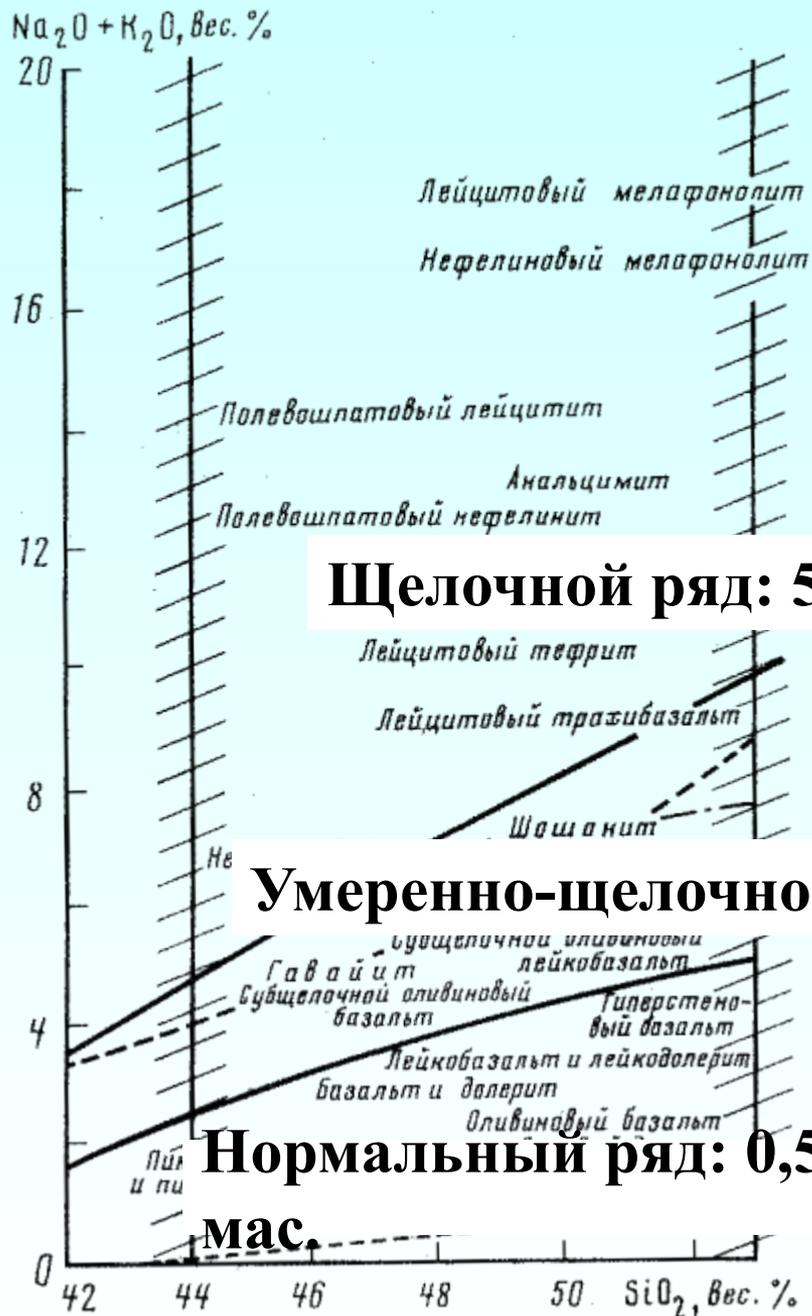
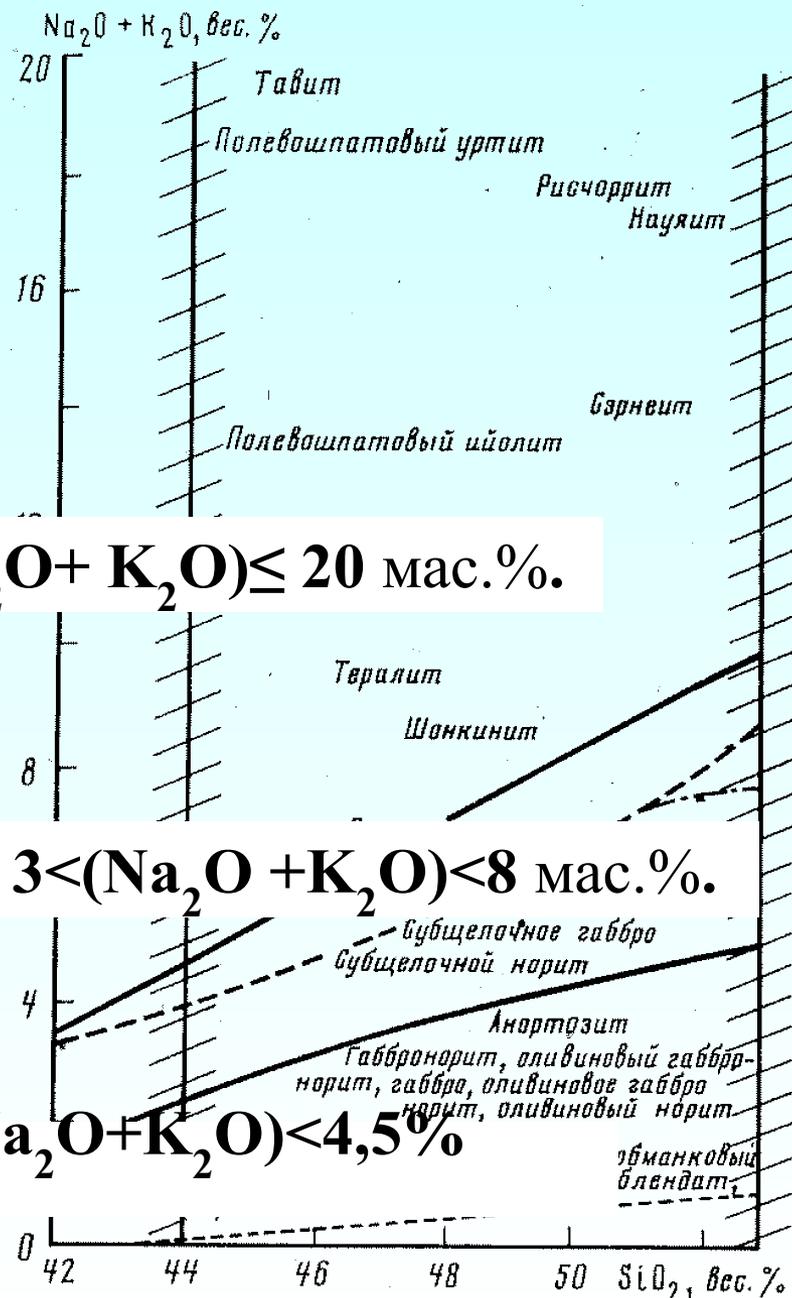


Основные вулканические породы



Основные плутонические породы



Щелочной ряд: $5 \leq (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \leq 20$ мас. %.

Умеренно-щелочной ряд: $3 < (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) < 8$ мас. %.

Нормальный ряд: $0,5\% < (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) < 4,5\%$ мас.

Нормальный ряд

Класс – плутонические:

1. Семейство пироксенитов-горнблендитов
2. Семейство габброидов

Класс – вулканические:

1. Семейство пикробазальтов
2. Семейство мелабазальтов
3. Семейство базальтов
4. Семейство лейкобазальтов

Минералы основных пород нормального ряда:

Главные: Pl (An_{50-100}), Ol(#Mg 60-80), CPx (Di-Aug, Aug, Pig), OPx (#Mg 55-85), Cam (Hbl бурая, в вулканических породах – базальтическая).

Второстепенные: Phl (Bt), Grt, Spl, Mag.

Акцессорные: сфен, циркон.

Минералы основных пород умеренно-щелочного ряда:

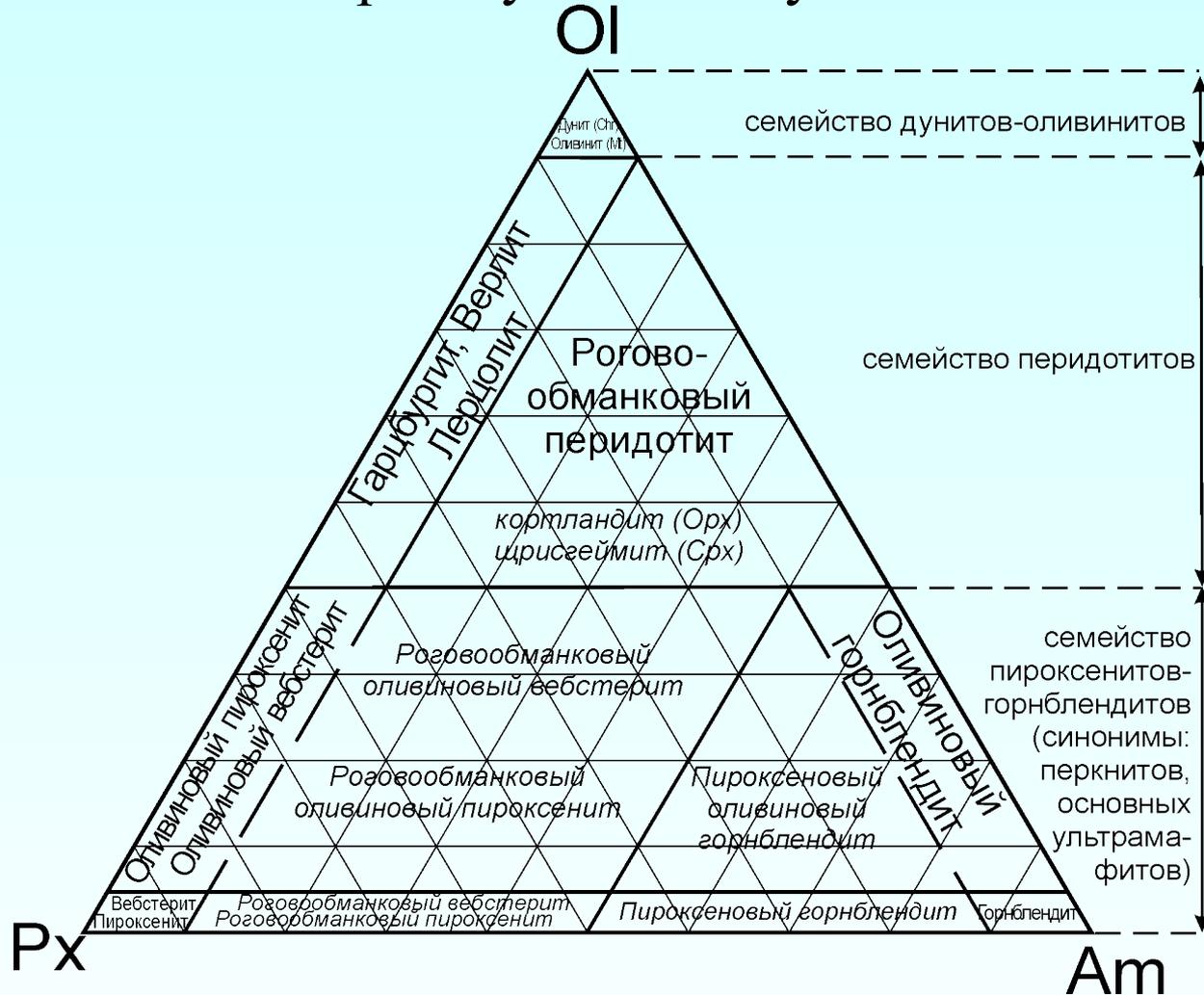
Главные: Pl (An_{20-70}), Ol(#Mg 60-80), CPx (Aug, TiAug), OPx (#Mg 55-85), Cam (Hbl бурая, в вулканических породах – базальтическая).

Второстепенные: Phl (Bt), Fsp, Mag, Ne, Anc.

Главные: Pl (An_{20-70}), Fsp, Ol(#Mg 60-80), CPx (Di-Aug, TiAug, Aeg-Aug, Aeg), Cam (Hbl бурая, Na и Na-Ca, Ti), F (Ne, Lct, Lct', Nsn, Anc, Ks) .

Второстепенные: Phl (Bt), Mag.

Номенклатура ультрамафитовых пород содержащих роговую обманку



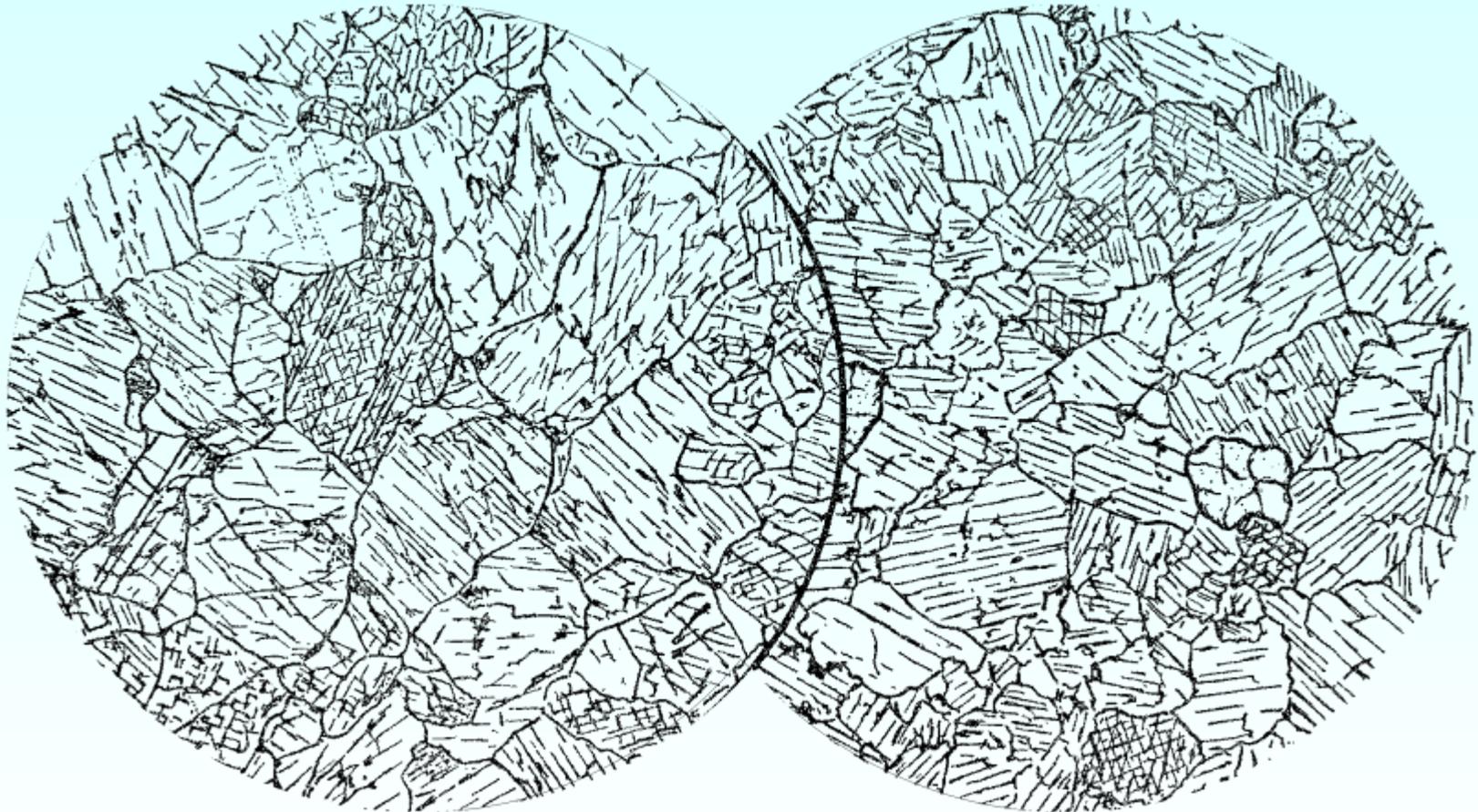
Курсивом показаны разновидности горных пород, сплошная линия - граница видов, штриховая – граница разновидностей

Семейство пироксенитов-горнблендитов (Pl<10%)

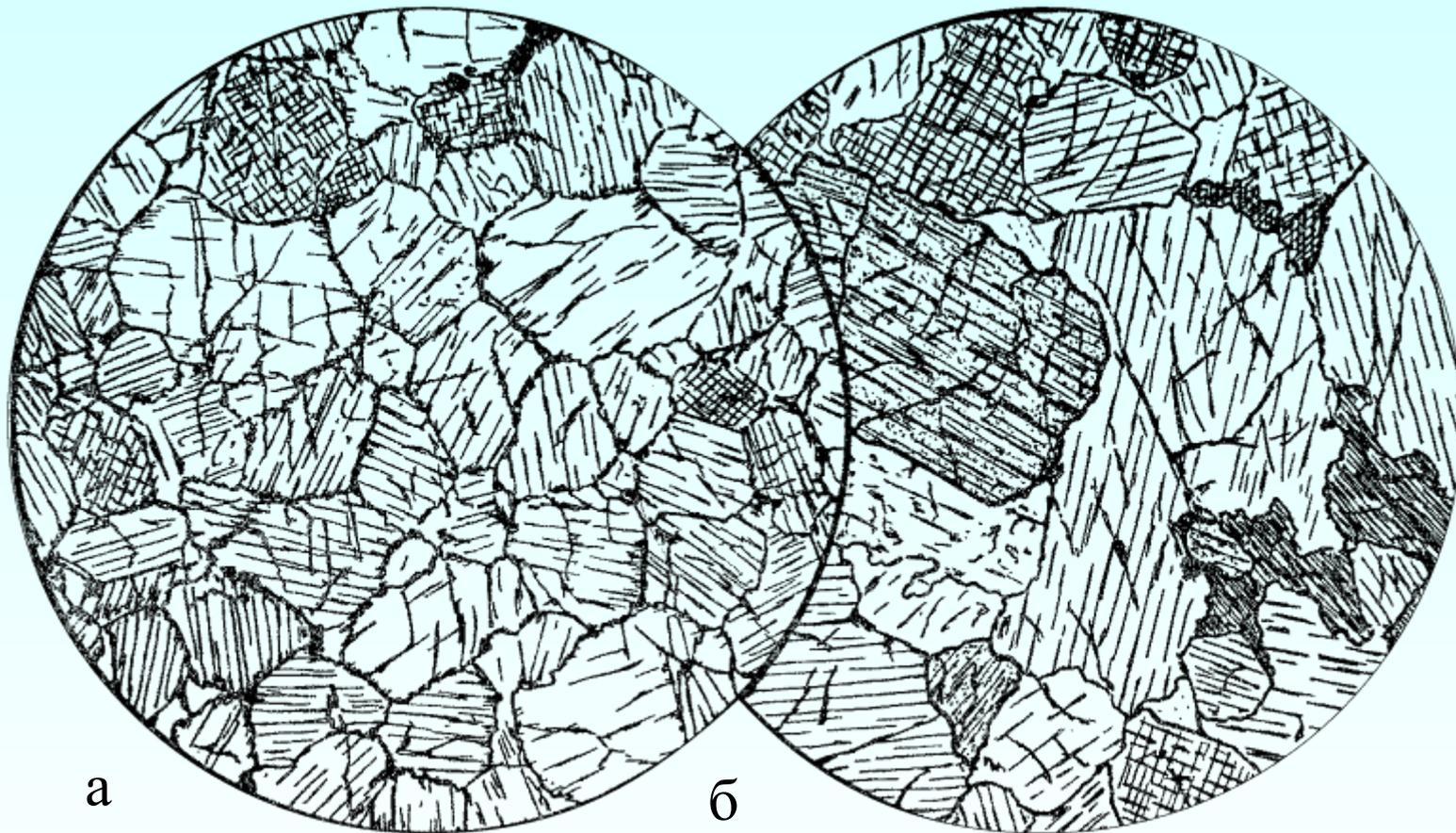
1	Ортопироксенит $Orx_{>90}$, $Crx_{<10}$, $Ol_{<10}$, $Hbl_{<10}$
1.1.	<i>Энстатит, бронзитит, гиперстенит</i>
2	Оливиновый ортопироксенит Orx_{50-90} , $Crx_{<10}$, $Ol_{<10}$, $Hbl_{<10}$
3	Вебстерит Orx_{5-90} , Crx_{5-90} , $Ol_{<5}$, $Hbl_{<10}$ (округ Вебстер, Северная Каролина, США)
4	Оливиновый вебстерит Orx_{10-80} , Crx_{10-80} , Ol_{5-40} , $Hbl_{<10}$
5	Клинопироксенит Crx_{90-100} , $Orx_{<10}$, $Ol_{<5}$, $Hbl_{<10}$
5.1	<i>рудный пироксенит (косьвит $Mt_{>10}$), диопсидит, диаллагит</i>
6	Оливиновый клинопироксенит Crx_{50-90} , $Orx_{<10}$, $Ol_{<10}$, $Hbl_{<10}$
7	Горнблендит Hbl_{90-100} , $(Crx+Orx)_{<10}$, $Ol_{<5}$
8	Оливиновый горнблендит Hbl_{50-90} , Ol_{10-40} , Crx, Orx

Для пироксенитов и горнблендитов структура панидиоморфнозернистая, для роговообманковых пироксенитов и пироксеновых горнблендитов – гипидиоморфнозернистая, для косьвитов – сидеронитовая. Горнблендиты во многих случаях образуются за счет пироксенитов, в результате эпимагматического замещения пироксена роговой обманкой.

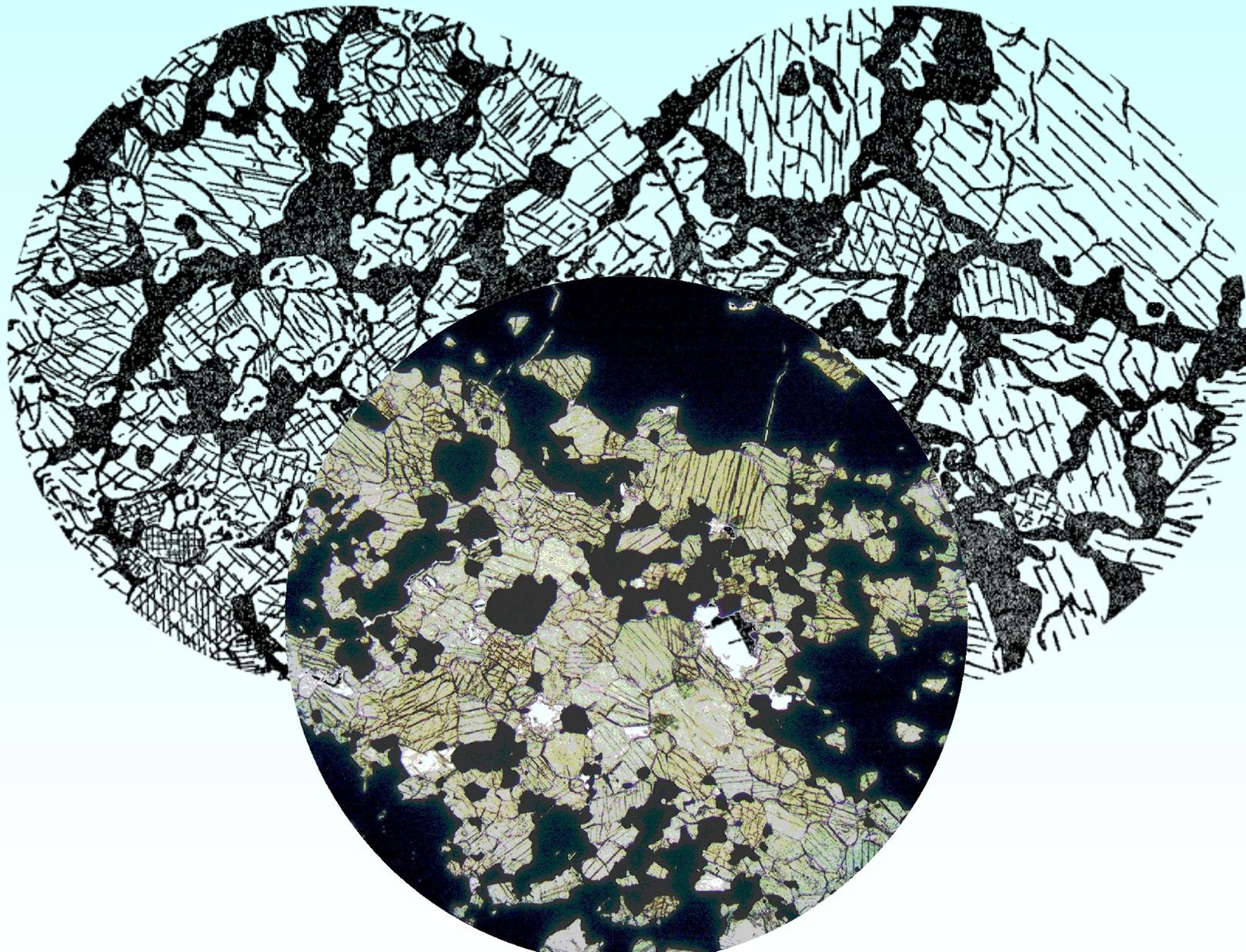
Клинопироксенит



Бронзитит (а) и вебстерит (б)



