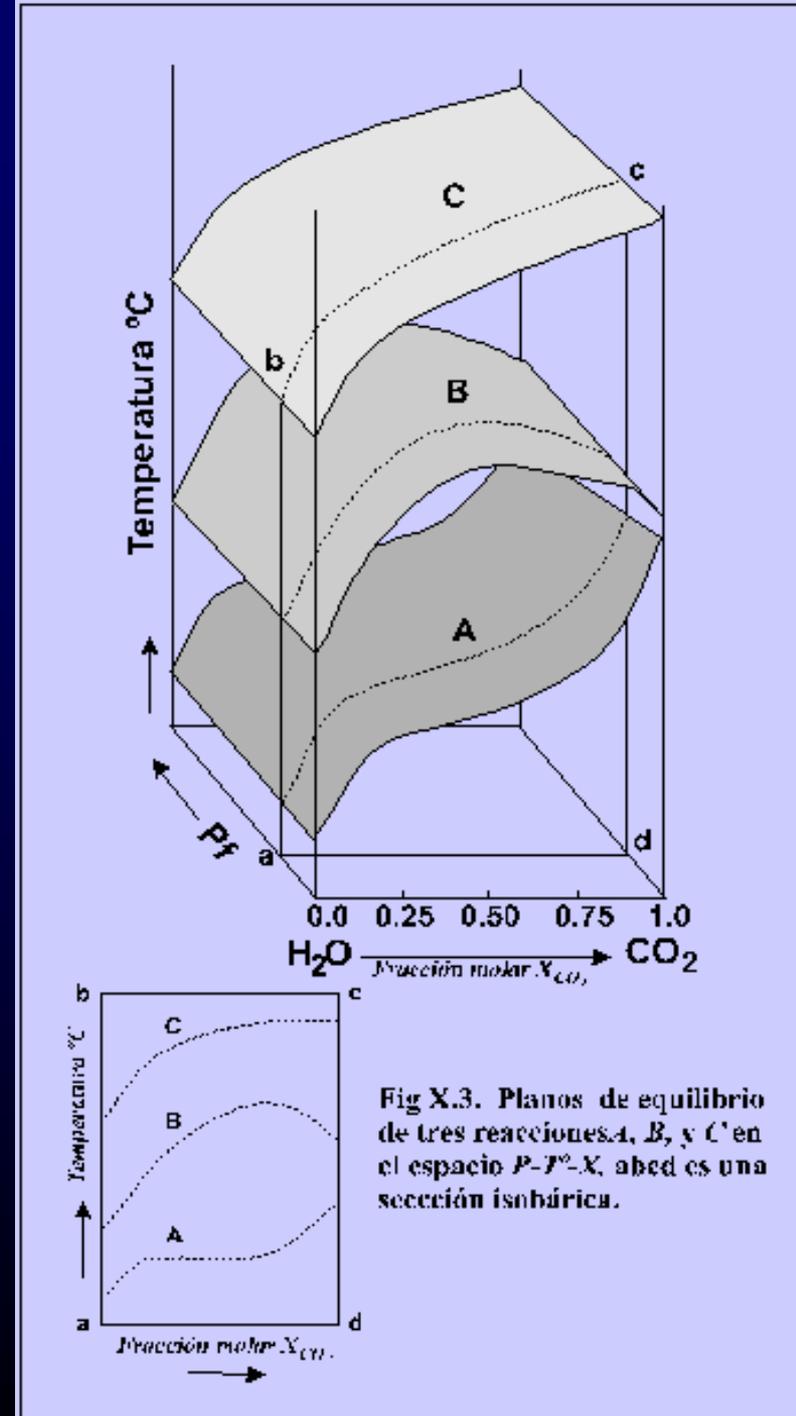
El plano $abcd$ es un plano a P_f constante (sección isobárica), que contiene como coordenadas a T y X_{CO_2} .

A , B y C , corresponden a la intersección de ese plano con la superficie de equilibrio de la reacción y representan:

