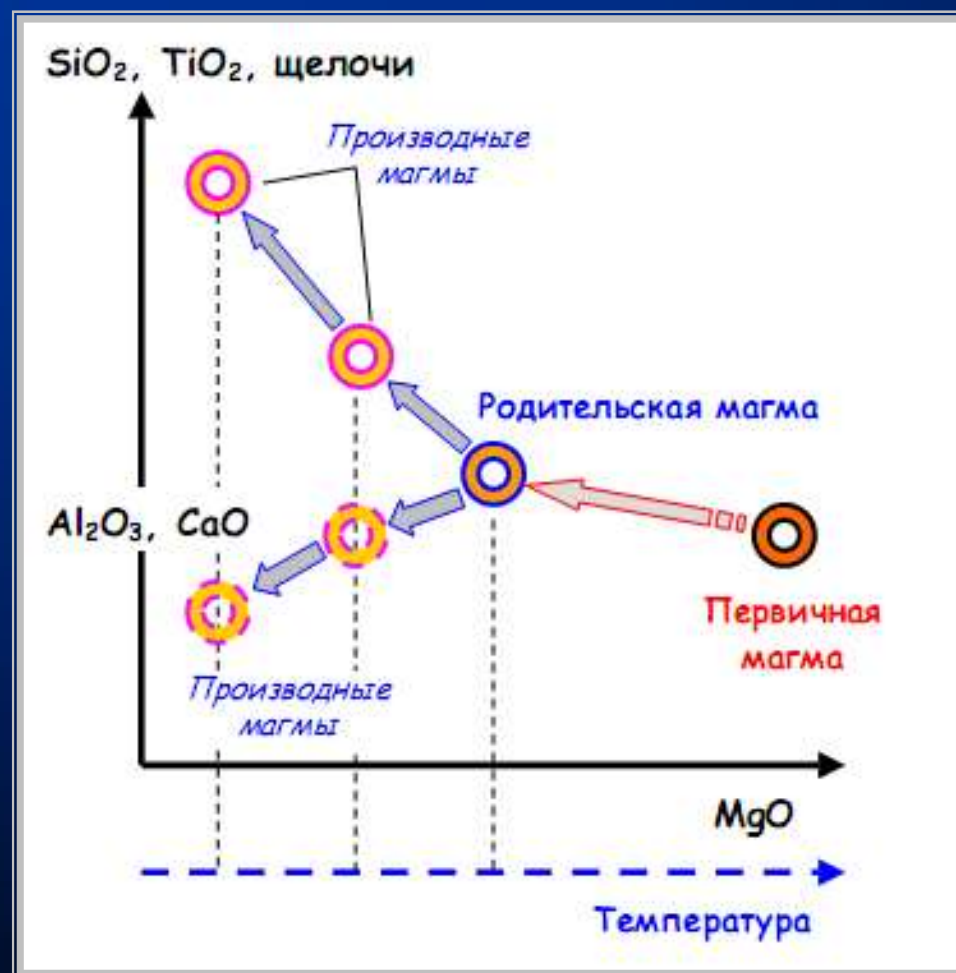


Лекция № 10:

**ПЕРВИЧНЫЕ МАГМЫ И ПРОЦЕССЫ
МАНТИЙНОГО ПЛАВЛЕНИЯ**

Генетические соотношения "первичной", "родительской" и "производных" магм



Расплавы, формирующиеся непосредственно в зоне плавления мантийного вещества, называются **первичной (primary) магмой**.

По современным представлениям, **первичные магмы - это продукт смешения разнообразных порций расплава**, отделяющихся от мантийного субстрата в некотором диапазоне температур и степени плавления исходного вещества.

Магнезиальность первичных (примитивных) магм

$$mg\# = MgO / (MgO + FeO_{tot})$$

или с учетом разной степени окисления железа

$$mg\# = MgO / (MgO + Fe^{2+}O) = MgO / (MgO + f \cdot FeO_{tot}),$$

$$\text{где } f = Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Fe^{3+}) < 1$$

Для большинства мантийных расплавов (первичных магм)

$$mg\# = 0.68 - 0.80$$

Магнезиальность первичного (мантийного) оливина и значение коэффициента сокристаллизации K_D

Для большинства мантийных оливинов (отвечающих первичным магмам)

$$mg\# = 0.88 - 0.92$$

$$K_D = (FeO/MgO)_{ol} / (FeO/MgO)_L$$



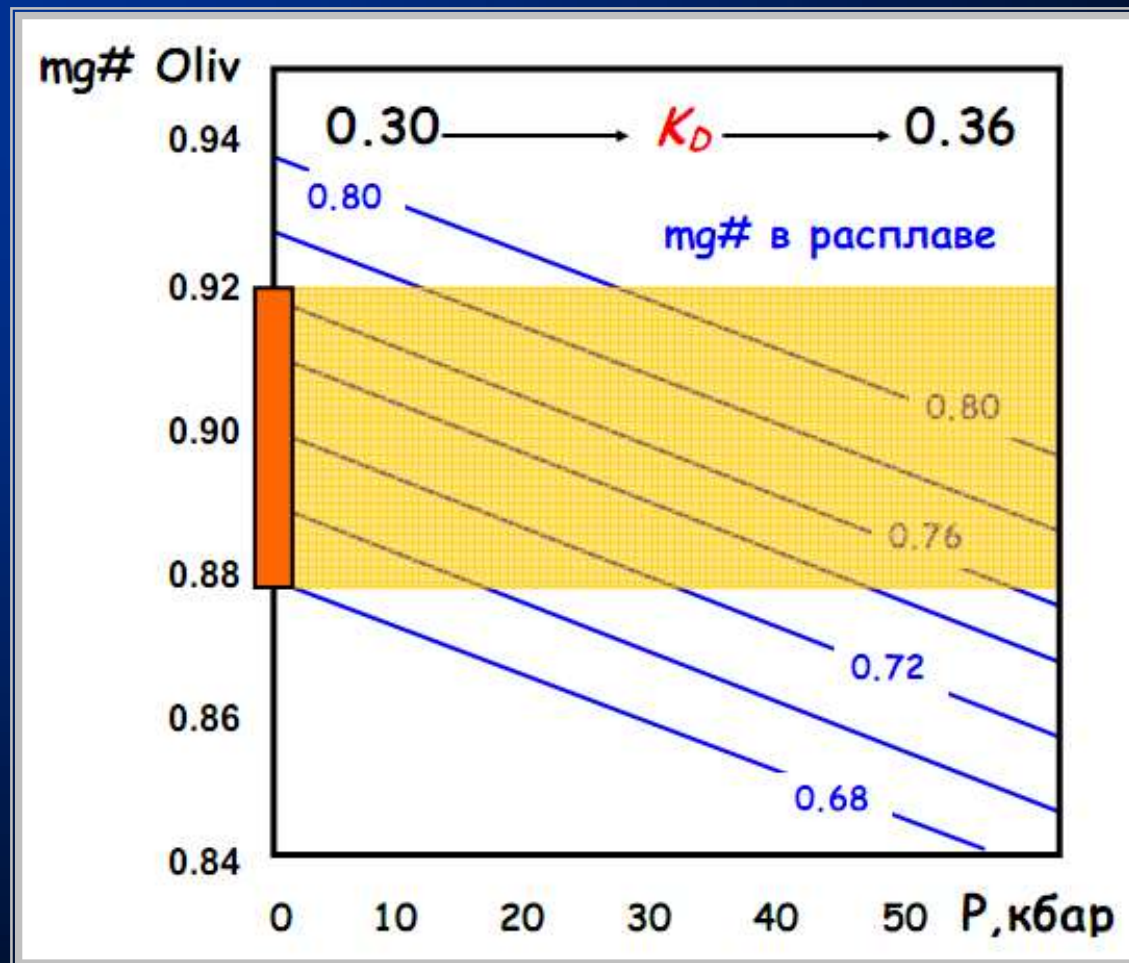
$$(FeO/MgO)_L = (FeO/MgO)_{ol} / K_D$$



$$mg\# = 1 / [1 + (FeO/MgO)_L]$$

Как правило
 $K_D = 0.30 - 0.33$

Зависимость K_D и магнезиальности первичных расплавов от давления



При увеличении давления K_D растет. Это приводит к тому, что Ol одного и того же состава становится равновесен с расплавами все более высокой магнезиальности.

ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ СПЕЦИФИКУ ПЛАВЛЕНИЯ МАНТИЙНОГО ВЕЩЕСТВА

1. **Состав мантийного источника.**
2. **Режим плавления** (*изобарический или адиабатический*).
3. **Механизм плавления** (*равновесное или фракционное*).
4. **Глубина выплавления первичных магм.**

В широком смысле — *оценка термодинамических параметров, включая давление, температуру, содержания летучих и окислительно-восстановительные условия.*

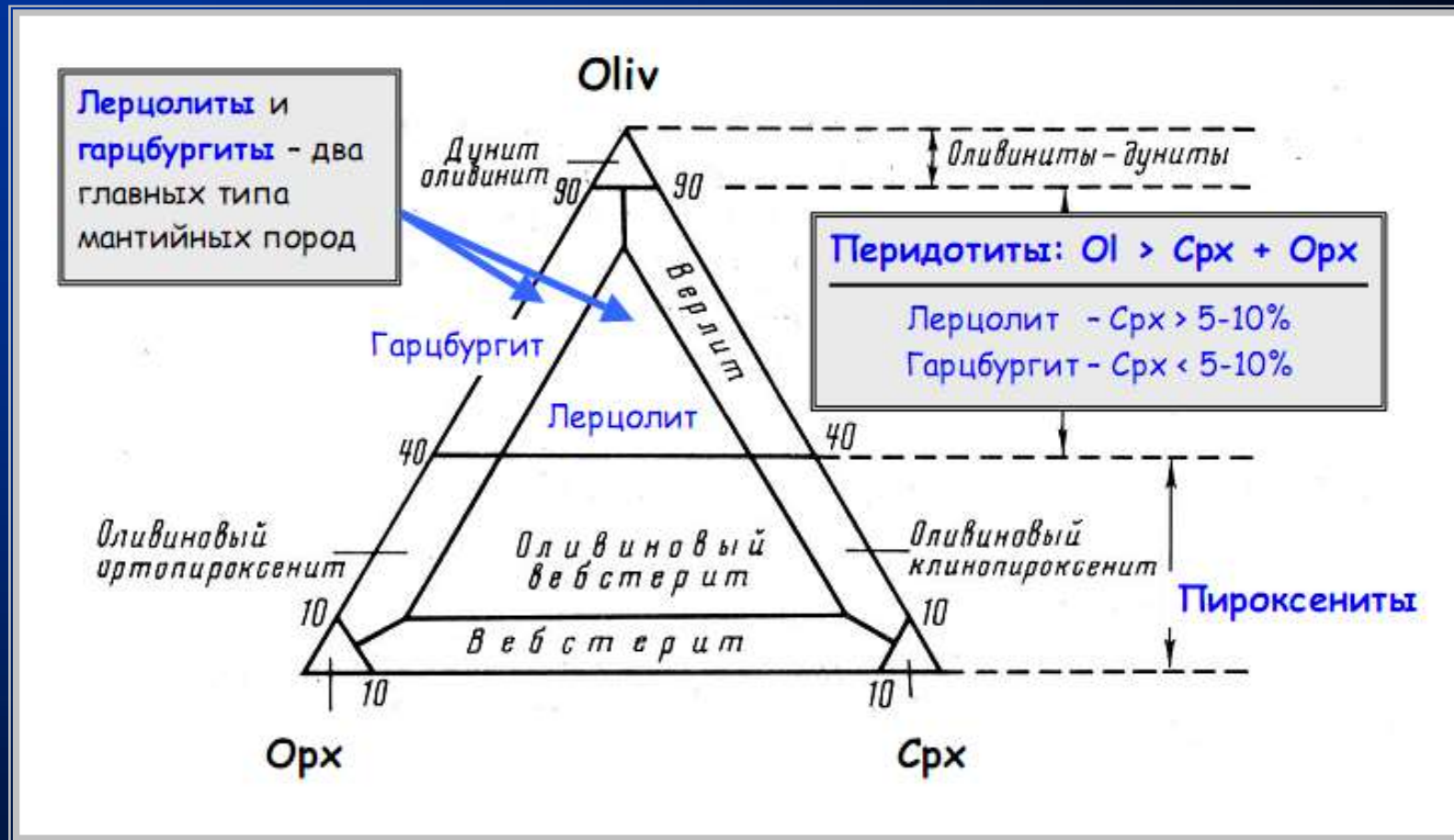
1. Возможный состав источника мантийных магм

- (1) это сам *базальт* или его интрузивный аналог – *габбро* (*на малых глубинах*),
- (2) глубинный аналог базальта – *эклогит*
(= *гранат-пироксеновая порода*),
- (3) некоторые *амфиболиты*,
- (4) *перидотиты* – ультраосновные породы, сложенные оливином, ортопироксеном и клинопироксеном.

1.1 Аргументы в пользу перидотитов как мантийного источника базальтовых магм

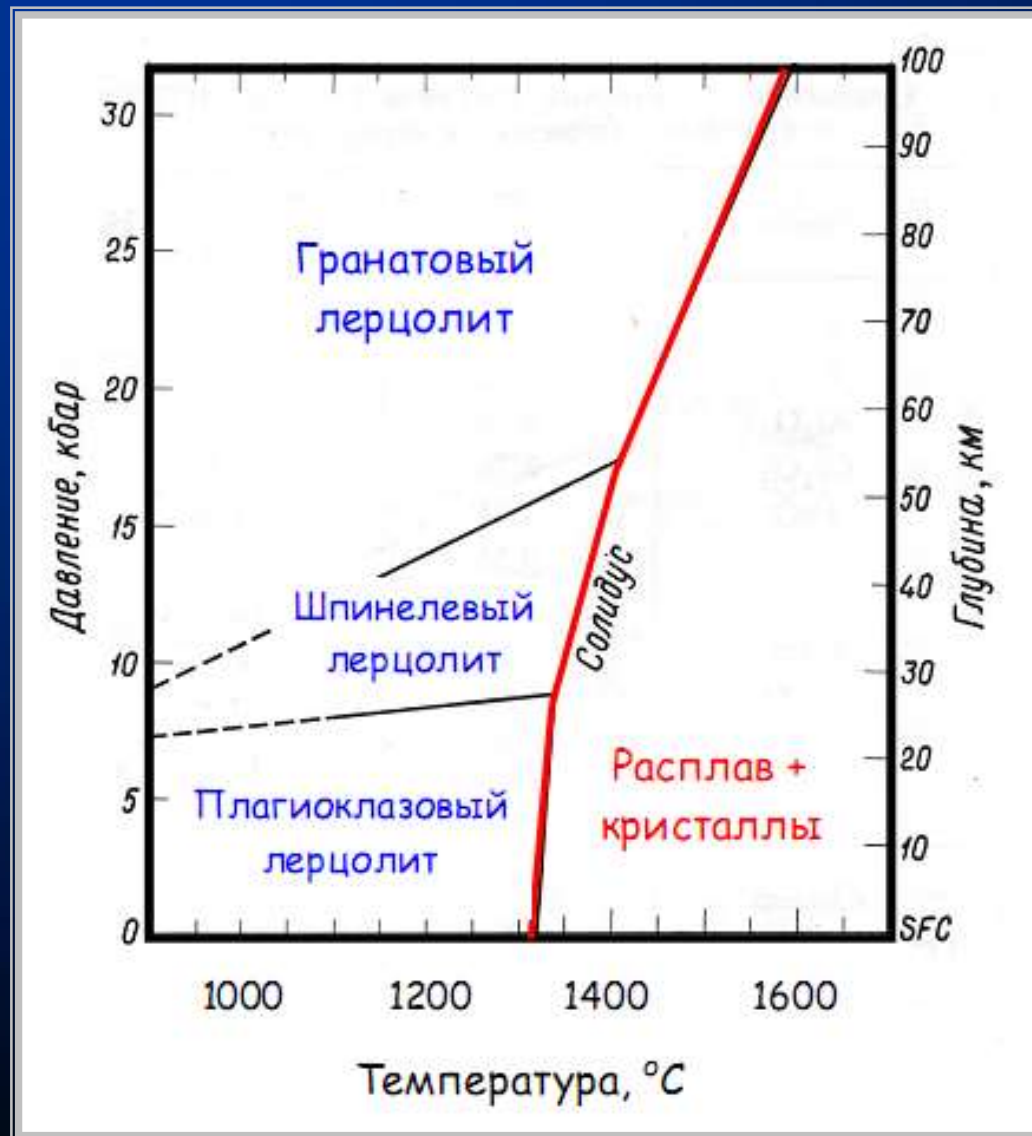
- **плотность этих пород** хорошо согласуется с сейсмическими данными по строению верхней мантии,
- **в избытке содержат высокомагнезиальный O_1** , который является важнейшим компонентом первичных магм,
- во многих вулканических центрах среди лав щелочных базальтов и кимберлитов обнаруживаются **ксенолиты или включения мантийных гипербазитов**,
- **исследования офиолитовых комплексов**, которые представляют гипербазитовые фрагменты океанической коры и верхней мантии

1.2 Схема классификации ультраосновных пород



Минеральный состав мантийных ксенолитов (или **"нодулей"**) включает полный ряд - от дунитов до перидотитов и пироксенитов. Но в этом ряду резко преобладают перидотиты, представленные **гарцбургитами** и **лерцолитами**.