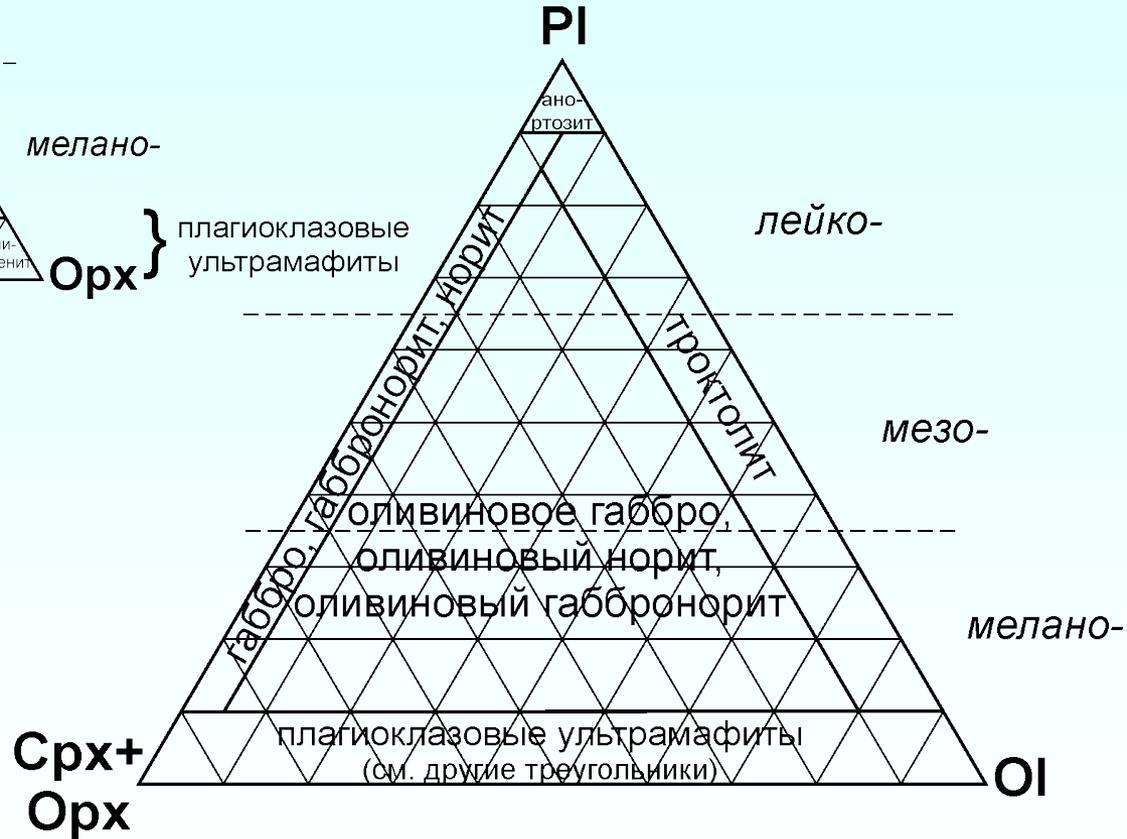
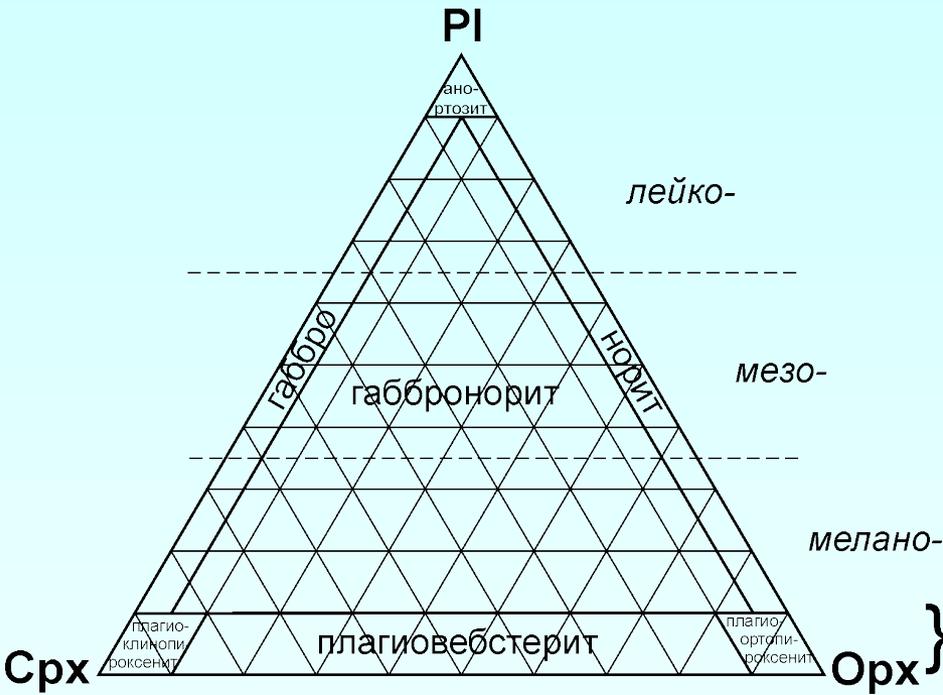
Рудный пироксенит (косьвит)





Рудные оливиновые
клинопироксениты
Хошимгольский массив
Западное Прихубсугулье

Семейство габброидов



Широкие вариации в семействе габброидов содержаний породообразующих минералов и соответственно породообразующих оксидов связаны с процессами фракционной кристаллизации

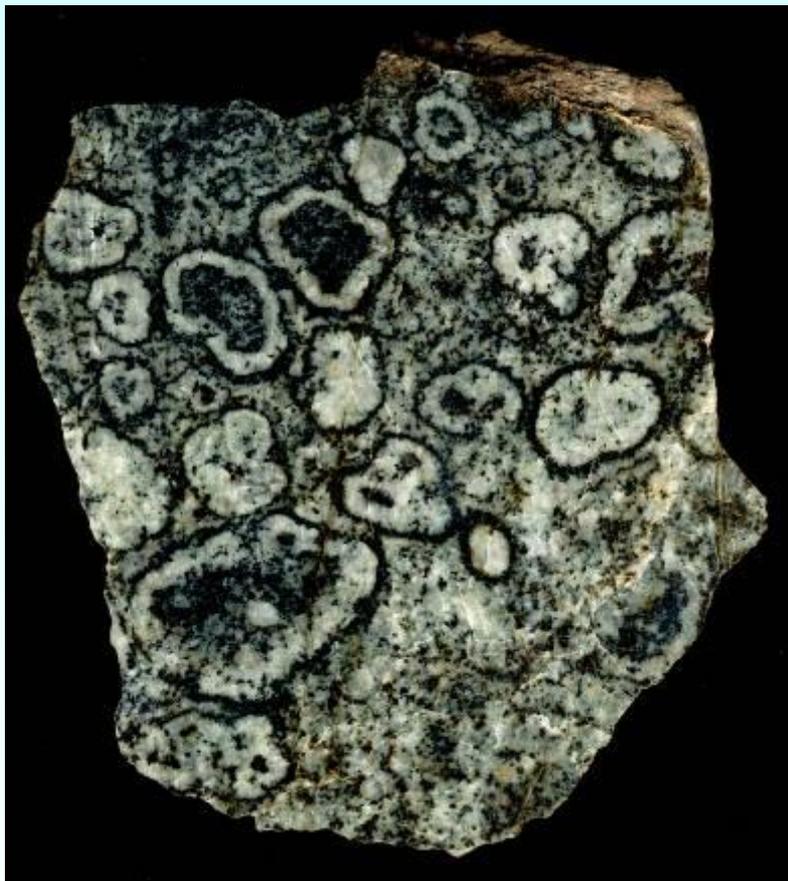
Семейство габброидов	
1	габбро Pl ₁₀₋₉₀ , Crx ₁₀₋₉₀ , Орх _{<5} , Нbl _{<5} (от старого тосканского названия, первое упоминание 1768г.)
2	оливиновое габбро Pl ₁₀₋₈₅ , Crx ₁₀₋₈₅ , Ol ₅₋₈₀ , Орх _{<5} , Нbl _{<5}
2.1	оливиновое меланогаббро (тылаит)
3	норит Pl ₁₀₋₉₀ , Орх ₁₀₋₉₀ , Crx _{<5} , Ol _{<5} , Нbl _{<5}
4	оливиновый норит Pl ₁₀₋₈₅ , Орх ₁₀₋₈₅ , Ol ₅₋₈₀ , Crx _{<5} , Нbl _{<5}
5	габбронорит Pl ₁₀₋₉₀ , Орх ₅₋₈₅ , Crx ₅₋₈₅ , Ol _{<5} , Нbl _{<5}
6	оливиновый габбронорит Pl ₁₀₋₈₅ , Орх ₅₋₈₀ , Crx ₅₋₈₀ , Ol ₅₋₈₀ , Нbl _{<5}
1-6	Разновидности: эвкриты (анортитовые габброиды с An ₉₀₋₁₀₀)
1-6	Разновидности: роговообманковые габброиды при Нbl>5%
7	троктолит Pl ₁₀₋₉₀ , Ol ₁₀₋₉₀ , (Crx + Орх) _{<10} , Нbl _{<5}
7.1.	алливалит –Pl=An ₉₀₋₁₀₀
8	анортозит Pl ₉₀₋₁₀₀ , (Crx + Орх) _{<10} , Ol<10
8.1.	анортитит, лабрадорит, битовнитит

В безоливиновых габброидах возможно присутствие кварца до 5%

Текстура такситовая, часто полосчатая, в алливалитах - орбикулярная, структура габбровая или габброофитовая, пойкилоофитовая. В оливиновых норитах, оливиновых габбро и троктолитах наблюдается венцовая структура. В анортозитах наблюдается ксеноморфнозернистая или панидиоморфнозернистая структуры.

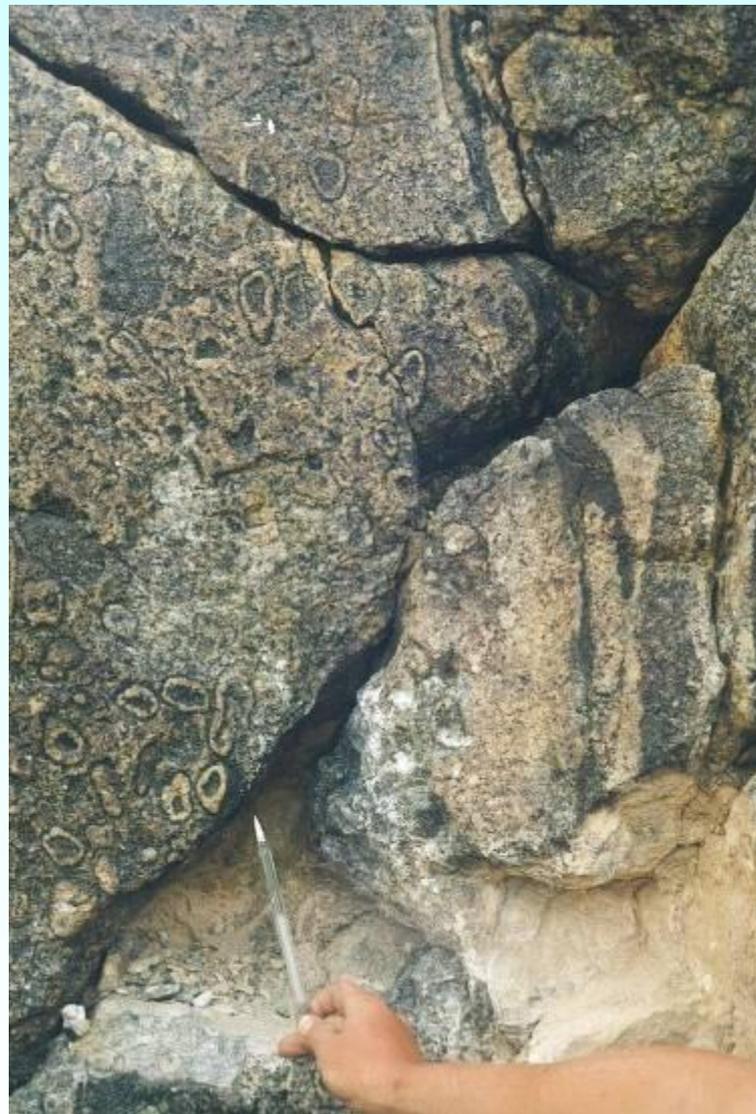
Такситовая текстура в габброидах

Орбикулярная текстура в алливалитах



Такситовая текстура в габброидах

Орбикулярная текстура в алливалитах



Такситовая текстура в габброидах

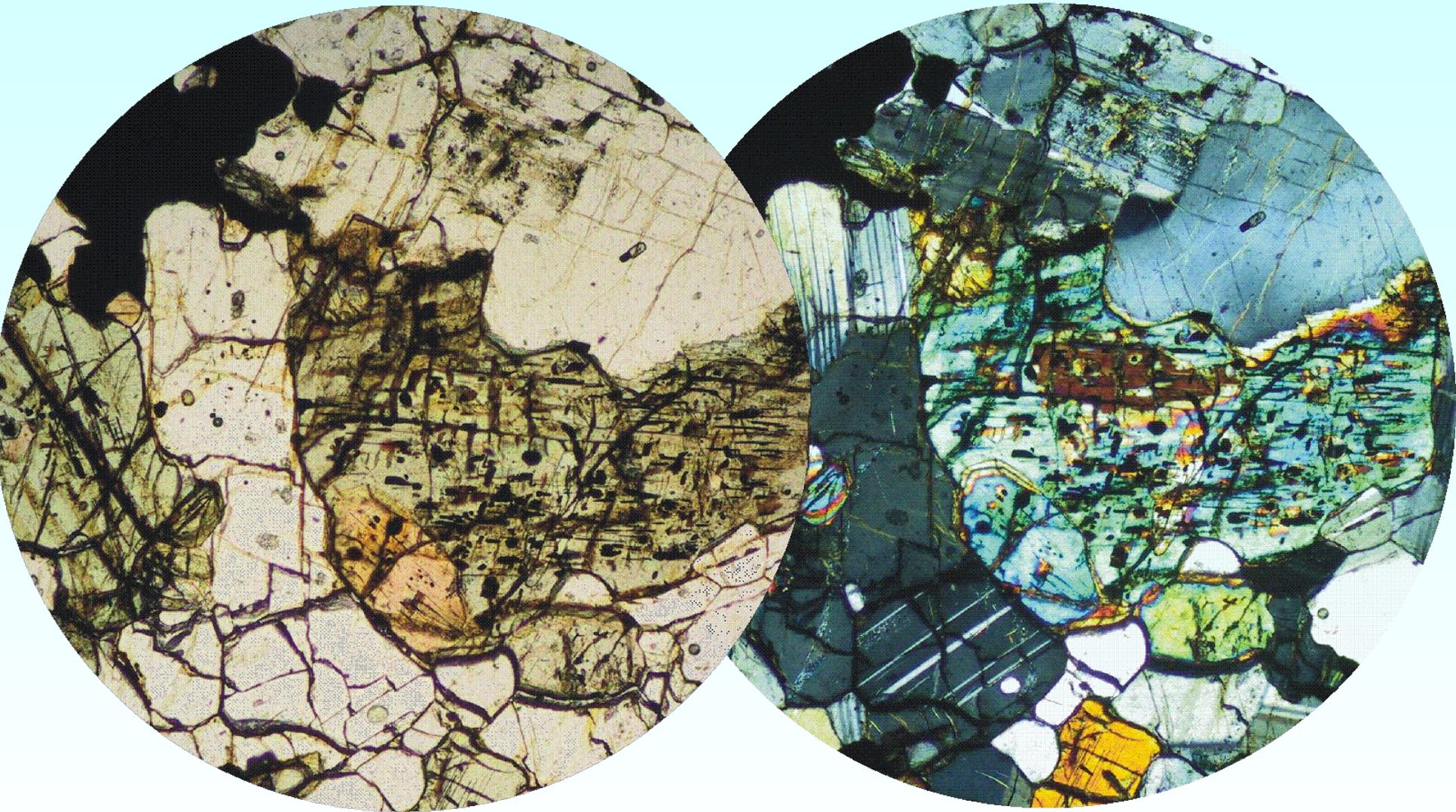
Орбикулярная текстура в алливалитах



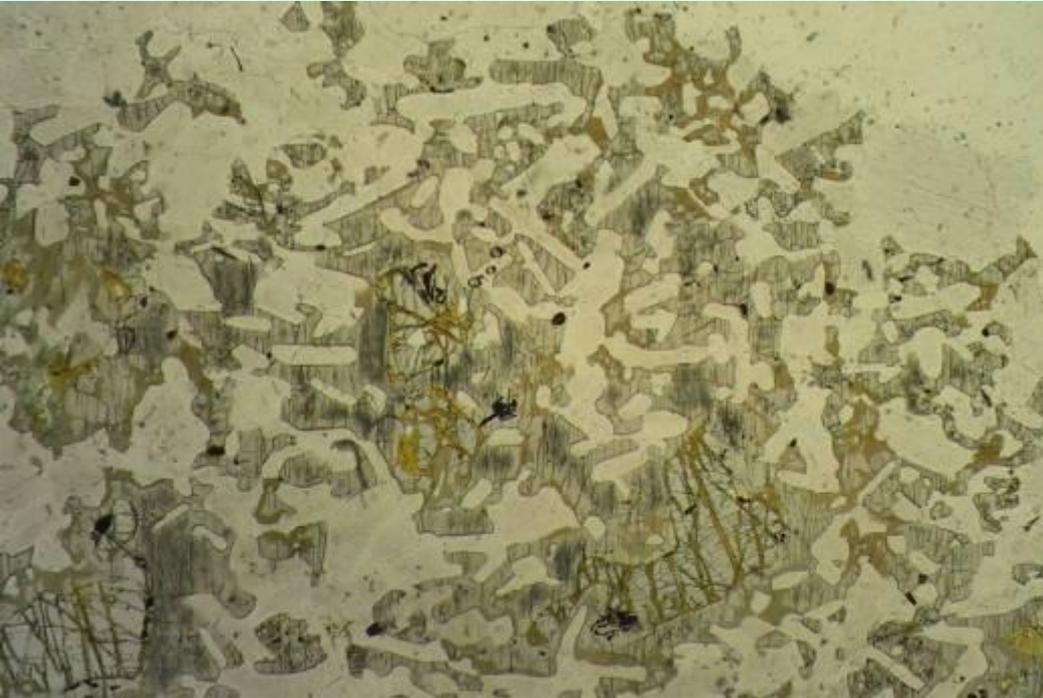
Такситовая текстура в габброидах
Полосчатая текстура в оливиновых габбро



Габбровая структура в габброноритах



Пойкилоофитовая структура
в оливиновом габбро
Правотарлашского
массива



Механизмы, приводящие к возникновению расслоенности

	Конвекционно-кумуляционная модель	Модель направленной кристаллизации	Посткумулятивные модели
Закрытая система	1. кристаллы, содержащиеся в виде суспензии во внедрившейся магме	1. изменение скоростей образования кристаллических зародков	1. интерстициальный рост кристаллов
	2. тектоническая деформация	2. диффузионно контролируемые зарождения и рост	2. метасоматоз
	3. рост кристаллов в условиях температурных градиентов	3. рост кристаллов в условиях температурных градиентов	3. зонная чистка
	4. непрерывная конвекция	4. несмесимость	4. контракция, связанная с затвердеванием
	5. пульсирующая конвекция	5. сегрегация в потоках	5. остальдское созревание
	6. гравитационное осаждение	6. двойная диффузионная конвекция	6. контактовый метаморфизм
	Магматическая деформация		
уплотнение			
Открытая система	1. сейсмические толчки		
	2. повторное заполнение магматической камеры		
	3. колебания летучести кислорода		
	4. колебания давления		
	5. кристаллы, содержащиеся в виде суспензии во внедрившейся магме	5. смешение магм	

Геологическая карта перидотит-пироксенит-габбрового массива Duke Island (по Ирвину, 1996)

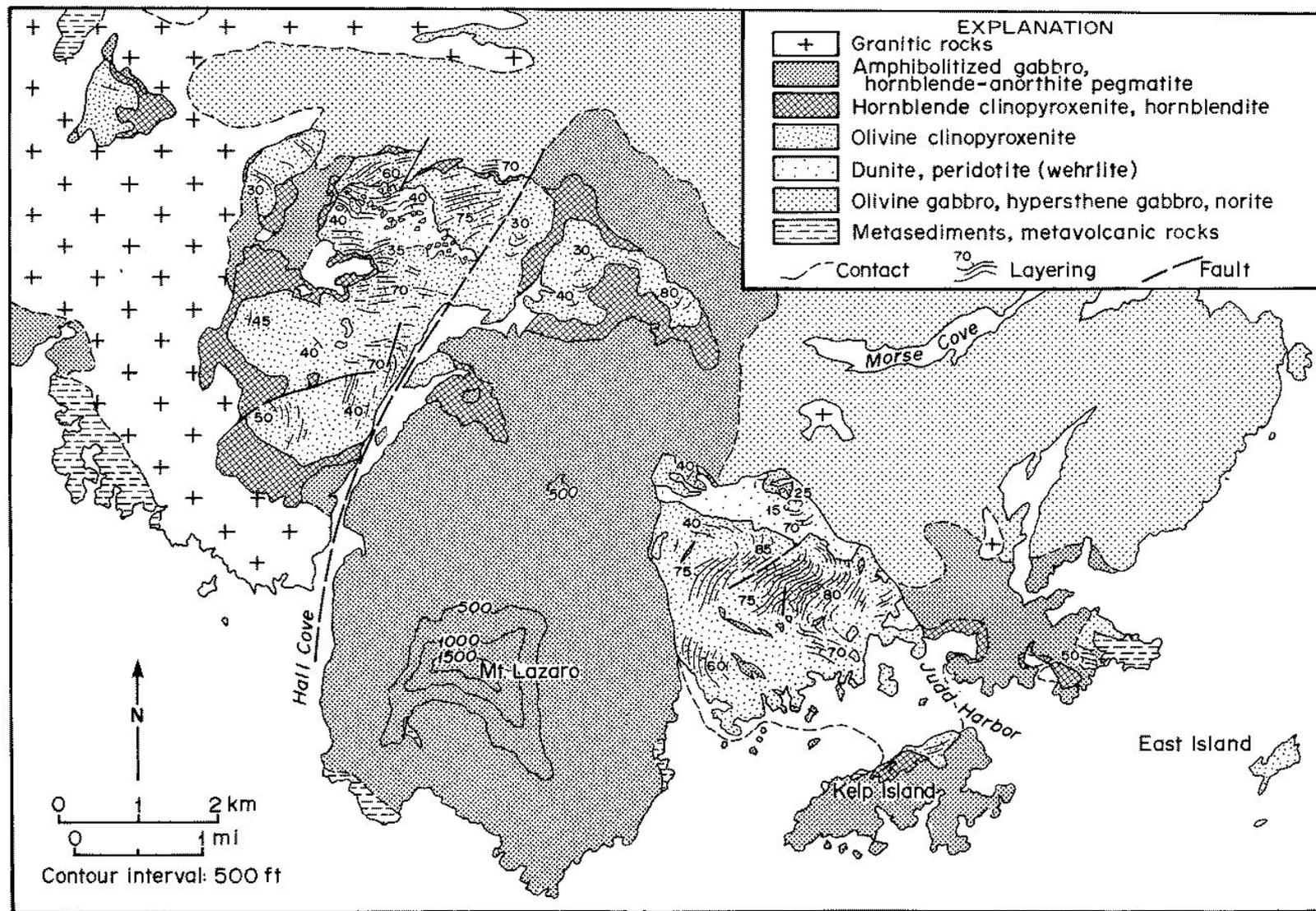


Figure 1. Geological map showing the Duke Island ultramafic rocks.

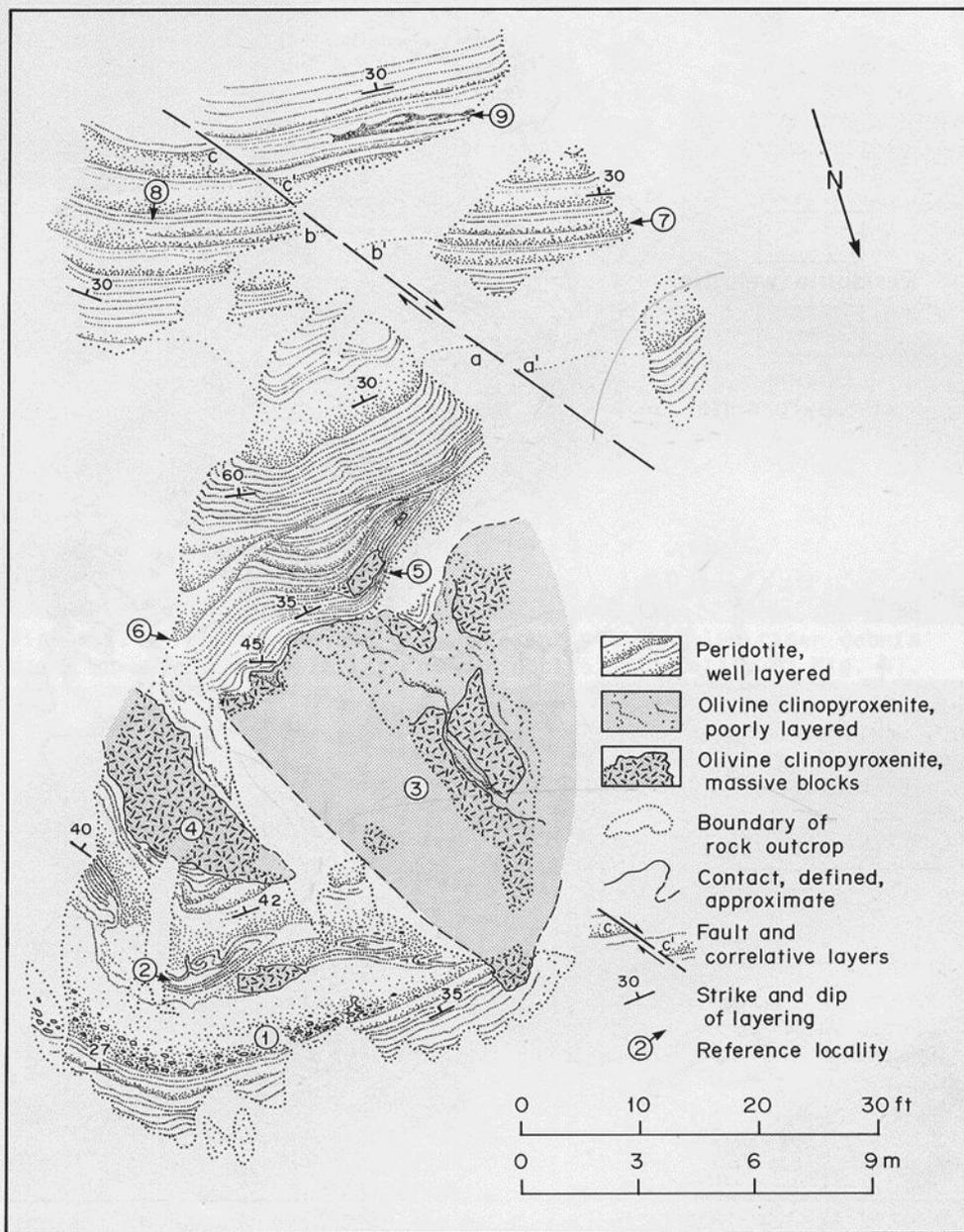


Figure 4. Blocks and layering in the Hall Cove younger intrusion. Note the fragmental layer at 1; the convoluted layering at 2 (see Fig. 9); the blocks-within-a-block above 3; the coarse block at 4; the block and erosion at 5 (see Fig. 6); the angular unconformity at 6; the layer ends at 7 and 8; and the convoluted layer at 9.