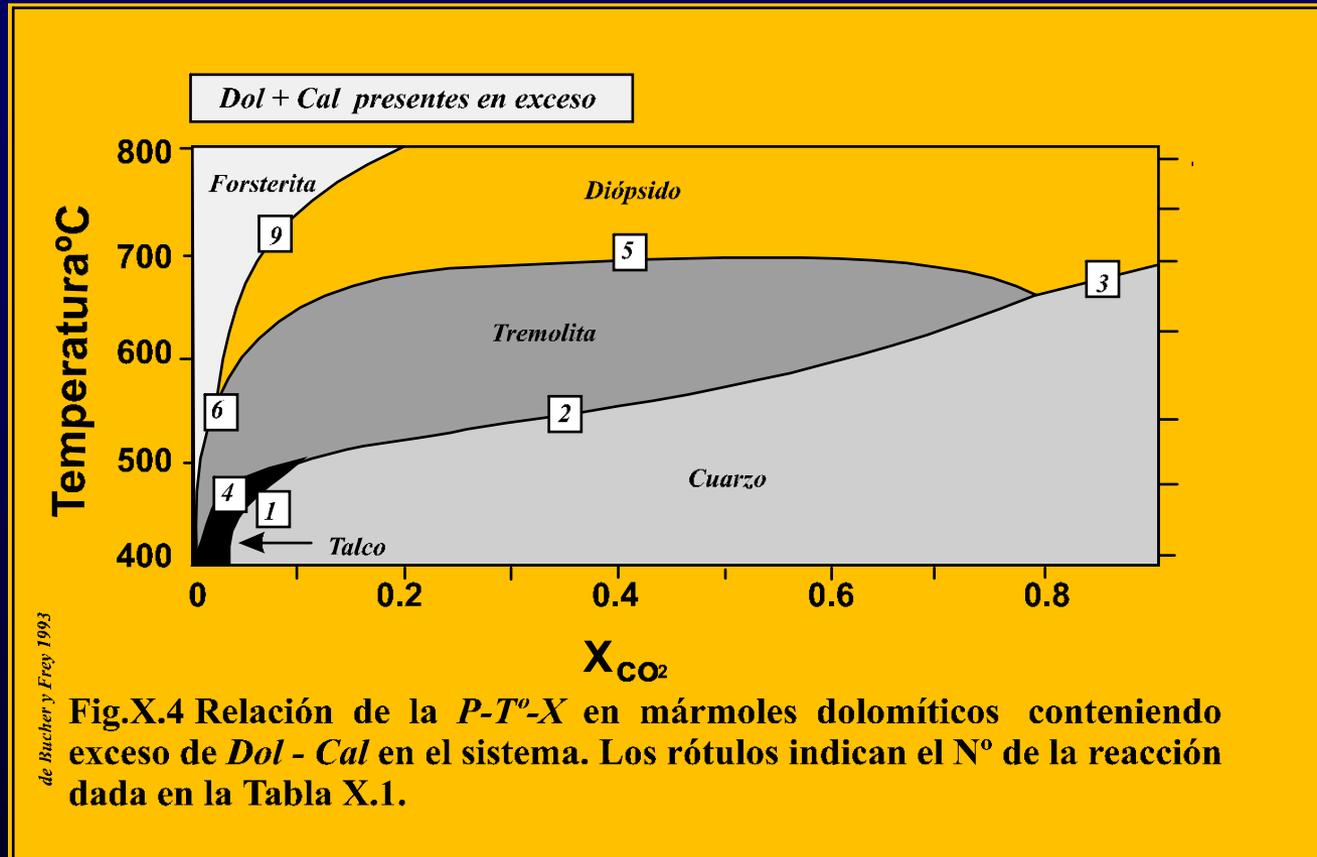
A = reacción donde una especie fluida es reactante y la otra producto (inflexión de curva)

B = ambas especies son producto (curva desarrolla un máximo)