1.3 Модальные разновидности и фазовые соотношения лерцолитов в зависимости от P-T условий



Плагноклаз стабилен при давлениях **менее 8-10 кбар**.

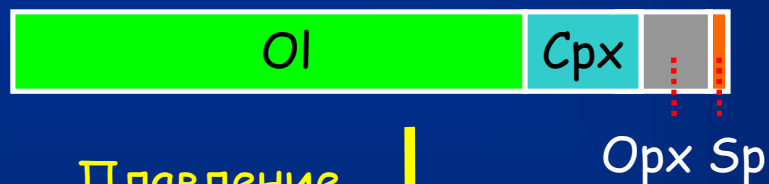
В области более высоких параметров сменяется на шпинель. Диапазон устойчивости **шпинелида** простирается примерно от **10 до 15 кбар**, что отвечает глубинам **30-50 км**.

При **более высоких давлениях** устойчив **гранат**.

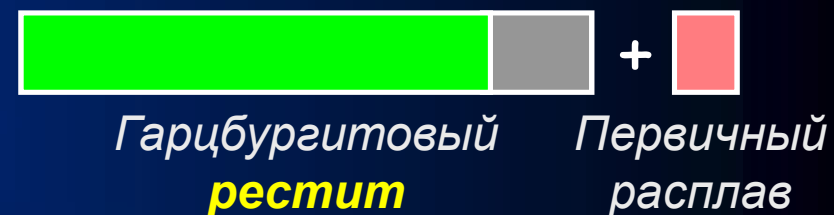
1.4 Понятия "рестита" и "фертильности" мантийных перидотитов

ИСХОДНЫЕ ЛЕРЦОЛИТЫ

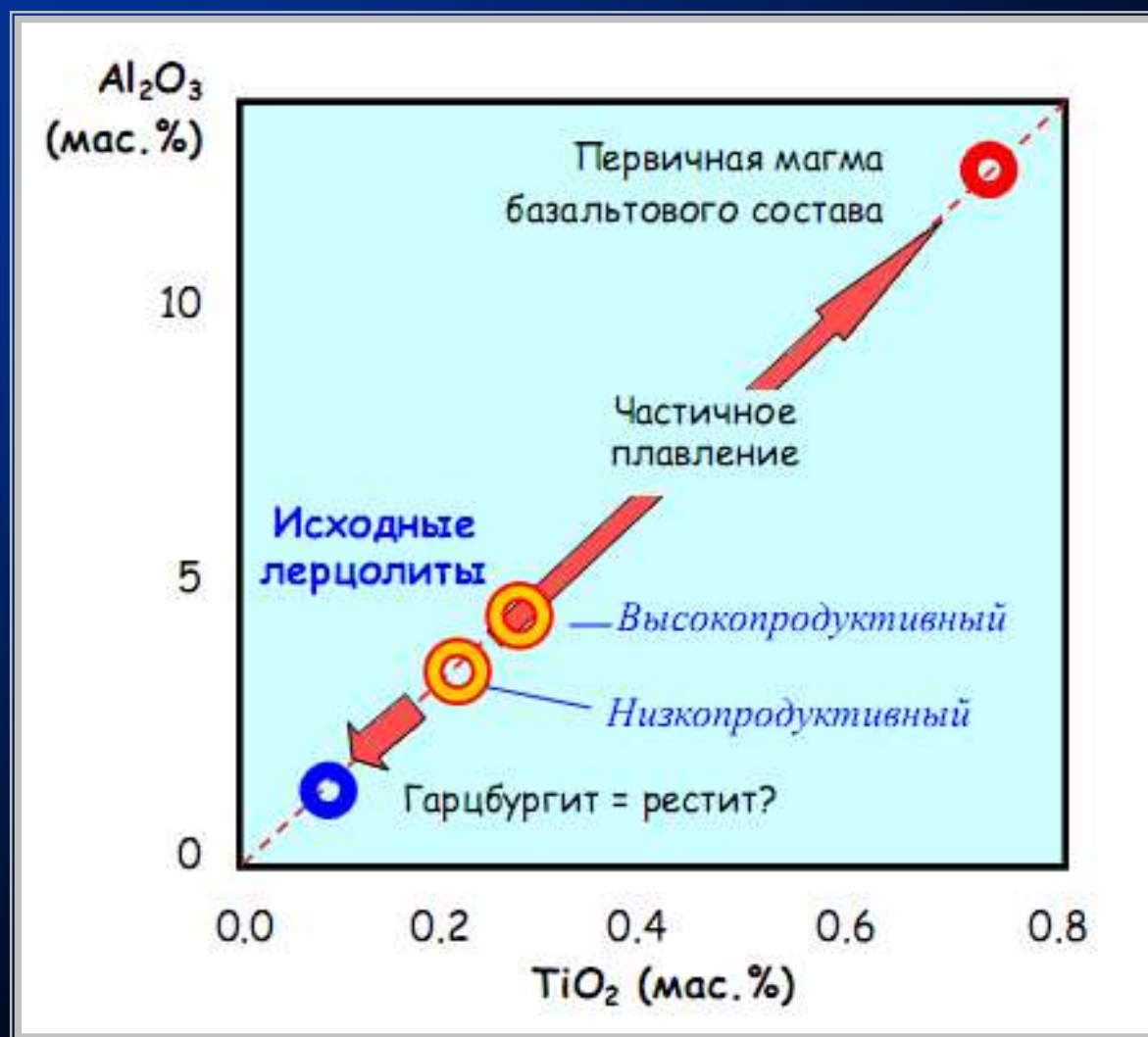
Необедненный (*fertile*)



Обедненный (*unfertile*)



1.5 Соотношения несовместимых элементов для высоко- и низкопродуктивных лерцолитов



1.6 Составы мантийных минералов

Состав минерала	Гарцбургит	Шпинеливые лерцолиты		
		Низкопродуктивные		Высокопродуктивные
Fo (Ol)	94-95	90	→	88-89
Mg# (Cpx)	~0.93	~0.91	→	~0.88
Mg# (Opx)	~0.92	~0.90	→	~0.89
Cr# (Sp)	~0.63	→		~0.30

* Cr# = Cr/(Cr+Al)

1.7 Составы мантийных минералов в зависимости от степени плавления источника

По мере увеличения степени плавления:

- (1) расплав обогащается MgO , а минералы рестита приобретают высокую магнезиальность. По этой причине:

$$Fo(Ol)_{\text{рестита}} > Fo(Ol)_{\text{источника}}$$

$$Mg\#(Crx)_{\text{рестита}} > Mg\#(Crx)_{\text{источника}}$$

$$Mg\#(Opx)_{\text{рестита}} > Mg\#(Opx)_{\text{источника}}$$

- (2) расплав обедняется Al_2O_3 , а минералы рестита становятся богаче хромом. По этой причине всегда:

$$Cr\#(Sp)_{\text{рестита}} > Cr\#(Sp)_{\text{источника}}$$

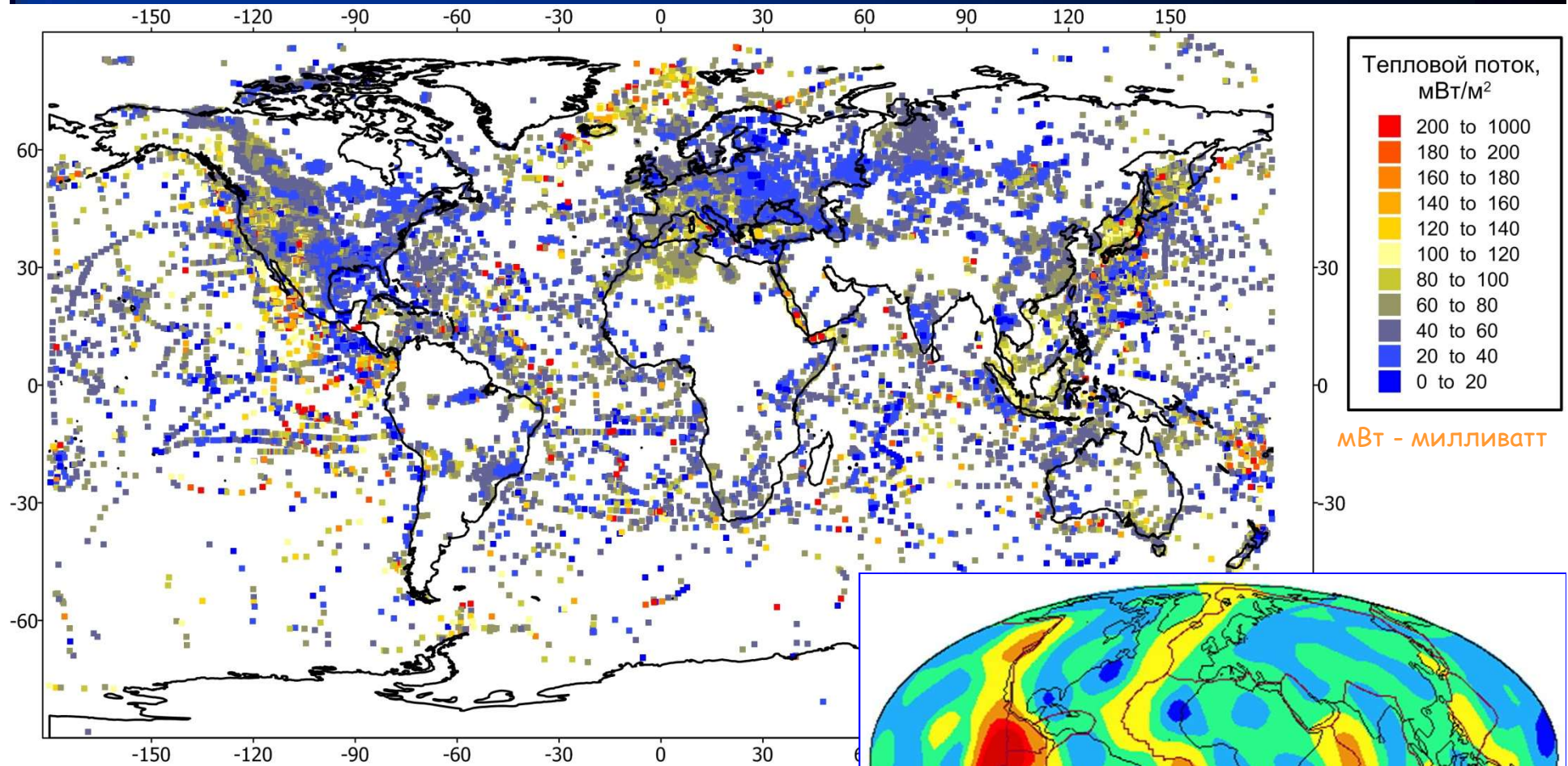
$$Cr\# = Cr / (Cr + Al)$$

Гранаты в гранатовых лерцолитах обогащены Mg-пиропом и обеднены Ca-гроссуляром.

2. Режимы выплавления первичных мантийных магм: *изобарический и декомпрессионный*

2.1. Основы геотермии

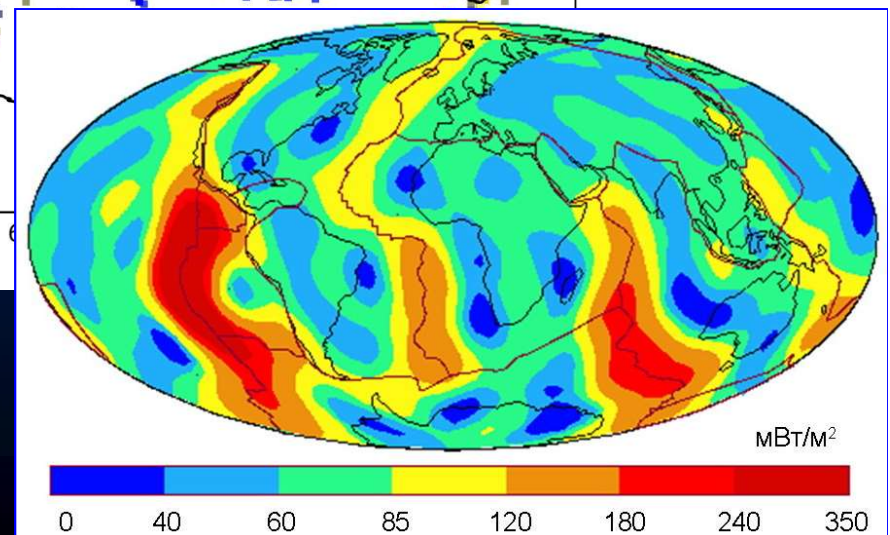
2.1.1 Измерения теплового потока на поверхности Земли