Ритмичная расслоенность перидотитов и пироксениттов

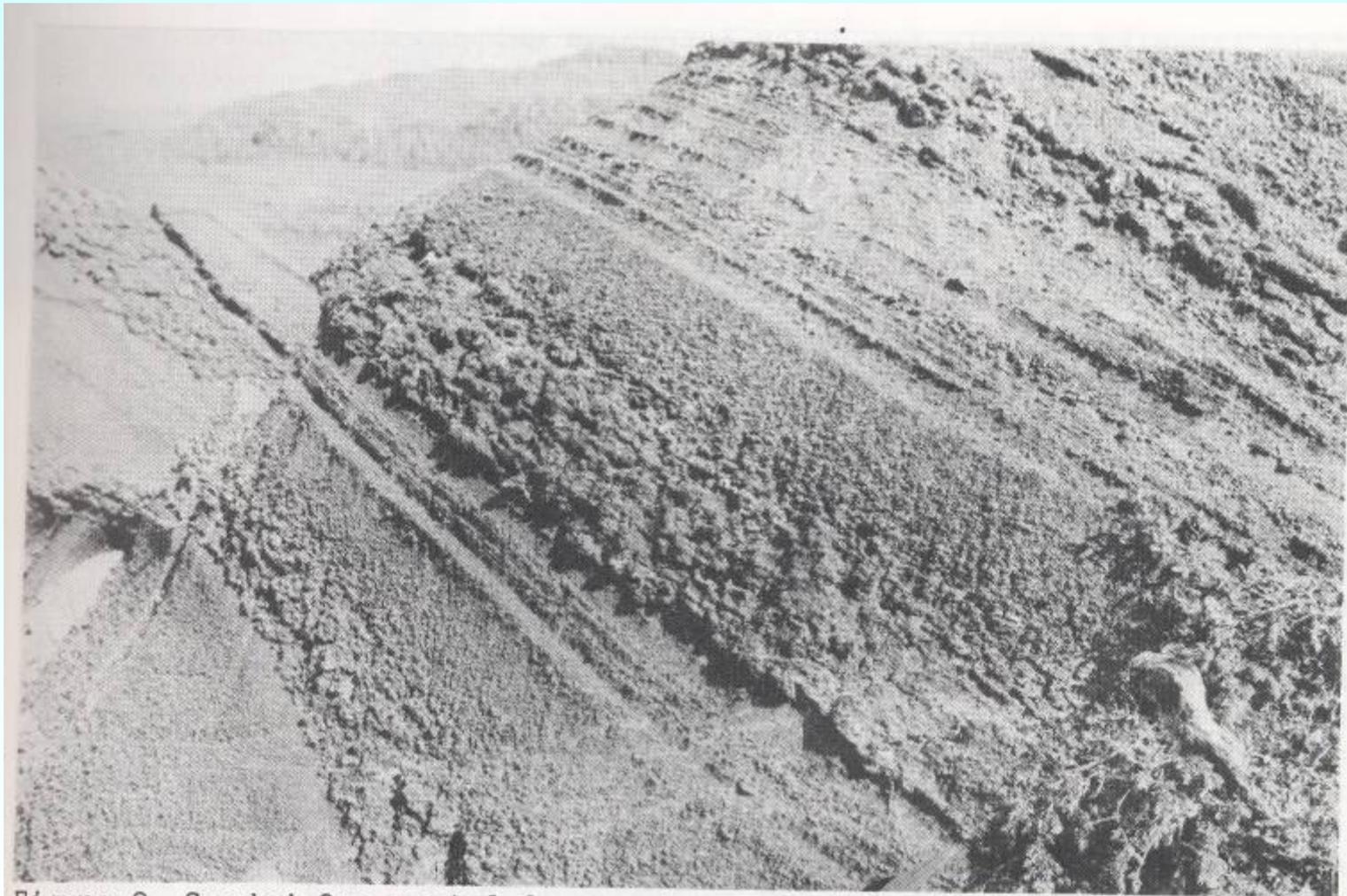


Figure 2. Graded fragmental layers in peridotite, Hall Cove younger intrusion. Coarsest elements are small pyroxenite fragments.

Полосчатость в оливиновых пироксенитах



Figure 3. Coarse modal lamination, Judd Harbor olivine clinopyroxenite. This layering is almost continuous through a section 1.5 km thick extending laterally for almost 3 km.

Шлир оливинового клинопироксенита в тонко расслоенном перидотите



Figure 6. A 1-metre olivine clinopyroxenite block plus finer debris along an unconformity in layered peridotite. (Locality 5, Fig. 4).

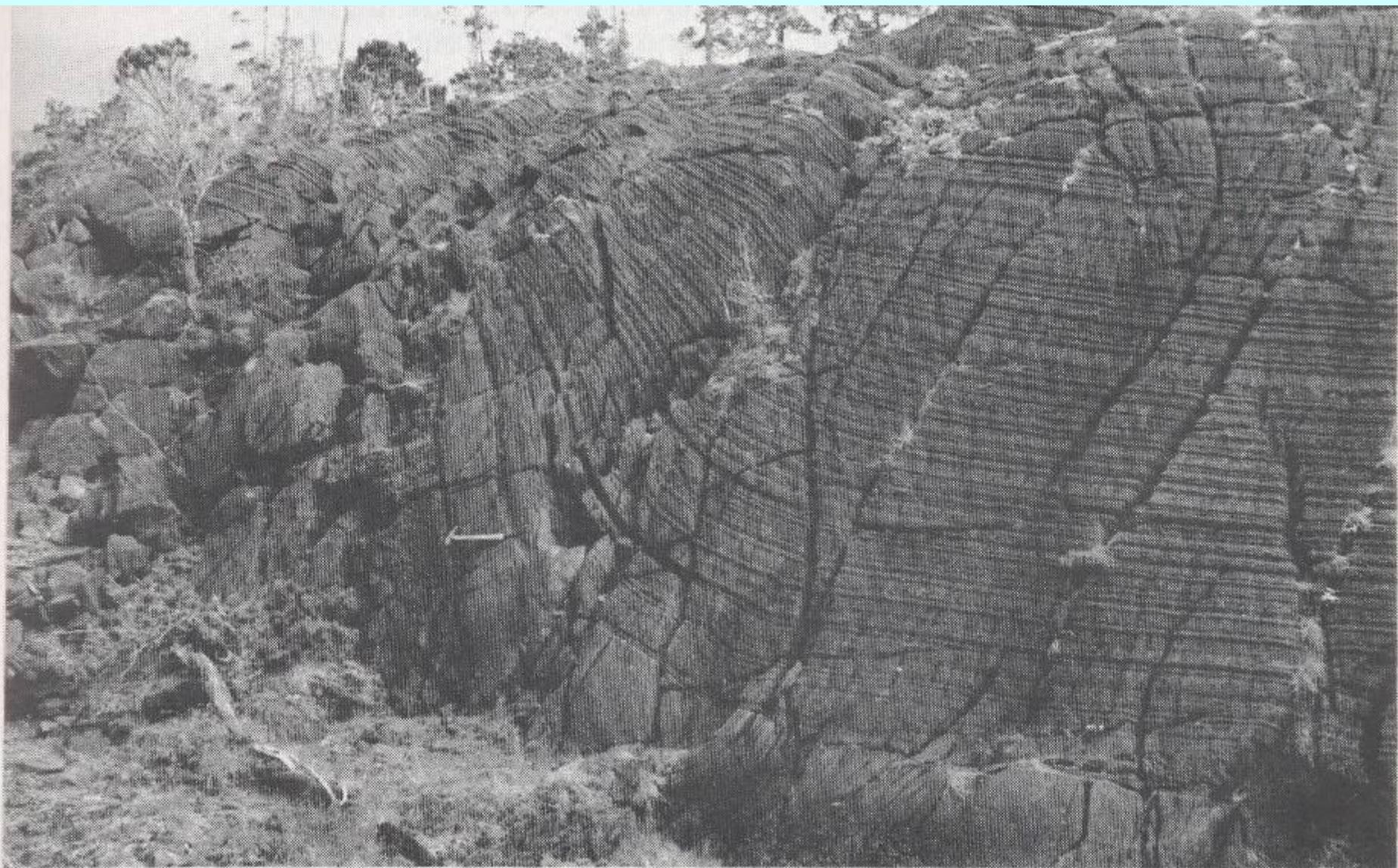


Figure 7. Layering in olivine-rich clinopyroxenite draped over a large block of older olivine clinopyroxenite. The layers thin over the block, so by the top of the outcrop, they are almost planar.

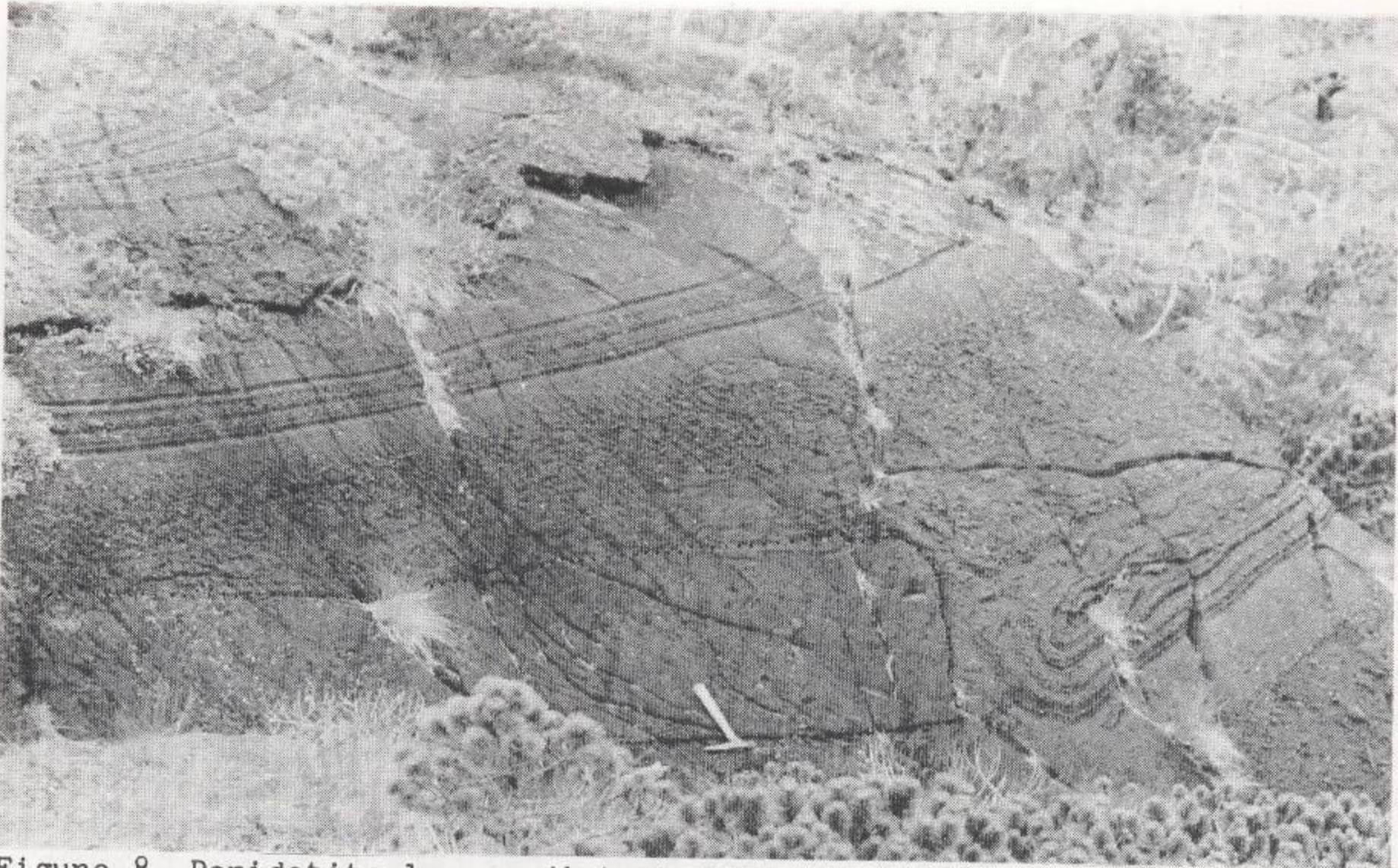


Figure 8. Peridotite layers disturbed by a pyroxenite slab (slightly highlighted). Parts of the layers were dislodged, swept to the right, and redeposited in reverse order.



Figure 9. Convolute layering in pyroxene-rich peridotite (Locality 2, Fig. 4). The convolutions apparently reflect deposition accompanying the impact of a medium-sized pyroxenite block (see Fig. 4).

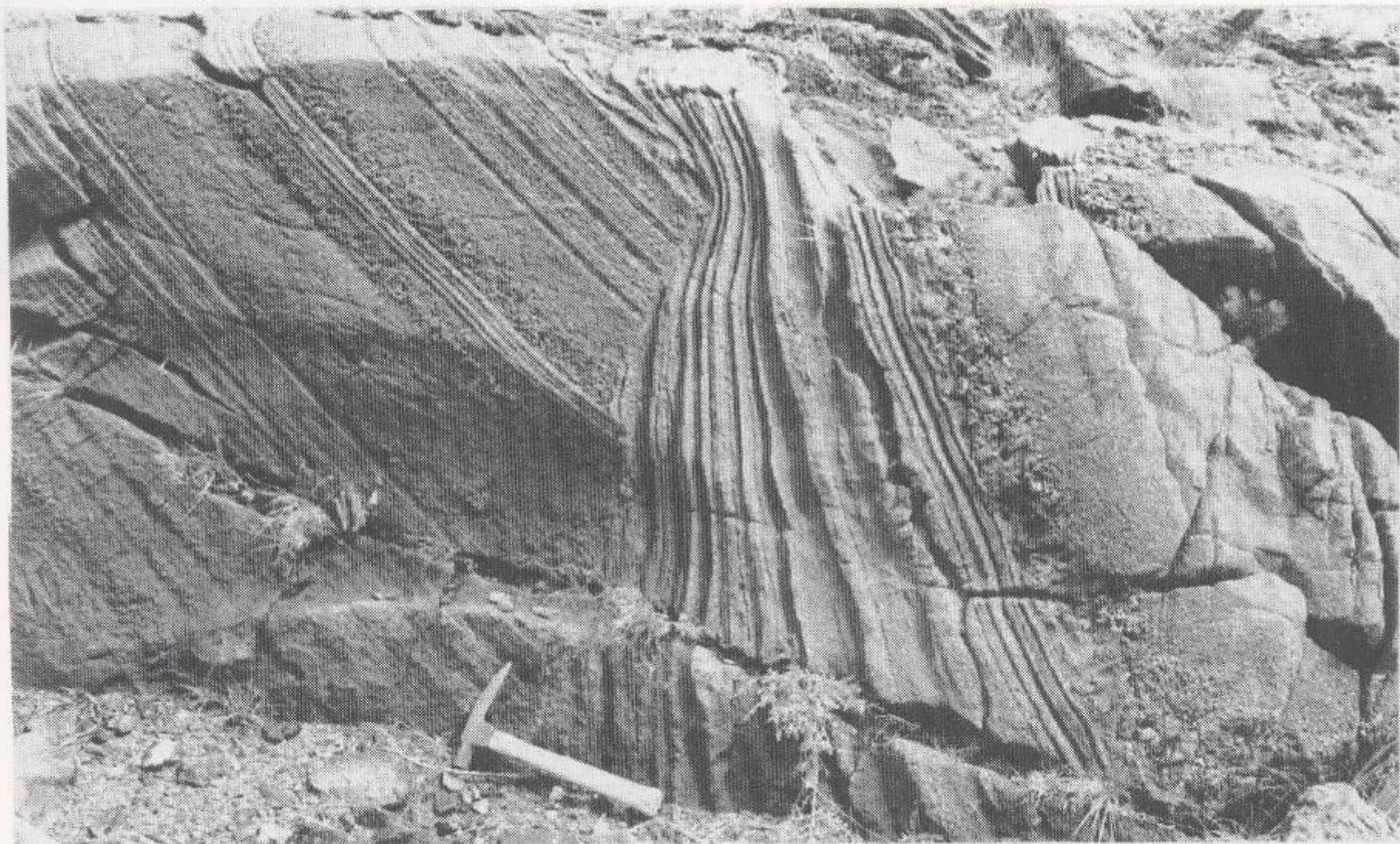


Figure 10. Block of layered olivine clinopyroxenite draped by layers of similar composition, just outside the northeast edge of the younger intrusion.



Figure 11. A quartz xenolith in layered olivine-rich pyroxenite. About a dozen of these xenoliths in the Hall Cove younger intrusion are the only foreign rocks in the Duke Island ultramafic complex.

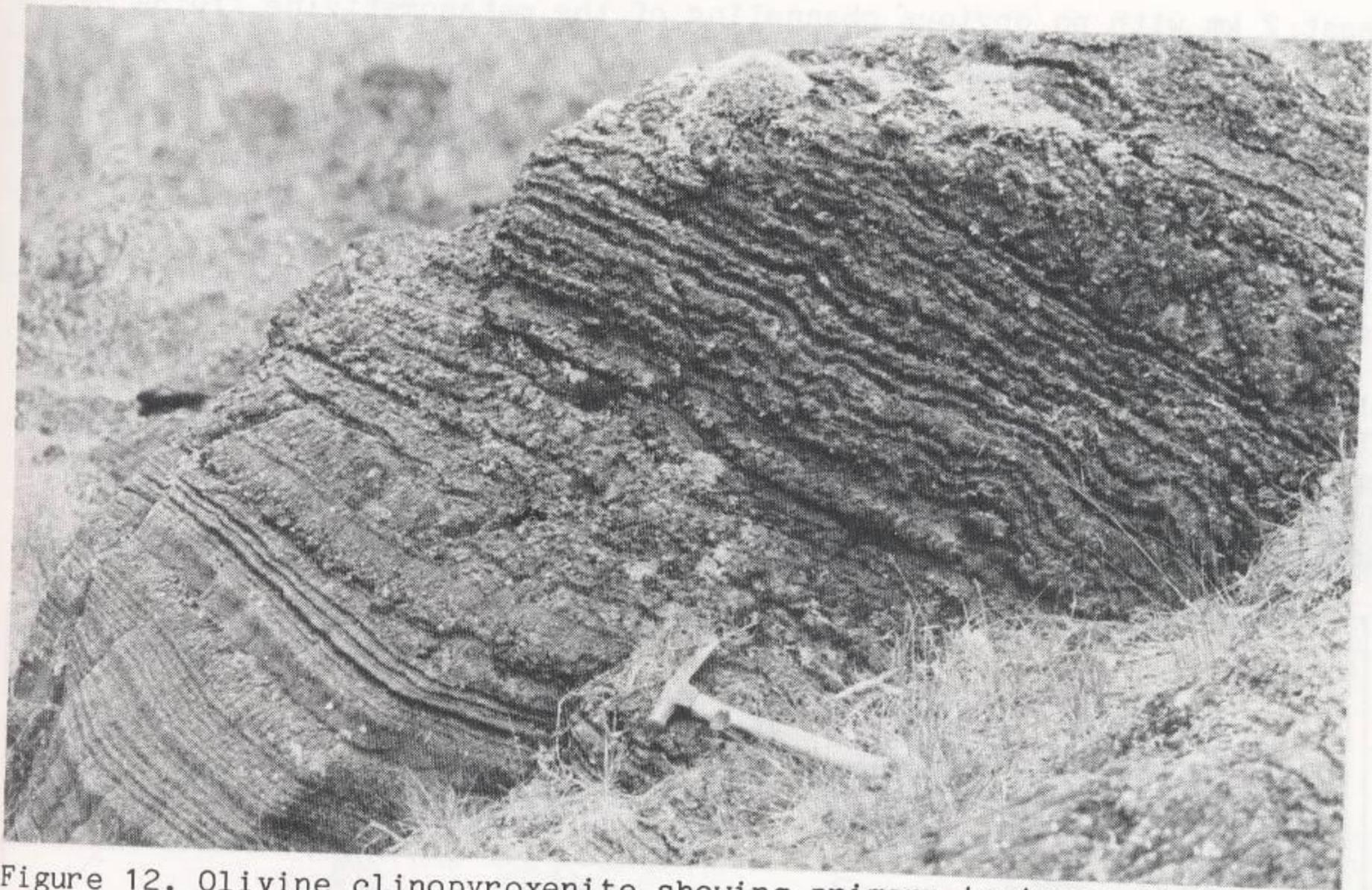


Figure 12. Olivine clinopyroxenite showing primary textures at the bottom, recrystallization at the top. Elsewhere in the same outcrop the recrystallization is transgressive (Irvine 1974, Plate 35).



Fig. 13. Layered olivine clinopyroxenite, largely replaced by peridotitic rock with large, ragged oikocrysts of augite.

Гипабиссальные основные породы

Микрогаббро – равномернозернистая структура, микрогаббровая

Долерит – порода, имеющая офитовую (диабазовую), пойкилоофитовую или долеритовую структуру ОМ. Структура породы: афировая, порфирировая, порфириовидная. (*от греч. Doleros – обманчивый*)

Диабаз – термин используется двояко. Британская школа подразумевает интенсивно измененную породу, а французская, немецкая и американская – породу с офитовой структурой.

Теперь термин принят как синоним долерита. (*от греч. Diabasis – переходящий*)

Базальты

Один из самых древних терминов, вероятно египетского происхождения, обычно приписываемый Плинию.

Самый простой петрографический признак: **присутствие ОI.**

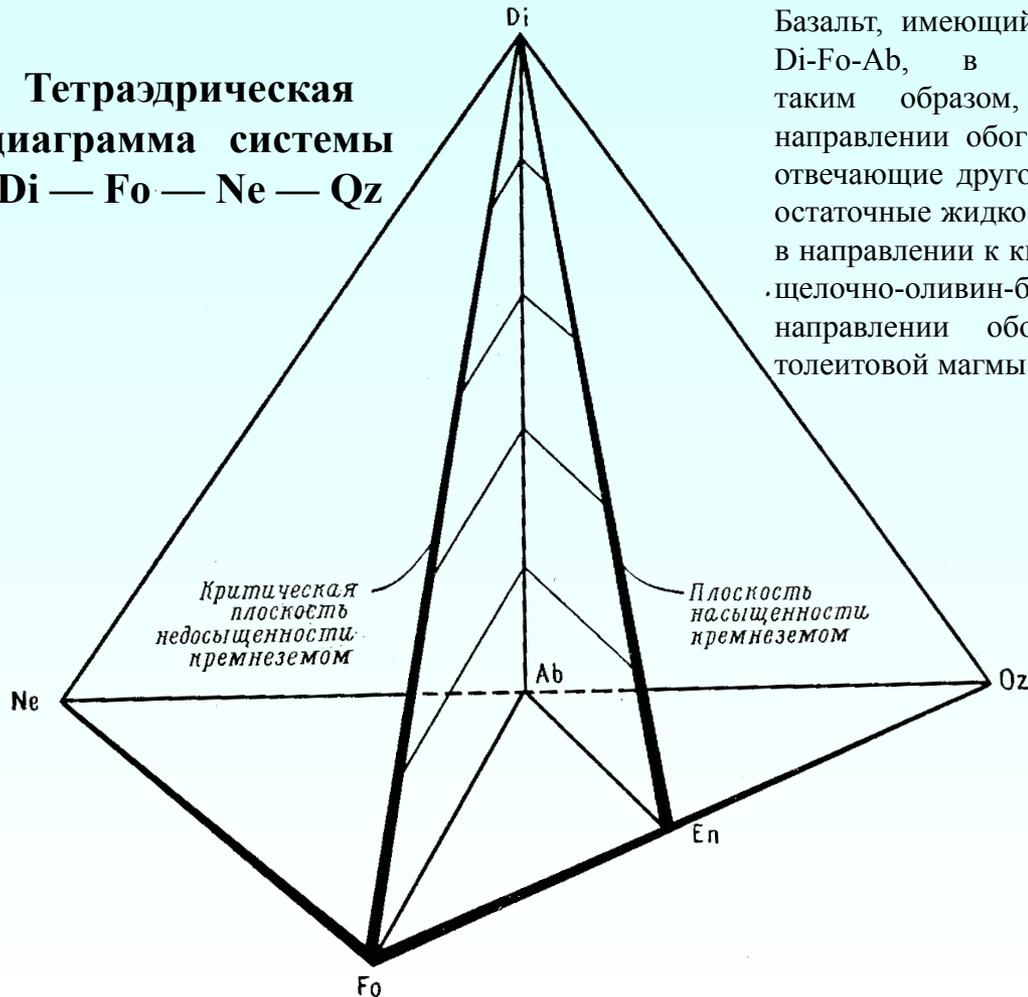
Но сильно зависит от степени насыщения базальтов кремнеземом по отношению к магнию и железу. По этому признаку можно выделить две категории базальтов:

1. *Пересыщенные* и 2. *недосыщенные* со значительным количеством оливина.

В пересыщенных оливин теоретически должен отсутствовать, поскольку содержание кремнезема в них достаточно для превращения всего оливина в ромбический пироксен. Однако эта реакция может быть предотвращена закалкой, в результате сохраняется некоторое количество оливина. А избыточный кремнезем входит в магматический остаток - стекло, в котором содержание кремнезема достигает 70%. Таким образом, ряд пород от оливинсодержащих до кремнеземистых с большим количеством малокальциевых пироксенов стали называть толеитами.

Недосыщенные кремнеземом породы со значительным количеством оливина стали называть щелочным оливиновым базальтом. Эти породы выделены среди других оливинсодержащих пород этой группы по присутствию таких количеств щелочей, особенно натрия, которых достаточно для появления в *нормативном составе нефелина*.

**Тетраэдрическая
диаграмма системы
Di — Fo — Ne — Qz**

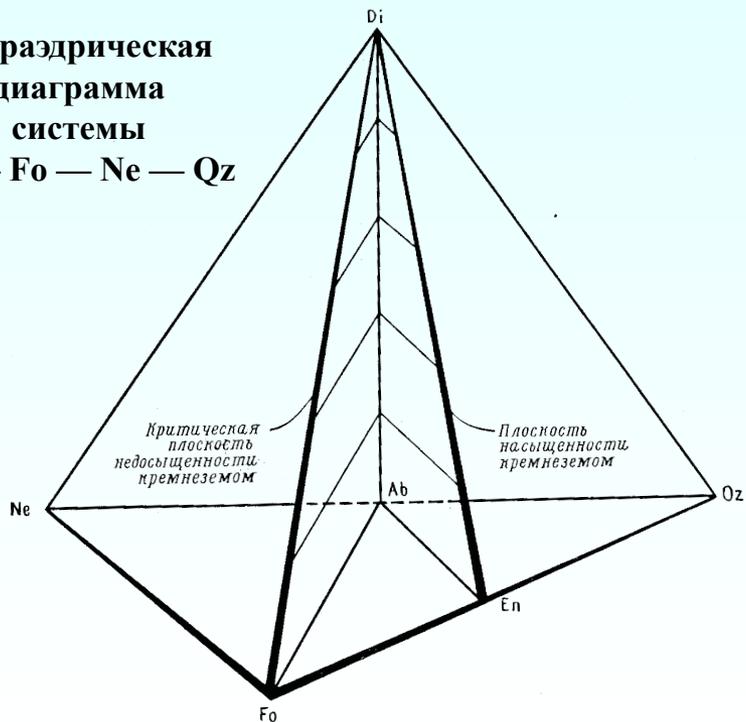


Базальт, имеющий состав, который располагается левее плоскости Di-Fo-Ab, в нефелиновой половине диаграммы, кристаллизуется таким образом, что состав остаточной жидкости смещается в направлении обогащения нефелиновым компонентом. Наоборот, составы, отвечающие другой половине диаграммы, при кристаллизации дают остаточные жидкости, хотя и неравномерно, но все-таки смещающиеся в направлении к кварцу. Действительно, в соответствии с этими данными щелочно-оливин-базальтовые магмы должны дифференцироваться в направлении обогащения щелочами, тогда как дифференциация толеитовой магмы будет сопровождаться обогащением кремнеземом.

Предполагается, что в процессе дифференциации при давлениях, существующих в земной коре, термический раздел, располагающийся в плоскости Di — Fo — Ab, не может пересекаться составами изменяющихся жидкостей. Отсюда, в частности, следует, что материнская магма состава, отвечающего нефелиновой половине системы, не может в результате дифференциации с удалением оливина дать толеитовые базальты.

При кристаллизации конкретных базальтов из рассмотренных выше остаточных жидкостей или выпадают наиболее поздние фракции кристаллов, или же они затвердевают в виде стекла. Это приводит к тому, что нефелиновый компонент щелочных оливиновых базальтов, подобно кварцу в пересыщенных толеитовых базальтах, часто не представлен в реальном минеральном составе. Этот компонент входит либо в стекло, либо, если количества его невелики (порядка 1—2%), в состав сложных моноклинных пироксенов. Как уже отмечалось выше, моноклинные пироксены обычно содержат титан, а также некоторое количество натрия и алюминия. Поскольку в подавляющем - большинстве щелочных оливиновых базальтов присутствуют лишь незначительные количества нормативного нефелина, наиболее удовлетворительным критерием для идентификации этих пород (при отсутствии химических анализов) часто может служить именно характер моноклинных пироксенов. Вследствие несовместимости нефелина и энстатита бескальциевые пироксены обычно не кристаллизуются в рассматриваемых породах; как правило, в них, помимо оливина, присутствует в качестве главной фазы лишь один кальциевый пироксен. Справа от плоскости насыщения кремнеземом в тетраэдрической диаграмме располагаются составы пересыщенных базальтов, отвечающие большей части континентальных толеитов.