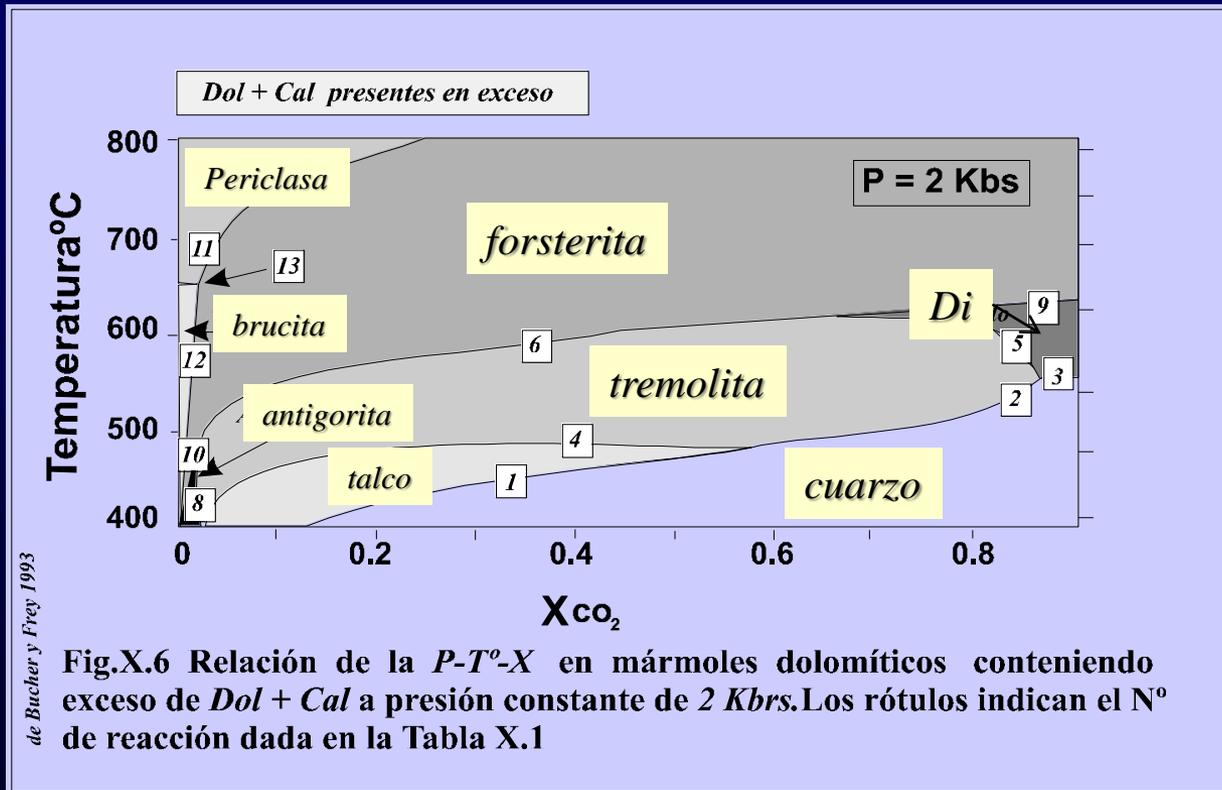
C = participa sólo una sustancia, con lo que la T de equilibrio aumenta con la fracción molar del componente involucrado



Campos de estabilidad de minerales. Mármoles calcodolomíticos. P= 5 kbar



Campos de estabilidad de minerales. Marmoles calcodolomíticos. P= 2kbar



Fo a bajas P estabiliza en un mayor rango de X_{CO_2} , mientras que Di está restringido a X_{CO_2} altos