**Разложение экспериментальных
данных по тепловому потоку по
12 сферическим гармоникам**

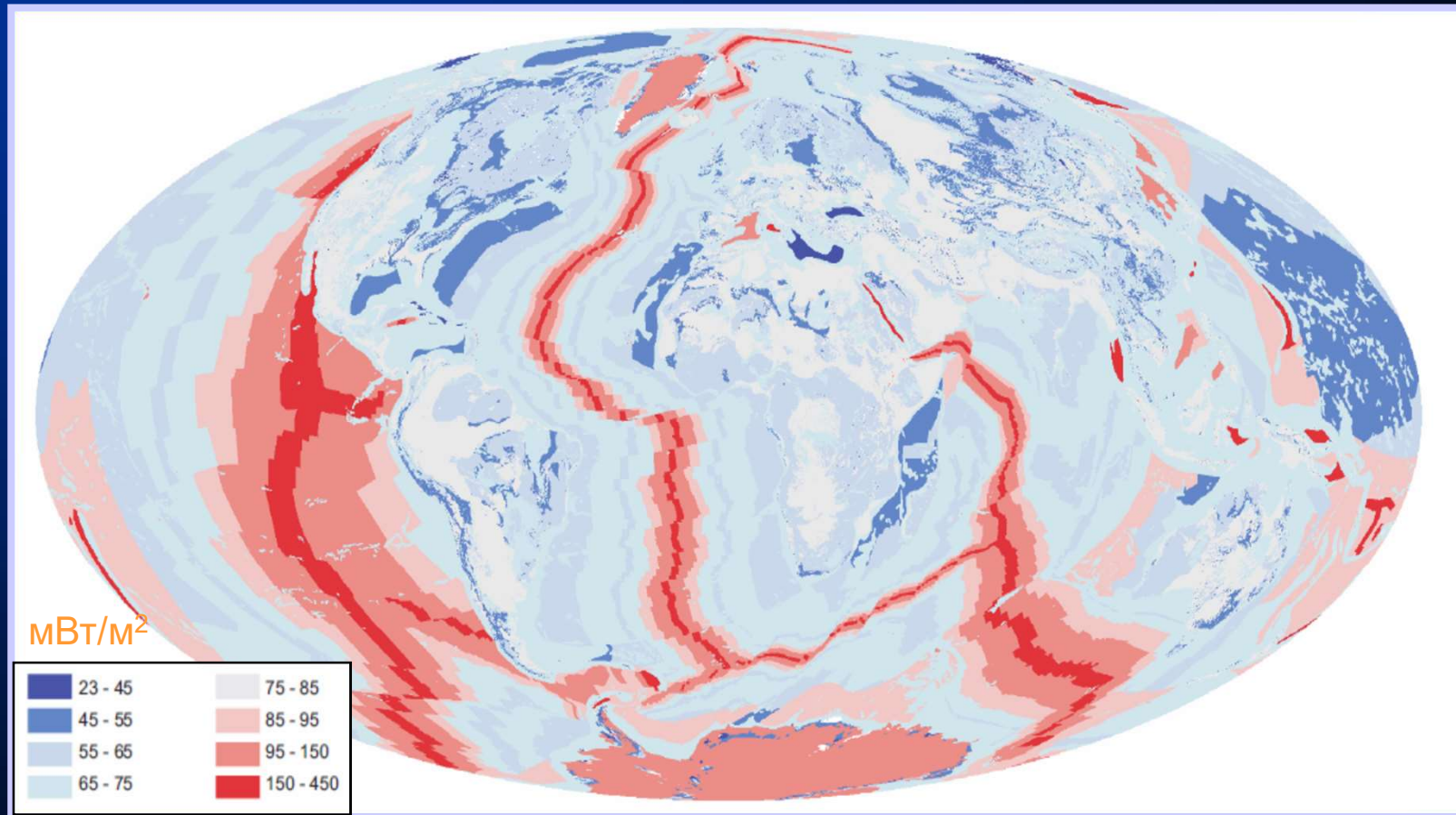
Лекции В.С.Захарова

по [Pollack et al., 1993]



2.1. Основы геотермии

2.1.2 Карта теплового потока с учетом геотектоники



2.1. Основы геотермии

2.1.3 Расчет континентальных геотерм по тепловым потокам

$$T = T_s + \frac{q_m z}{\lambda} + \frac{(q_s - q_m) h_r}{\lambda} \left(1 - e^{-z/h_r} \right)$$

где q_o - поток за счет теплопроводности (кондуктивный)
 q_m - поток за счет массопереноса (конвективный)

граничные условия:

- на верхней границе температура $T(0)=T_s$
- на нижней границе тепловой поток из мантии $q=q_m$.

λ - коэффициент теплопроводности (Вт/м·К)
Не путать с температуропроводностью!

2.1. Основы геотермии

2.1.4 Расчет океанических геотерм по тепловым потокам

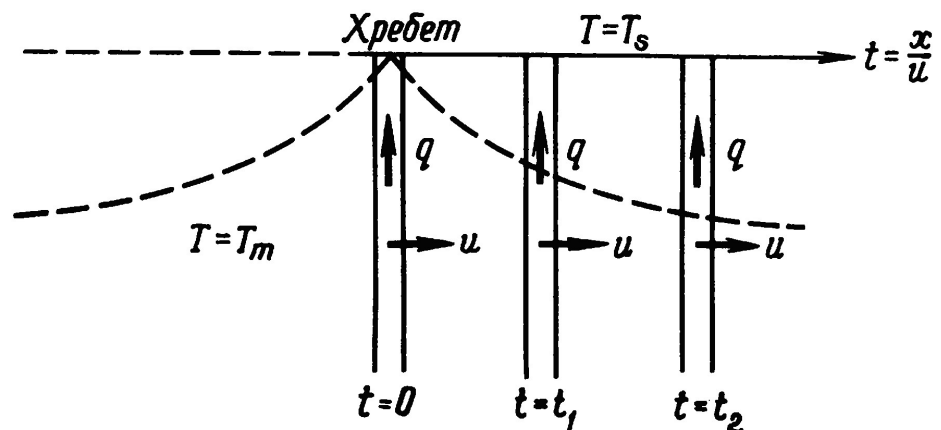
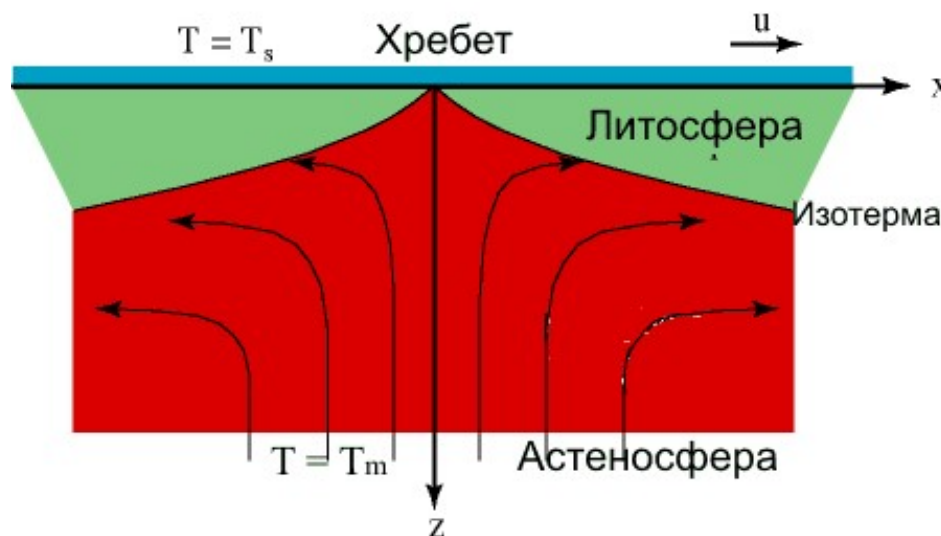
Модель остывания океанской литосферы можно свести к одномерной, т.к. $t = \frac{x}{u}$, где u - скорость раздвижения.

Уравнение теплопроводности:
$$\frac{\partial T}{\partial t} = \chi \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

Начальное условие
$$T(0, z) = \begin{cases} T_s, z = 0 \\ T_m, z > 0 \end{cases}$$

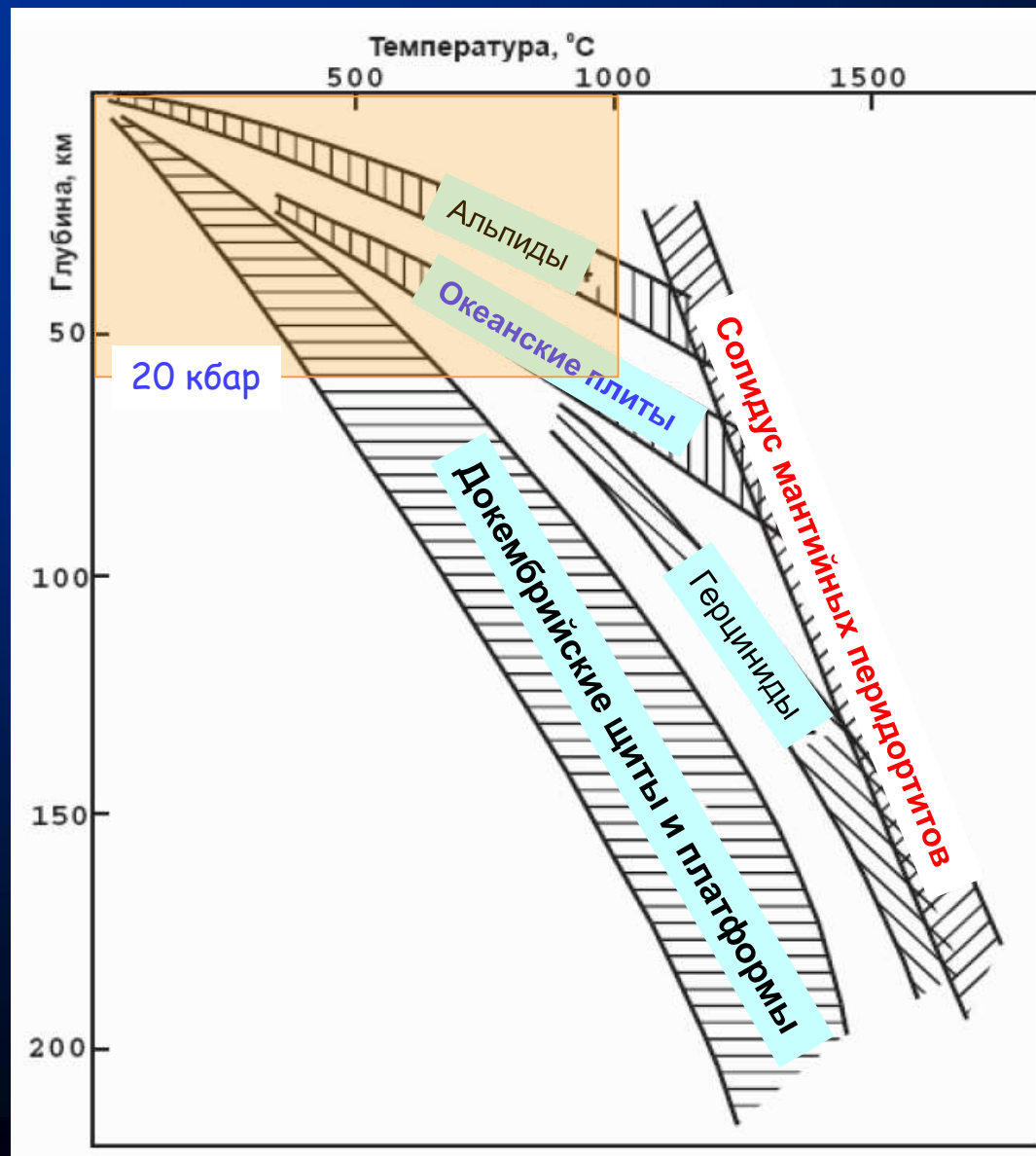
краевые условия:
$$T(0, t) = T_s, T(L, t) = T_m,$$

где T_m - температура мантийного вещества, T_s - температура поверхности.



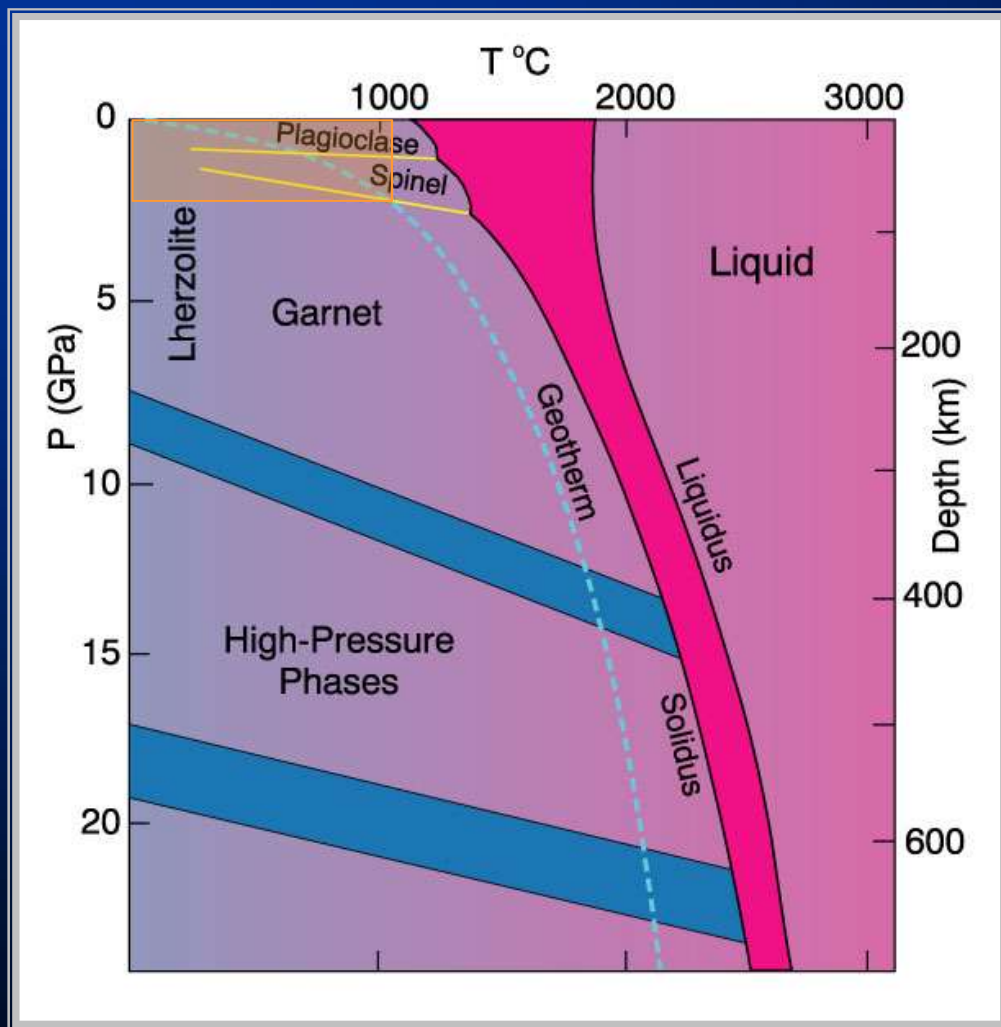
2.1. Основы геотермии

2.1.5 Геотермы для континентов и океанов



2.2 Изобарический режим плавления ($P=const$)

2.2.1 Фазовые отношения лерцолита при разных давлениях



- **Плагиоклаз**
↳ shallow (< 50 km)
- **Шпинель**
↳ 50-80 km
- **Гранат**
↳ 80-400 km
- **Si → VI координация**
↳ > 400 km