Тетраэдрическая
диаграмма
системы
Di — Fo — Ne — Qz

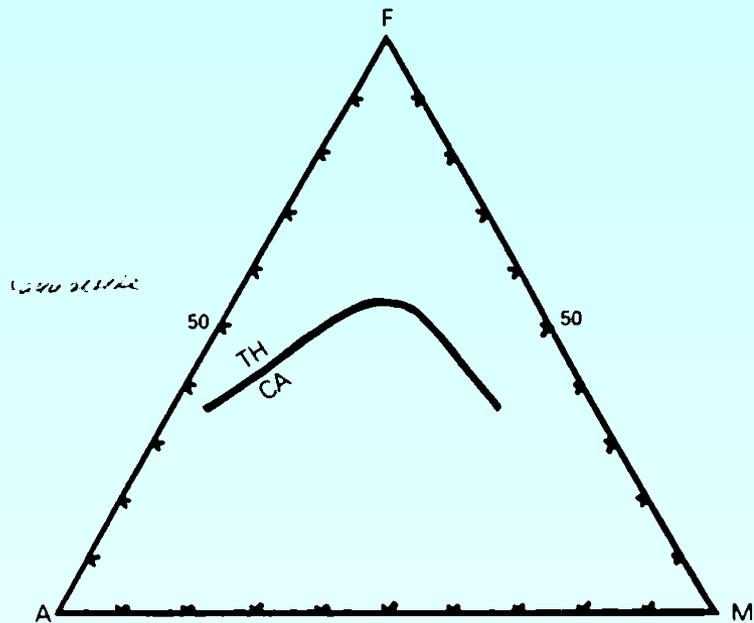


В средней области диаграммы между двумя плоскостями насыщения кремнеземом располагаются составы оливиновых базальтов, отвечающие расширенному определению толеитов. Такие породы особенно обильны на площадях океанических вулканов.

Толейтовые базальты	Щелочные базальты
<p>(a) Фенокристы редки, крупные фенокристы оливина обычно не зональны, могут наблюдаться реакционные каймы Орх. Орх может также встречаться в виде вкрапленников Типична такая последовательность появления вкрапленников: olivine < plagioclase < augite phenocrysts of pale brown augite</p>	<p>Вкрапленники ОI среднего размера, часто сильно зональны Орх нет РI вкрапленники менее обычны и типична следующая последовательность появления вкрапленников: olivine < augite < plagioclase titaniferous augite phenocrysts. strongly zoned with purplish brown rims</p>
<p>(b) ОМ обычно тонкозернистая и стекловатая, нет оливина в ОМ, Рх ОМ – Aug ± Pig, нет КПШ или Анс, интерстициальное стекло обычно</p>	<p>ОМ относительно зернистая, в ОМ присутствует оливин и титанавгит, присутствуют интерстициальные КПШ и Анс, стекла мало или нет совсем</p>
<p>(c) Ксенолиты лерцолитов очень редки Встречаются в ассоциации с пикритами, обогащенными вкрапленниками ОI</p>	<p>Ксенолиты ультраосновных пород обычны Встречаются в ассоциации с анкарами, обогащенными вкрапленниками ОI и Срх</p>

Толейт — этот термин вызвал большую путаницу. Первоначально был определен как долеритовый трапп, состоящий из альбита и ильменита. В конце XIX века Розенбуш определил толейт, как бедную оливином или безоливиновую плагиоклаз-авгитовую породу с интерсертальной структурой. Затем он становится разновидностью базальта, состоящей из лабродора, авгита, гиперстена и пижонита, с оливином (часто проявляющем реакционные взаимоотношения) или кварцем и часто интерстициальным стеклом. В 1962 г. Йодер и Тилли определили его химически как гиперстен-нормативный базальт, в этом смысле он используется до сих пор. Однако оказалось, что типовая порода была не толейтом, как он химически определен Йодером и Тилли. *(Толей, район р. Наве, Саарланд, Германия)*

Известково-щелочной базальт. Название дано не в соответствии с минералогией базальта, а по его принадлежности к базальт-андезит-дацитовой серии орогенных поясов и островных дуг.



AFM диаграмма для отличия базальтов толеитовой (ТН) и известково-щелочной (СА) серий: $A = Na_2O + K_2O$; $F = FeO + 0.9Fe_2O_3$; $M = MgO$. (Irvine & Baragar, 1971).

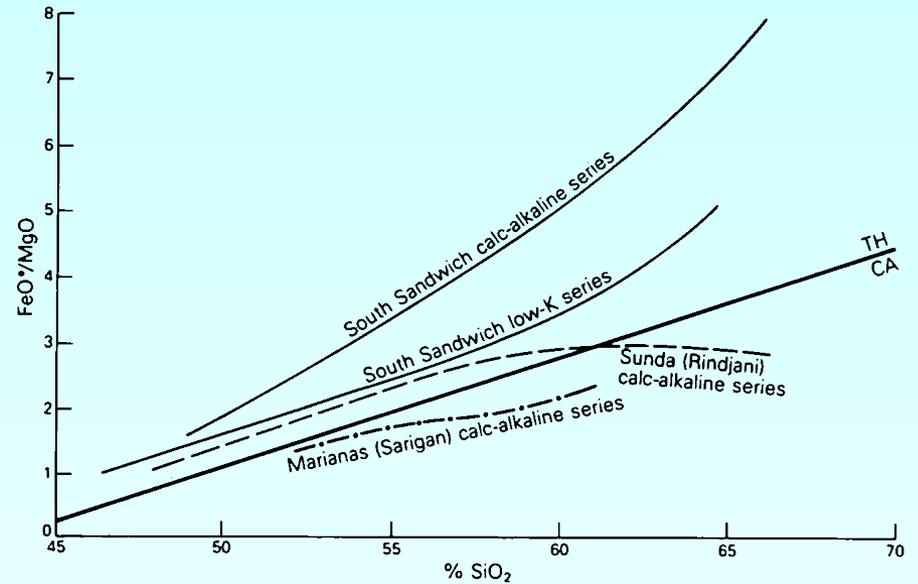
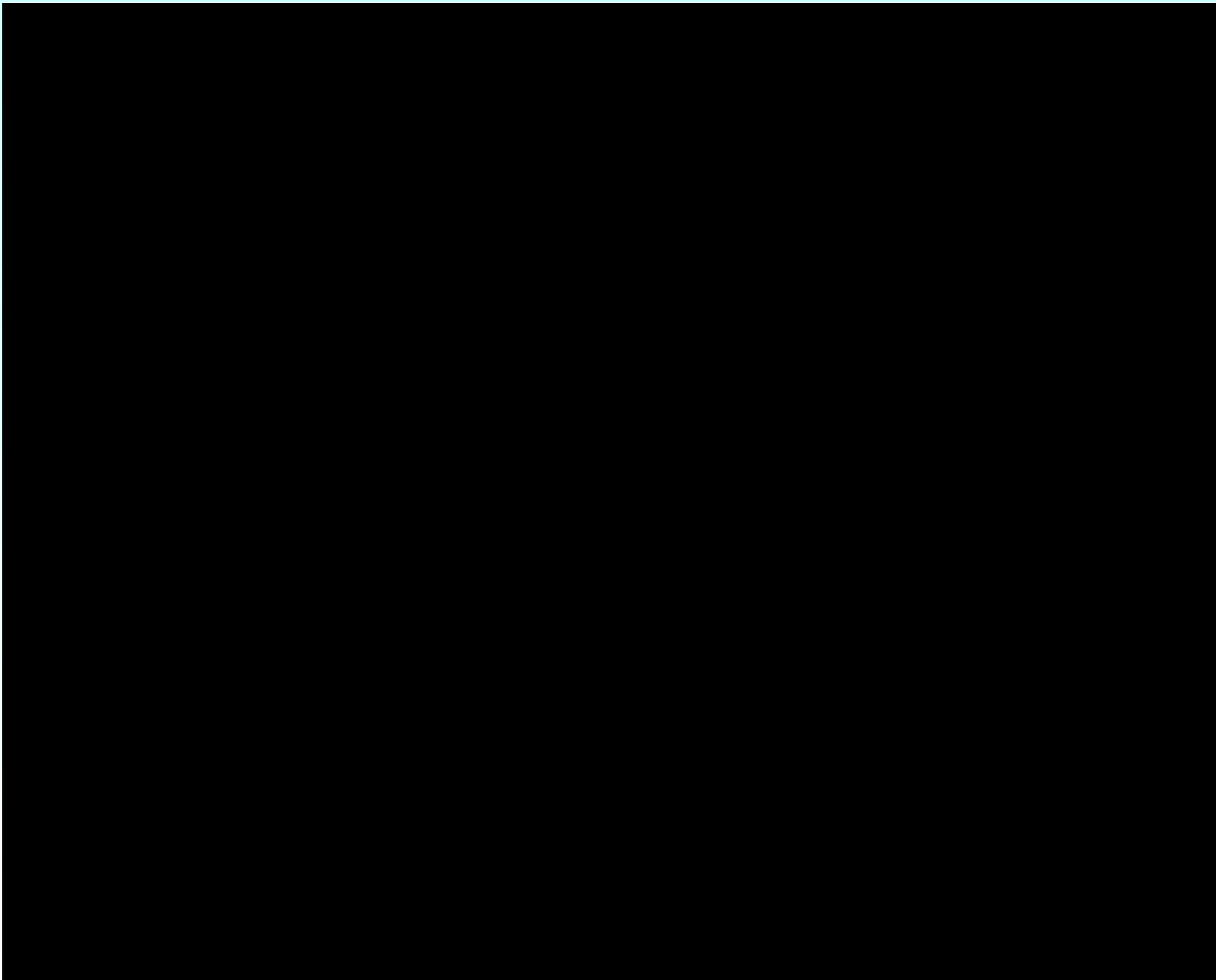


Диаграмма $FeO^*/MgO - SiO_2$ для отличия базальтов толеитовой (ТН) и известково-щелочной (СА) серий; FeO – все Fe в форме FeO (масс.%). Разделительная линия описывается уравнением: $FeO^*/MgO = 0.1562 \times SiO_2 - 6.685$. (South Sandwich, Luff (1982); Marianas, Meijer & Reagan (1981); Sunda, Foden (1983)).

Международная классификация и номенклатура вулканических пород



Классификация по Петрографическому кодексу, 1995.

Нормальный ряд Класс – вулканические

Нет Pl во
вкрапленниках
Есть Pl во вкрапленниках

	Семейство пикробазальтов
1	пикробазальт Ol, Cpx; о.м.: Ol, Cpx, Pl _{<35} , Mt, Gl
	Семейство мелабазальтов
1	мелабазальт Cpx±Ol, Орх; о.м.: Cpx, ±Ol, Орх, Pl, Gl
	Семейство базальтов:
1	оливиновый базальт Ol, Cpx, Pl; о.м.: Pl, Cpx, Ol, Mt, ± Орх, Gl
2	базальт Cpx, Pl, ±Ol, Орх; о.м.: Pl, Cpx, Орх, Gl
	Семейство лейкобазальтов
1	плагриобазальт Pl; о.м.: Pl, Cpx, Орх, Gl, ±Q, Fsp
2	гиперстеновый базальт Pl, Cpx, Орх, Mt, ±Ol; о.м.: Pl, Cpx, Орх

Гиалобазальт = тахилит – черное базальтовое стекло, обычно содержащие кристаллиты, никогда не образует мощных тел, небольшие линзы, корочки. (*от греч. Tachys – быстрый и litos – расплавленный, растворимый*)

Семейство пикробазальтов (пикродолеритов)