Campos de estabilidad de minerales. Mármoles cálcicos. $P=5$ kbar

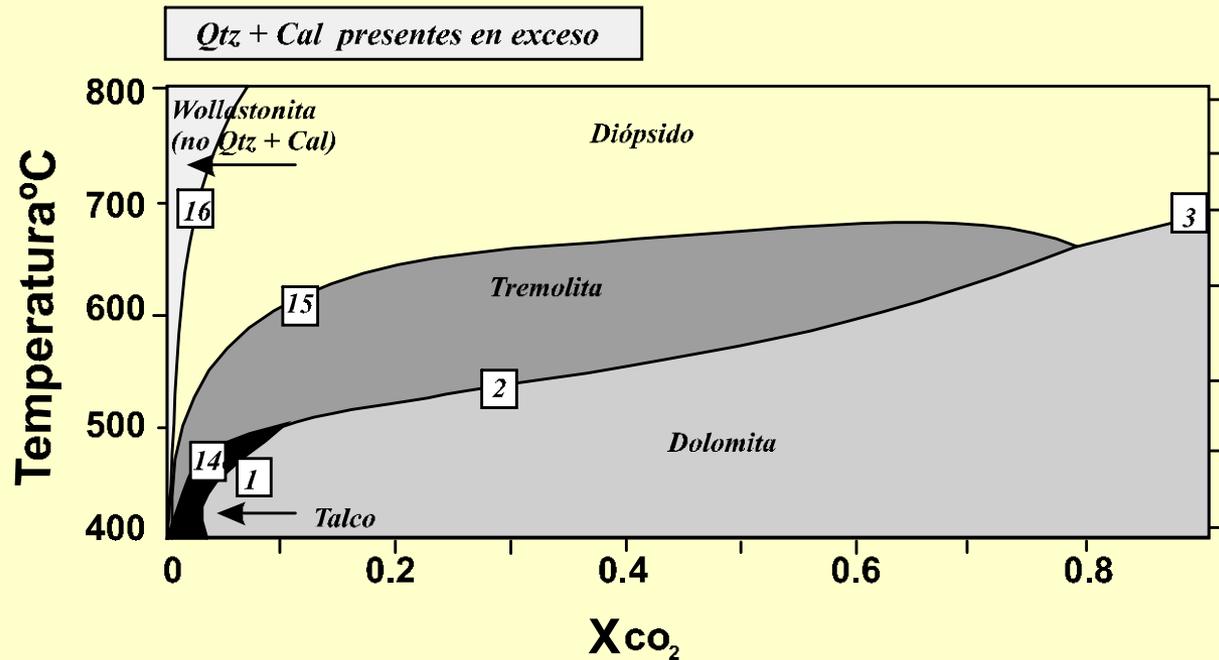
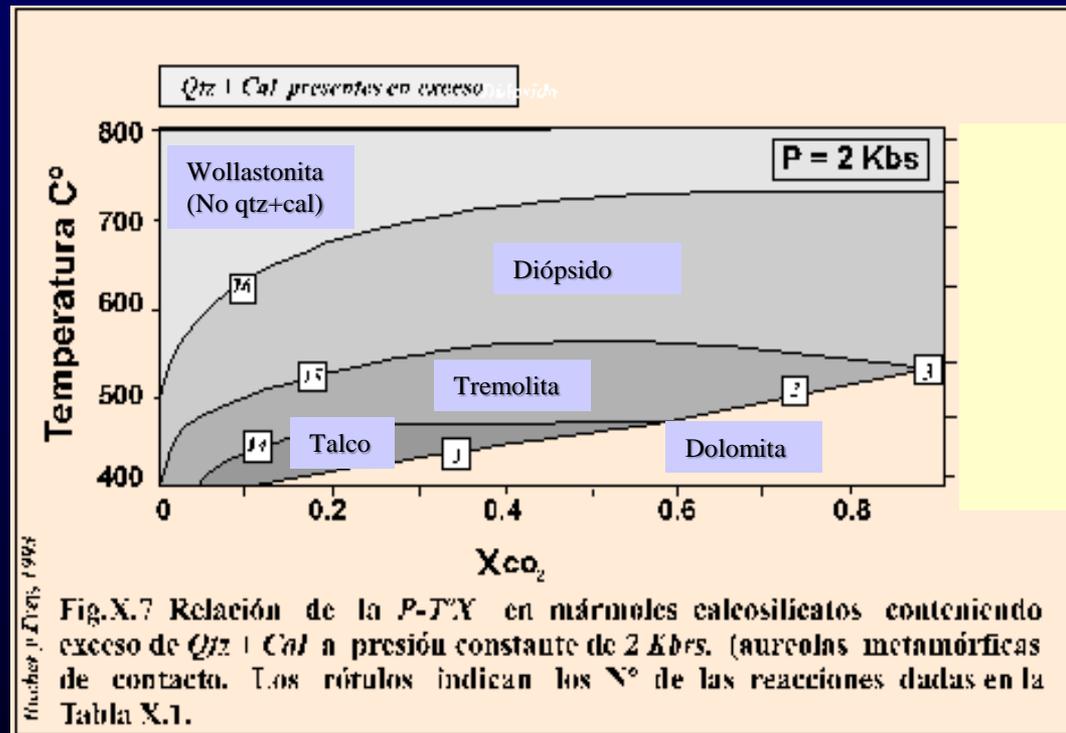


Fig.X.5 Relación de la P - T - X en mármoles calcícos conteniendo exceso de *Qtz + Cal* en el sistema. Los rótulos indican el N° de la reacción dada en la Tabla X.1.

Campos de estabilidad de minerales. Mármoles cálcicos P= 2 kbar



A bajas P (met. contacto) se extiende el campo de estabilidad de la Wo

Tipos de metamorfismo y protolito involucrado	Mineral Crítico	Facies	T° C	Xco ₂	P Kbs	Reacciones <i>Tabla X.1</i>	Observaciones
<i>Metamorfismo regional de rocas dolomíticas con exceso de Dol + Cal.Fig.X.4 Campos (1) 1a-1b-1c de la Fig.X.1</i>	Talco	E. Verdes <i>alta</i>	<500	0.02 a 0.15 .	<5Kbs	1 4	Aparición Desaparición
	Tremolita	Anfibolitas <i>baja-media</i>	500 - 620	0.1 a 0.8	5 - 7.5	2 5-6-7-8	Aparición Desaparición
	Diópsido	Anfibolitas <i>media</i>	600 - 670	0.1 a 1	7 - 8	3 5 9	Aparición + Qtz Aparición Desaparición
	Forsterita	Granulitas	700 - 800	0.1 a 0.25	5 - 8	9	Aparición
<i>Metamorfismo regional de rocas calcíticas con exceso de Qtz +Cal. Fig.X.5 Campos (2) 2a - 2b de la Fig.X.1.</i>	Talco	Esquistos Verdes	<500	0.02 a 0.15	<5 Kbs	1 14	Aparición Desaparece
	Tremolita	Anfibolitas <i>baja-media</i>	500 - 620	0.1 a 0.8	5 - 7.5	2	Aparición
	Diópsido	Anfibolitas <i>media</i>	650 - 700	0.1 a 1	7 - 8	15	Aparición
	Wollastonita	Granulitas	650 - 700	0.1 a 0.08	7 - 8	16	Aparición

Tipos de metamorfismo y protolito involucrado	Mineral Crítico	T° C	X _{CO₂}	P Kbs	Reacciones <i>Tabla X.1</i>	Observaciones
<i>Metamorfismo de contacto de rocas dolomíticas con exceso de Dol + Cal. Fig.X.6.Campos (1) 1a-1b-1c de la Fig. X.1</i>	Talco	<450	0.02 0.6 .	2Kbs	1 4	Aparición Desaparición
	Antigorita	450-500	0.01 0.03	2Kbs	8 - 10	Aparición
	Tremolita	450 - 600	0.1 0.95	2Kbs	2-4 5 - 6	Aparición Desaparición
	Diópsido	600 - 620	0.6 1	2Kbs	3 5 9	Aparición + Qtz Aparición Desaparición
	Brucita	550 -650	0.01 0.05	2 Kbs	12	Aparición
	Periclasa	650 -800	0.03 0.3	2Kbs	11	Aparición
	Forsterita	550 - 800	0.1 1	2Kbs	6 - 9	Aparición
<i>Metamorfismo de contacto en rocas calcíticas con exceso de Qtz +Cal. Fig.X.7 Campos (2) 2a - 2b de la Fig. X.1.</i>	Talco	<450	0.01 0.6	2Kbs	1 14	Aparición Desaparece
	Tremolita	450 - 500	0.1 0.95	2Kbs	2 15	Aparición Desaparición
	Diópsido	500 - 620	0.1 1	2Kbs	15	Aparición
	Wollastonita	550 - 800	0.1 1	2Kbs	16	Aparición

1. Rocas Dolomíticas

Límite superior del Qtz

(1) 3 Dol + 4 Qtz + H₂O

⇒ Tlc + 3 Cal + 3 CO₂

Talco

(2) 5 Dol + 8 Qtz + H₂O

⇒ Tr + 3 Cal + 7 CO₂

Tremolita

(3) Dol + 2 Qtz

⇒ Di + 2 CO₂

Diópsido

Límite superior del Tlc

(4) 2 Tlc + 3 Cal

⇒ Tr + Dol + CO₂ + H₂O

Tremolita

Límite superior de la Tr

(5) 3 Cal + Tr

⇒ Dol + 4 Di + H₂O + CO₂

Diópsido

(6) 11 Dol + Tr

⇒ 13 Cal + 8 Fo + 9 CO₂ + H₂O

Forsterita

(7) 5 Cal + 3 Tr

⇒ 11 Di + 2 Fo + 5 CO₂ + 3 H₂O

Fo + Di

(8) 107 Dol + 17 Tr + 107 H₂O

⇒ 141 Cal + 4 Atg + 73 CO₂

Antigorita

Límite superior del Di

(9) 3 Dol + Di

⇒ 4 Cal + 2 Fo + 2 CO₂

Forsterita

Límite superior de la Atg

(10) 20 Dol + Atg

⇒ 20 Cal + 34 Fo + 20 CO₂ + 31 H₂O

Forsterita

Límite superior de la Dol

(11) Dol

⇒ Cal + Per + CO₂

Periclasa

(12) Dol + H₂O

⇒ Cal + Brc + CO₂

Brucita

Límite superior de la Brc

(13) Brc

⇒ Per + H₂O

Periclasa

2. Rocas CO₃ + Qtz

Límite superior de la Dol

(1) 3 Dol + 4 Qtz + H₂O

⇒ Tlc + 3 Cal + 3 CO₂

Talco

(2) 5 Dol + 8 Qtz + H₂O

⇒ Tr + 3 Cal + 7 CO₂

Tremolita

(3) Dol + 2 Qtz

⇒ Di + 2 CO₂

Diópsido

Límite superior del Tlc

(14) 5 Tlc + 6 Cal + 4 Qtz

⇒ 3 Tr + 6 CO₂ + 2 H₂O

Tremolita

Límite superior de la Tr

(15) 3 Cal + 2 Qtz + Tr

⇒ 5 Di + H₂O + 3 CO₂

Diópsido

Límite superior del Qtz + Cal

(16) Cal + Qtz

⇒ Wo + CO₂

Wollastonita