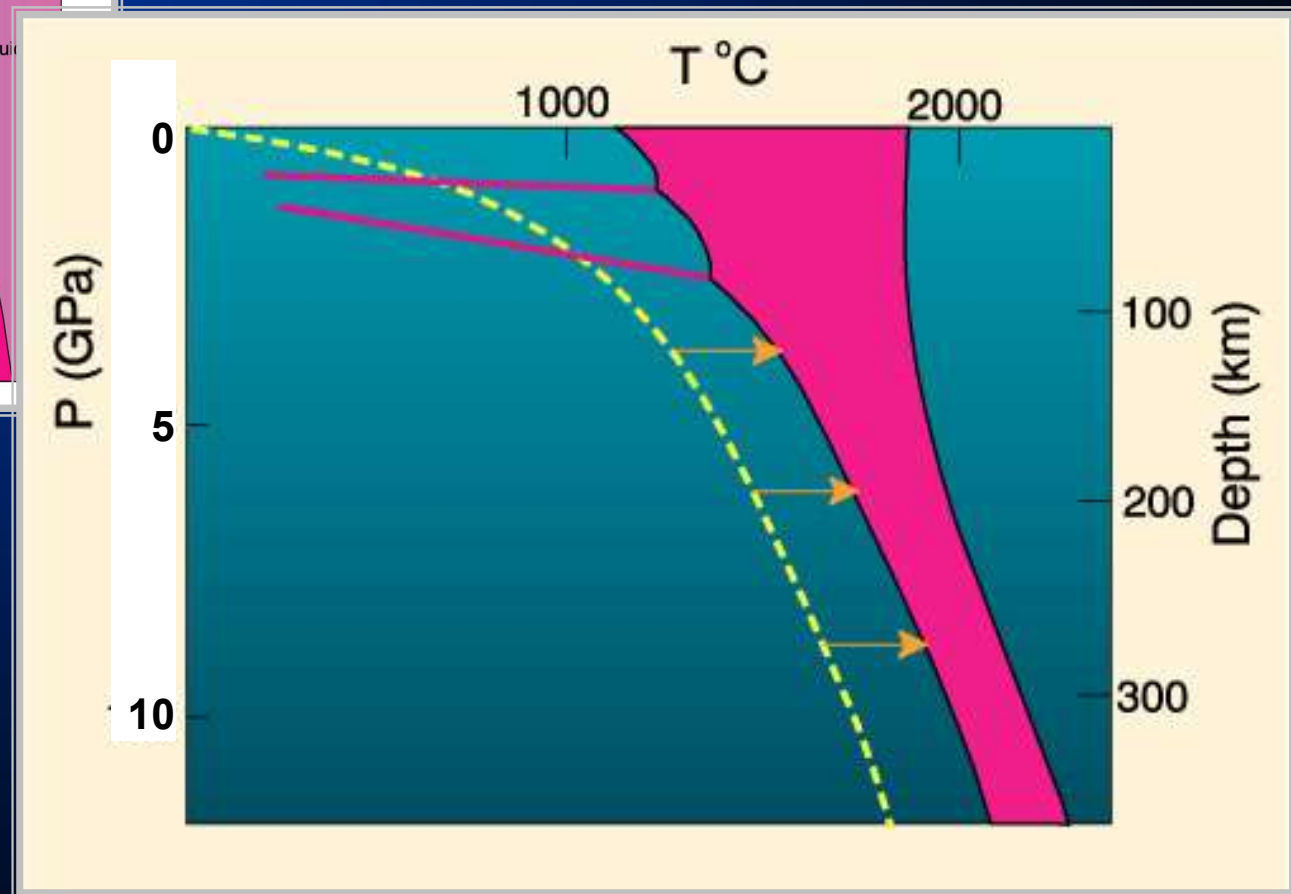
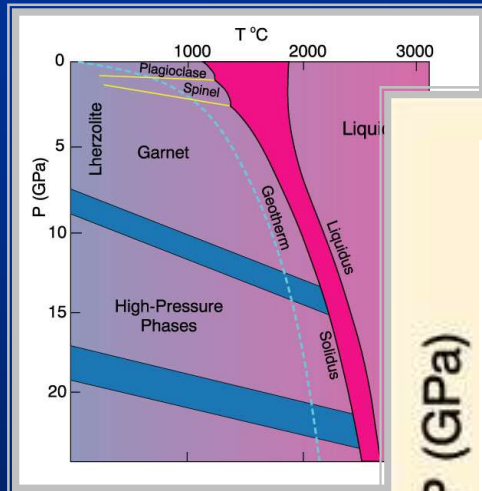
Запомним: 1 GPa = 10 кбар

After Wyllie, P. J. (1981). Geol. Rundsch. 70, 128-153.

2.2 Изобарический режим плавления

2.2.2 Сухие условия

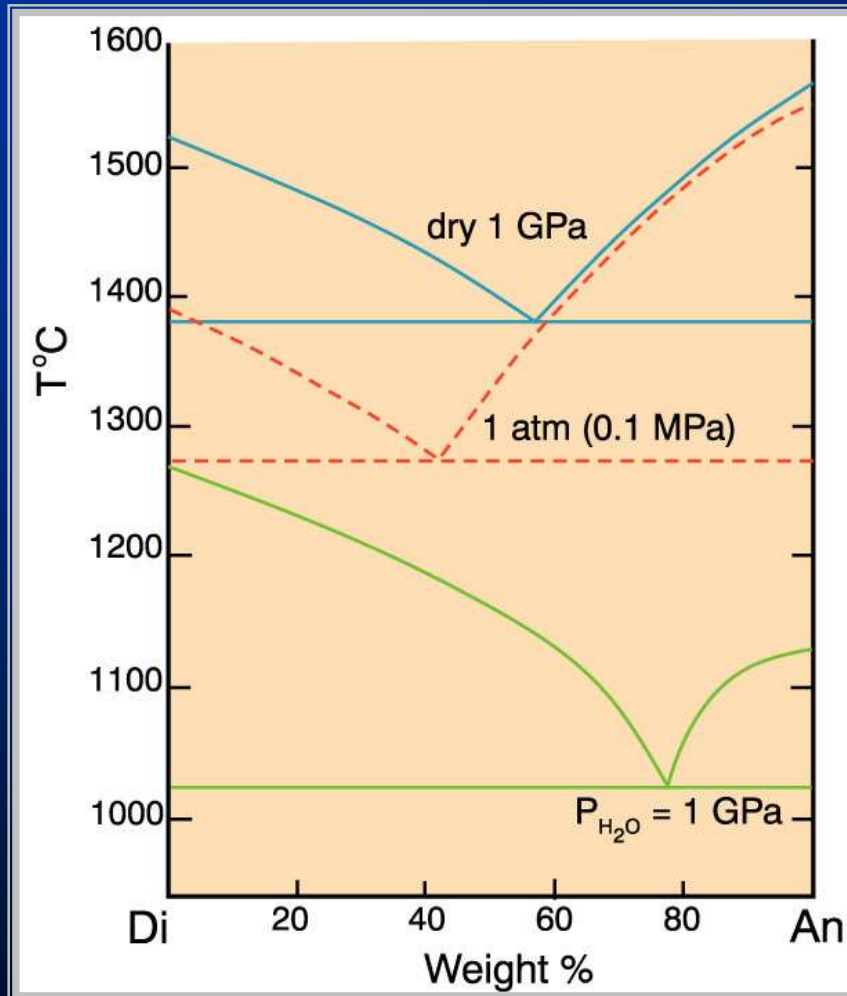
Главный фактор плавления – нагрев



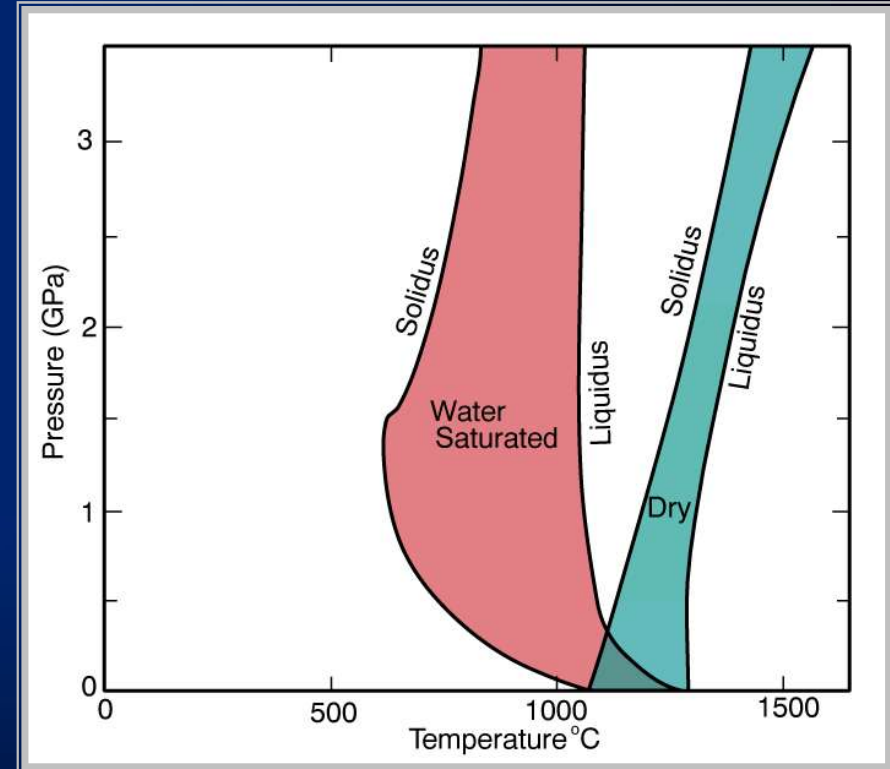
Другой важный фактор – летучие !

2.2 Изобарический режим плавления – влияние летучих

2.2.3 Влияние летучих (на примере системы Di-An и габбро)



The effect of H_2O on the diopside-anorthite liquidus. Dry and 1 atm from Figure 7-16, $P_{H_2O} = P_{total}$ curve for 1 GPa from Yoder (1965). CIW Yb 64.

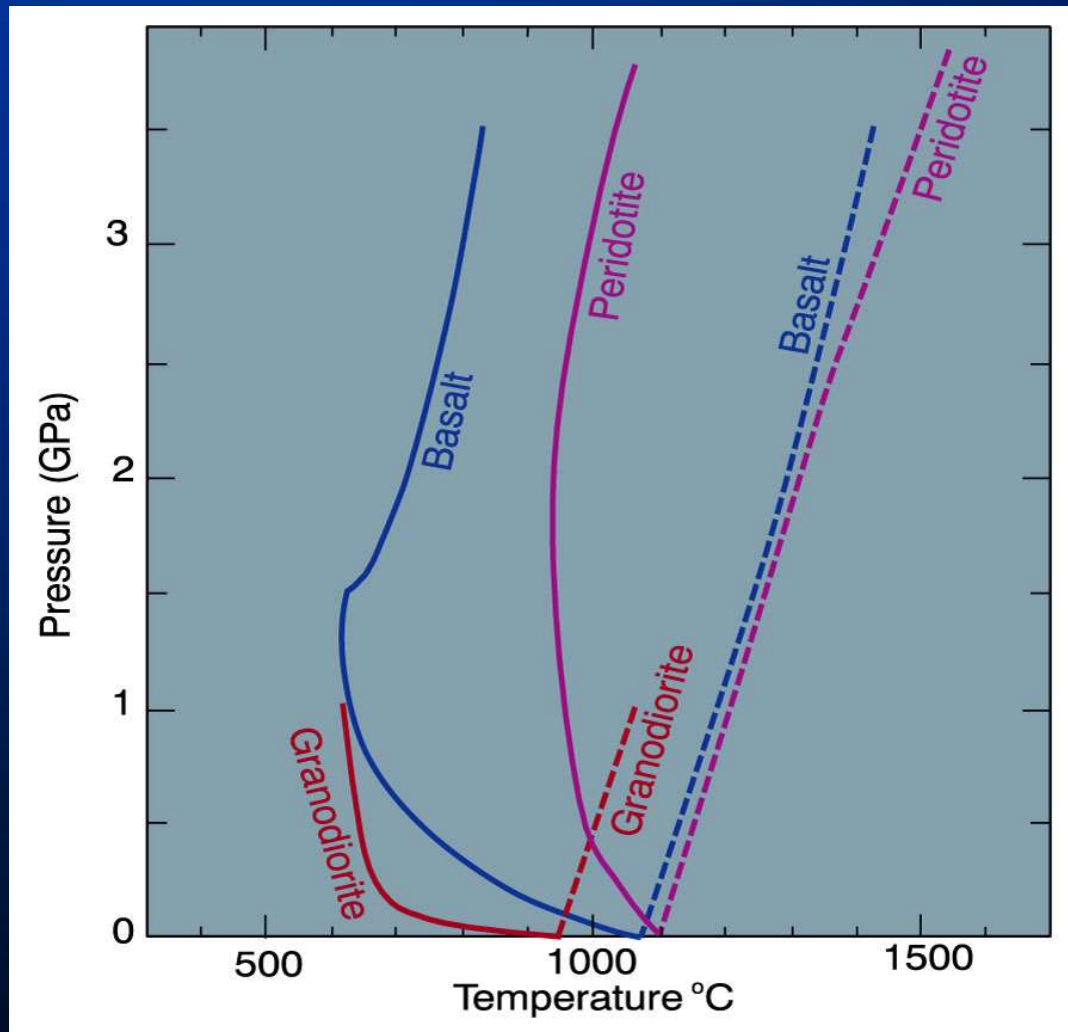


Экспериментально установленные интервалы плавления габбро в безводных (“dry”) и водонасыщенных (“water-saturated”) условиях.

По результатам Lambert and Wyllie (1972). J. Geol., 80, 693-708.

2.2 Изобарический режим плавления – влияние летучих

2.2.4 Солидусы мафит-ультрамафитовых пород



Чем более основная порода
– тем выше солидус!

Солидусы водонасыщенных
и безводных систем для
гранодиорита (Robertson and
Wyllie, 1971), **габбро** (Lambert and
Wyllie, 1972) и **периidotита** (H₂O-
saturated: Kushiro *et al.*, 1968; dry:
Ito and Kennedy, 1967).

2.3 Декомпрессионный режим плавления

2.3.1 Понятие адиабатических процессов

- В химической термодинамике **адиабатические условия подразумевают наличие изолированной системы**, которая не может обмениваться теплом с внешней средой
- При изменении внешних условий **в адиабатической системе (за счет внутреннего запаса тепла) может совершаться работа**, в том числе - процессы фазовых превращений
- Применительно к недрам Земли - **это изменение давления с глубиной!** Соответственно, различают адиабатическую компрессию и адиабатическую декомпрессию.

2.3 Декомпрессионный режим плавления

2.3.2. Адиабатические градиенты

Повышение давления (компрессия) за счет сжимаемости пород приводит к уменьшению их объема и небольшому повышению температуры

При понижении давления (декомпрессии) происходит расширение объема, но понижение температуры.

Пример – это знает каждый, кто ходил в горы. Поднимаешься в ясную погоду, а ощущение, что все прохладнее и прохладнее, хотя окружающие горы воздушные массы, как-будто, одни и те же.

*В первом приближении подобные адиабатические процессы можно отнести к **изоэнтропическим** (постоянство энтропии), что позволяет рассчитать так-называемый **адиабатический градиент**.*

2.3 Декомпрессионный режим плавления

2.3.3 Мантийная адиабата при подъеме ($P \rightarrow 0$)



$$\left(\frac{dT}{dz} \right)_s = \frac{\alpha g T}{c_p}$$

α – коэфф. термич. расширения, c_p – теплоемкость вещества, T – абсолютная температура

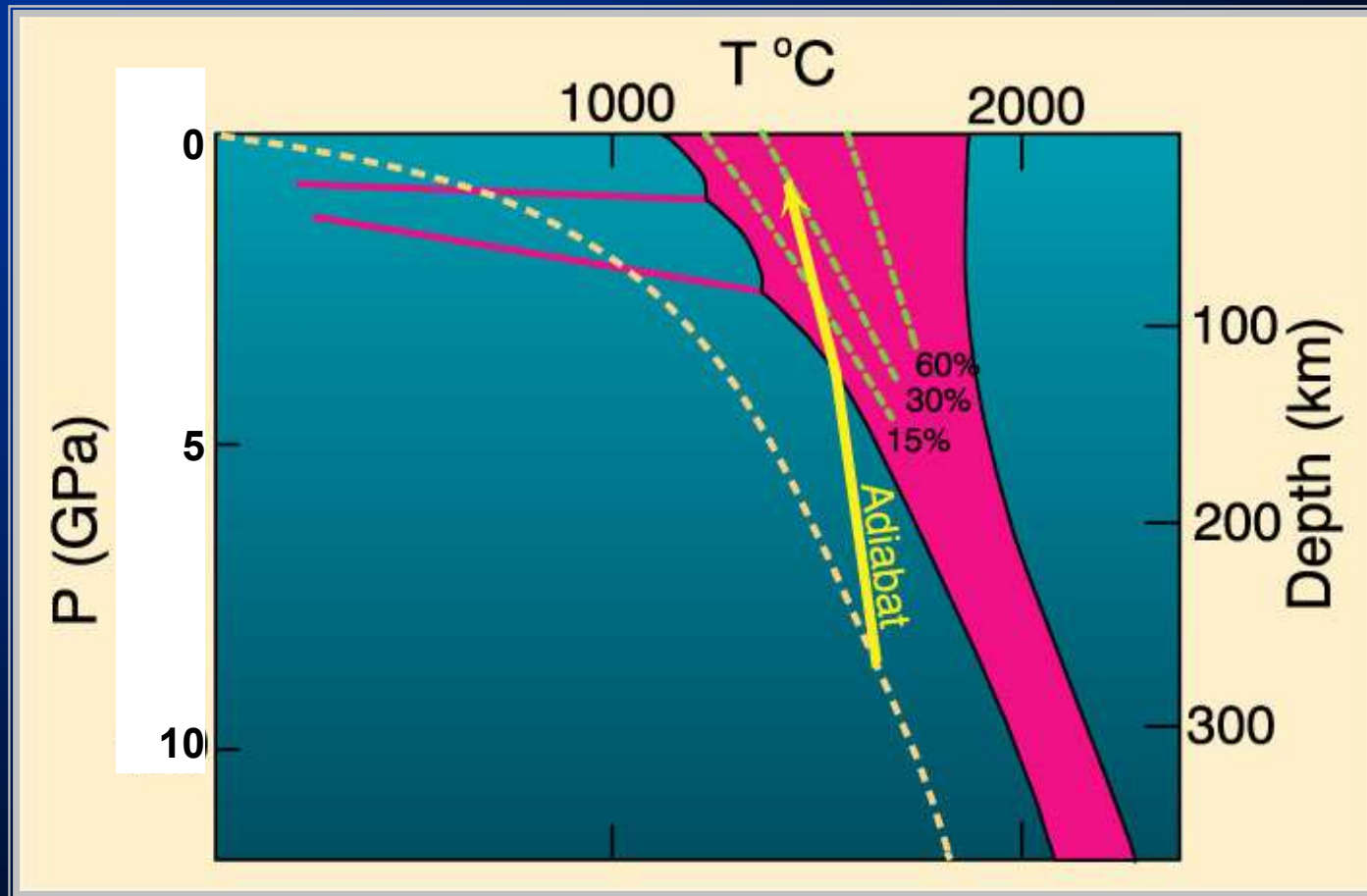
Адиабатический градиент – это скорость повышения температуры с глубиной – как результат сжимаемости пород под давлением вышележащих масс

Рассчитывается в приближении постоянства энтропии системы!

Примерно 1 оС/км для твердого вещества и около 0.6 оС/км для расплава

2.3 Декомпрессионный режим плавления

2.3.4 Адиабатическое плавление при подъеме ($P \rightarrow 0$)



За счет декомпрессии систему можно расплавить примерно на 30%

2.3 Декомпрессионный режим плавления

2.3.5 Потенциальная температура мантии и граница термальной литосферы

Океанские геотермы для литосферы разного возраста рассчитываются в приближении при $T_m - T_s \approx T_p = 1300^\circ\text{C}$,

$$\left(\frac{dT}{dz}\right)_s = \frac{\alpha g T}{c_p}$$

где T_p - потенциальная температура мантии

Rather than using the entropy of a mass of fluid to define its heat content, it is common practice in these subjects to define a new temperature, called the potential temperature, which is the temperature the fluid mass would have (hence the term 'potential') if it were compressed or expanded to some constant reference pressure. A similar concept is very useful in discussion of mantle dynamics, and the relationship between the actual temperature T at a depth z and the potential temperature T_p is easily obtained by integrating (3)

$$T_p = T \exp\left(-\frac{g\alpha z}{C_p}\right) \quad (5)$$

where $\alpha = \alpha_s$ within the solid part of the mantle. The reference depth at which $T = T_p$ is the earth's surface. **Adiabatic upwelling leaves T_p unchanged.** T_p only changes when the entropy of the material changes. Though there is a simple relationship between the change in entropy ΔS and the associated change in potential temperature, the concept of entropy is less familiar than that of temperature: hence the usefulness of the potential temperature.

2.3 Декомпрессионный режим плавления

2.3.5 Потенциальная температура мантии и граница термальной литосферы

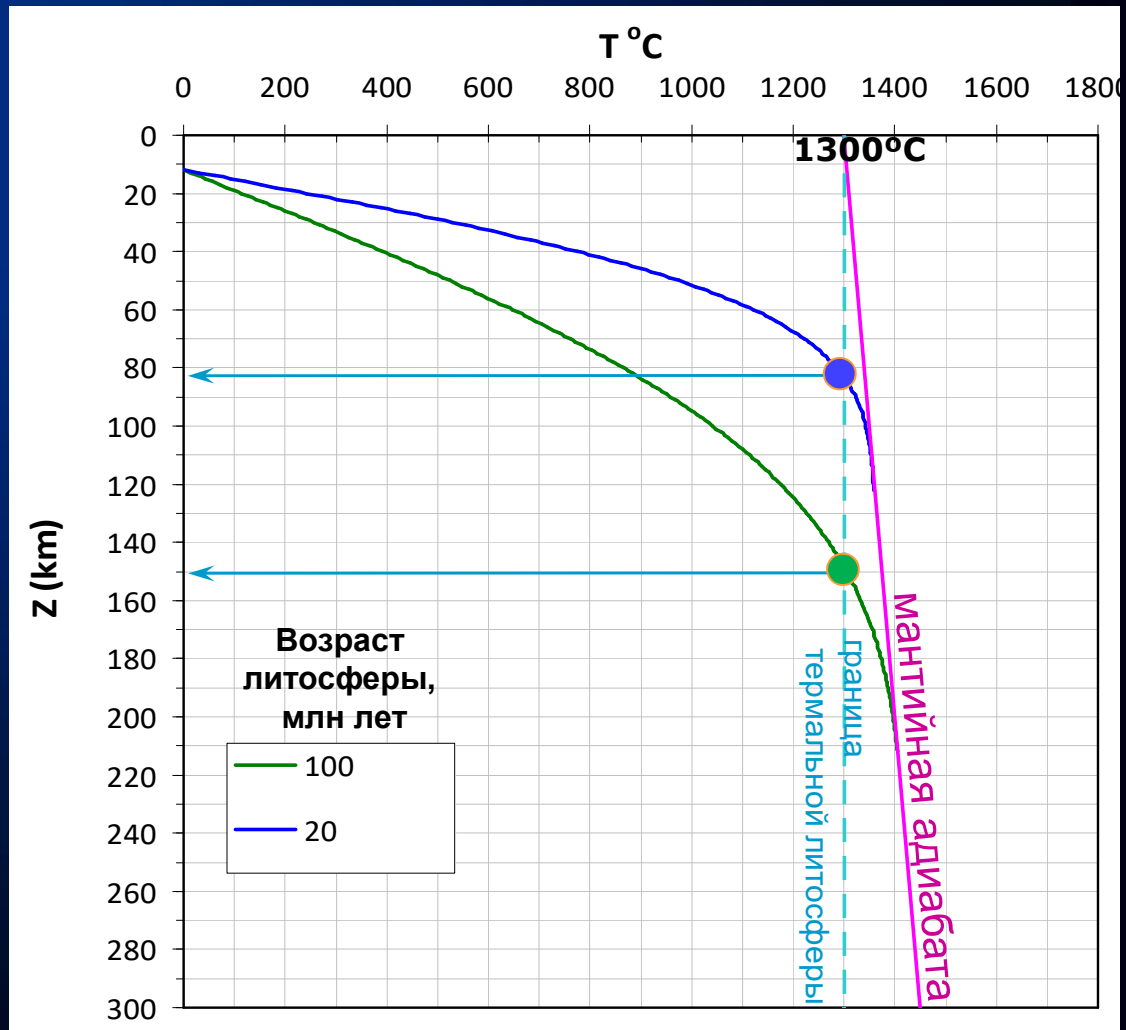
Океанские геотермы
для литосферы разного
возраста

при $T_m - T_s \approx T_p = 1300^\circ\text{C}$,

где T_p - потенциальная
температура мантии

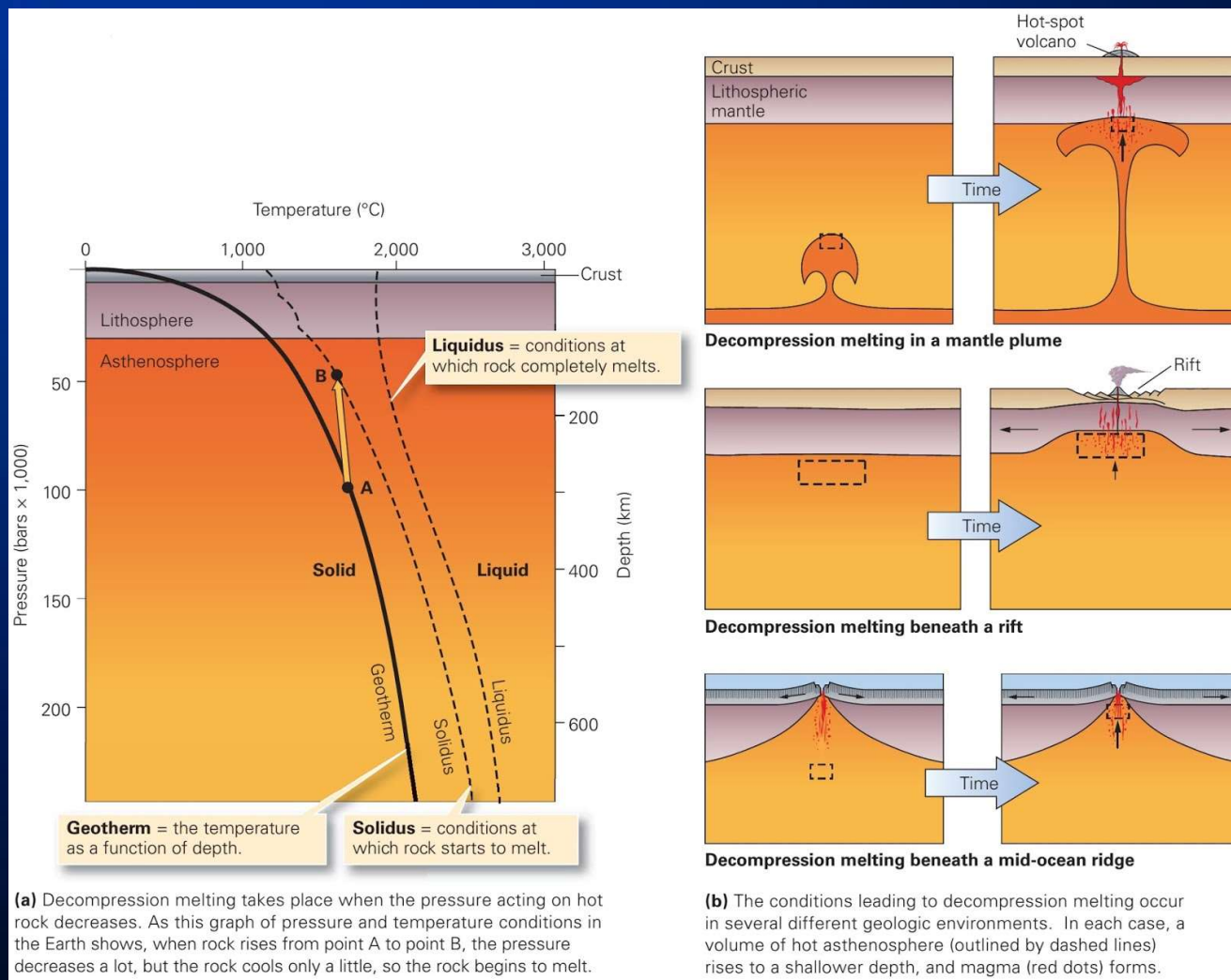
$$\left(\frac{dT}{dz}\right)_s = \frac{\alpha g T}{c_p}$$

$$T_p = T \exp\left(-\frac{g \alpha z}{C_p}\right)$$



2.3 Декомпрессионный режим плавления

2.3.6 Геодинамические ситуации



Горячая точка

Континентальный
рифт

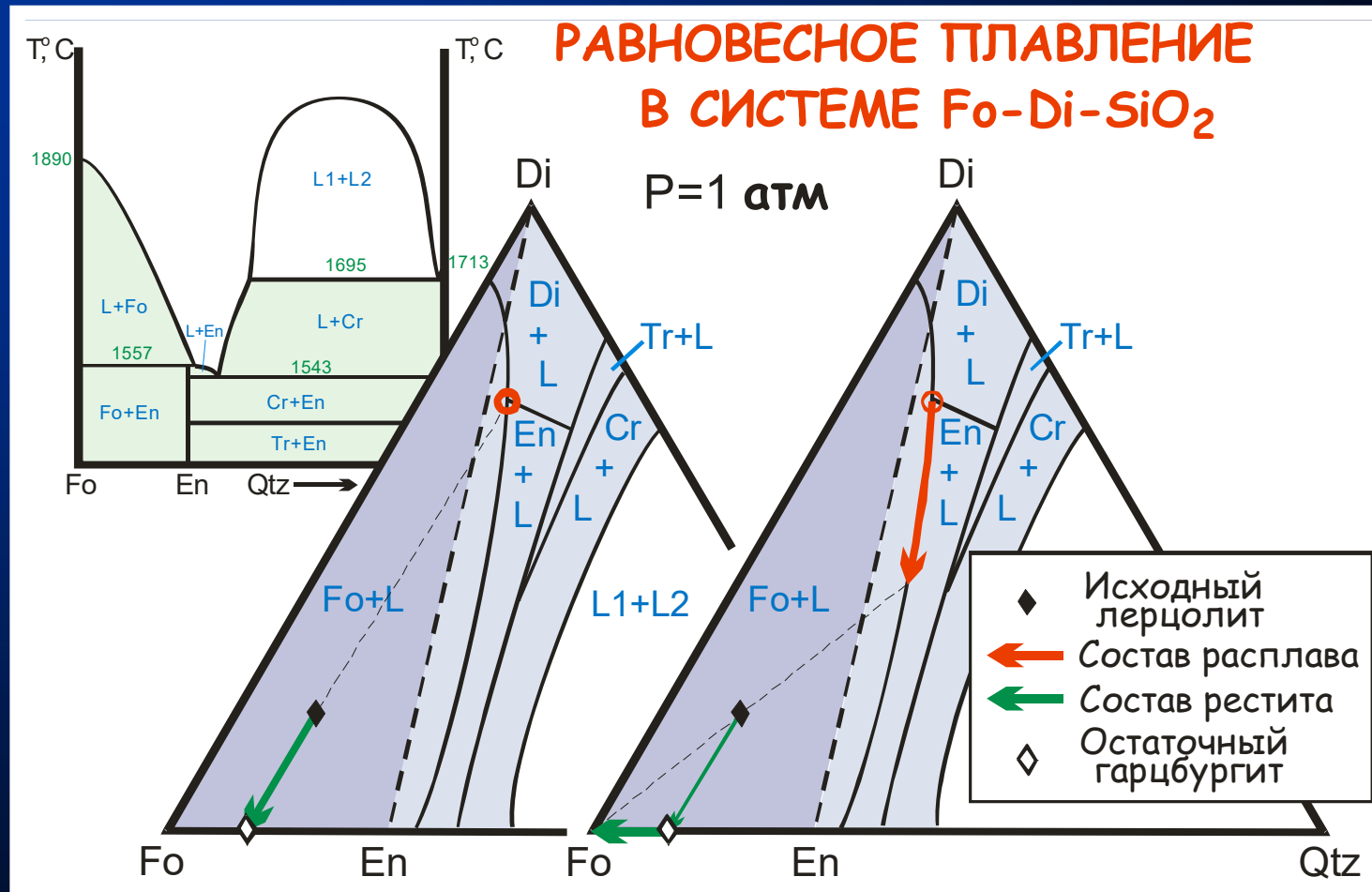
Зона спрединга

3. Механизмы плавления мантийного вещества:

3.1 Равновесное плавление

3.2 Фракционное плавление

3.1.1. Схемы равновесного плавления в аналоговых мантийных системах

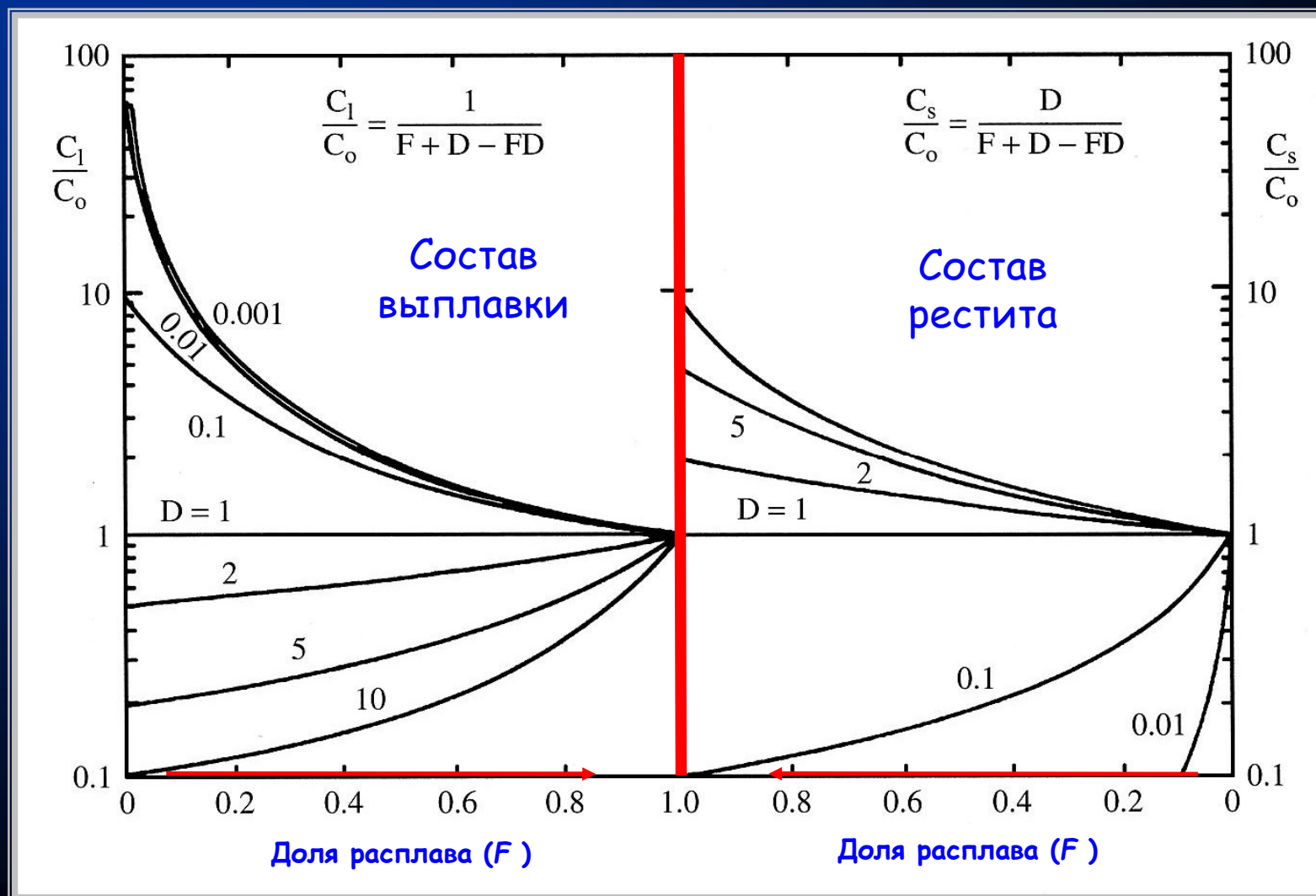


Эволюция состава расплава и рестита по мере частичного плавления при атмосферном давлении

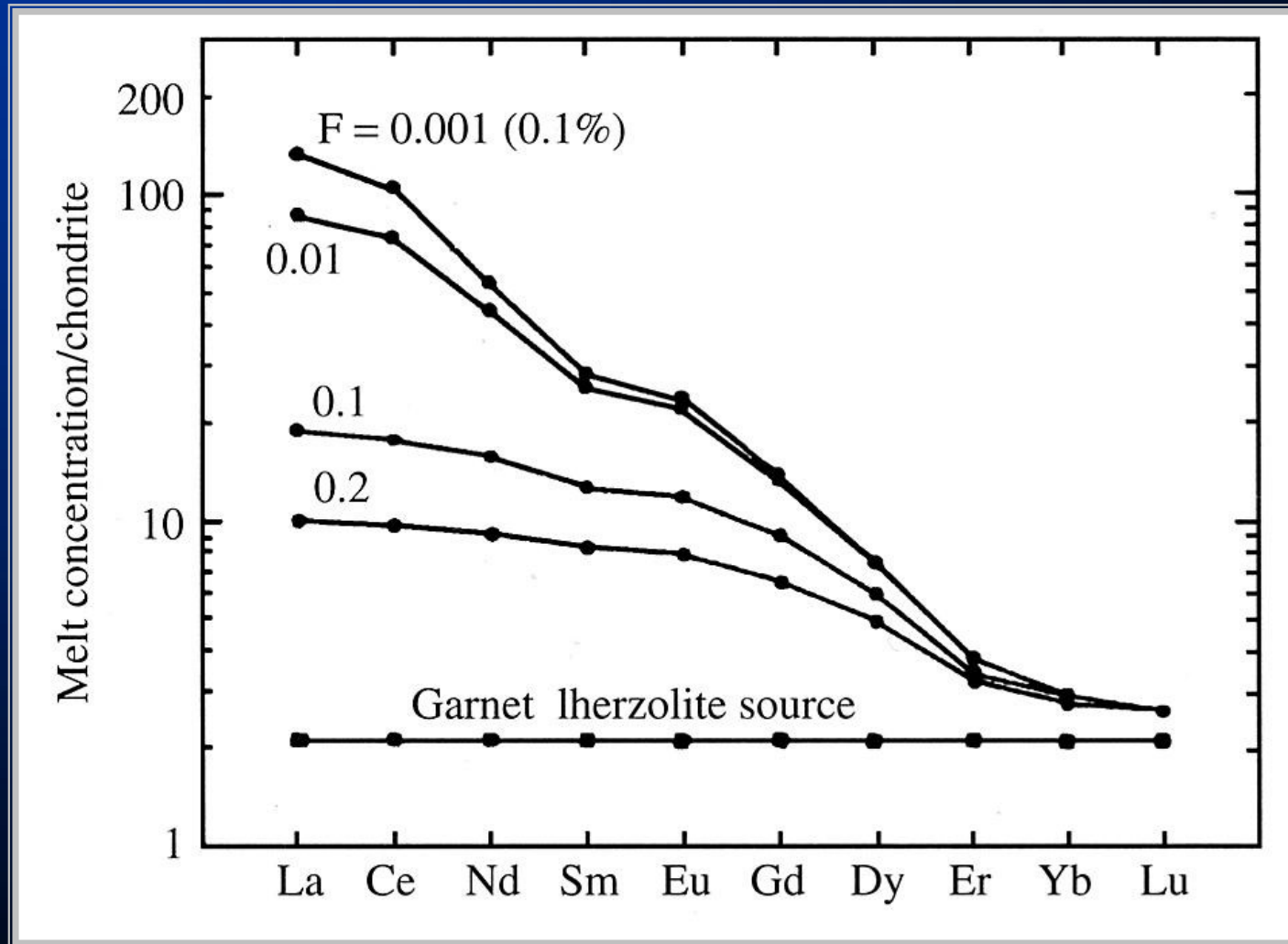
3.1.2 ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПРОДУКТОВ РАВНОВЕСНОГО ПЛАВЛЕНИЯ

Микроэлементы и главные компоненты

3.1.3 Микроэлементы: зависимость состава расплава и рестита от степени плавления



3.1.4 Микроэлементы: поведение Р.З.Э. при плавлении гранатового лерцолита



3.1.5 Главные компоненты (работы J. Longhi)



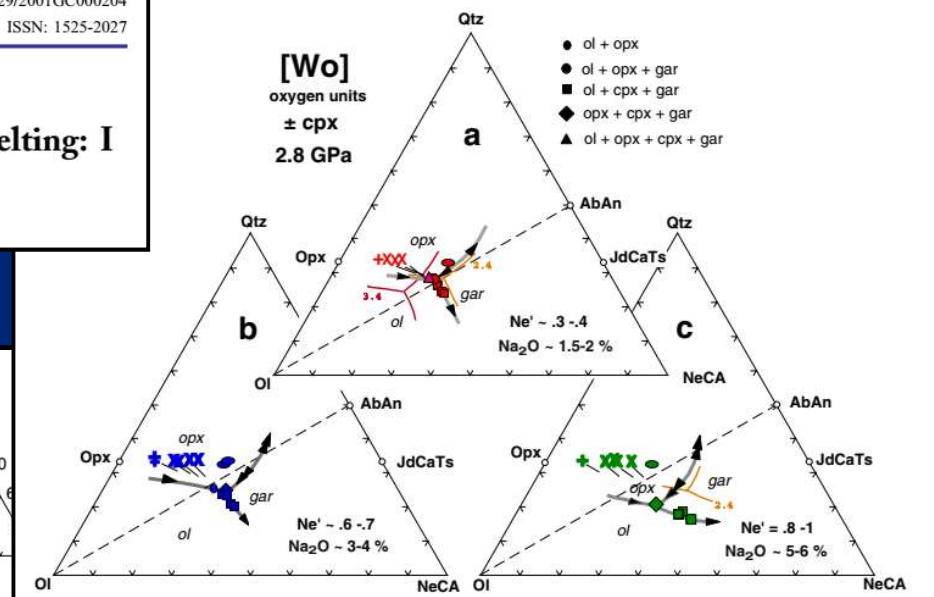
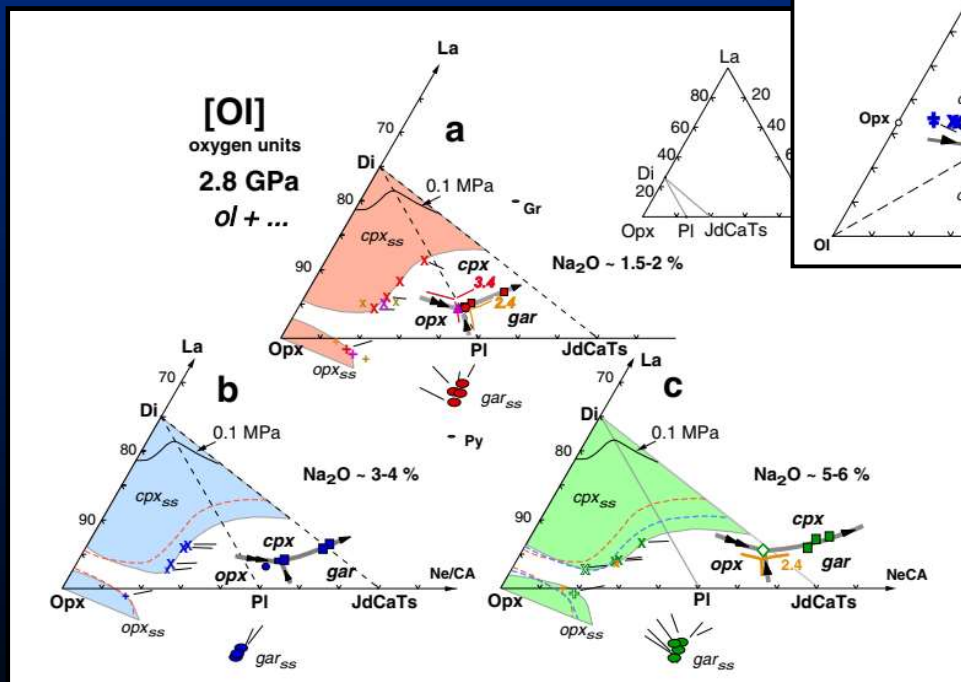
**Geochemistry
Geophysics
Geosystems** **G³**
AN ELECTRONIC JOURNAL OF THE EARTH SCIENCES
Published by AGU and the Geochemical Society

Article
Volume 3, Number 3
22 March 2002
10.1029/2001GC000204
ISSN: 1525-2027

Some phase equilibrium systematics of lherzolite melting: I

John Longhi

Lamont-Doherty Earth Observatory, Palisades, New York 10964, USA (longhi@ldeo.columbia.edu)



3.1.6 Главные компоненты (программа *pMELTS*)

JOURNAL OF PETROLOGY | VOLUME 39 | NUMBER 6 | PAGES 1091-1115 | 1998

Calculation of Peridotite Partial Melting from Thermodynamic Models of Minerals and Melts. I. Review of Methods and Comparison with Experiments

M. M. HIRSCHMANN^{1,3*}, M. S. GHIORSO², L. E. WASYLENKI³,
P. D. ASIMOW^{3†} AND E. M. STOLPER³

JOURNAL OF PETROLOGY | VOLUME 40 | NUMBER 2 | PAGES 297-313 | 1999

Calculation of Peridotite Partial Melting from Thermodynamic Models of Minerals and Melts. II. Isobaric Variations in Melts near the Solidus and owing to Variable Source Composition

M. M. HIRSCHMANN^{1*}, M. S. GHIORSO² AND E. M. STOLPER³

JOURNAL OF PETROLOGY | VOLUME 40 | NUMBER 5 | PAGES 831-851 | 1999

Calculation of Peridotite Partial Melting from Thermodynamic Models of Minerals and Melts. III. Controls on Isobaric Melt Production and the Effect of Water on Melt Production

M. M. HIRSCHMANN^{1,4*}, P. D. ASIMOW^{2,4}, M. S. GHIORSO³ AND
E. M. STOLPER⁴

JOURNAL OF PETROLOGY | VOLUME 40 | NUMBER 5 | PAGES 945-966 | 2000

Calculation of Peridotite Partial Melting from Thermodynamic Models of Minerals and Melts, IV. Adiabatic Decompression and the Composition and Mean Properties of Mid-ocean Ridge Basalts

P. D. ASIMOW^{1*}, M. M. HIRSCHMANN² AND E. M. STOLPER¹

¹DIVISION OF GEOLOGICAL AND PLANETARY SCIENCES, CALIFORNIA INSTITUTE OF TECHNOLOGY MAIL 170-05,
PASADENA, CA 91125, USA

²DEPARTMENT OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS, UNIVERSITY OF MINNESOTA, 110 HILLSBURY DRIVE SE,
MINNEAPOLIS, MN 55455-0219, USA

RECEIVED JANUARY 25, 2000; REVISED TYPESCRIPT ACCEPTED AUGUST 16, 2000

3.1.7 Главные компоненты (программа pMELTS)

**Geochemistry
Geophysics
Geosystems** **G³**
AN ELECTRONIC JOURNAL OF THE EARTH SCIENCES
PUBLISHED BY AGU AND THE GEOCHEMICAL SOCIETY

Article
Volume 3, Number 5
31 May 2002
10.1029/2001GC000217
ISSN: 1525-2027

The pMELTS: A revision of MELTS for improved calculation of phase relations and major element partitioning related to partial melting of the mantle to 3 GPa

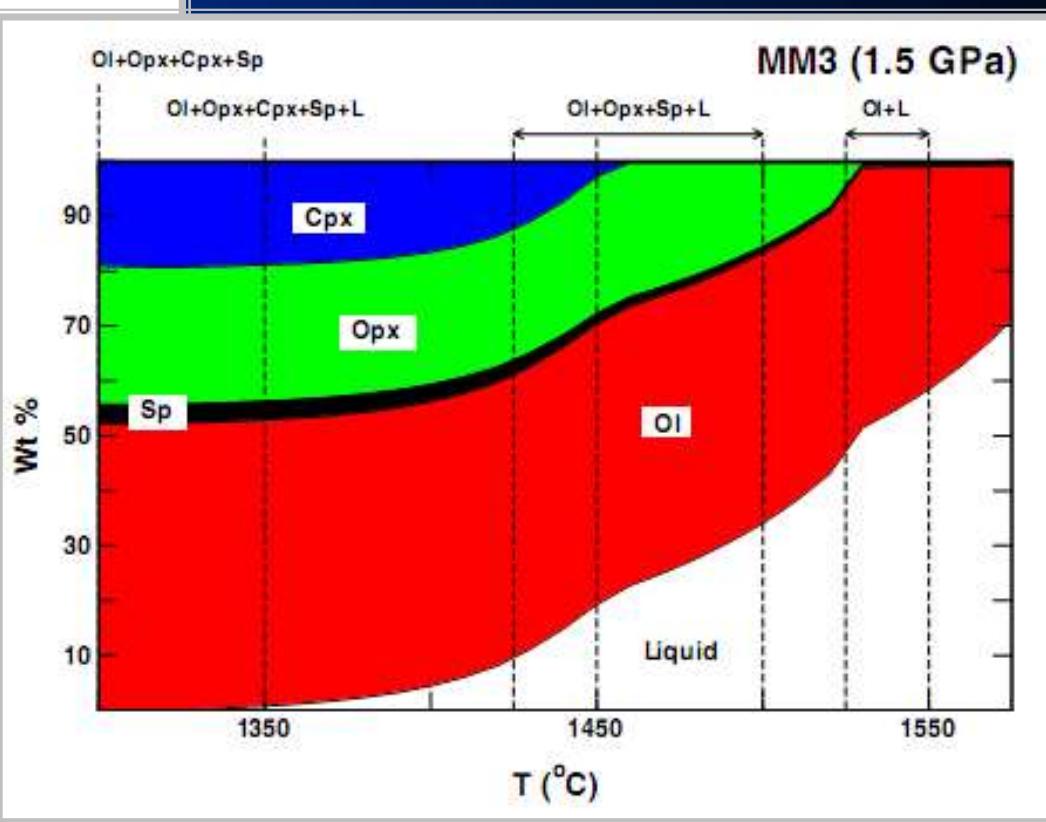
Mark S. Ghiorso
Department of Earth and Space Sciences, Box 351310, University of Washington, Seattle, WA 98195-1310 (ghiorso@u.washington.edu)

Marc M. Hirschmann
Department of Geology and Geophysics, University of Minnesota, 310 Pillsbury Drive SE, A 55455, USA (Marc.M.Hirschmann-1.umn.edu)

Peter W. Reiners
Department of Geology and Geophysics, Yale University, P.O. Box 208109, New Haven, CT 06510-8109 (peter.reiners@yale.edu)

Victor C. Kress, III
Department of Earth and Space Sciences, Box 351310, University of Washington, Seattle, WA 98195-1310 (kress@u.washington.edu)

Сравнение результатов моделирования и экспериментов на составе лерцолита ММЗ при P=15 кбар (Falloon et al., 1999)



Результаты расчетов показаны стрелками с указанием фазовых ассоциаций

3.1.8 Главные компоненты (модель $pHMEELTS$)



**Geochemistry
Geophysics
Geosystems** **G³**

AN ELECTRONIC JOURNAL OF THE EARTH SCIENCES

Published by AGU and the Geochemical Society

Article

Volume 5, Number 1

28 January 2004

Q01E16, doi:10.1029/2003GC000568

ISSN: 1525-2027

A hydrous melting and fractionation model for mid-ocean ridge basalts: Application to the Mid-Atlantic Ridge near the Azores

P. D. Asimow

Division of Geological and Planetary Sciences, California Institute of Technology, Pasadena, California 91125, USA (asimow@geopsc.caltech.edu)

Formerly at Lamont-Doherty Earth Observatory, Palisades, New York 10964, USA

J. E. Dixon

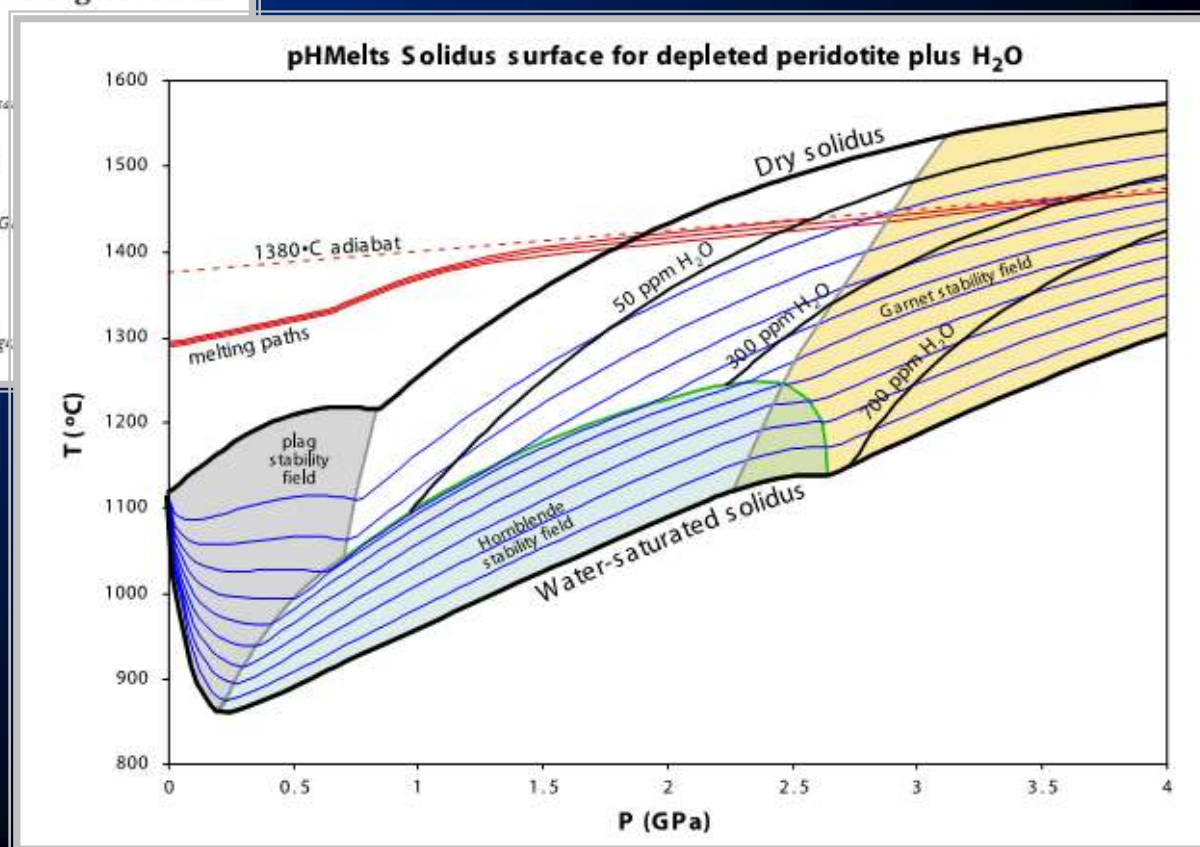
Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, Division of Marine Geology and Geophysics, University of Miami, Florida 33149, USA (jdixon@rsmas.miami.edu)

C. H. Langmuir

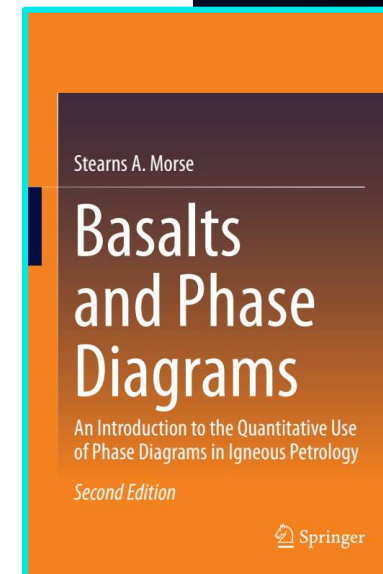
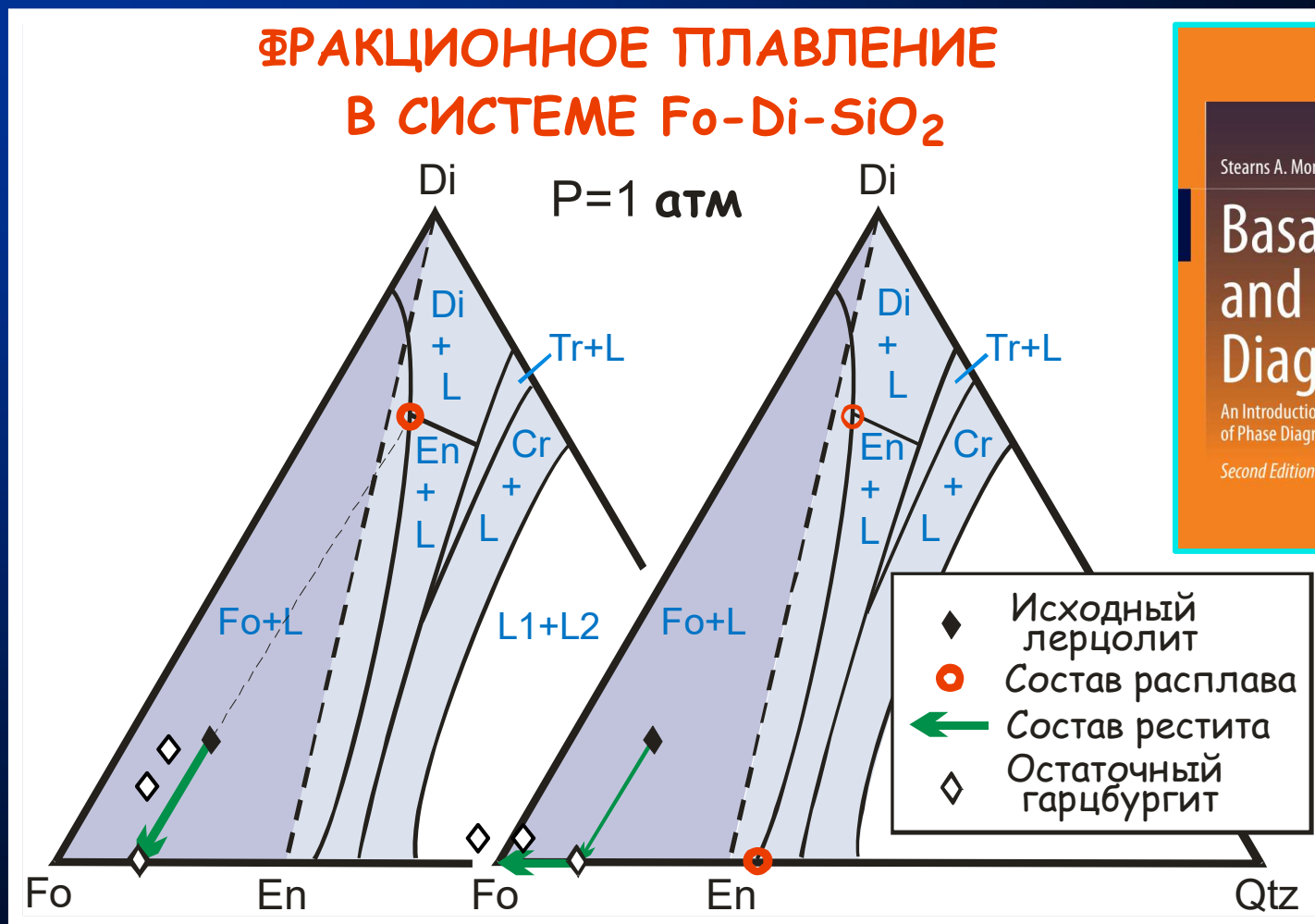
Lamont-Doherty Earth Observatory, Palisades, New York 10964, USA

Now at Department of Earth and Planetary Sciences, Harvard University, Cambridge, Massachusetts 02138, USA (langmuir@eps.harvard.edu)

Солидусные соотношения при
плавлении обедненного мантийного
перидотита в присутствии воды



3.2.1 Схемы фракционного плавления в аналоговых мантийных системах



Особенность **фракционного плавления** состоит в том, что новообразованная жидкость не уравнивается с реститом, а мгновенно удаляется из системы. При этом валовый состав источника монотонно обедняется легкоплавкими компонентами.

3.2.2 ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПРОДУКТОВ ФРАКЦИОННОГО ПЛАВЛЕНИЯ

Микроэлементы и главные компоненты

3.2.3 Микроэлементы при фракционном плавлении

JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 95, NO. B3, PAGES 2661-2678, MARCH 10, 1990

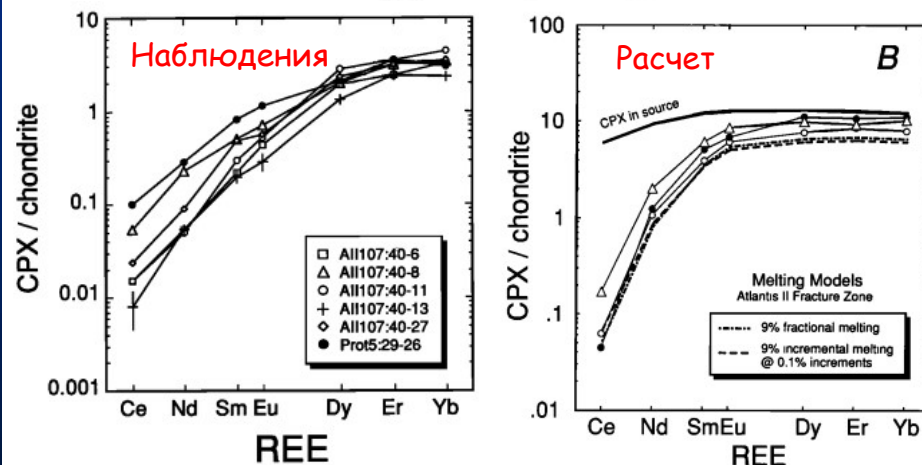
Melting in the Oceanic Upper Mantle: An Ion Microprobe Study of Diopsides in Abyssal Peridotites

KEVIN T. M. JOHNSON

MIT/Woods Hole Joint Program in Oceanography, Woods Hole, Massachusetts

HENRY J. B. DICK AND NOBUMICHI SHIMIZU

Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, Massachusetts



LETTERS TO NATURE

Ultra-depleted primary melt included in an olivine from the Mid-Atlantic Ridge

A. V. Sobolev* & N. Shimizu†

* Vernadsky Institute of Geochemistry, Russian Academy of Sciences,
Kosigin Str. 19, Moscow, 117975 Russia

† Department of Geology and Geophysics,
Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole,
Massachusetts 02543, USA

MODELS of magma genesis at mid-ocean ridges¹, together with recent experimental data² and observations in clinopyroxenes from small-volume melt fractions crystallizing from the mantle. As shown in recent experiments (fractional melting) display exsolution of trace elements and especially at advanced stages of melting. The process operates beneath mid-ocean ridges that are responsible for the presence of magnesian primary melt inclusions in olivine from mid-ocean-ridge basalts. We report major and trace element compositions of primary melt inclusions as recorders of the processes involved in melting and melt extraction, and also as pointers to primary melt compositions.

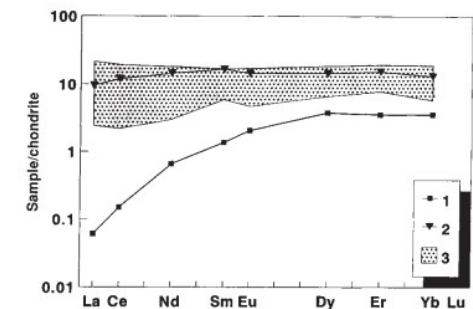


FIG. 2. Chondrite-normalized REE patterns of the UDM (■), the matrix glass (▲), and a range of primitive MORB glasses and glass inclusions (hatched area). Glass data are from unpublished results (A.V. and N.S.), and normalizing factors from ref. 18.



Pergamon

Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 62, No. 11, pp. 1937-1945, 1998
Copyright © 1998 Elsevier Science Ltd
Printed in the USA. All rights reserved
0016-7037/98 \$19.00 + .00

PII S0016-7037(98)00115-X

Trace element fractionation during modal and nonmodal dynamic open-system melting: A mathematical treatment

HAIBO ZOU



Pergamon

Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 65, No. 1, pp. 153-162, 2001
Copyright © 2001 Elsevier Science Ltd
Printed in the USA. All rights reserved
0016-7037/01 \$20.00 + .00

PII S0016-7037(00)00505-6

Quantitative modeling of trace element fractionation during incongruent dynamic melting

HAIBO ZOU^{1,*} and MARY R. REID¹

3.2.4 Главные компоненты при фракционном плавлении

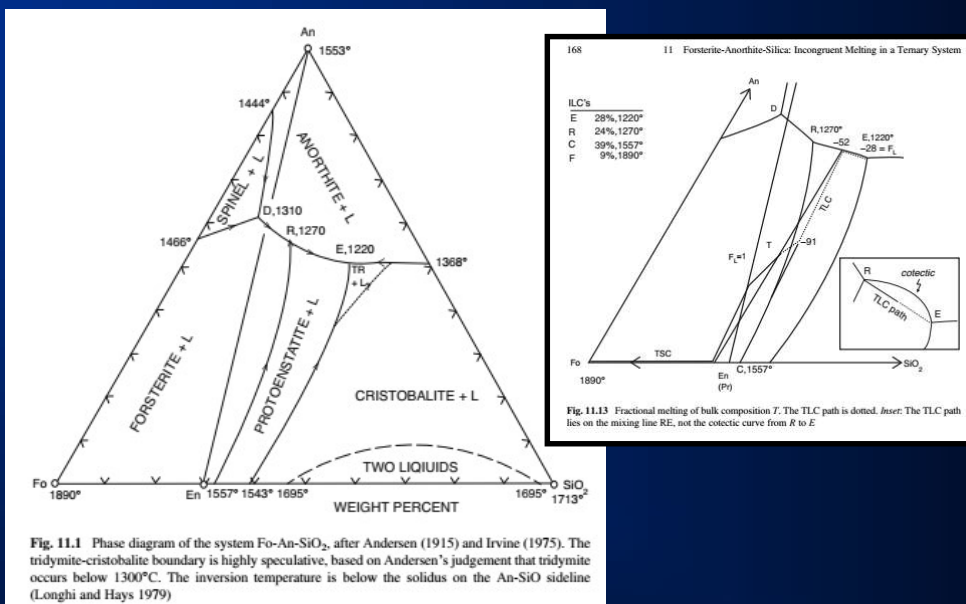
Примеры для простых систем
можно найти в этой книге

Stearns A. Morse

Basalts and Phase Diagrams

An Introduction to the Quantitative Use
of Phase Diagrams in Igneous Petrology

Second Edition

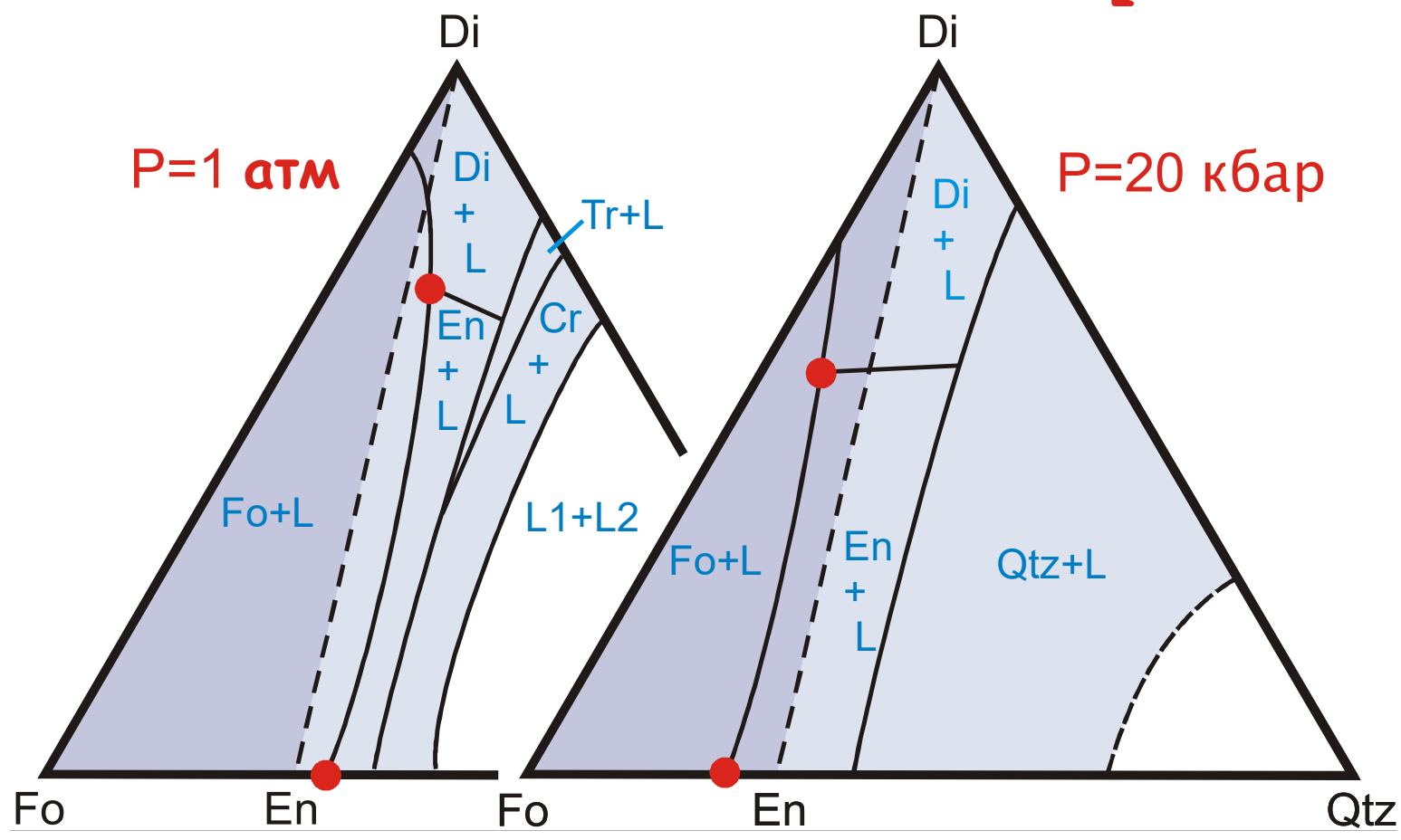


Примеры последовательного анализа поведения
главных компонентов при фракционном плавлении
перидотитовых систем профессору не известны...

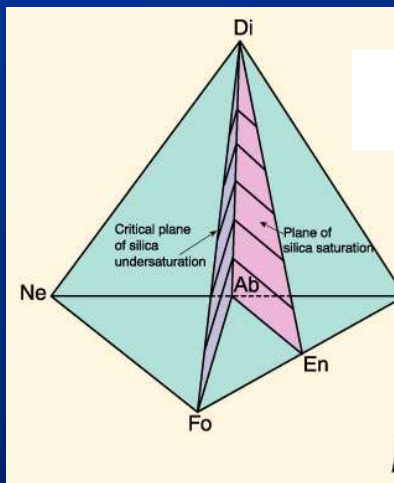
4. Глубина выплавления первичных магм и влияние давления на их составы

4.1 Влияние давления на положение инвариантной точки

ВЛИЯНИЕ ДАВЛЕНИЯ
НА ПОЛОЖЕНИЕ ИНВARIANTНЫХ ТОЧЕК
В СУХОЙ СИСТЕМЕ Fo-Di-SiO₂

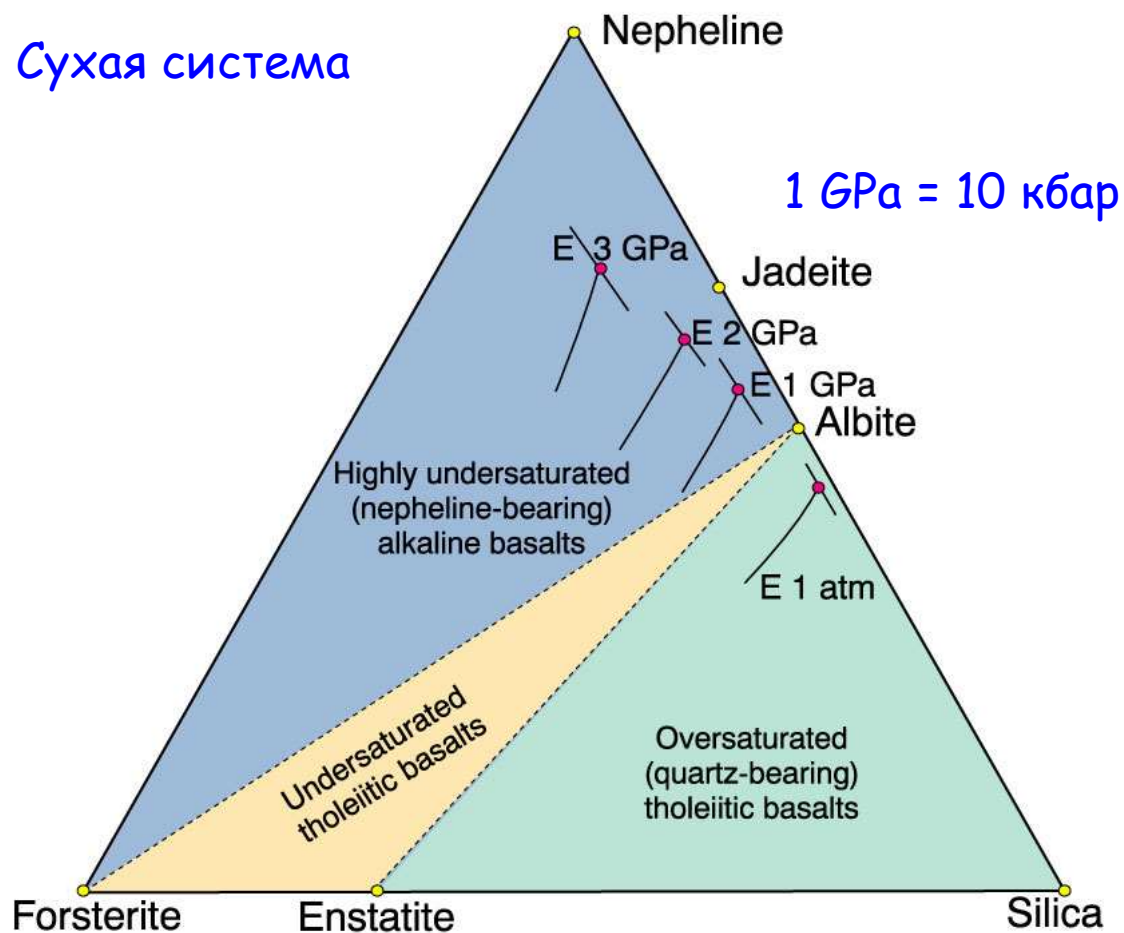


4.2 Составы модельных выплавов в зависимости от давления (плавление лерцолита)

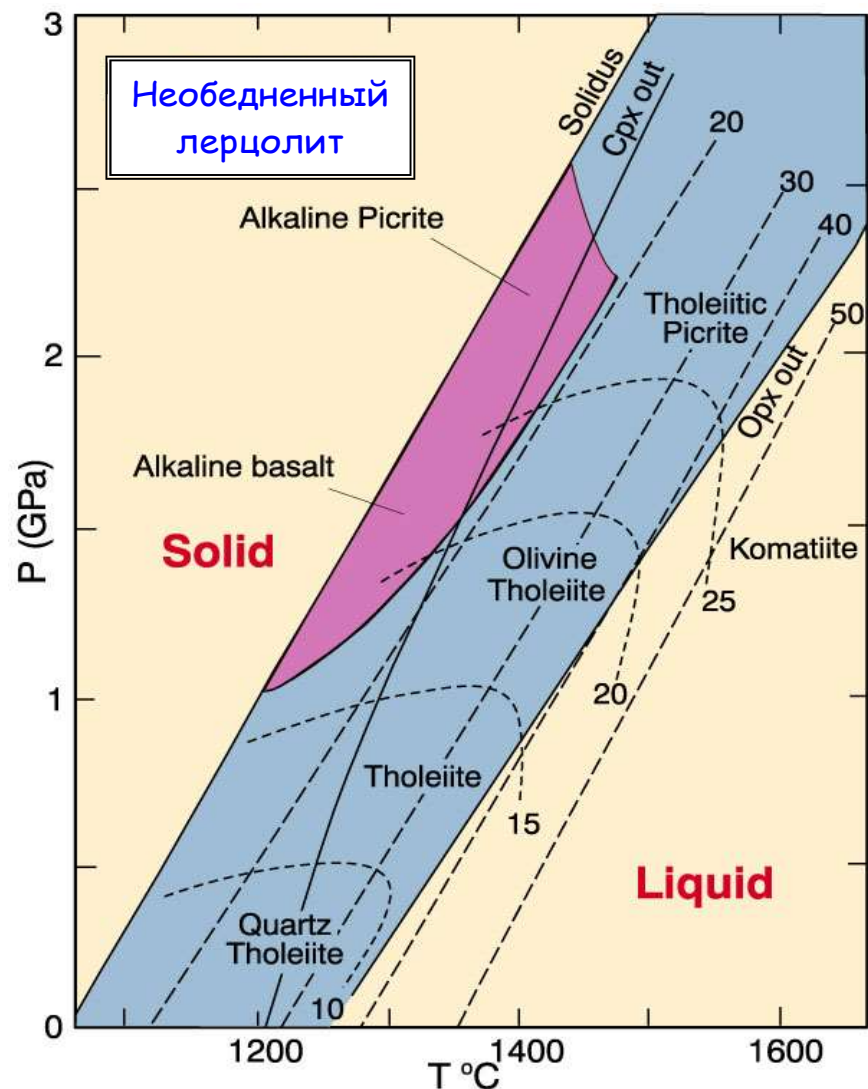


Составы главных типов базальтовых магм отражают разную глубину процессов магмообразования.

Сухая система



ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ КАК ФУНКЦИЯ ГЛУБИНЫ И СТЕПЕНИ ПЛАВЛЕНИЯ



При давлениях ниже 5 кбар и степени плавления порядка 10% могут формироваться кварцевые толеиты.

Слабодосыщенные по SiO_2 (т.е. нормальные) толеитовые магмы отражают более высокую степень плавления – около 15% и формируются при давлениях около 10 кбар, т.е. на глубинах 25-30 км.

Наиболее примитивные пикрит-коматиитовые магмы требуют достаточно высокой (не менее 25%) степени плавления и образуются на глубинах 50-60 км.