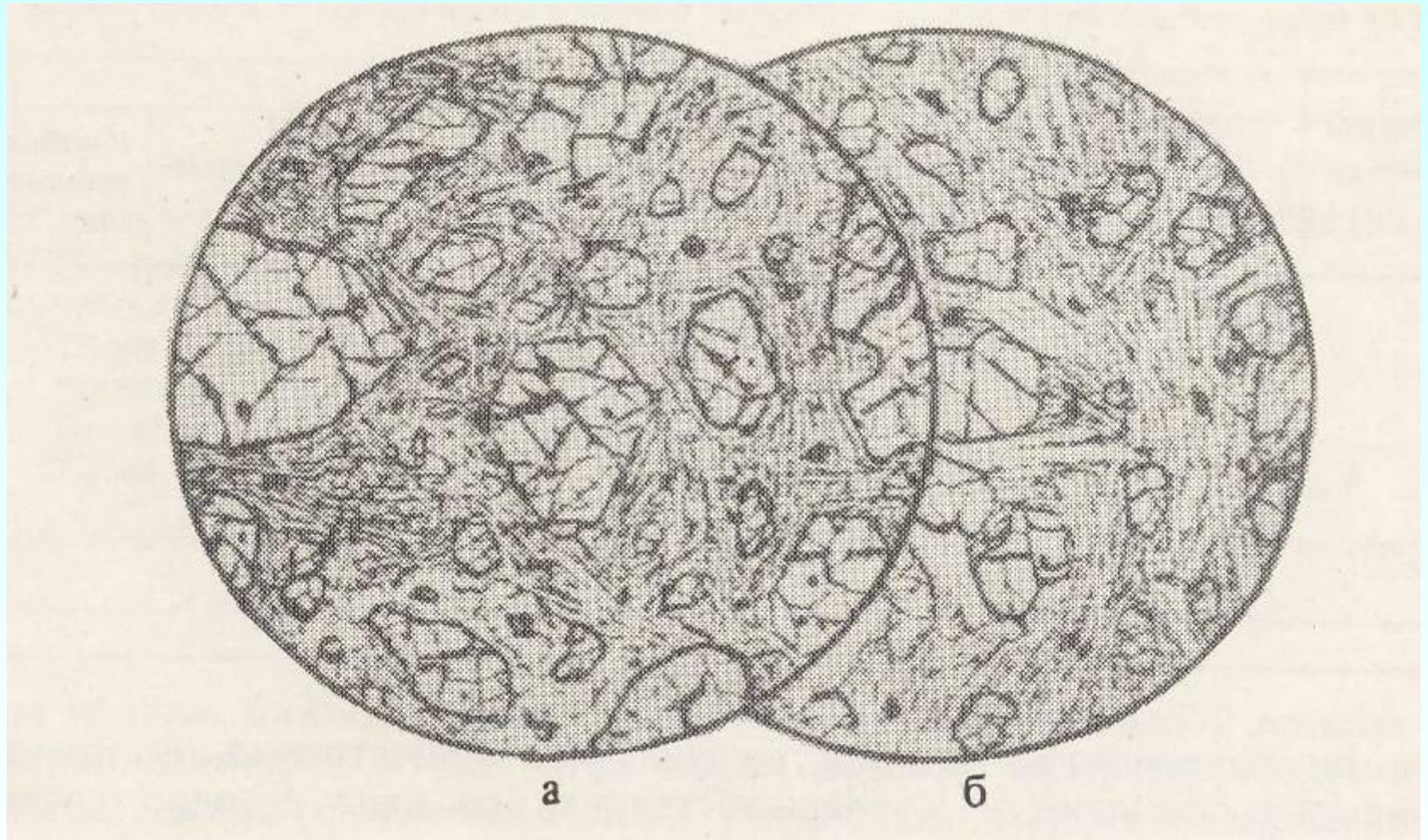


Монголия 2001. Шары пикродолеритов. Южный фас хр. Хан-Хухэй

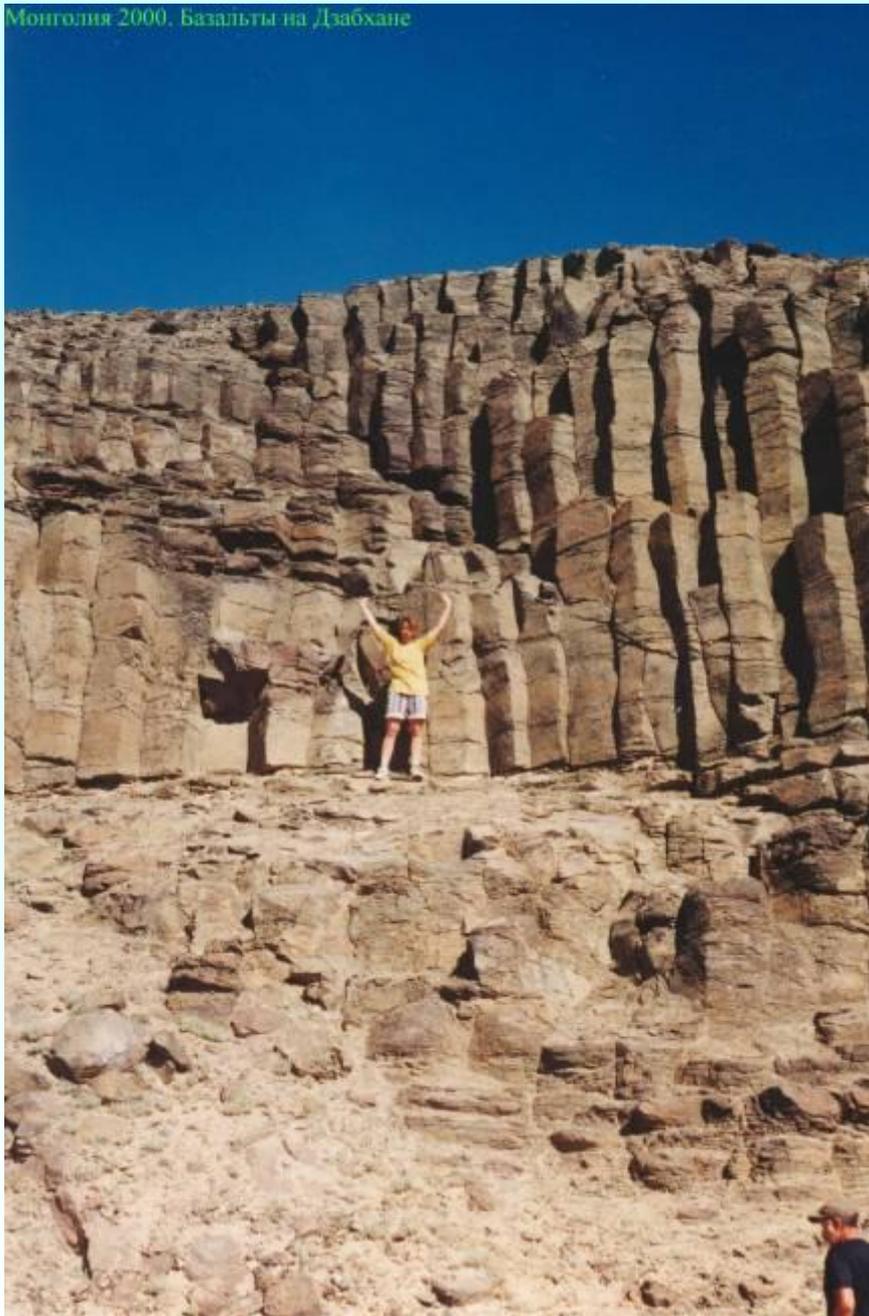


Монголия 2001. Дифференцированные пикродолериты на юге Хан-Хухэя

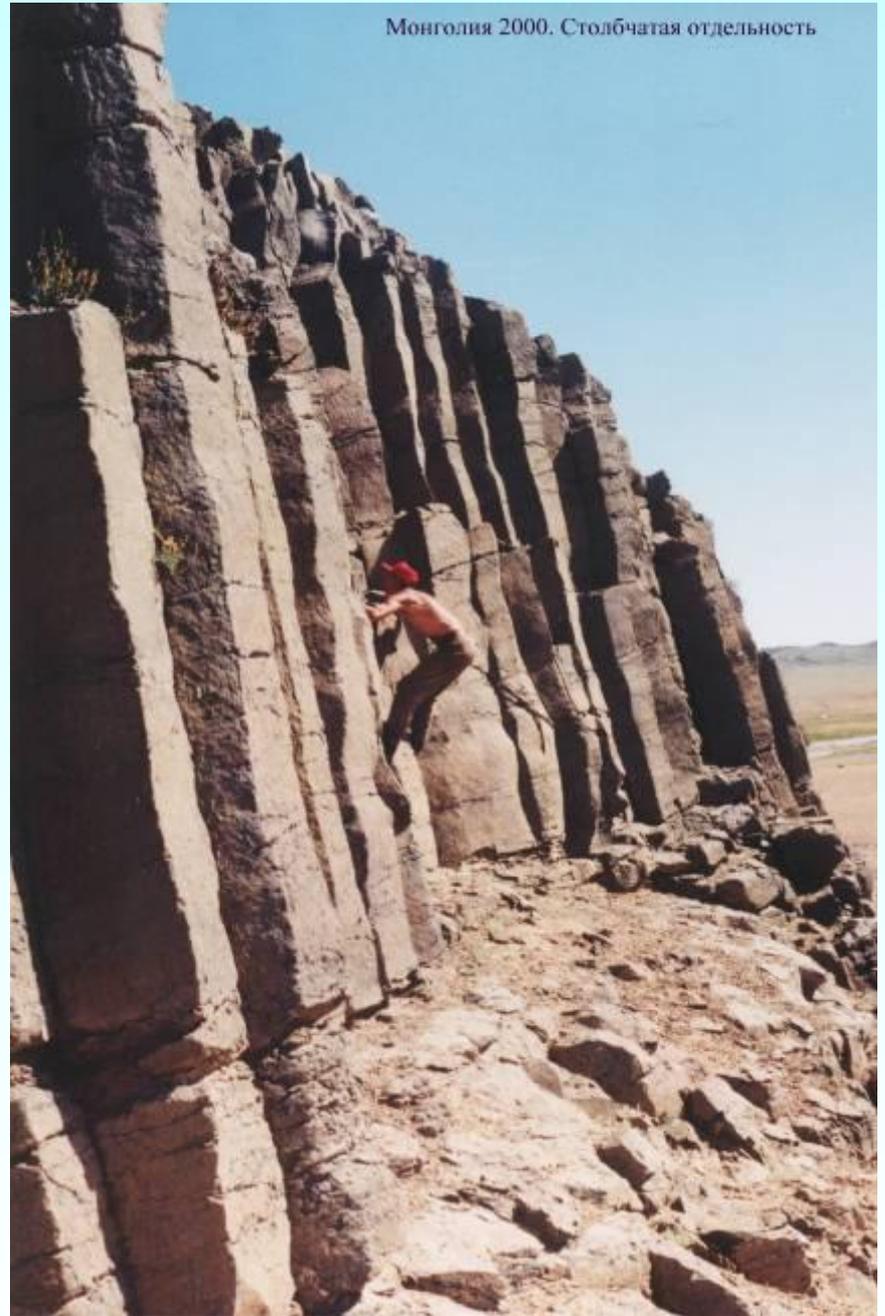
Пикробазальт



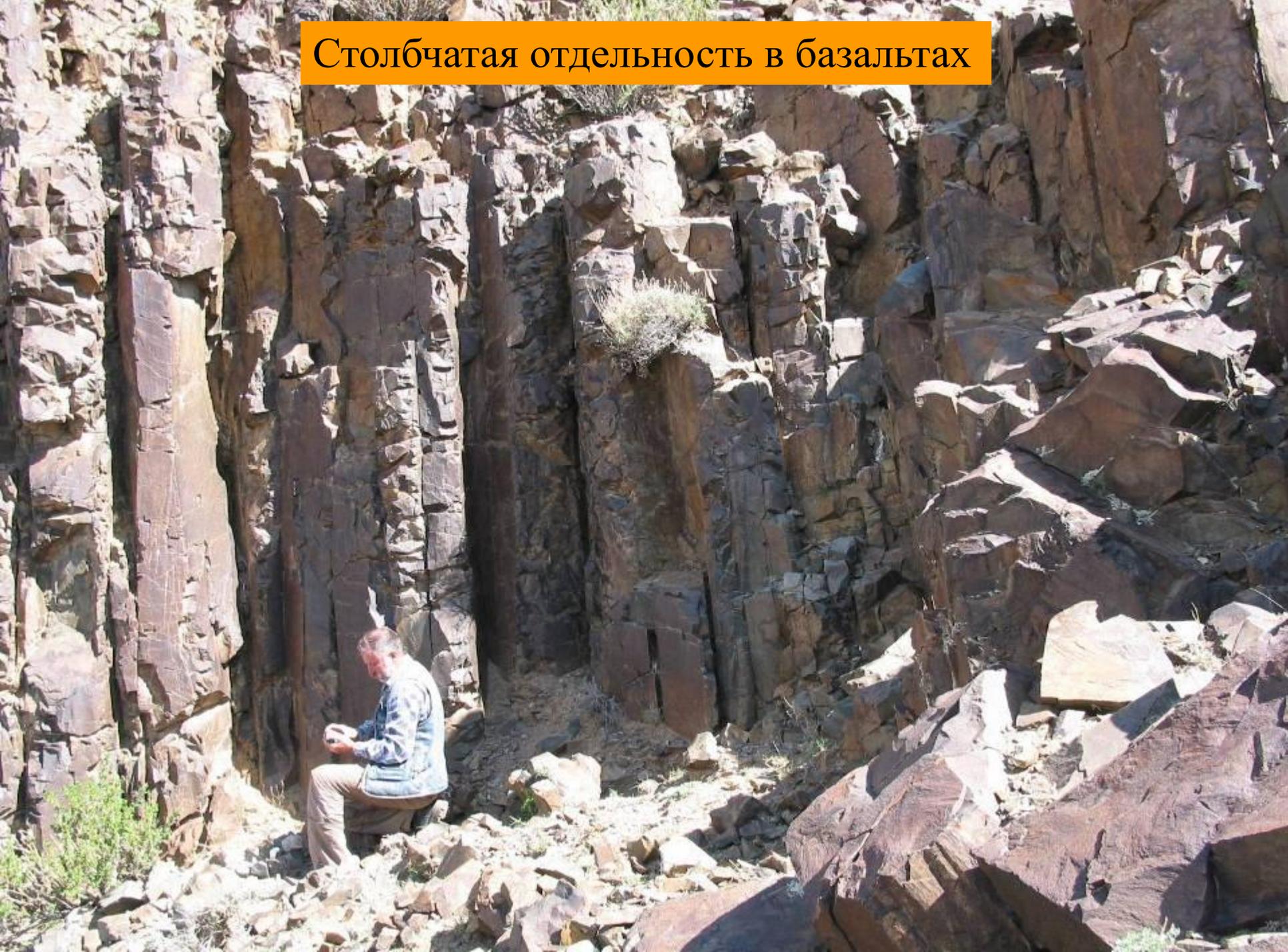
Монголия 2000. Базальты на Дзабхане



Монголия 2000. Столбчатая отдельность



Столбчатая отдельность в базальтах

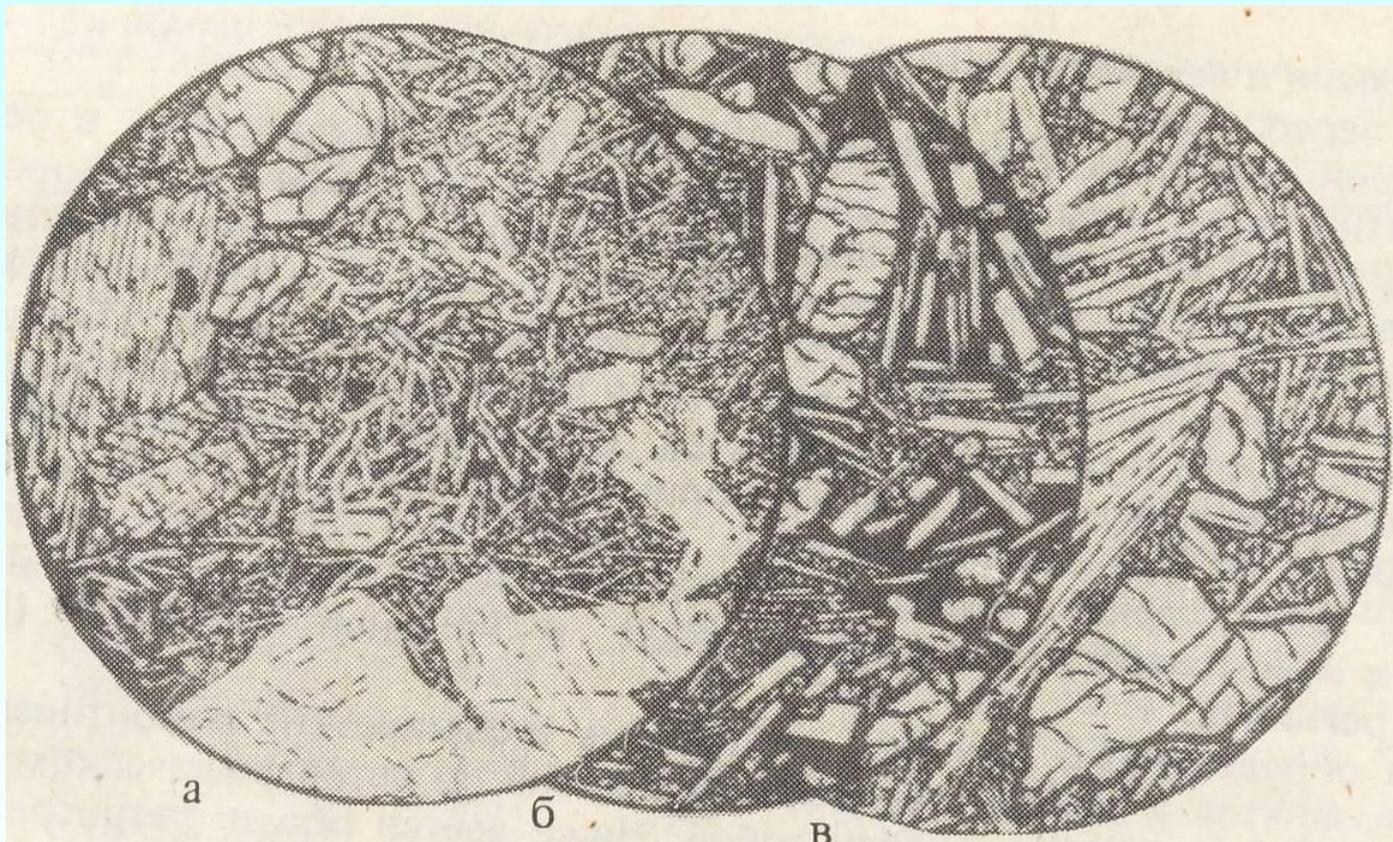




Пиллоу-лавы, подушечная отдельность



Оливиновый базальт



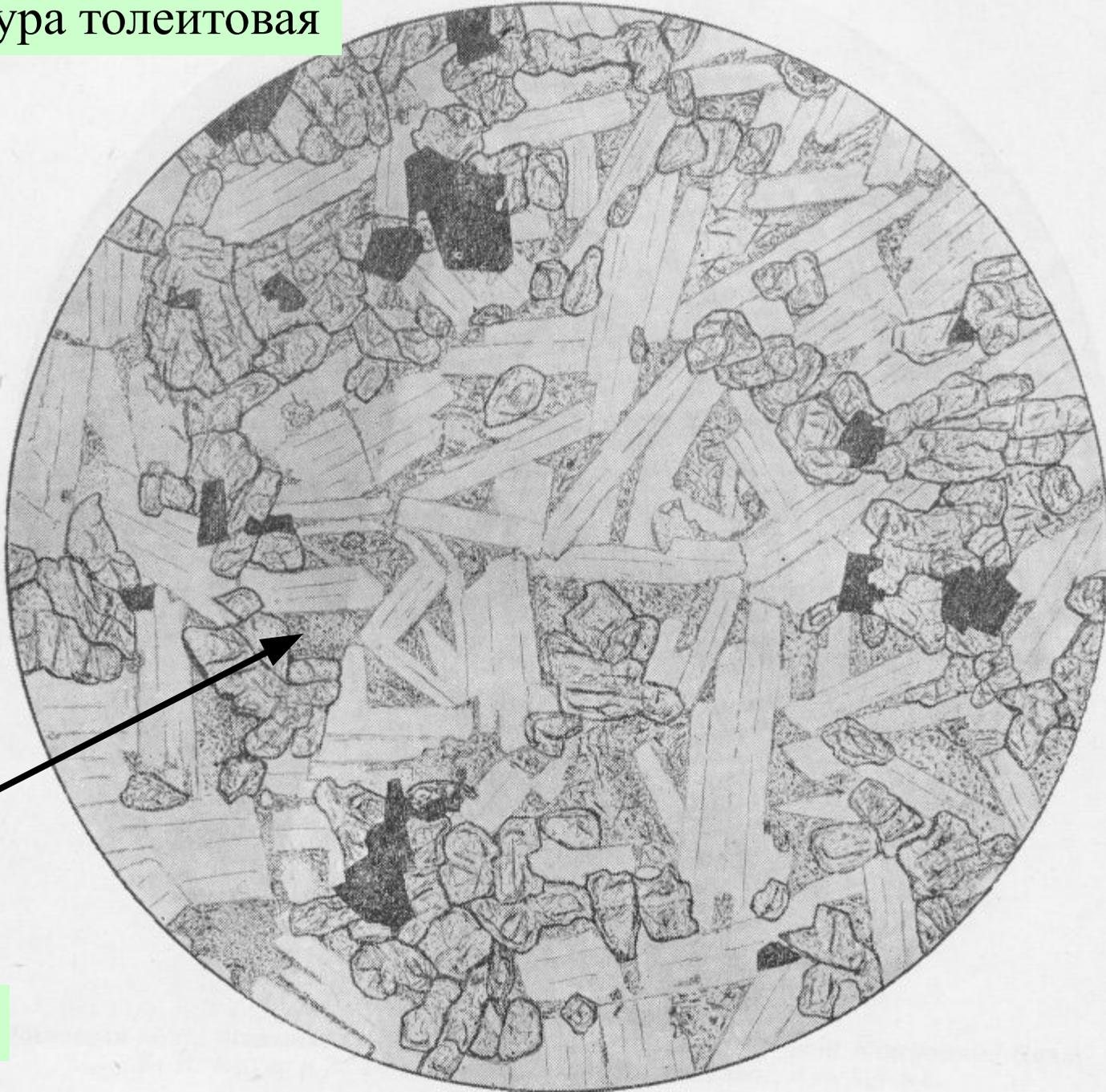
Структура вариолитовая

Текстура афанитовая



Базальт

Структура толеитовая

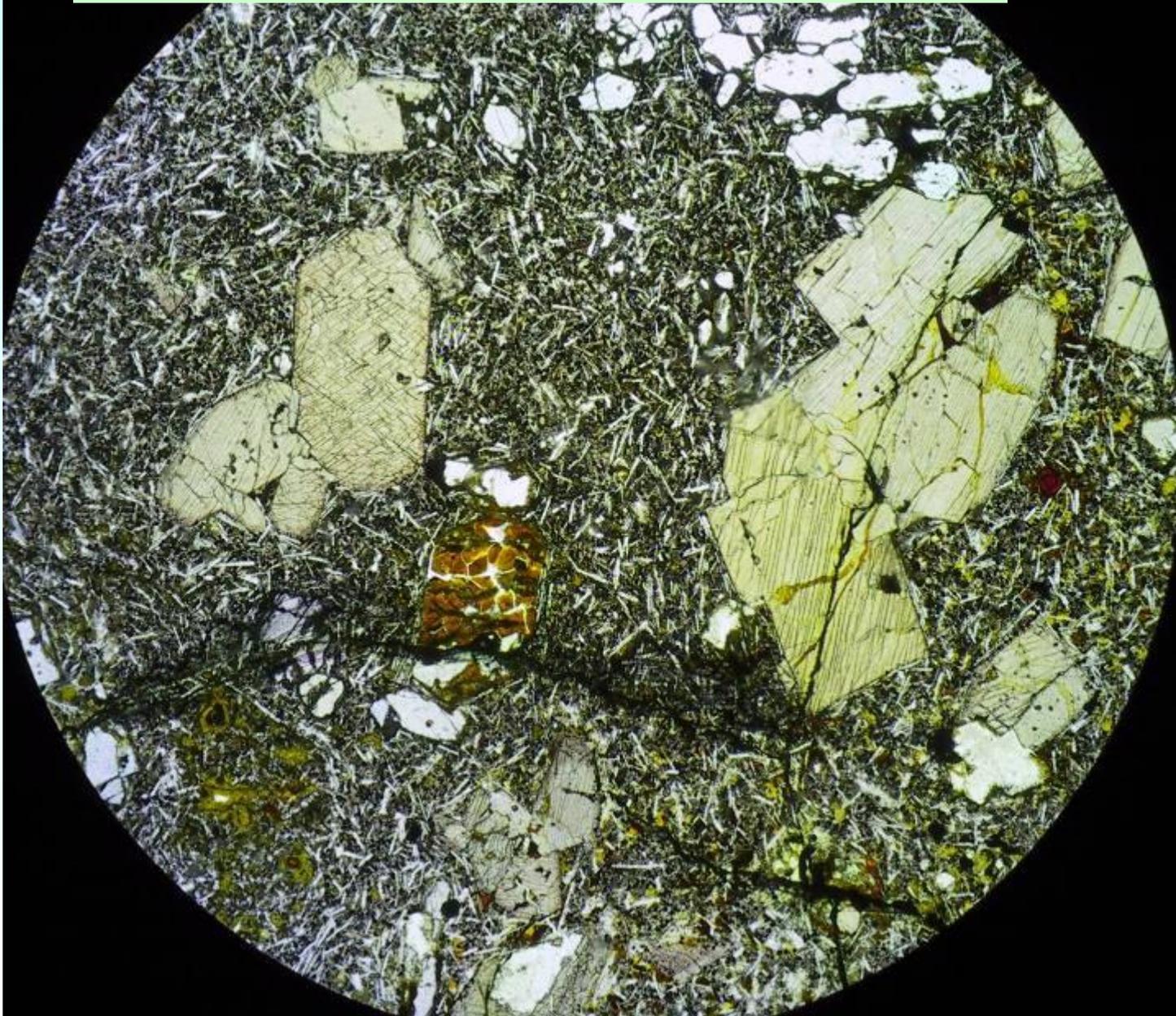


Стекло

Базальт

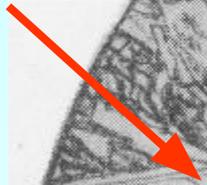


Структура порфировая
структура основной массы - толеитовая

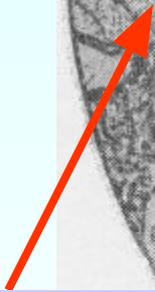


Структура офитовая

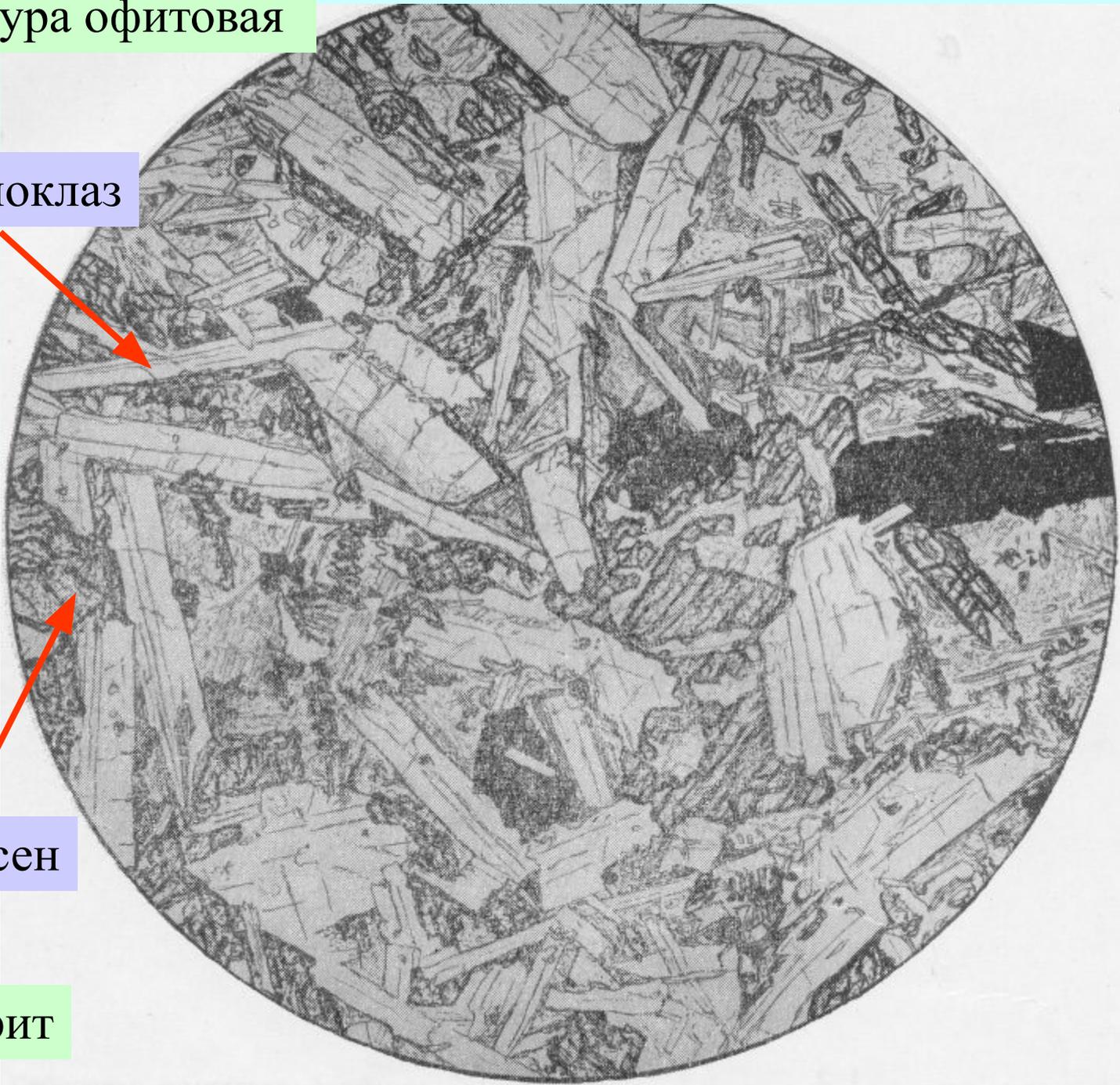
Плагиоклаз



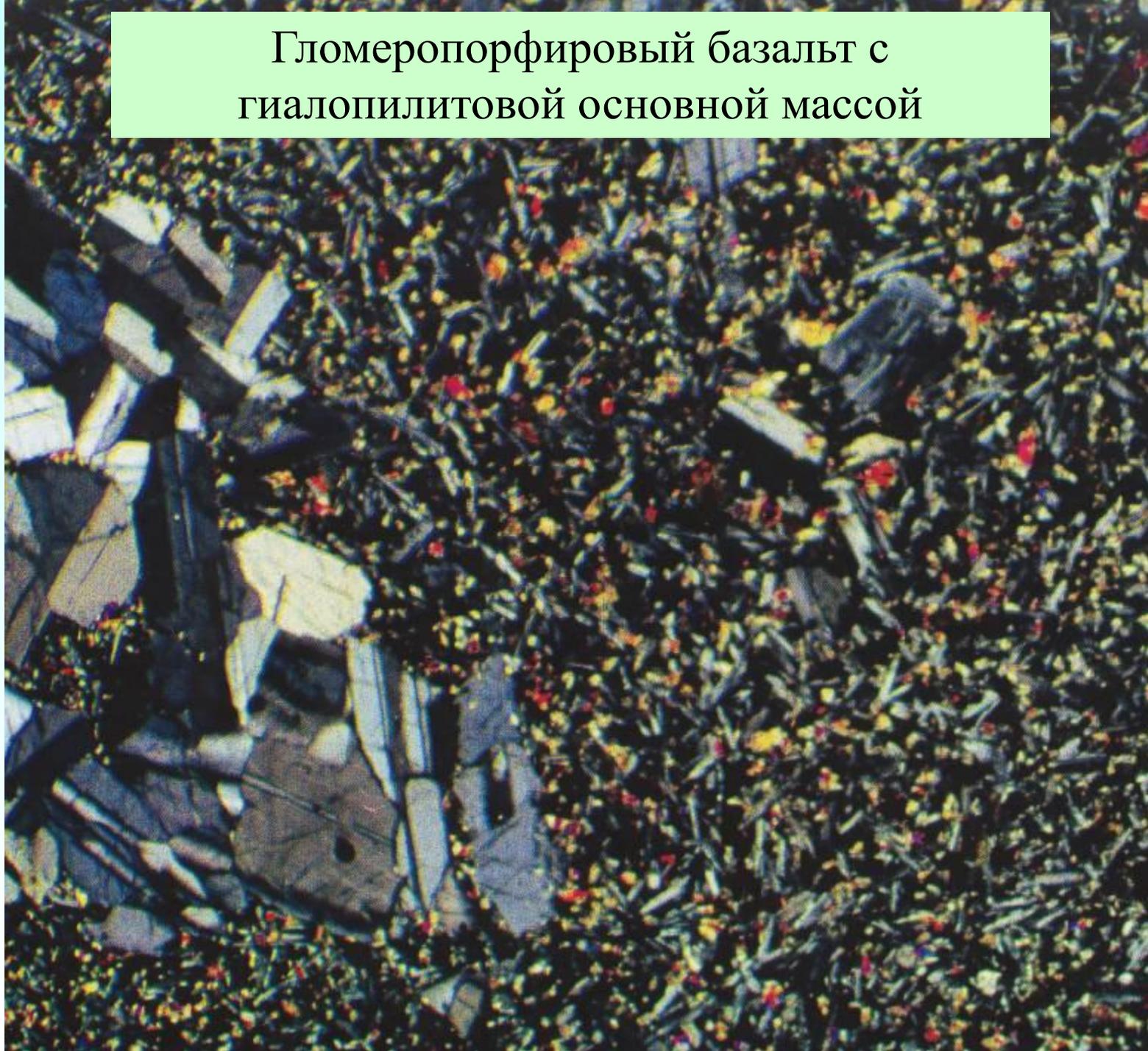
Пироксен



Долерит



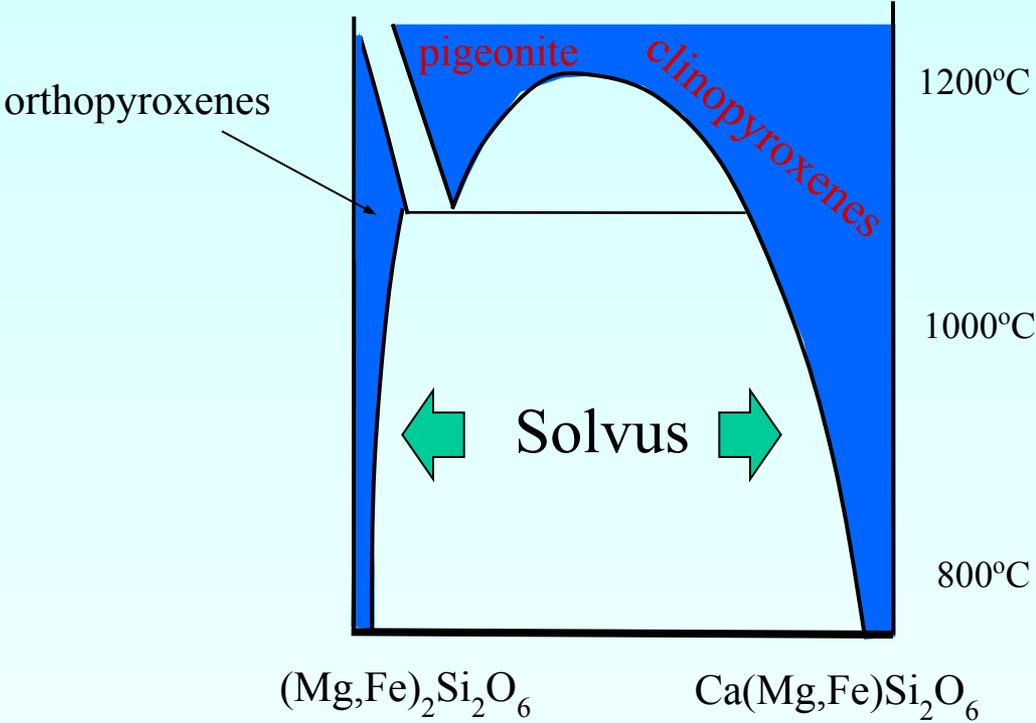
Гломеропорфировый базальт с
гиалопилитовой основной массой



Долерит
Структура пойкилоофитовая



Распад пижонита



В каких геологических обстановках встречаются базальты нормального ряда?

1. Срединно-океанические хребты (спрединг)
2. Островные дуги (субдукция)
3. Активные континентальные окраины (субдукция)
4. Траппы (внутриконтинентальный магматизм)
5. Коллизионные зоны

Chapter 13: Mid-Ocean Rifts

The Mid-Ocean Ridge System

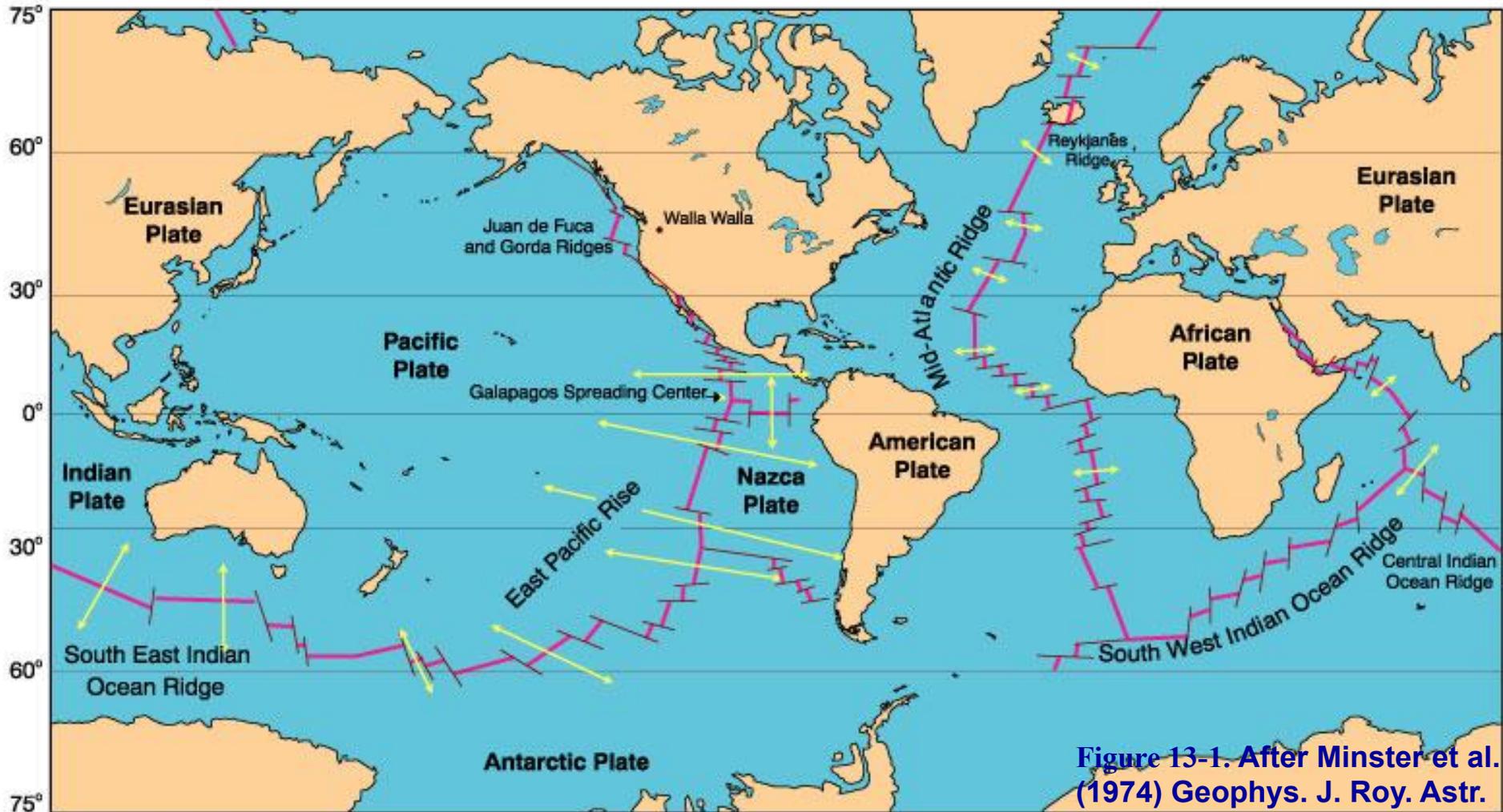


Figure 13-1. After Minster et al. (1974) *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 36, 541-576.

Oceanic Crust and Upper Mantle Structure

Typical Ophiolite

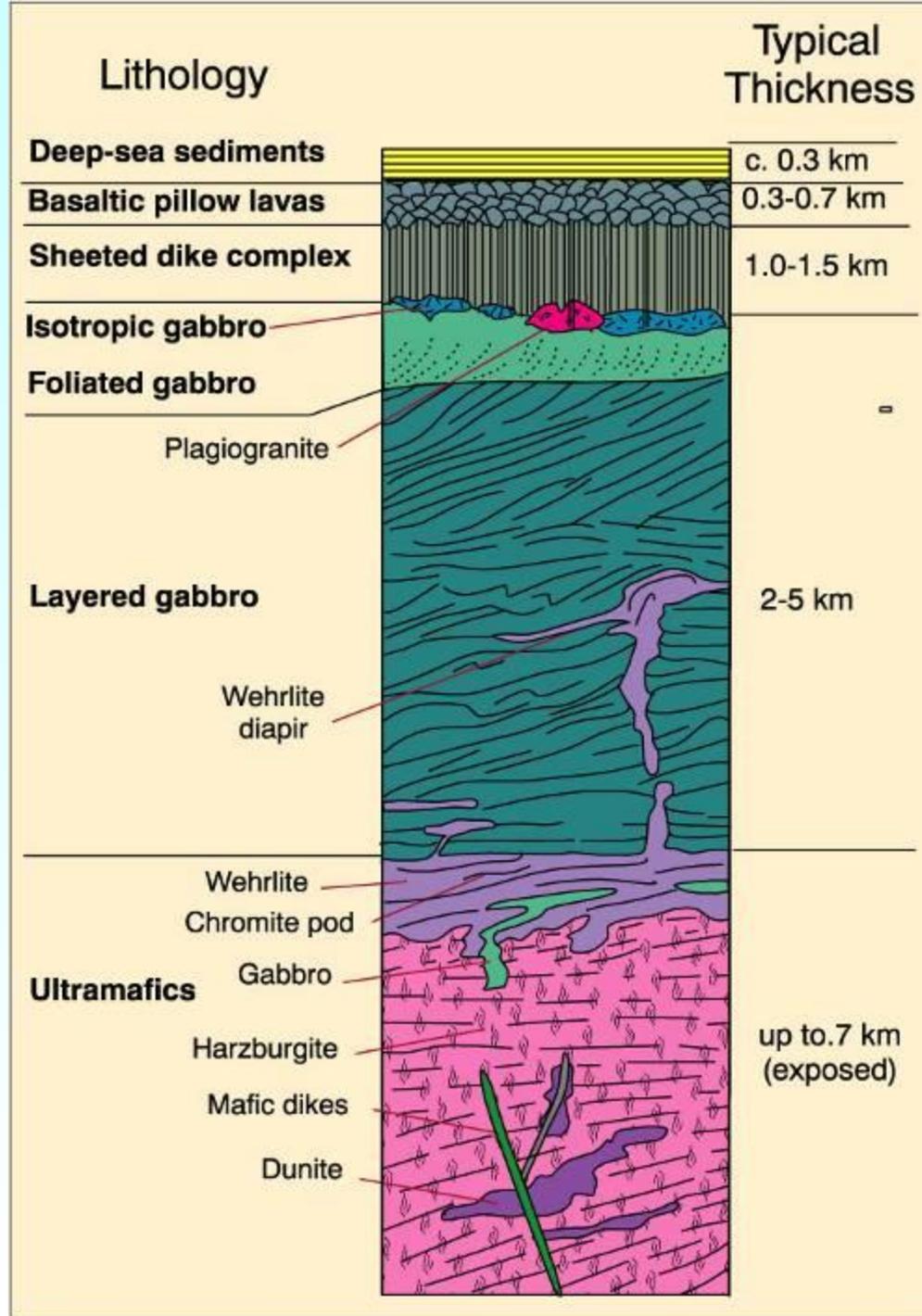


Figure 13-3. Lithology and thickness of a typical ophiolite sequence, based on the Samial Ophiolite in Oman. After Boudier and Nicolas (1985) *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76, 84-92.

The major element chemistry of MORBs

Table 13-2. Average Analyses and CIPW Norms of MORBs (BVTP Table 1.2.5.2)

Oxide (wt%)	All	MAR	EPR	IOR
SiO ₂	50.5	50.7	50.2	50.9
TiO ₂	1.56	1.49	1.77	1.19
Al ₂ O ₃	15.3	15.6	14.9	15.2
FeO*	10.5	9.85	11.3	10.3
MgO	7.47	7.69	7.10	7.69
CaO	11.5	11.4	11.4	11.8
Na ₂ O	2.62	2.66	2.66	2.32
K ₂ O	0.16	0.17	0.16	0.14
P ₂ O ₅	0.13	0.12	0.14	0.10
Total	99.74	99.68	99.63	99.64
Norm				
q	0.94	0.76	0.93	1.60
or	0.95	1.0	0.95	0.83
ab	22.17	22.51	22.51	19.64
an	29.44	30.13	28.14	30.53
di	21.62	20.84	22.5	22.38
hy	17.19	17.32	16.53	18.62
ol	0.0	0.0	0.0	0.0
mt	4.44	4.34	4.74	3.90
il	2.96	2.83	3.36	2.26
ap	0.30	0.28	0.32	0.23

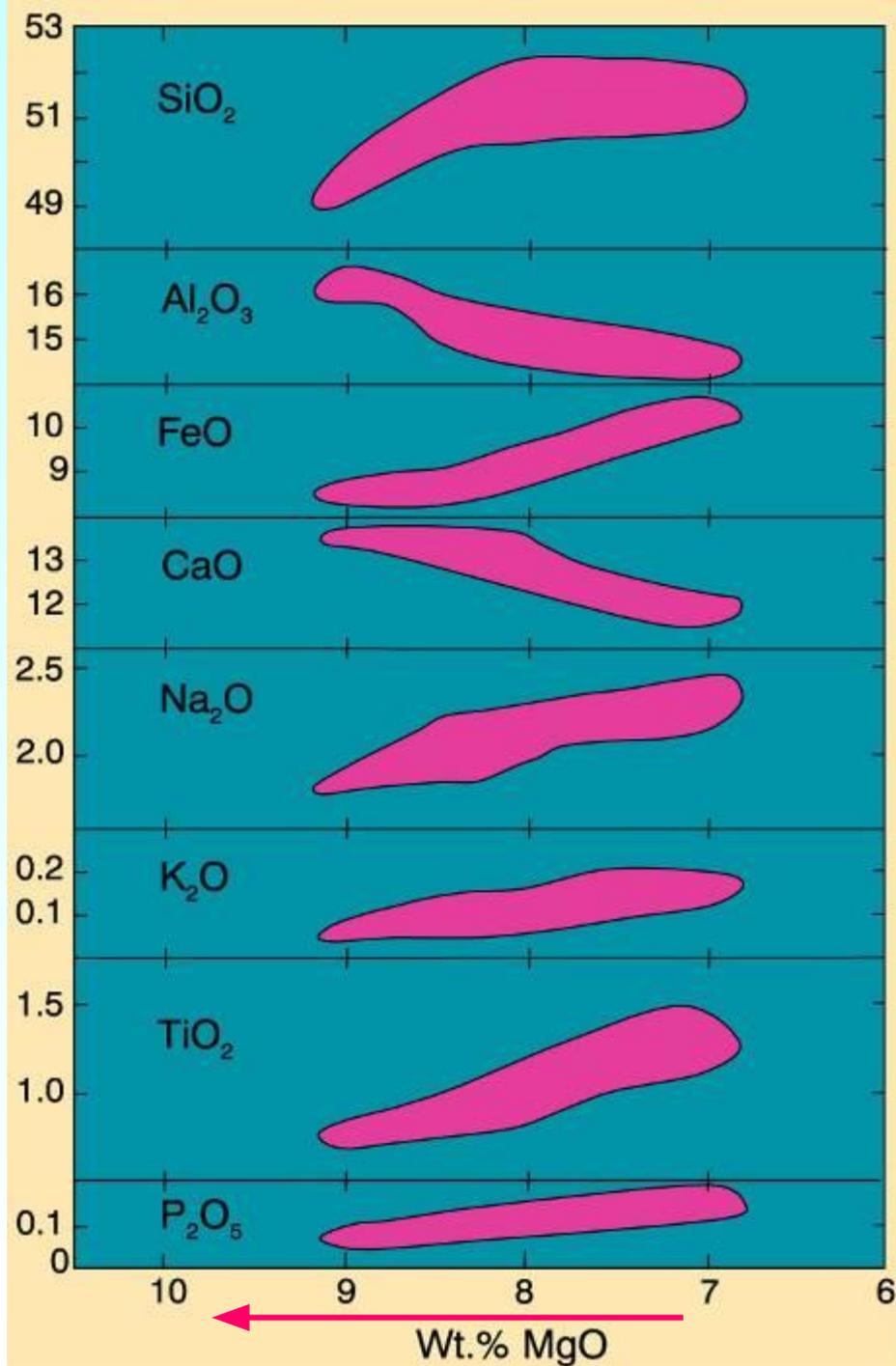
All: Ave of glasses from Atlantic, Pacific and Indian Ocean ridges.

MAR: Ave. of MAR glasses. EPR: Ave. of EPR glasses.

IOR: Ave. of Indian Ocean ridge glasses.

- MgO and FeO
- Al_2O_3 and CaO
- SiO_2
- Na_2O , K_2O , TiO_2 ,
 P_2O_5

Figure 13-5. “Fenner-type” variation diagrams for basaltic glasses from the Afar region of the MAR. Note different ordinate scales. From Stakes et al. (1984) *J. Geophys. Res.*, 89, 6995-7028.



Trace Element and Isotope Chemistry

- REE diagram for MORBs

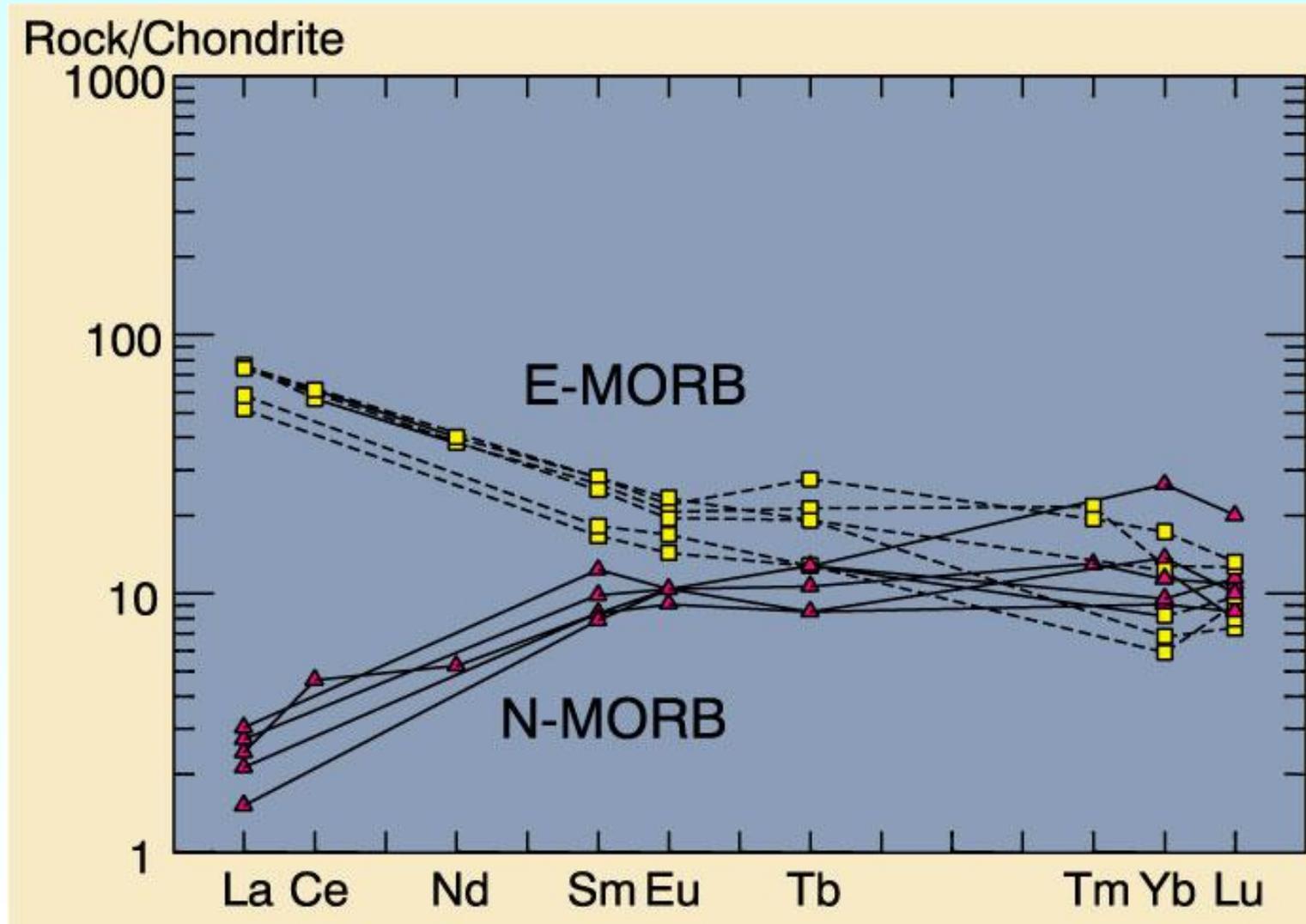
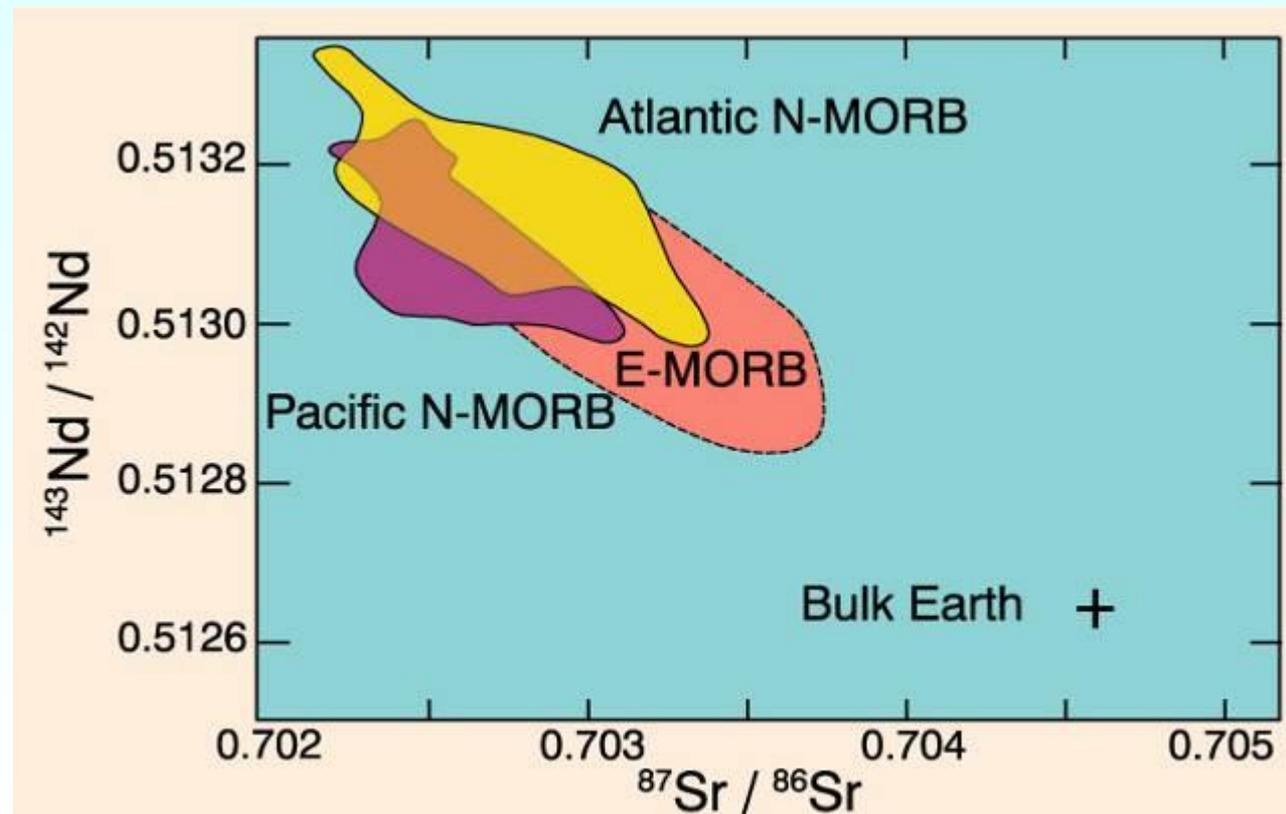


Figure 13-10. Data from Schilling et al. (1983) *Amer. J. Sci.*, 283, 510-586.

- N-MORBs: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.7035$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} > 0.5030$, \rightarrow **depleted mantle source**
- E-MORBs extend to more enriched values \rightarrow stronger support distinct mantle reservoirs for N-type and E-type MORBs

Figure 13-12. Data from Ito et al. (1987) *Chemical Geology*, 62, 157-176; and LeRoex et al. (1983) *J. Petrol.*, 24, 267-318.



MORB Petrogenesis

Generation

- Separation of the plates
- Upward motion of mantle material into extended zone
- Decompression partial melting associated with near-adiabatic rise
- N-MORB melting initiated ~ 60-80 km depth in upper depleted mantle where it inherits depleted trace element and isotopic char.

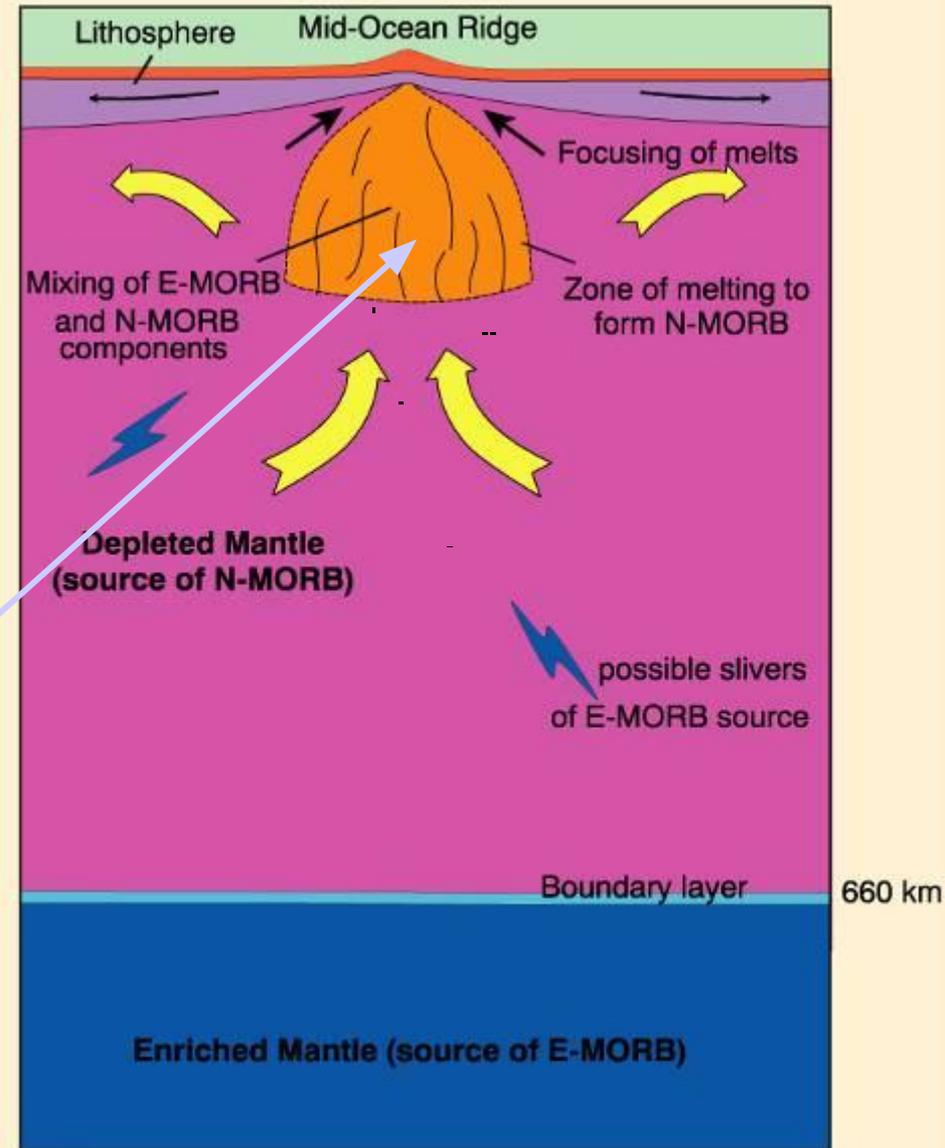


Figure 13-13. After Zindler et al. (1984) *Earth Planet. Sci. Lett.*, 70, 175-195. and Wilson (1989) *Igneous Petrogenesis*, Kluwer.

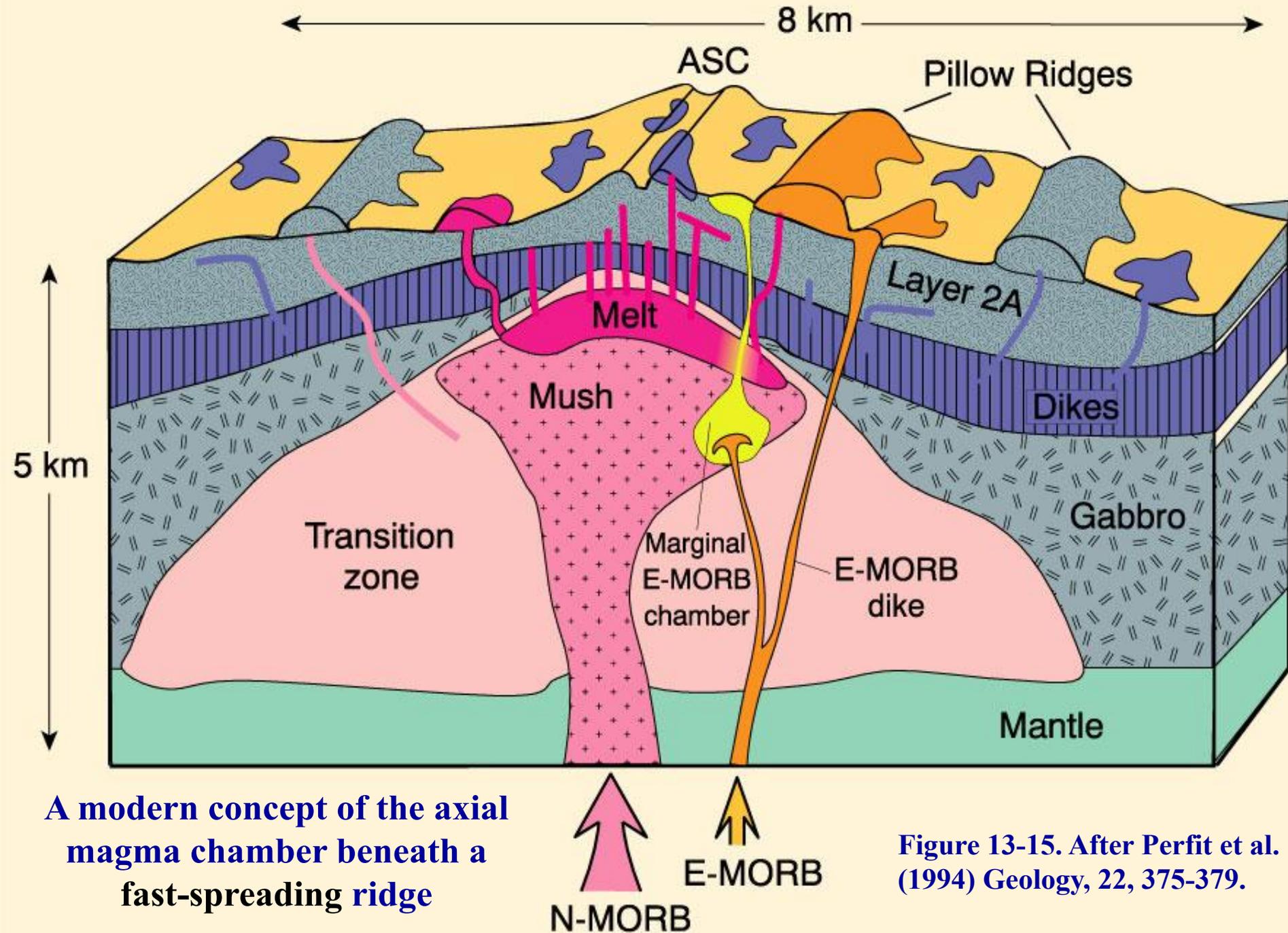


Figure 13-15. After Perfit et al. (1994) *Geology*, 22, 375-379.

- Nisbit and Fowler (1978) suggested that numerous, small, ephemeral magma bodies occur at slow ridges (“infinite leak”)
- Slow ridges are generally less differentiated than fast ridges
 - No continuous liquid lenses, so magmas entering the axial area are more likely to erupt directly to the surface (hence more primitive), with some mixing of mush

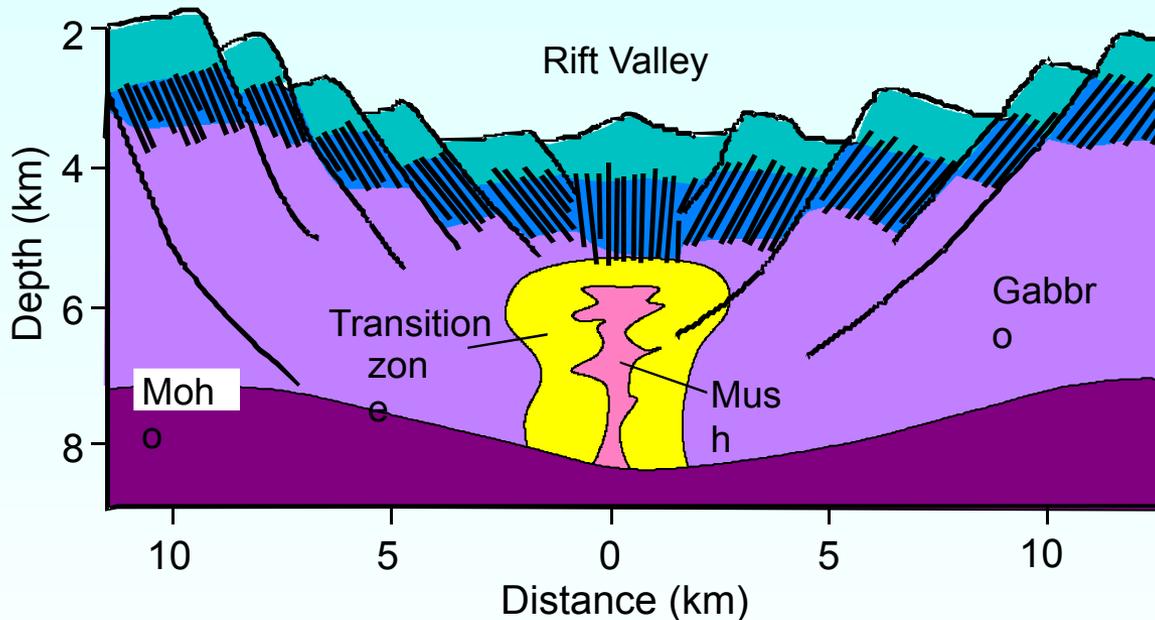
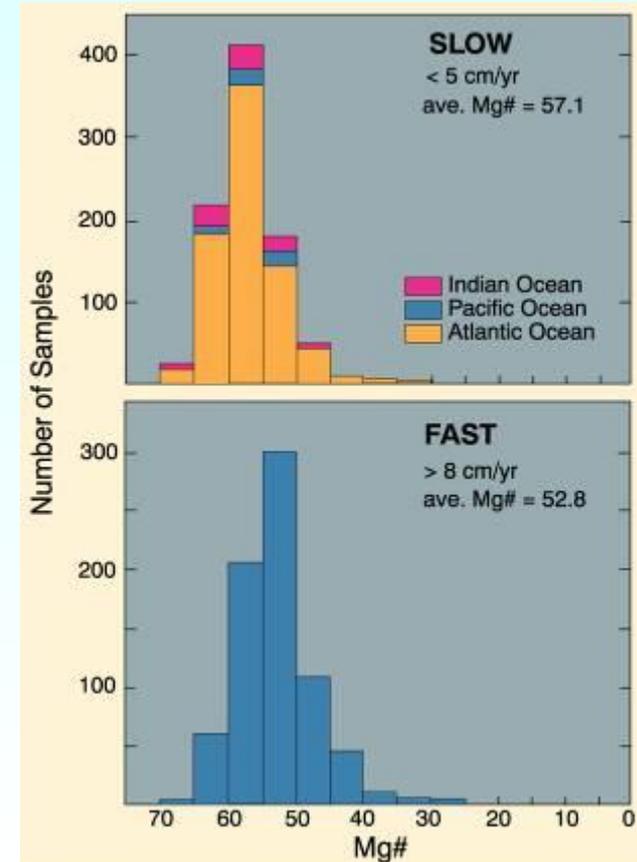


Figure 13-16 After Sinton and Detrick (1992)
J. Geophys. Res., 97, 197-216.



Ocean-ocean → Island Arc (IA)
Ocean-continent → Continental Arc or
Active Continental Margin (ACM)

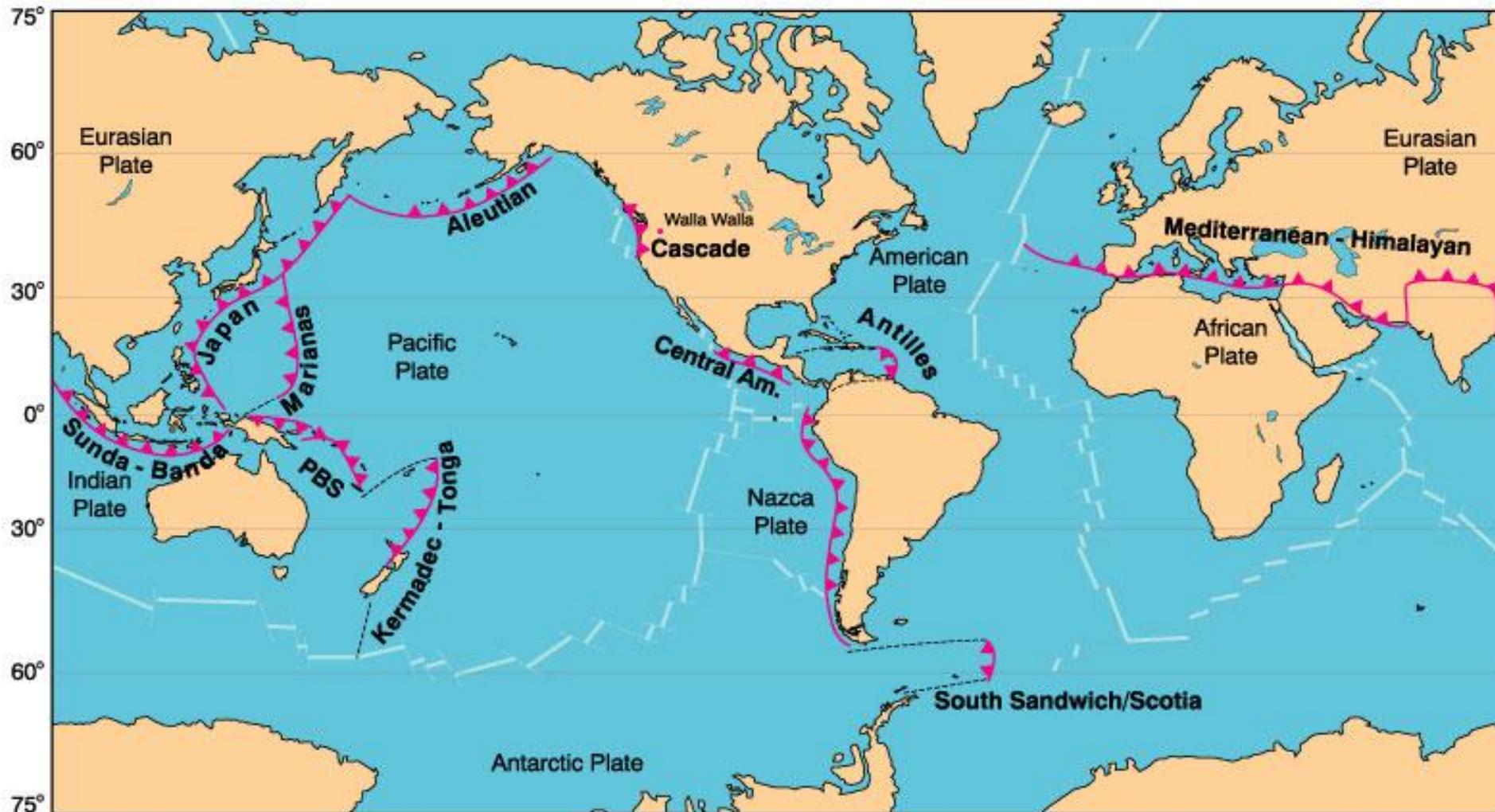
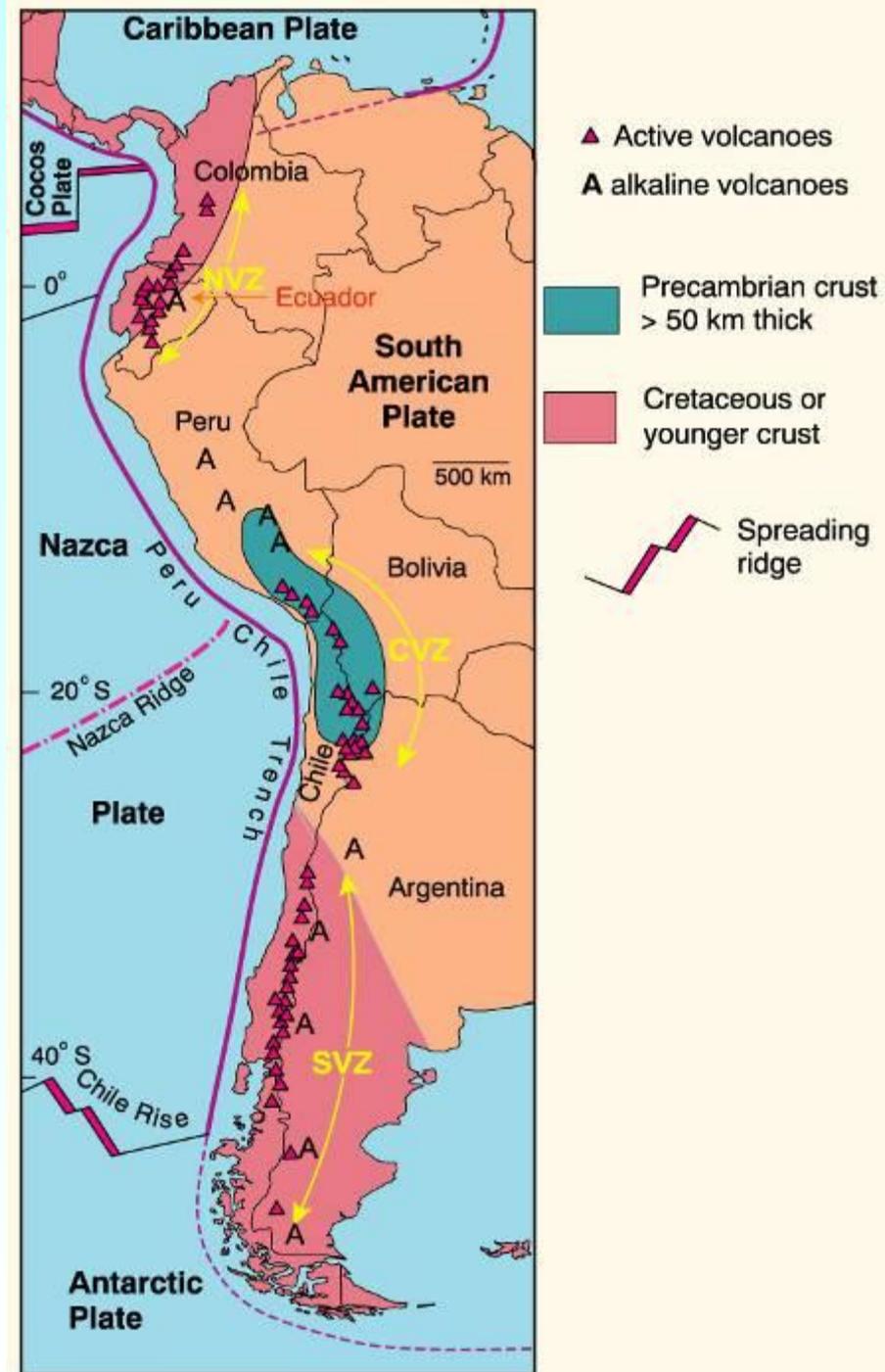


Figure 16-1. Principal subduction zones associated with orogenic volcanism and plutonism. Triangles are on the overriding plate. PBS = Papuan-Bismarck-Solomon-New Hebrides arc. After Wilson (1989) *Igneous Petrogenesis*, Allen Unwin/Kluwer.

Chapter 17: Continental Arc Magmatism

Figure 17-1. Map of western South America showing the plate tectonic framework, and the distribution of volcanics and crustal types. NVZ, CVZ, and SVZ are the northern, central, and southern volcanic zones. After Thorpe and Francis (1979) *Tectonophys.*, 57, 53-70; Thorpe *et al.* (1982) In R. S. Thorpe (ed.), (1982). *Andesites. Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley & Sons. New York, pp. 188-205; and Harmon *et al.* (1984) *J. Geol. Soc. London*, 141, 803-822. Winter (2001) *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall.



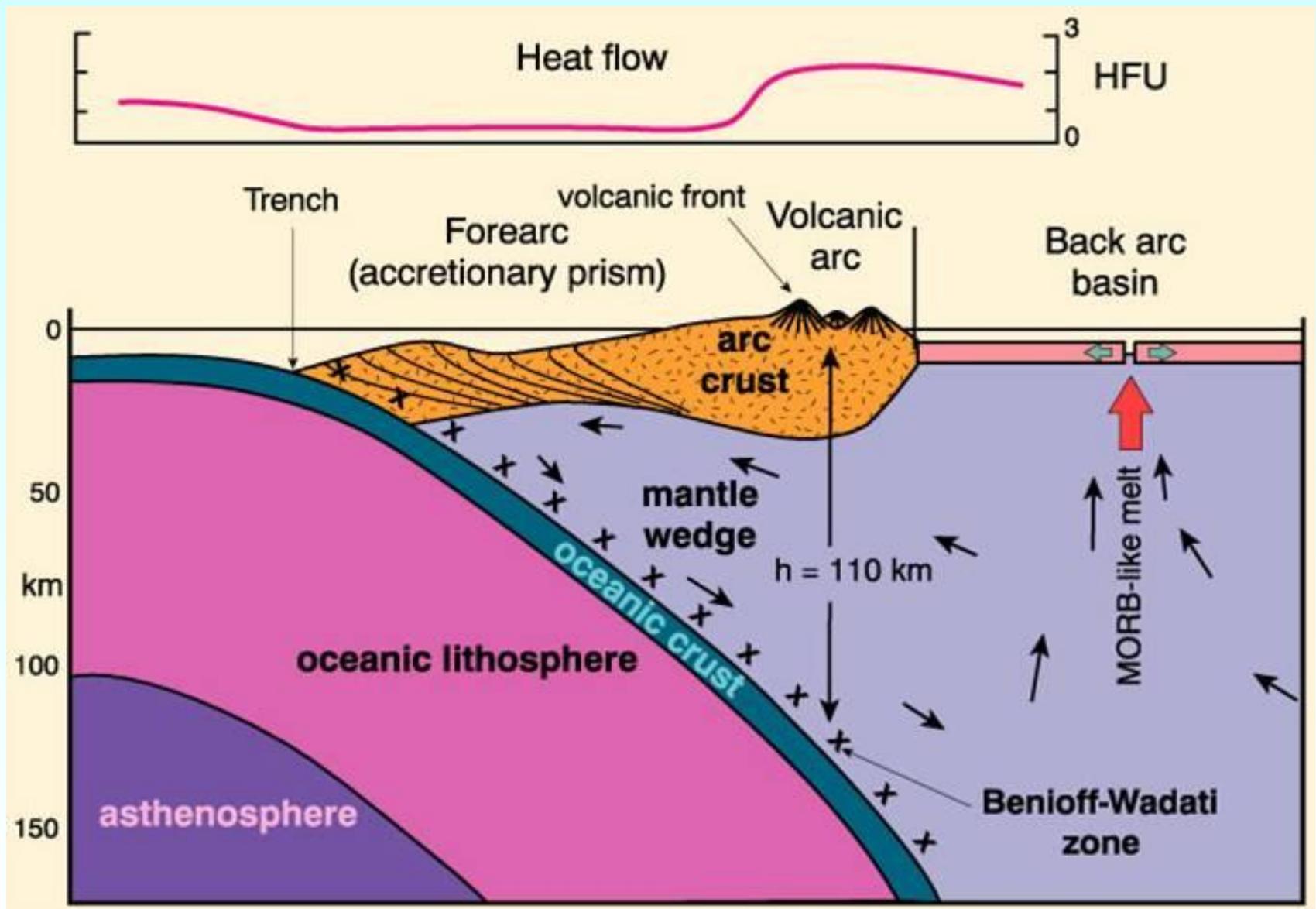


Figure 16-2. Schematic cross section through a typical island arc after Gill (1981), *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag. HFU= heat flow unit (4.2×10^{-6} joules/cm²/sec)

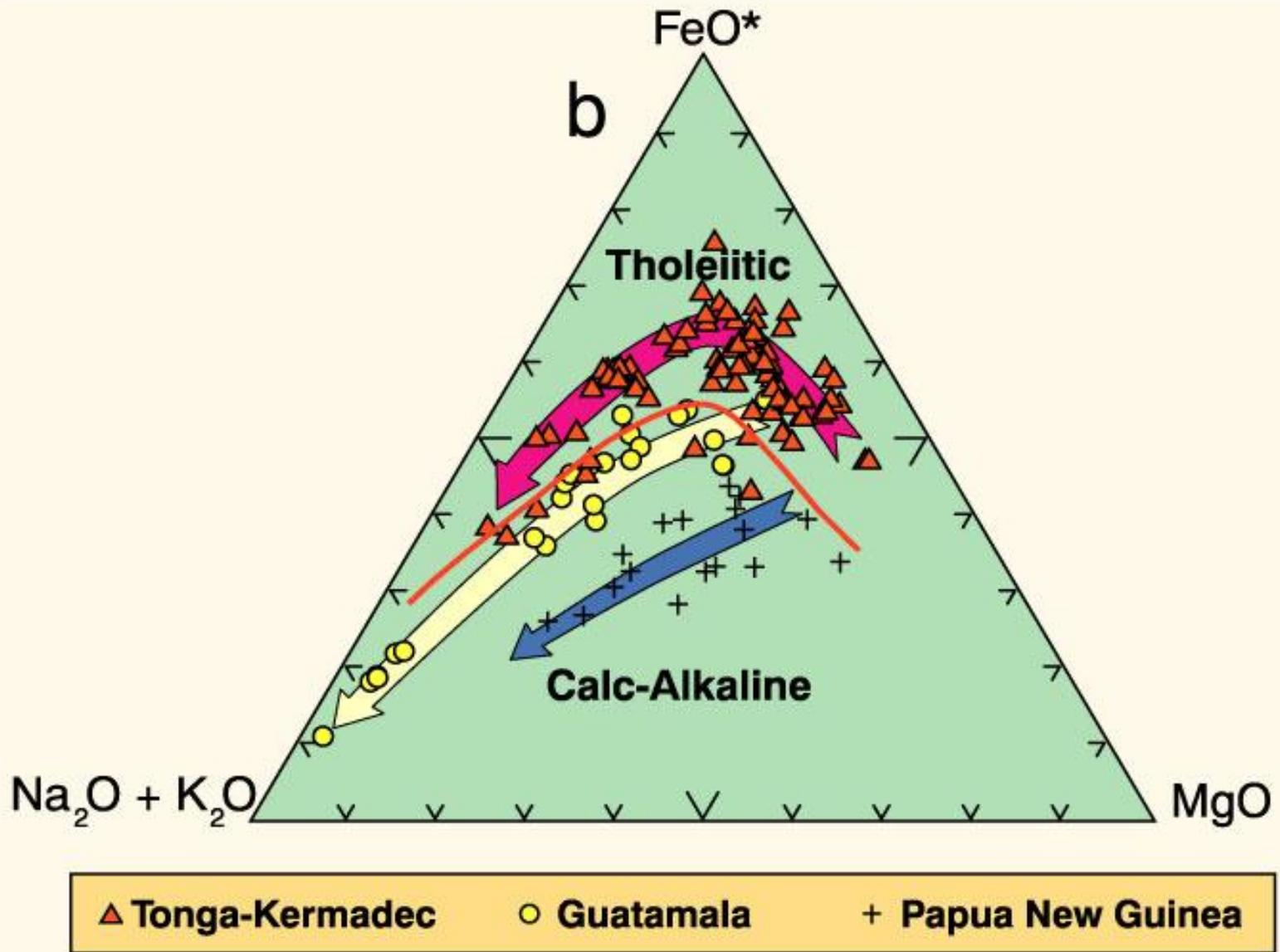


Figure 16-6. b. AFM diagram distinguishing tholeiitic and calc-alkaline series. Arrows represent differentiation trends within a series.

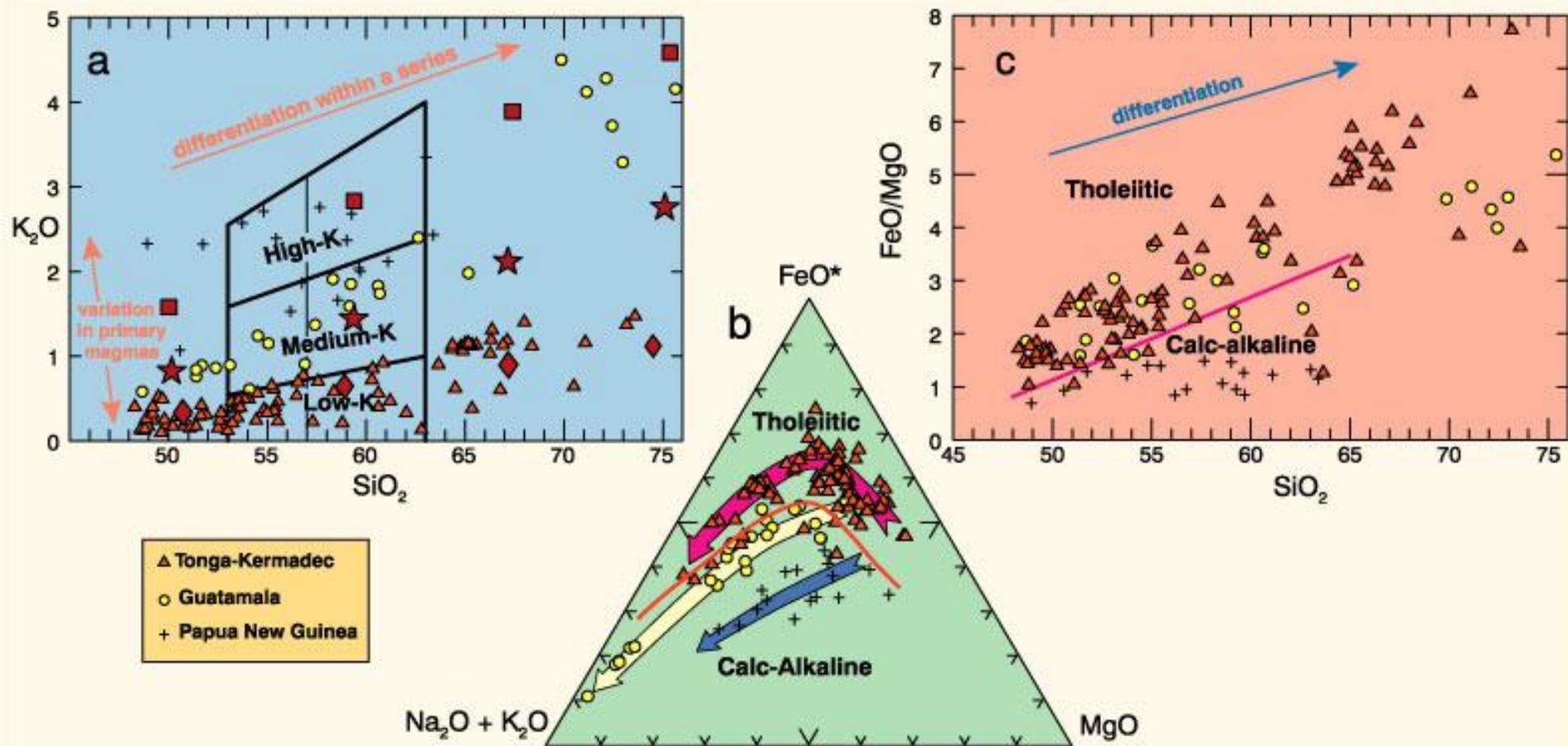


Figure 16-6. From Winter (2001) *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall.

Tholeiitic vs. Calc-alkaline differentiation

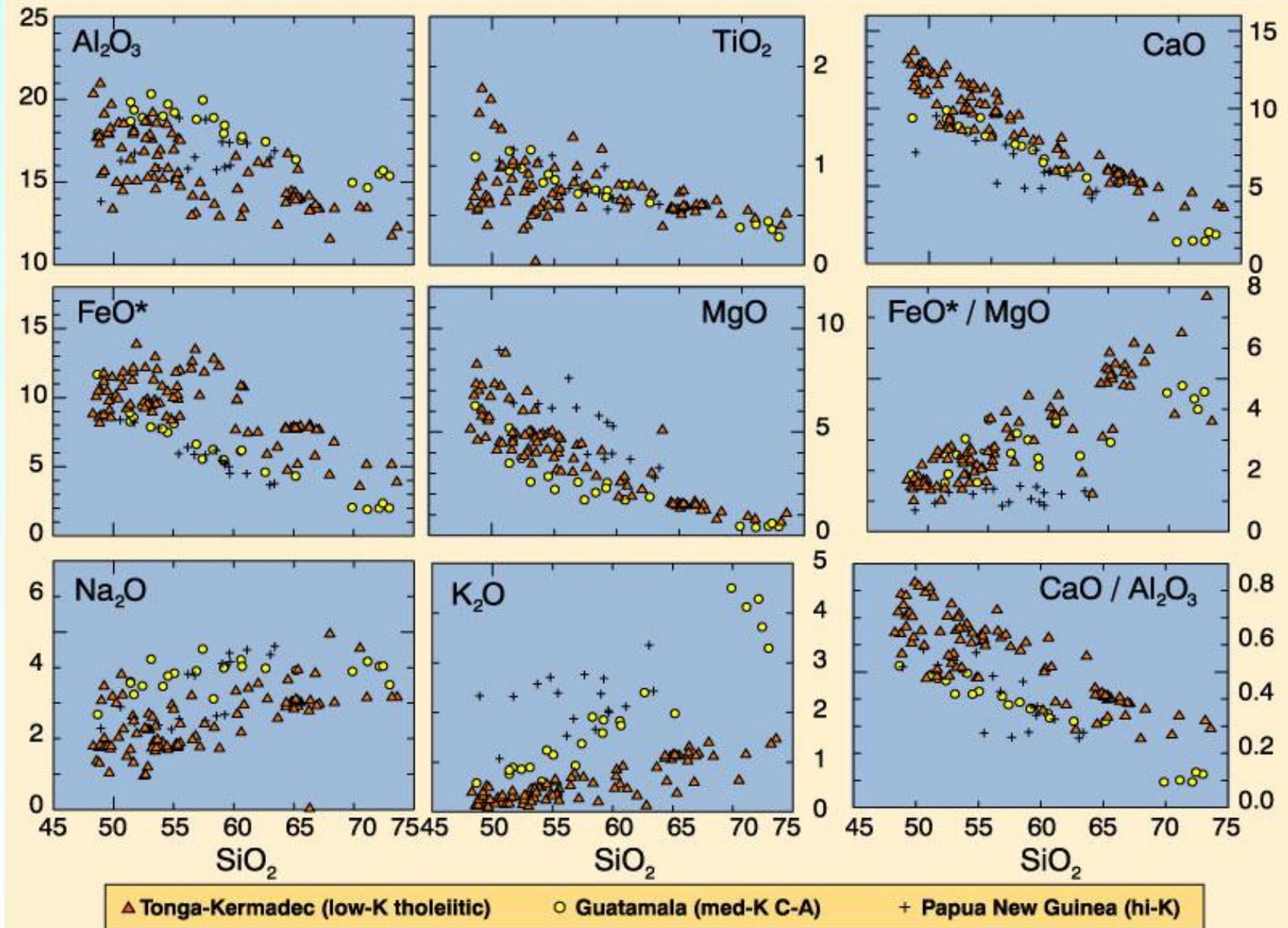


Figure 16-6. From Winter (2001) An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall.

Calc-alkaline differentiation

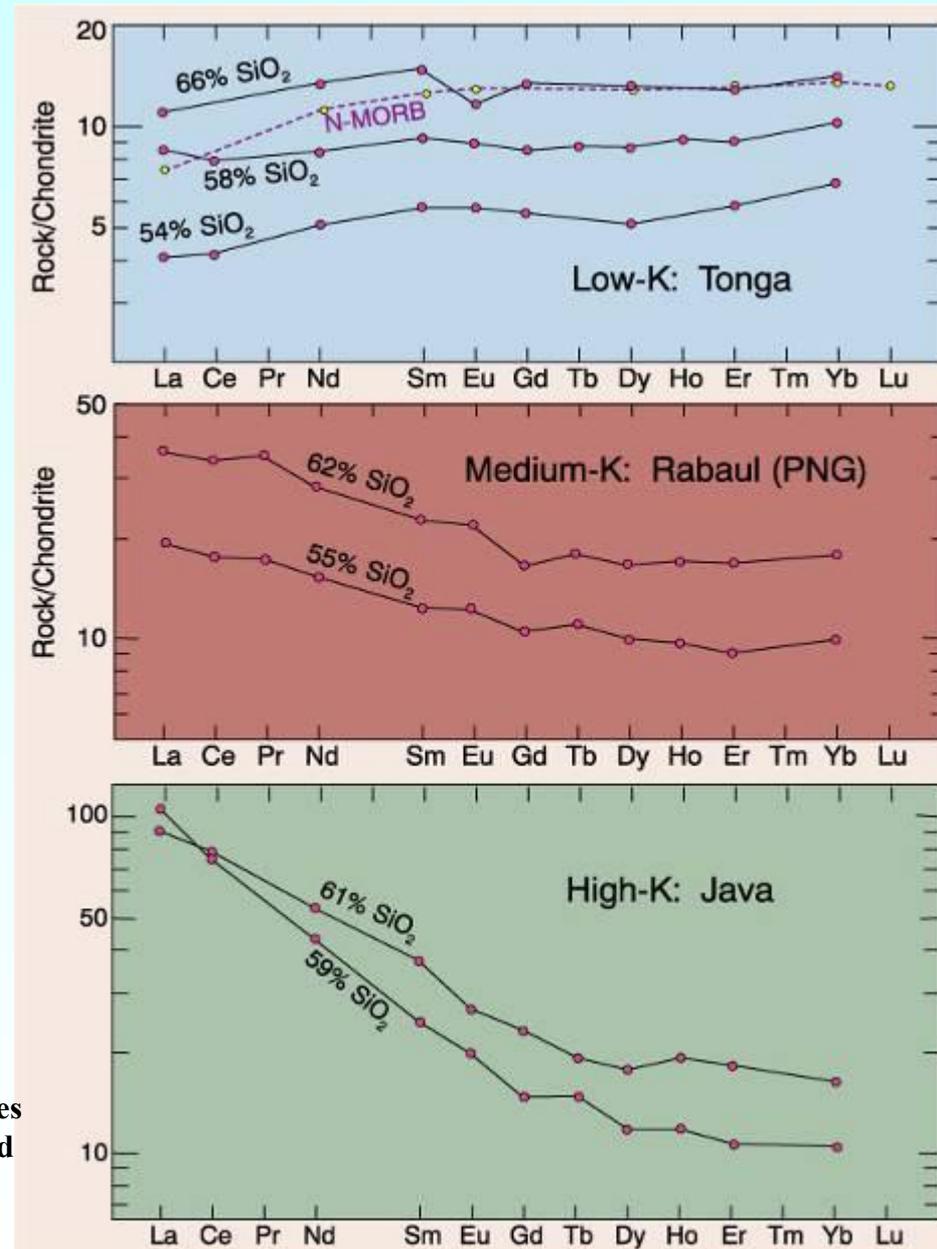
- Early crystallization of an Fe-Ti oxide phase
 - Probably related to the high water content of calc-alkaline magmas in arcs, dissolves \rightarrow high f_{O_2}
- High water pressure also depresses the plagioclase liquidus and \rightarrow more An-rich
- As hydrous magma rises, $\Delta P \rightarrow$ plagioclase liquidus moves to higher T \rightarrow crystallization of considerable An-rich-SiO₂-poor plagioclase
- The crystallization of anorthitic plagioclase and low-silica, high-Fe hornblende is an alternative mechanism for the observed calc-alkaline differentiation trend

Trace Elements

- REEs

- Slope within series is similar, but height varies with FX due to removal of Ol, Plag, and Pyx
- (+) slope of low-K → DM
 - Some even more depleted than MORB
- Others have more normal slopes
- Thus heterogeneous mantle sources
- HREE flat, so no deep garnet

Figure 16-10. REE diagrams for some representative Low-K (tholeiitic), Medium-K (calc-alkaline), and High-K basaltic andesites and andesites. An N-MORB is included for reference (from Sun and McDonough, 1989). After Gill (1981) *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag.



- MORB-normalized Spider diagrams
 - IA: decoupled HFS - LIL (LIL are hydrophilic)

What is it about subduction zone setting that causes **fluid-assisted** enrichment?

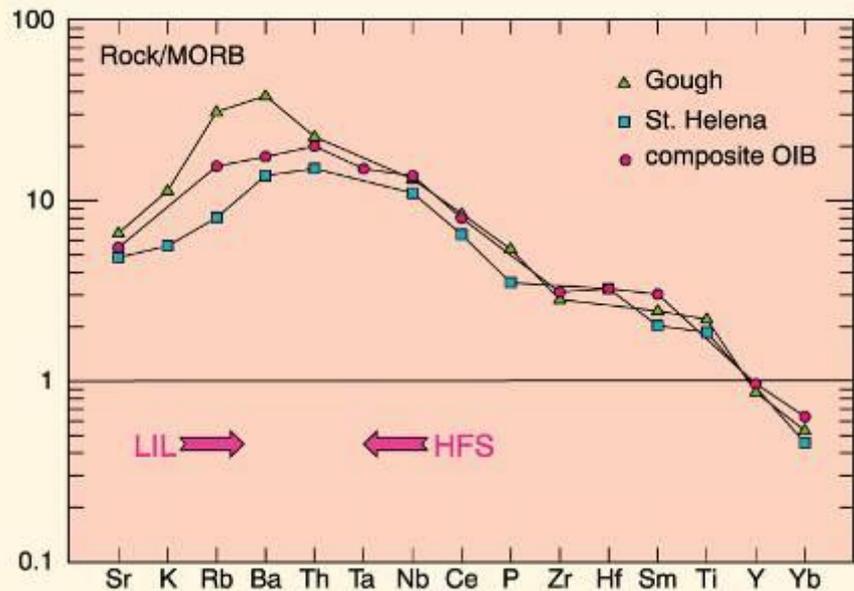


Figure 14-3. Winter (2001) *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall. Data from Sun and McDonough (1989) In A. D. Saunders and M. J. Norry (eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 42. pp. 313-345.

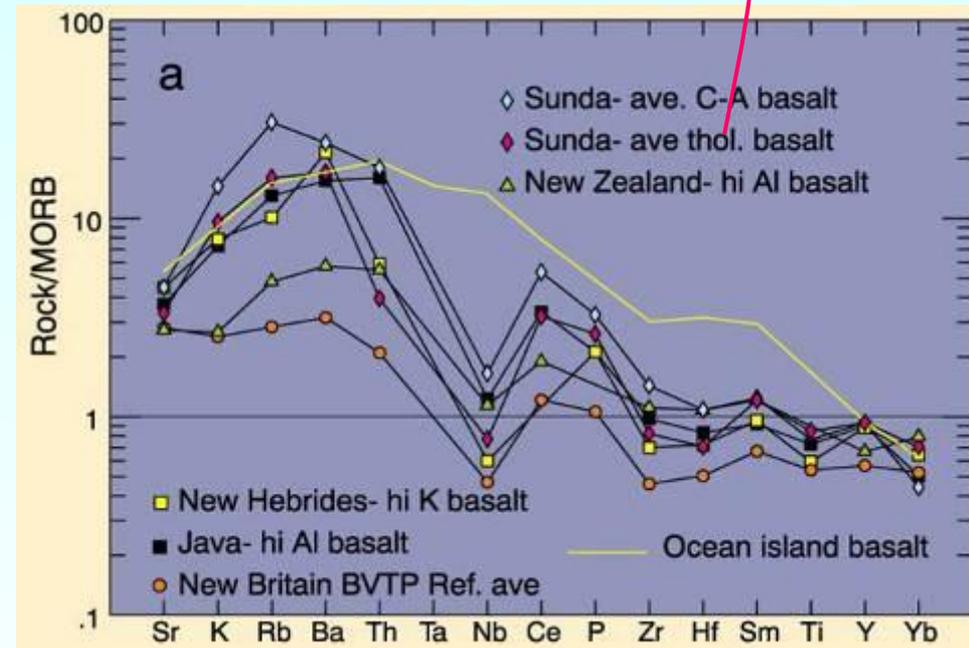


Figure 16-11a. MORB-normalized spider diagrams for selected island arc basalts. Using the normalization and ordering scheme of Pearce (1983) with LIL on the left and HFS on the right and compatibility increasing outward from Ba-Th. Data from BVTP. Composite OIB from Fig 14-3 in yellow.

Isotopes

- New Britain, Marianas, Aleutians, and South Sandwich volcanics plot within a surprisingly limited range of DM

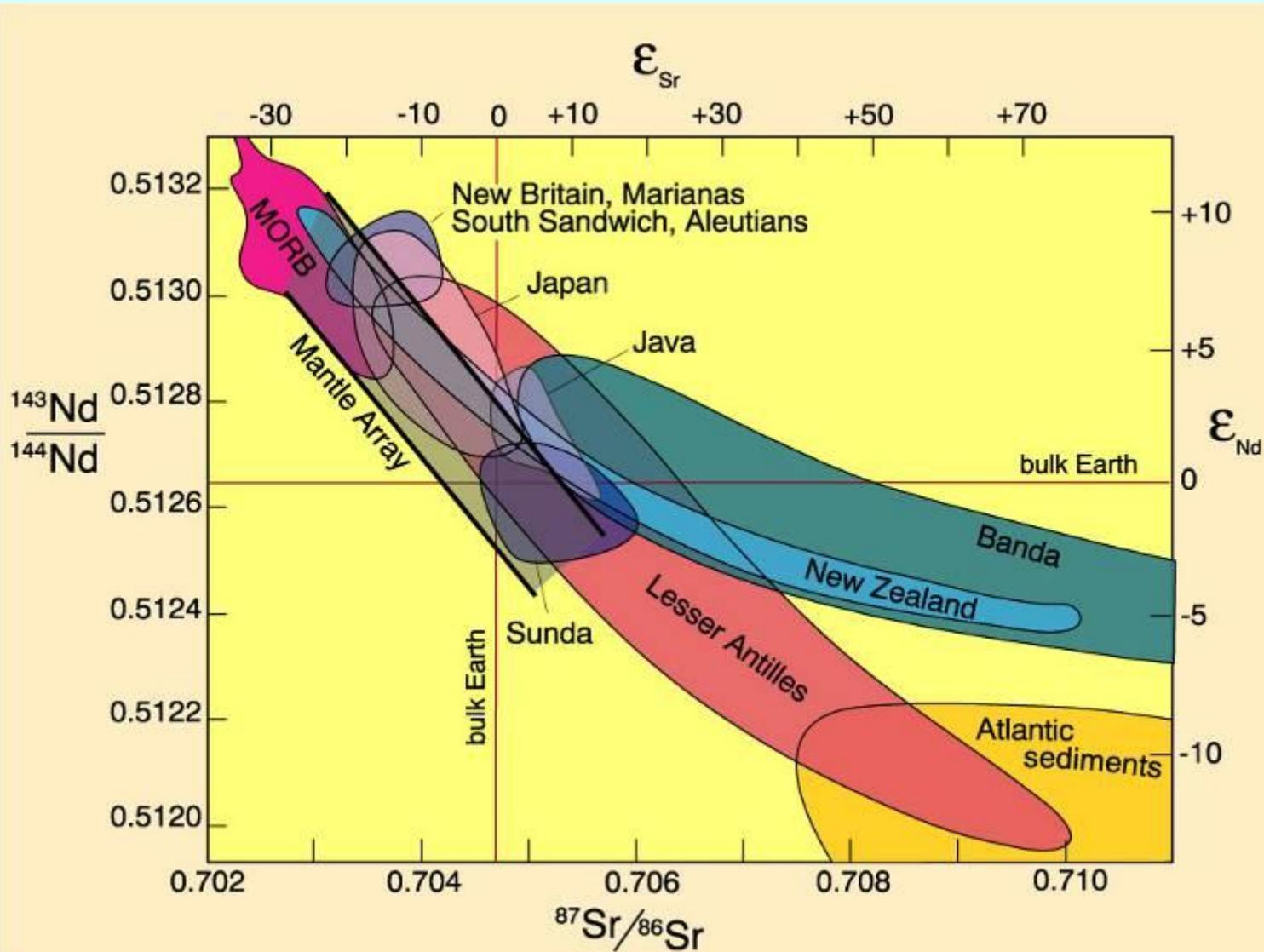


Figure 16-12. Nd-Sr isotopic variation in some island arc volcanics. MORB and mantle array from Figures 13-11 and 10-15. After Wilson (1989), Arculus and Powell (1986), Gill (1981), and McCulloch *et al.* (1994). Atlantic sediment data from White *et al.* (1985).

^{10}Be created by cosmic rays + oxygen and nitrogen in upper atmos.

- → Earth by precipitation & readily → clay-rich oceanic sed
- Half-life of only 1.5 Ma (long enough to be subducted, but quickly lost to mantle systems). After about 10 Ma ^{10}Be is no longer detectable
- $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ averages about 5000×10^{-11} in the uppermost oceanic sediments
- In mantle-derived MORB and OIB magmas, & continental crust, ^{10}Be is below detection limits ($<1 \times 10^6$ atom/g) and $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ is $<5 \times 10^{-14}$

- Phlogopite is stable in ultramafic rocks beyond the conditions at which amphibole breaks down
- P-T-t paths for the wedge reach the phlogopite-2-pyroxene dehydration reaction at about 200 km depth

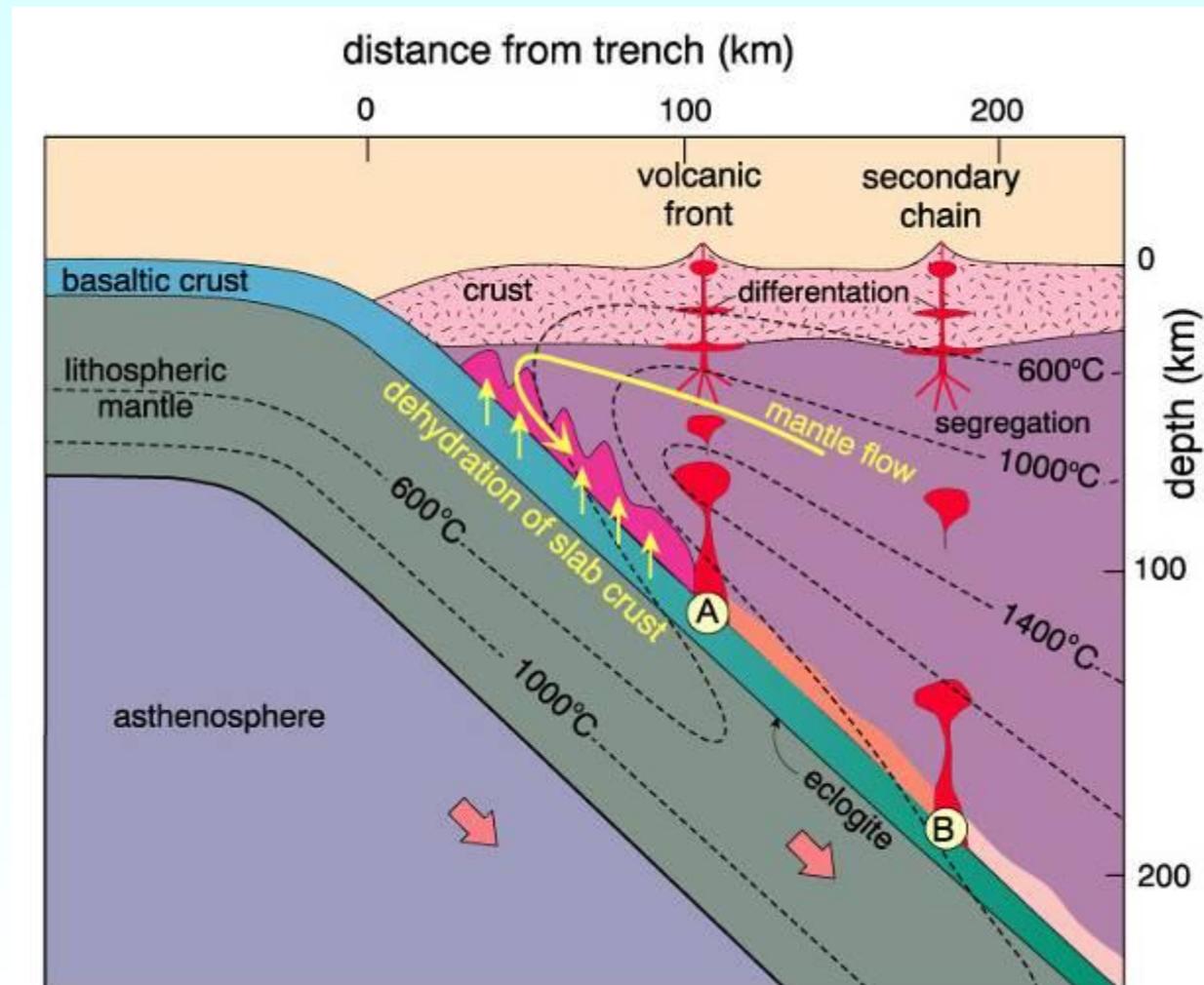


Figure 16-11b. A proposed model for subduction zone magmatism with particular reference to island arcs. Dehydration of slab crust causes hydration of the mantle (violet), which undergoes partial melting as amphibole (A) and phlogopite (B) dehydrate. From Tatsumi (1989), *J. Geophys. Res.*, 94, 4697-4707 and Tatsumi and Eggins (1995). *Subduction Zone Magmatism*. Blackwell. Oxford.

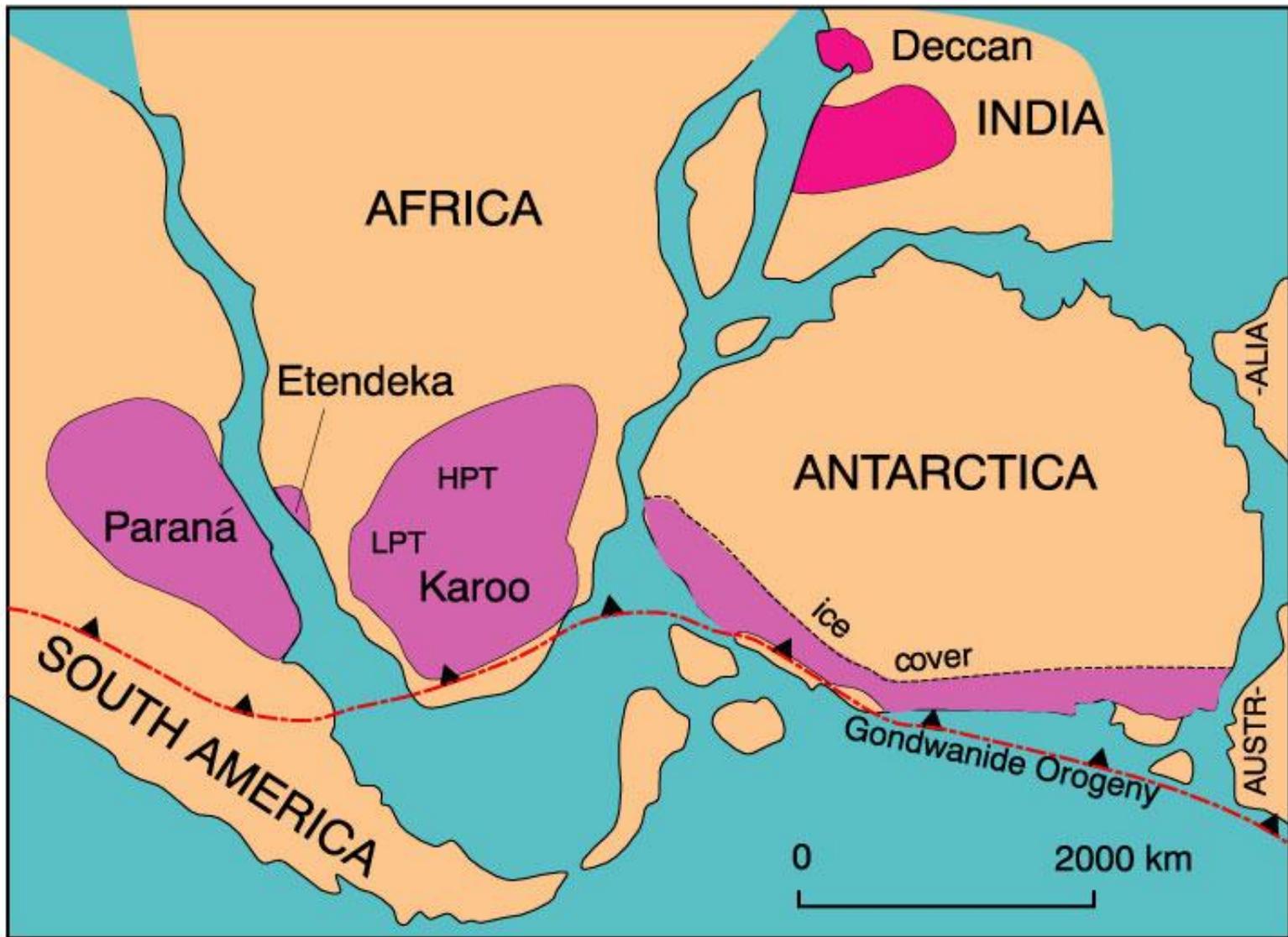


Figure 15-2. Flood basalt provinces of Gondwanaland prior to break-up and separation. After Cox (1978) *Nature*, 274, 47-49.

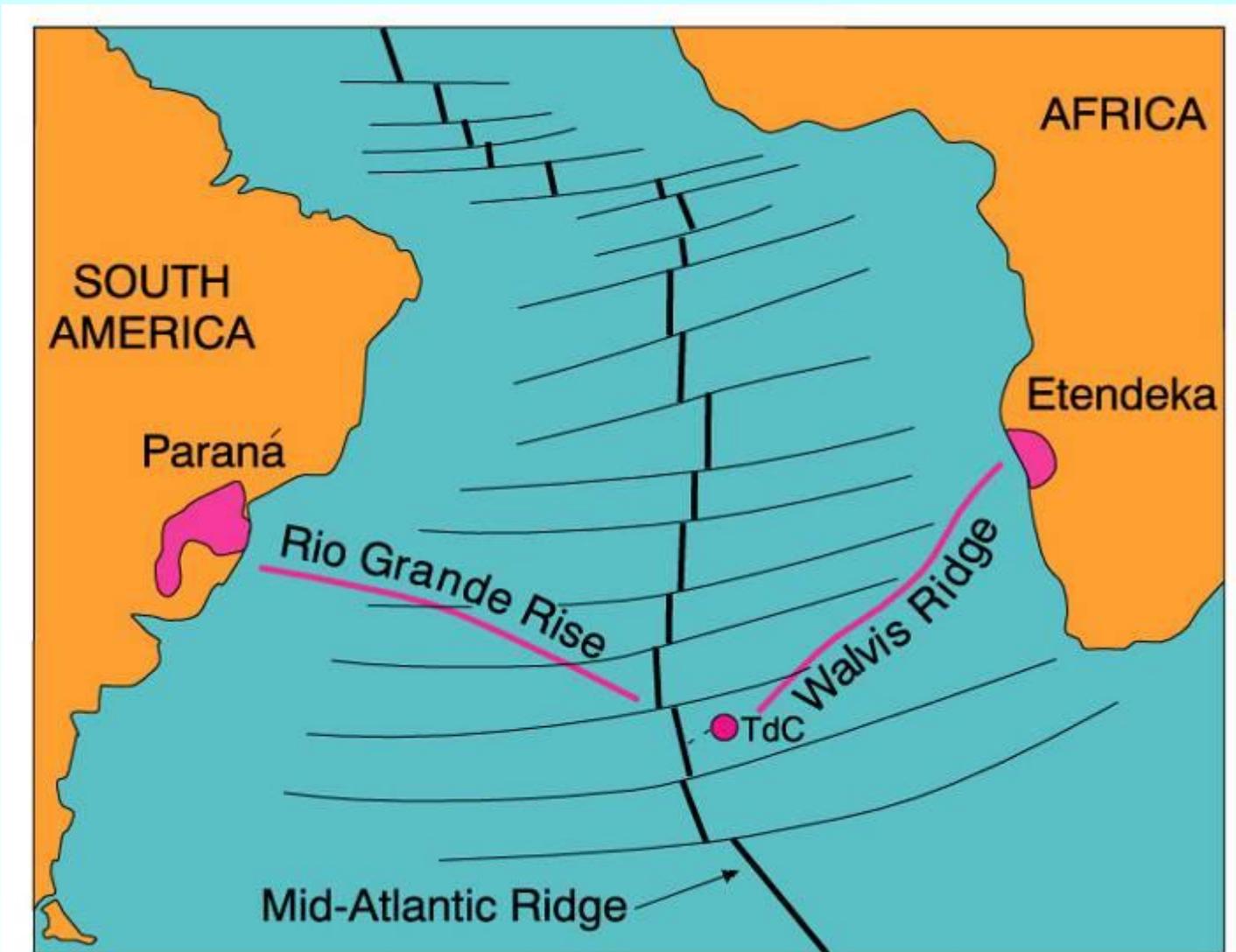
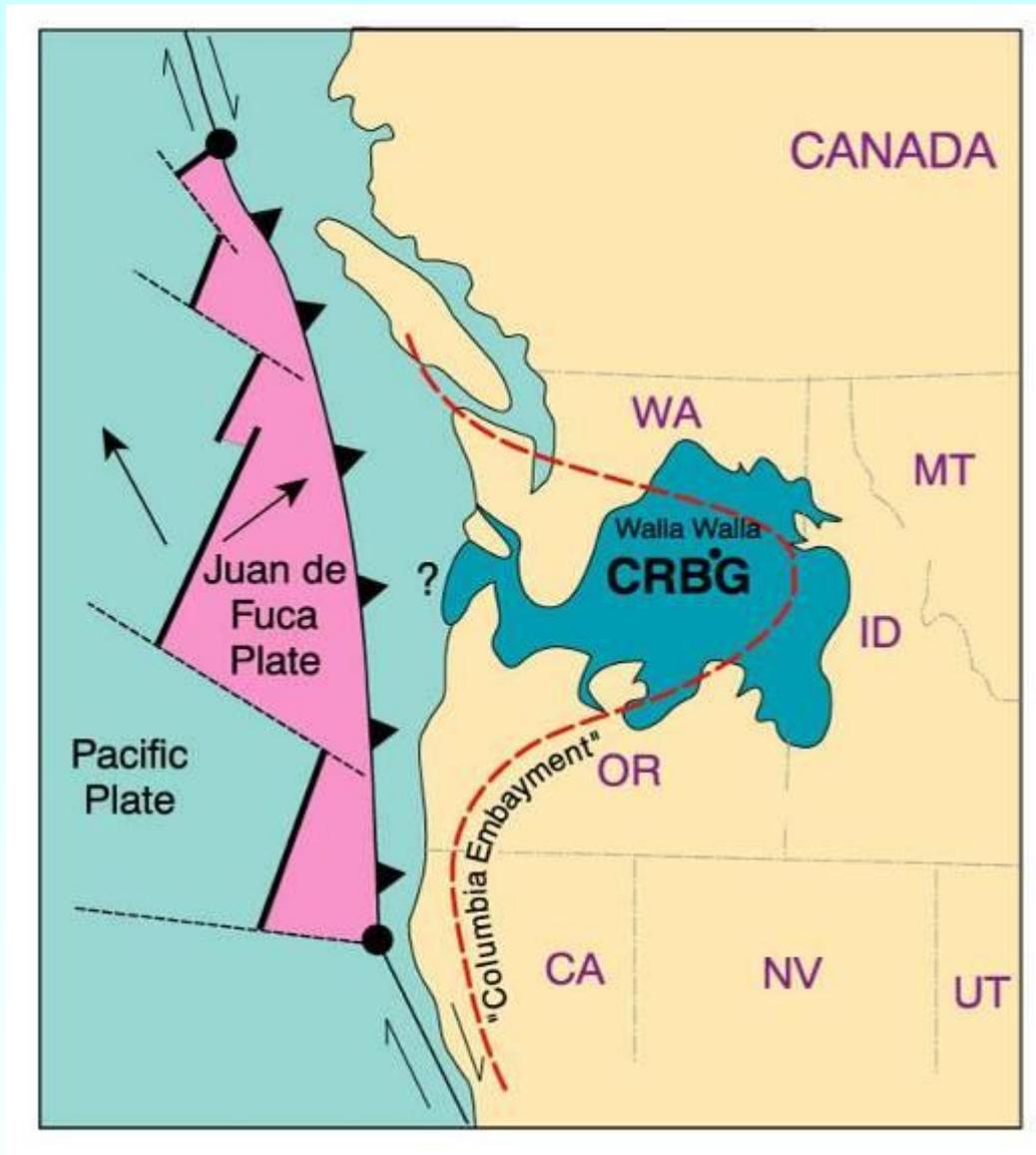


Figure 15-3. Relationship of the Etendeka and Paraná plateau provinces to the Tristan hot spot. After Wilson (1989), *Igneous Petrogenesis*. Kluwer.



Present setting of the Columbia River Basalt Group in the Northwestern United States. Winter (2001). An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall.