

Лекция 2.

Вулкано-магматическая система

По курсу «динамической вулканологии»,
механико-математический и геологический
факультеты МГУ

http://wiki.web.ru/wiki/Геологический_факультет_МГУ:Вулканология

П.Ю.Плечов

ОСНОВНЫЕ ТЕМЫ ЛЕКЦИИ

- Понятие магмы.
- Понятия солидуса и ликвидуса и геотермический градиент.
- Модели плавления (декомпрессионное, индуцированное флюидом, индуцированное прогревом)
- Связь преобладающей модели плавления с геодинамическими обстановками.
- Степень плавления мантии и возможность отделения расплавов.
- Внемантийные источники магм.
- Миграция магм к поверхности. Магматические очаги, каналы.
- Морфология очагов и представления об их внутреннем строении.
- Оценки времени существования магматических очагов и вулcano-магматических систем
- Вулcano-магматические системы, магматические колонны
- Динамические очаги

Понятие магмы

Магма (От греч. "магма" - "густая мазь") смесь магматического расплава, кристаллов и/или их сростков и флюидной фазы, способная к перемещению в земной коре.

Магма, попадающая на поверхность Земли, теряет растворенные летучие компоненты и превращается в лаву. При застывании магмы образуются магматические породы.

Магмы по химическому составу делятся на силикатные, карбонатные, фосфатные, сульфидные и т.д.

Наиболее распространены в земных условиях силикатные магмы.

A Model of Magmatic Crystallization

J. Petrol. 19(1), 66–94 (1978)

by H. D. NATHAN* and C. K. VAN KIRK†

Department of Geology, and Computer Centre, Acadia University, Wolfville, Canada BOP 1X0

(Received 5 October 1976; in revised form 3 February 1977)

$$T = a_0 + a_1 \text{Al} + a_2 \text{Ti} + a_3 \text{Fe}^{+3} + a_4 \text{Fe}^{+2} + a_5 \text{Mg} + a_6 \text{Ca} + a_7 \text{Na} + a_8 \text{K} + a_9 (\log_e \text{II}) + a_{10} \sqrt{\text{Al}(\text{Na} + \text{K})}$$

Mineral	II
Magnetite	$\sqrt[3]{(\text{Fe}^{+2})(\text{Fe}^{+3})^2}$
Olivine	$\sqrt[3]{(\text{Mg} + \text{Fe}^{+2})^2(\text{Si})}$
Hypersthene	$\sqrt[3]{(\text{Mg} + \text{Fe}^{+2})(\text{Si})}$
Augite	$\sqrt[4]{(\text{Ca})(\text{Mg} + \text{Fe}^{+2})(\text{Si})^2}$
Plagioclase	$\sqrt[5]{(\text{Na} + \text{Ca})(\text{Al})(\text{Si})^3}$
Orthoclase	$\sqrt[5]{(\text{K})(\text{Al})(\text{Si})^3}$
Leucite	$\sqrt[4]{(\text{K})(\text{Al})(\text{Si})^2}$
Nepheline	$\sqrt[3]{(\text{Na})(\text{Al})(\text{Si})}$

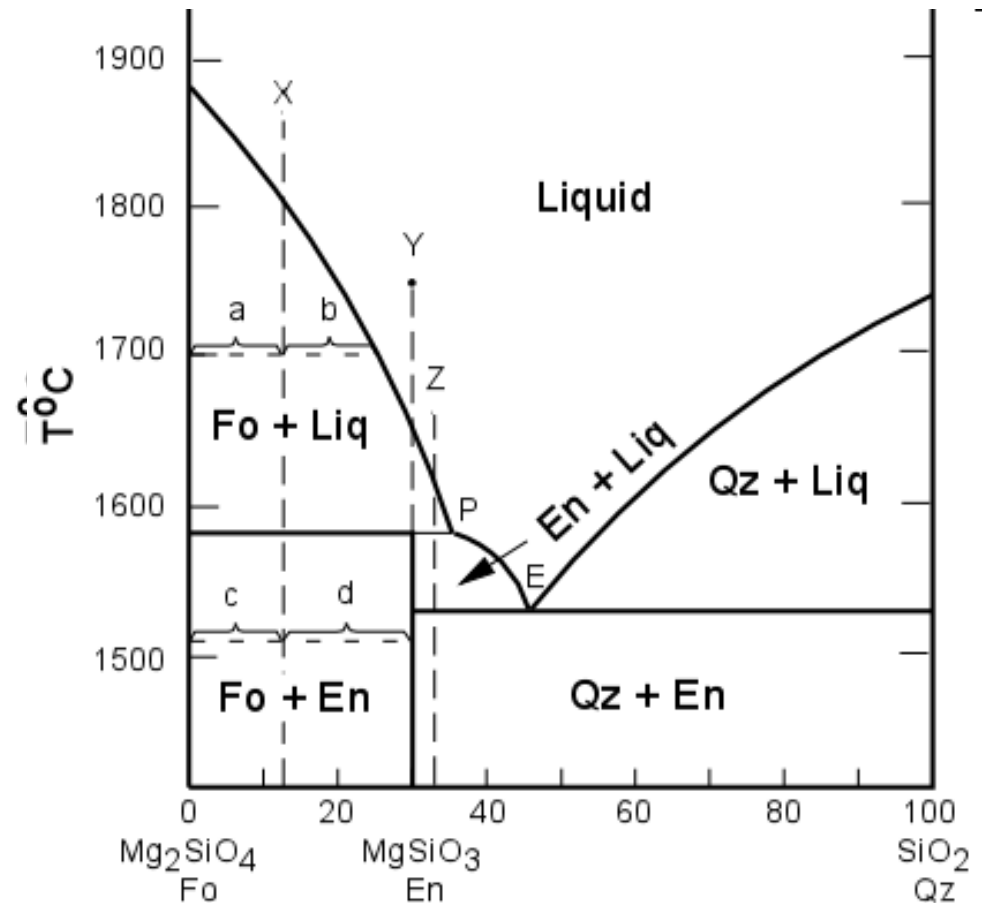
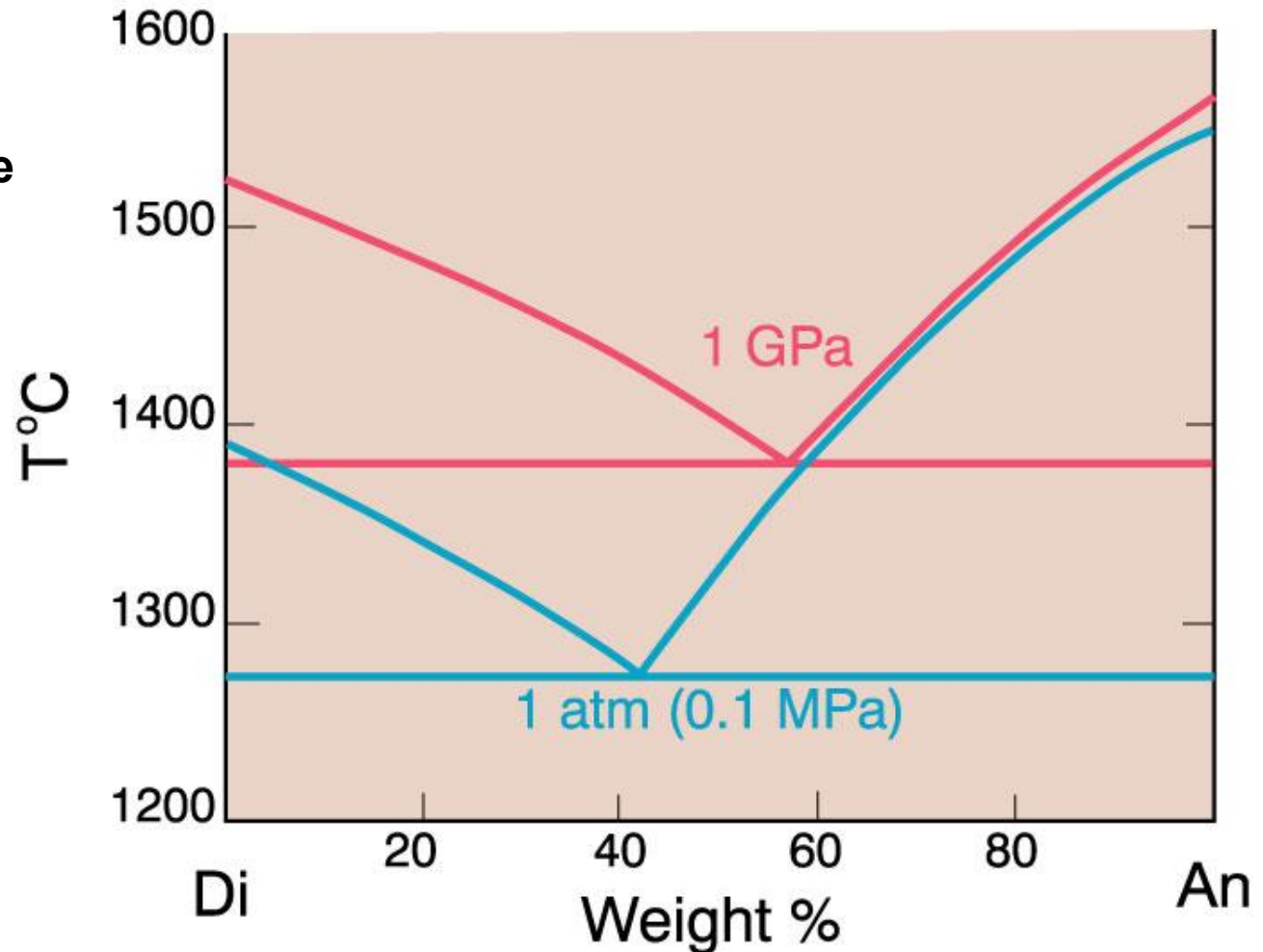


Figure 2

Эффект давления

В среднем,
поправка на давление
+ 5 градусов на кбар
(50°/GPa).
Для клинопироксена
> 10°/kbar
Для плагиоклаза
< 2°/kbar

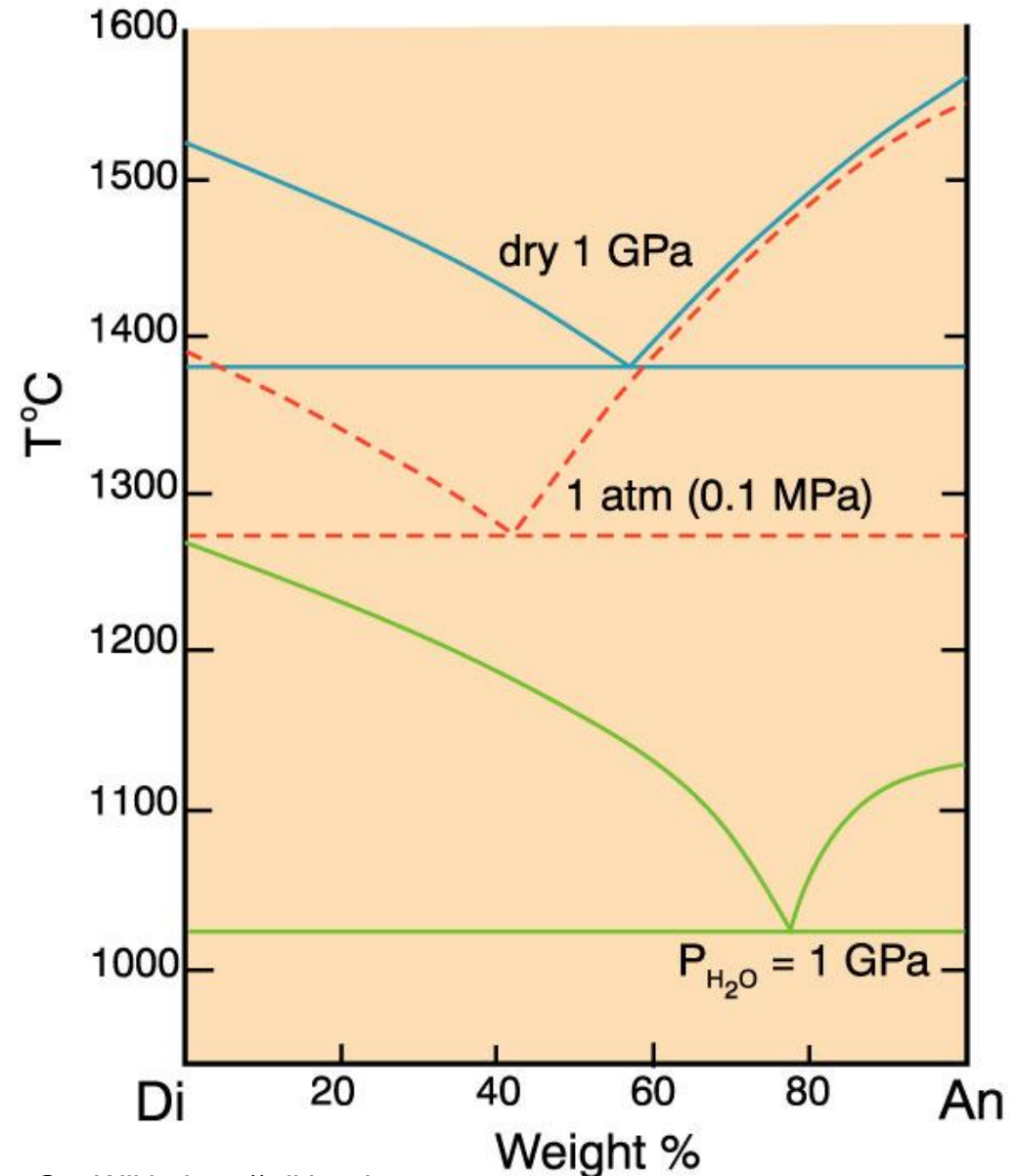


Система диопсид-анортит. Данные для 1 GPa
Presnall *et al.* (1978). *Contr. Min. Pet.*, 66, 203-220.

Влияние воды на температуру

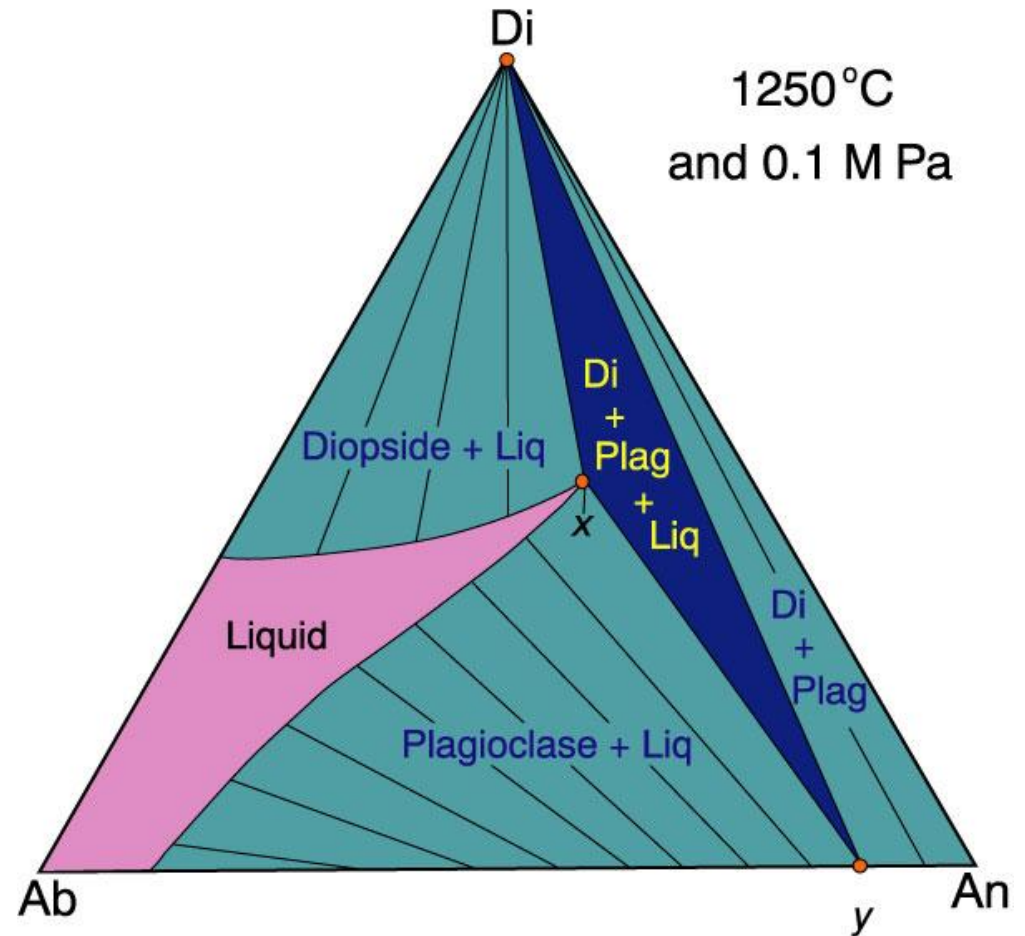
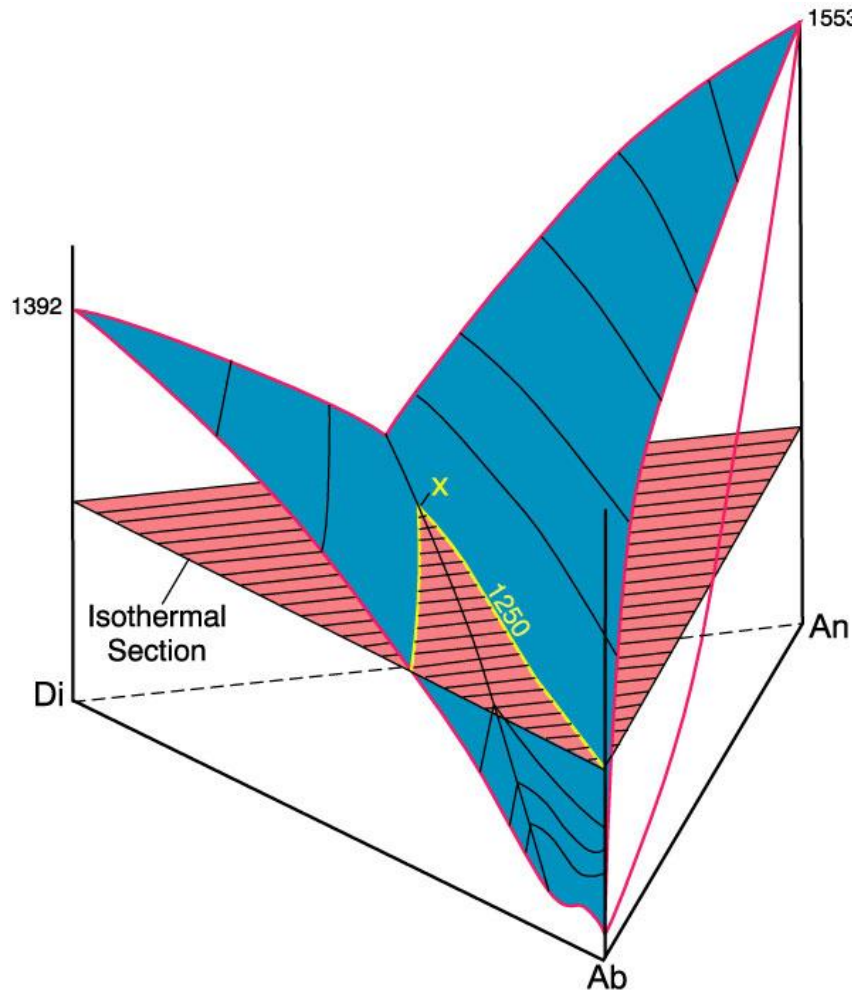
Вода по разному влияет
на ликвидусные температуры
различных минералов:
На оливин почти не влияет
На СРх ~15K/kbar
На Pl ~ 40-60K/kbar

Система диопсид-анортит. Данные
для $P_{H_2O} = 1 \text{ GPa}$ из Yoder (1965).



Трёхмерная проекция

Изотермическое сечение



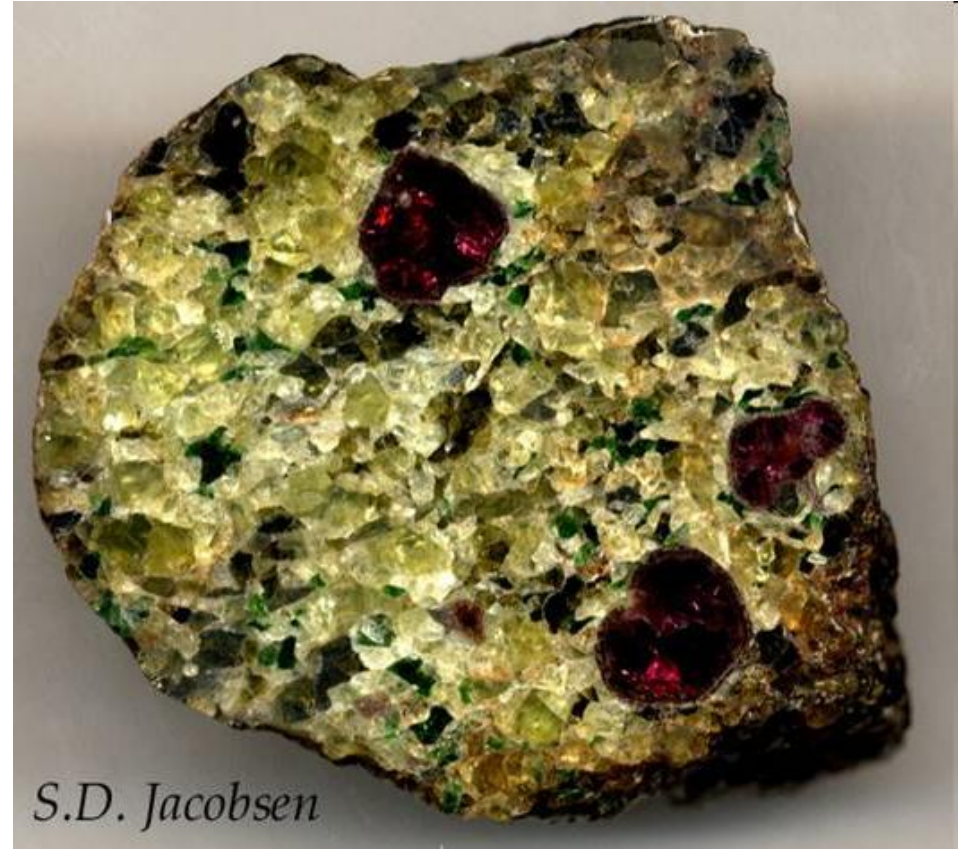
Получение изотермического сечения для системы диопсид-альбит анортит при 1250°C (и 0.1 МПа) Morse (1994), Basalts and Phase Diagrams. Krieger Publishers.

Минералогический состав мантии



7.5 см

Шпинелевый лерцолит
Peridote Mesa, San Carlos,
Arizona, USA



5 см

Гранатовый лерцолит
Южная Патагония,
Pali-Aike, Chile

Главные минералы верхней мантии

Оливин $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$
Состав: Форстерит
 $100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ 88-94
Количество: 50-98%

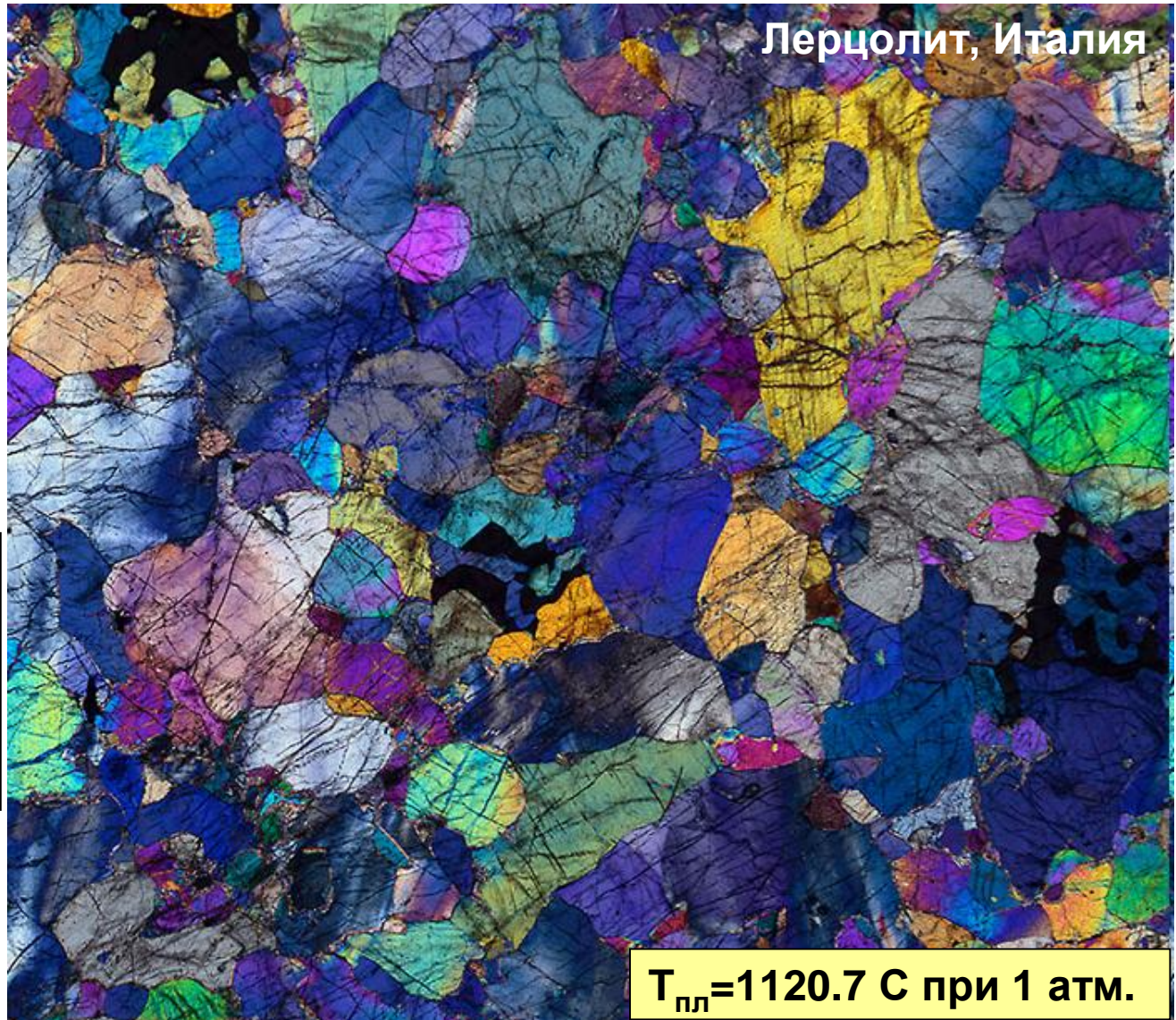
Ортопироксен
 $(\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$
Состав: Энстатит
 $100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ 86-93
Количество: 1-35%

Клинопироксен
 $\text{Ca}(\text{Mg,Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$
Состав: Диопсид
 $100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) > 86-93$
Количество: 1-25%

Плагиоклаз
 $(\text{Ca,Na})\text{Al}_{2-3}\text{Si}_{2-3}\text{O}_8$

Шпинель
 $(\text{Mg,Fe})(\text{Al,Cr})_2\text{O}_4$

Гранат
 $(\text{Mg,Fe})_3(\text{Al,Cr})_2[\text{SiO}_4]_3$



Главные компоненты: Mg, Si, Ca, Al –
в равновесии должно быть 4 минерала

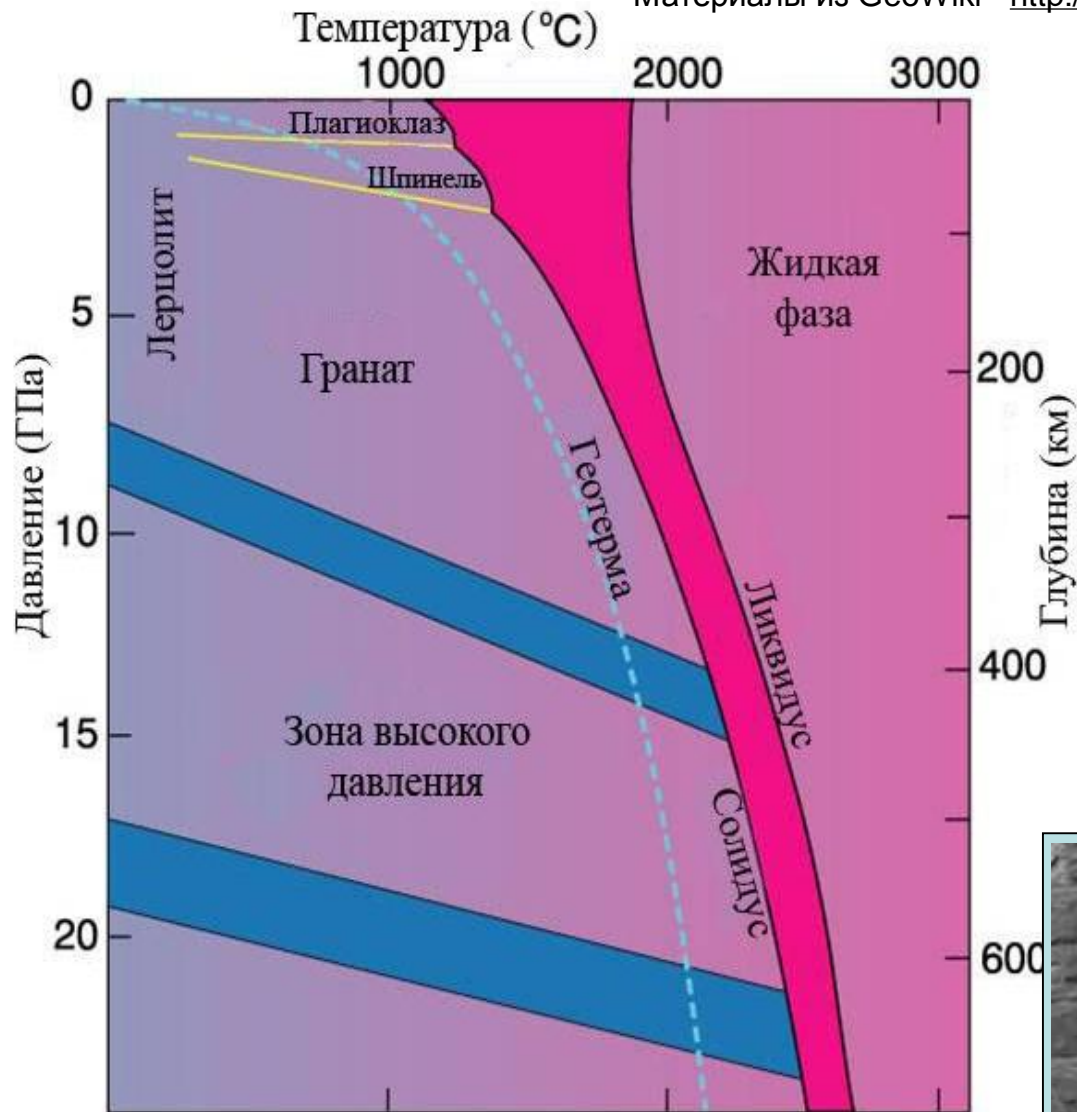
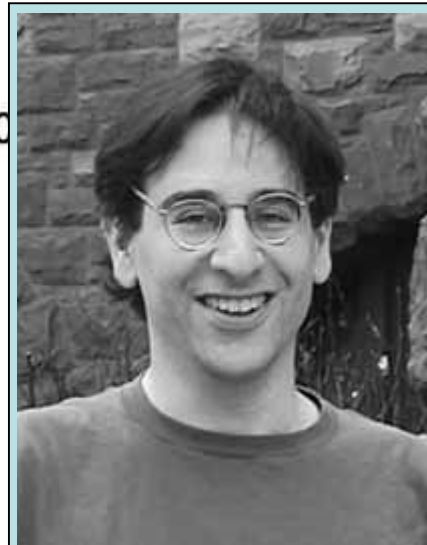


Диаграмма полей устойчивости фаз алюминия для лерцолитов с интервалом плавления, субсолидусными переходами и геотермическими градиентами (по Wyllie, 1981):

Плагинклез < 50 км
Шпинель 50-80 км
Гранат 80-400 км
Si → (VI) >400 (440 - рингвудит)

Мантия остается в твердом состоянии несмотря на повышение температуры с глубиной. Чтобы получить магму, нужно что-то сделать с мантией.



Марк Хиршманн

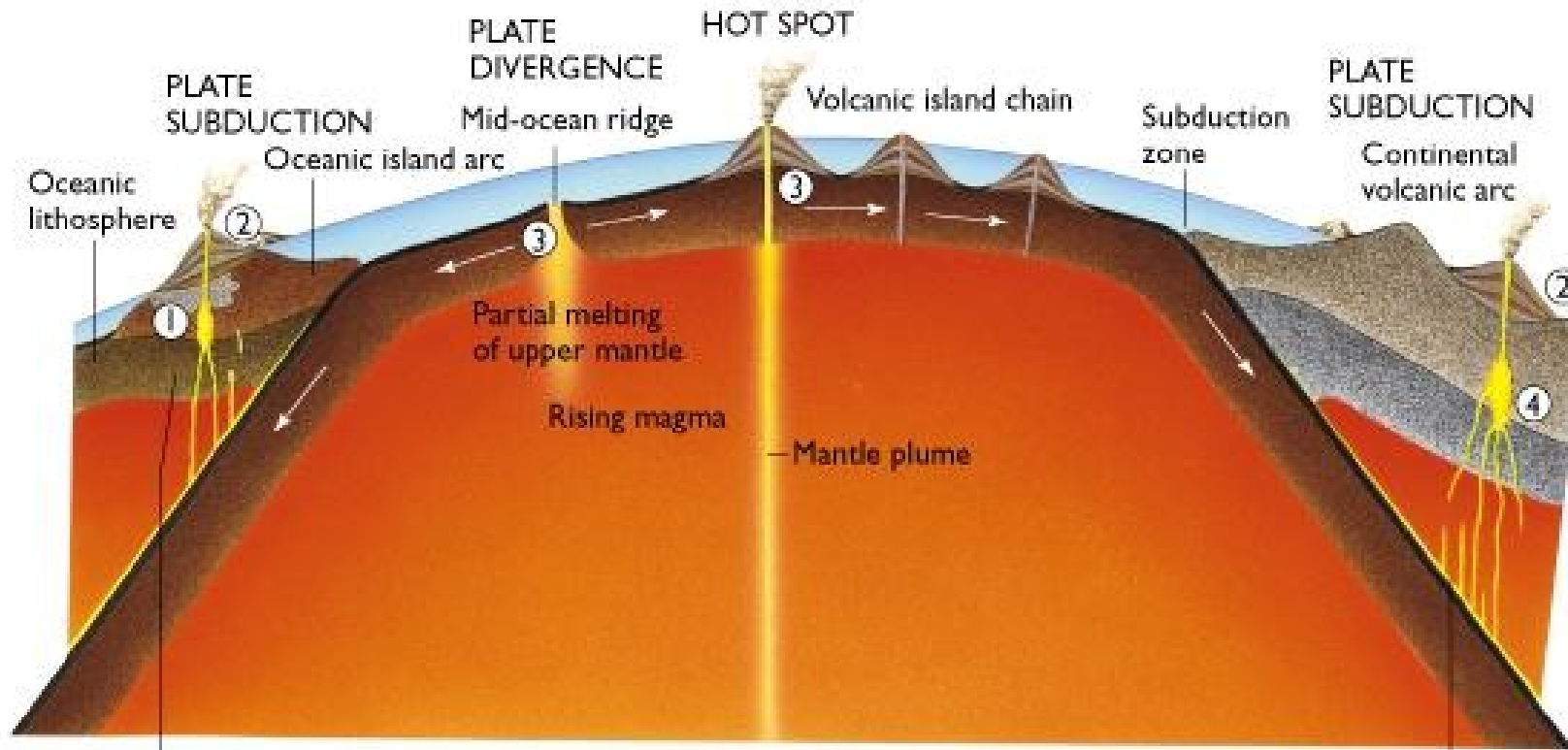
$$T(^{\circ}\text{C}) = aP^2 + bP + c$$

$a = -5.104,$
 $b = 132.899,$
 $c = 1120.661$
 P в GPa ,
Hirshmann, 2000

Модели плавления мантии

- Декомпрессионное плавление. Возможно при подъеме мантийного вещества в более высокие горизонты
- Плавление за счет прогрева. Возможно за счет привноса тепла с более глубинных горизонтов
- Плавление за счет привноса флюида (H_2O). Флюид (H_2O) существенно снижает температуру плавления перидотитов

Где происходит плавление мантии?



Some partial melting in mantle wedge above subducting plate

- ① Mafic to intermediate plutonism
- ② Mafic to intermediate volcanism

- ③ Basaltic volcanism
- ④ Mafic to silicic plutonism

Some partial melting in mantle wedge above subducting plate

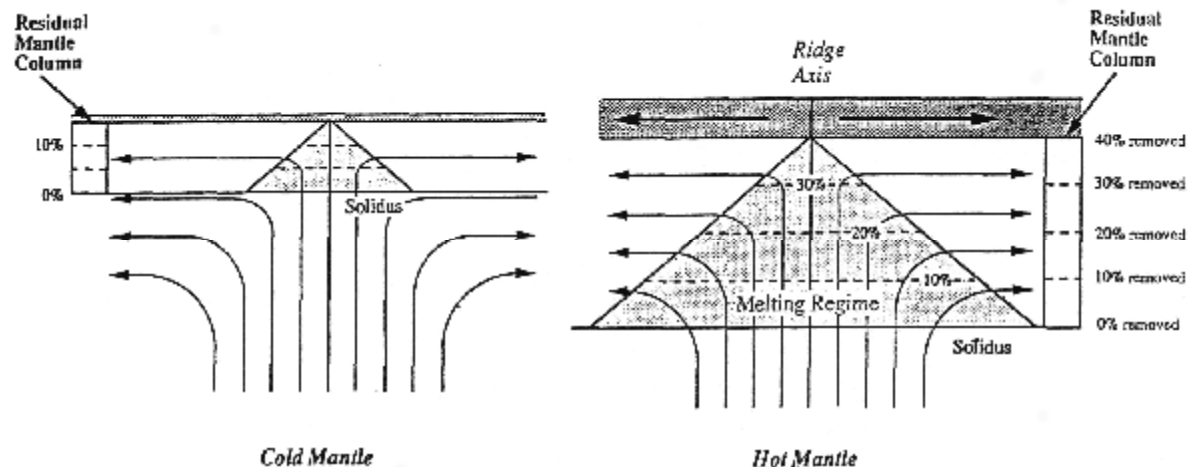
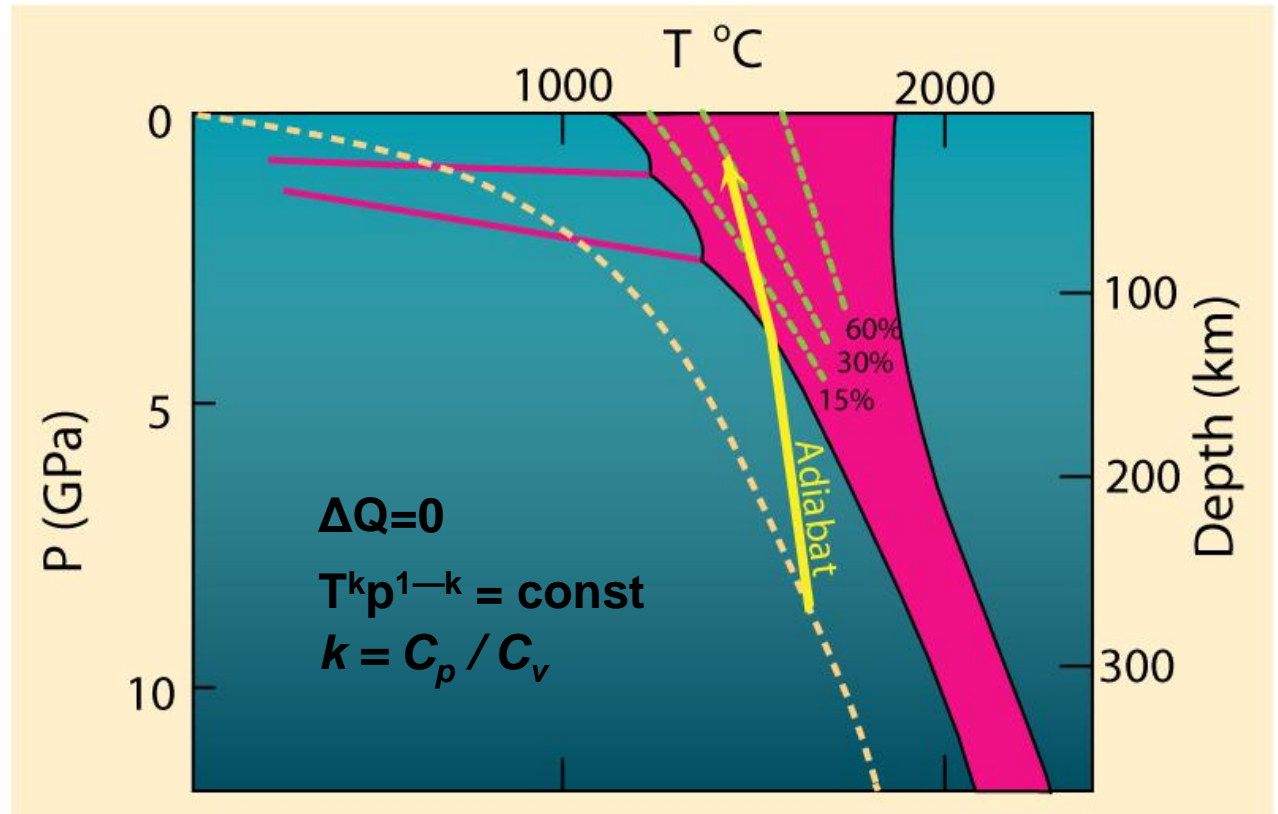
Декомпрессионное плавление мантии



Пол Азимов,
PhD CalTech, 1997

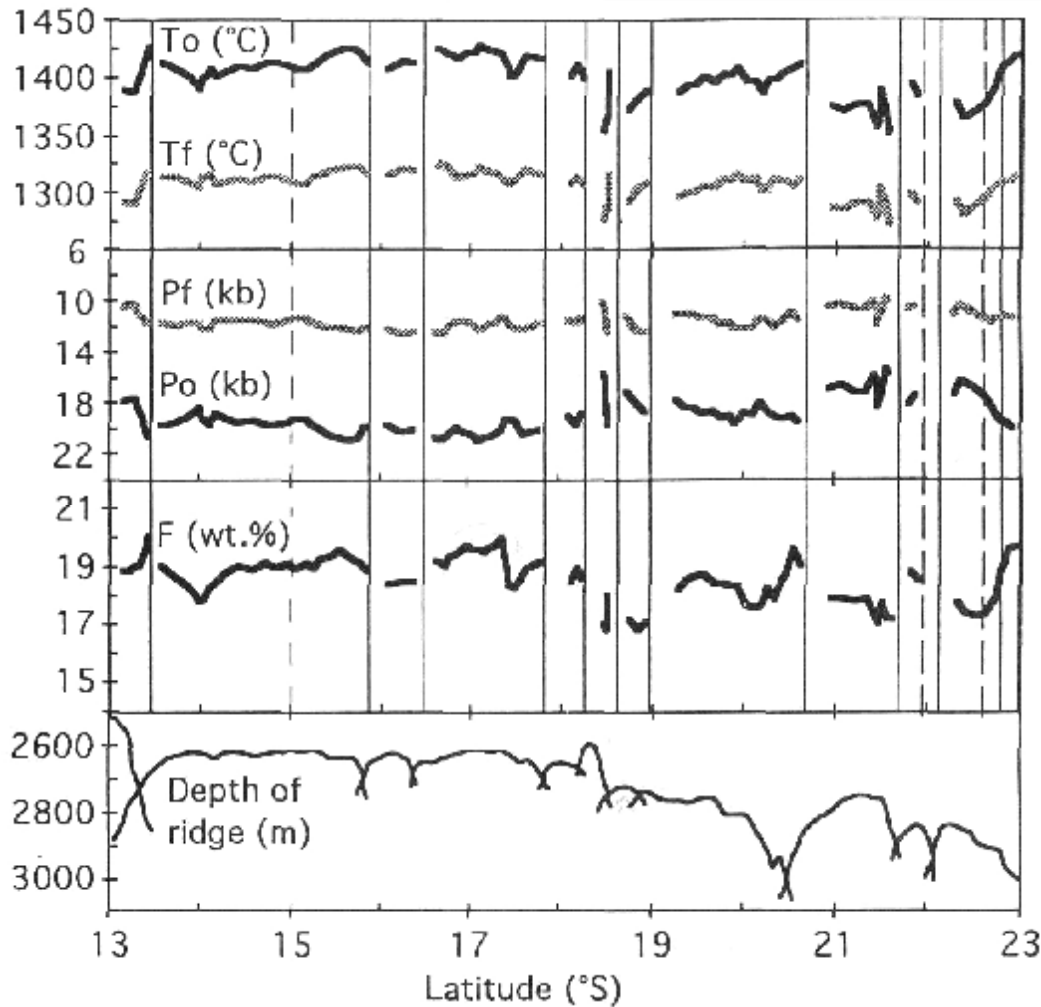
Автор программы PMELTS

Для срединно-океанических хребтов принята модель адиабатического подъема мантии



$$F \text{ (wt \%)} = 19.02 - 5.175 \text{ Na}_8 + 15.537 \text{ Ca}_8/\text{Al}_8$$
$$P_0 \text{ (kb)} = 25.98 + 0.967 F + 45.277/F - 5.186 \text{ Si}_8/\text{Fe}_8$$

Niu, Batiza, 1991

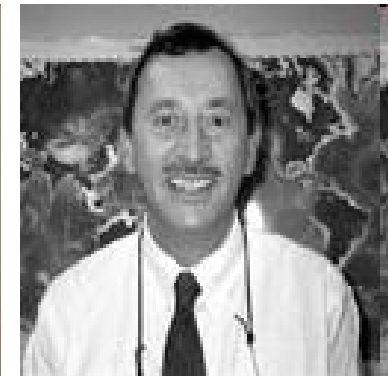


Batiza, 1996

Оценка параметров
плавления мантии для
южной части Восточно-
Тихоокеанского
поднятия

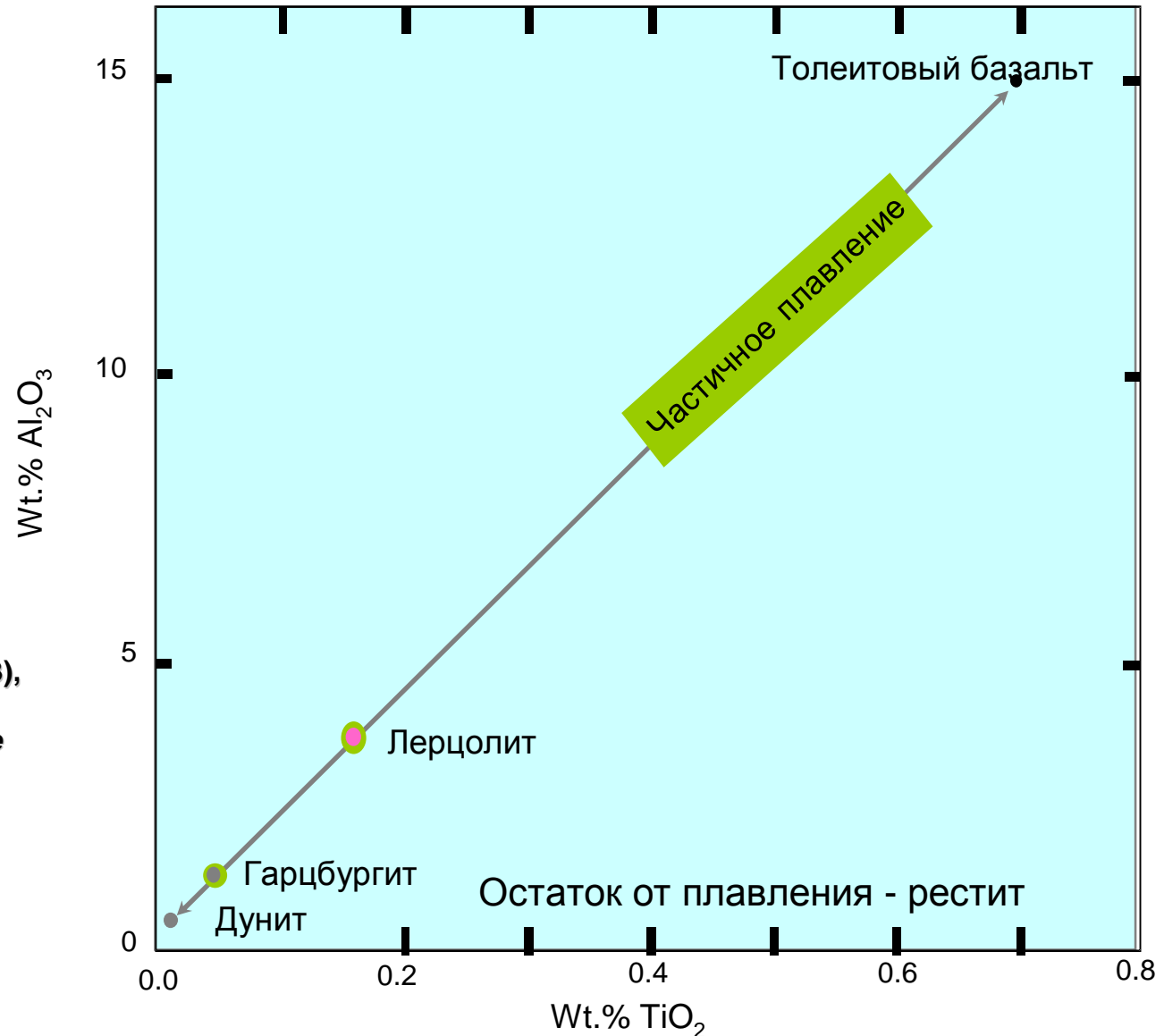


YAOLING NIU
Профессор
Университета
Durham, UK



Rodey Batiza,
NSF, директор
программы
изучения
океана

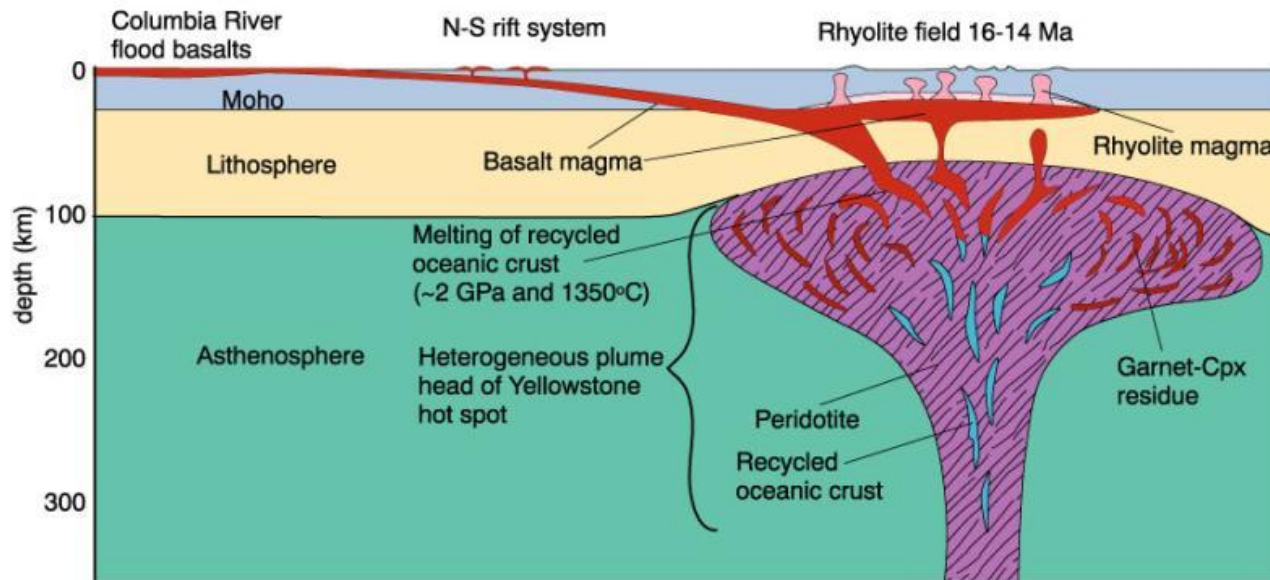
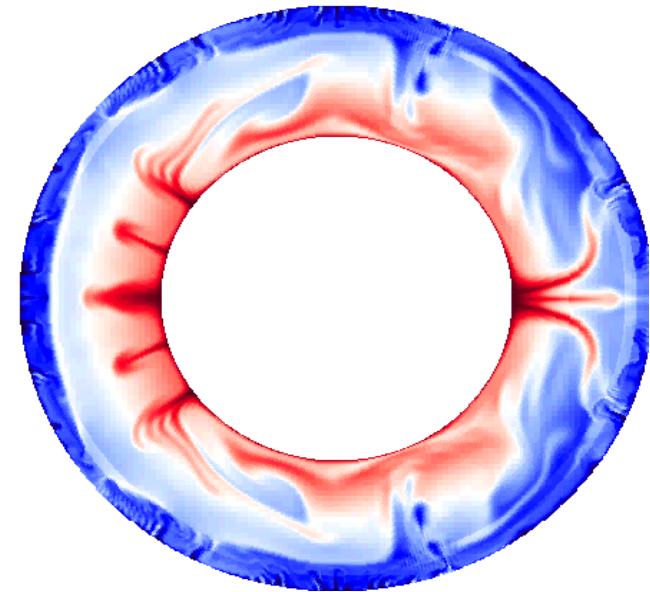
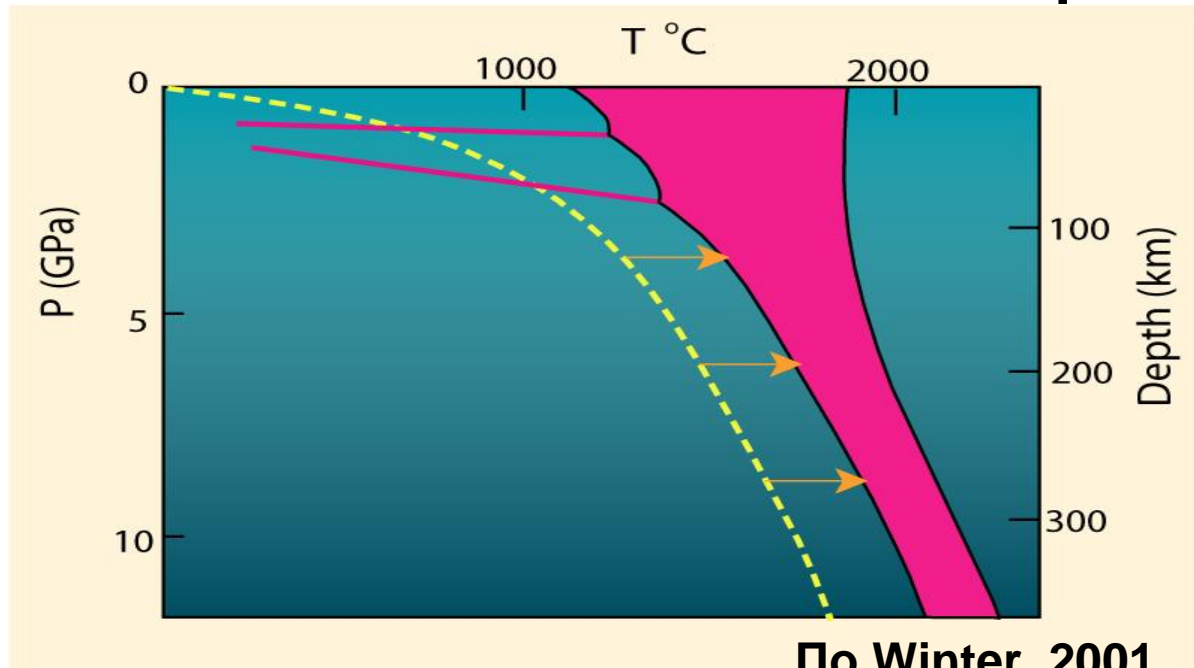
Лерцолиты возможно представляют исходную мантию
Дуниты и гарцбургиты являются остатком после выплавившихся
базальтов которые отделились от мантийного вещества



Brown and Mussett, A. E. (1993),
*The Inaccessible Earth: An
Integrated View of Its Structure
and Composition*. Chapman &
Hall/Kluwer.

По Winter, 2001

Плавление за счет прогрева мантии?



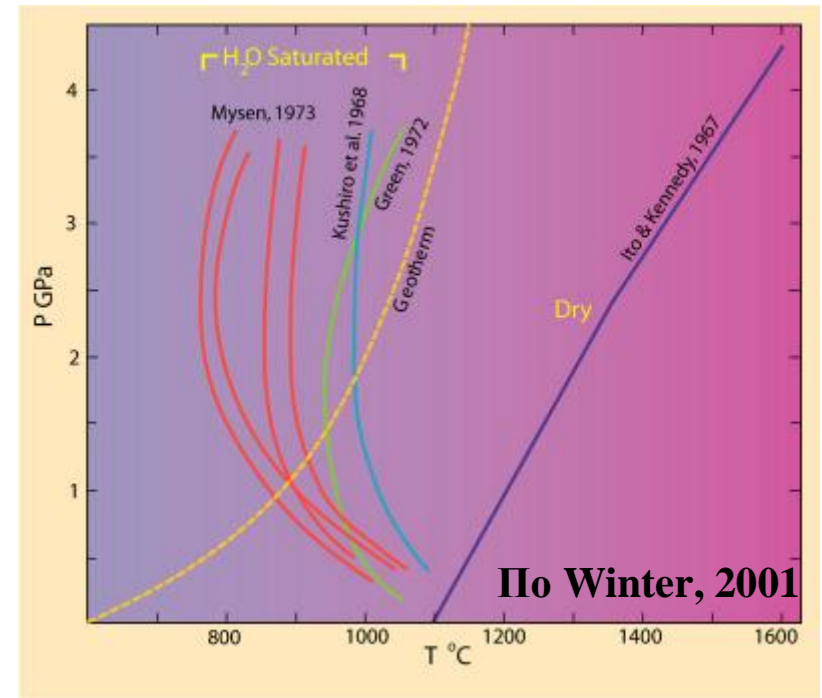
Возможен прогрев верхней мантии за счет подъема вещества из нижней мантии. Разница температур должна быть очень большой (>300K)

Плавление перidotитов под воздействием флюида

В мантийных породах $< 0.1\% \text{H}_2\text{O}$

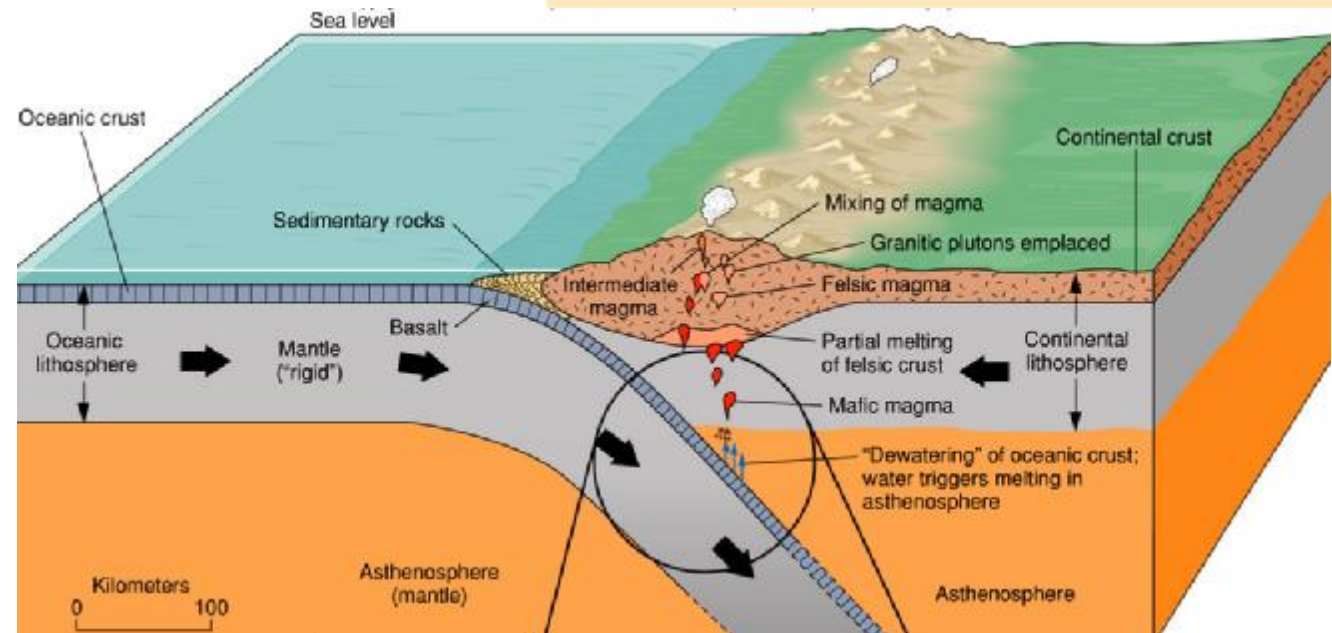
Tetsuro Hirono, 2001 оценил количество воды, поступающее в мантию из субдуцированной плиты как $3.56 \times 10^{-4} \text{ м}^3/\text{у}$ на м^2 .

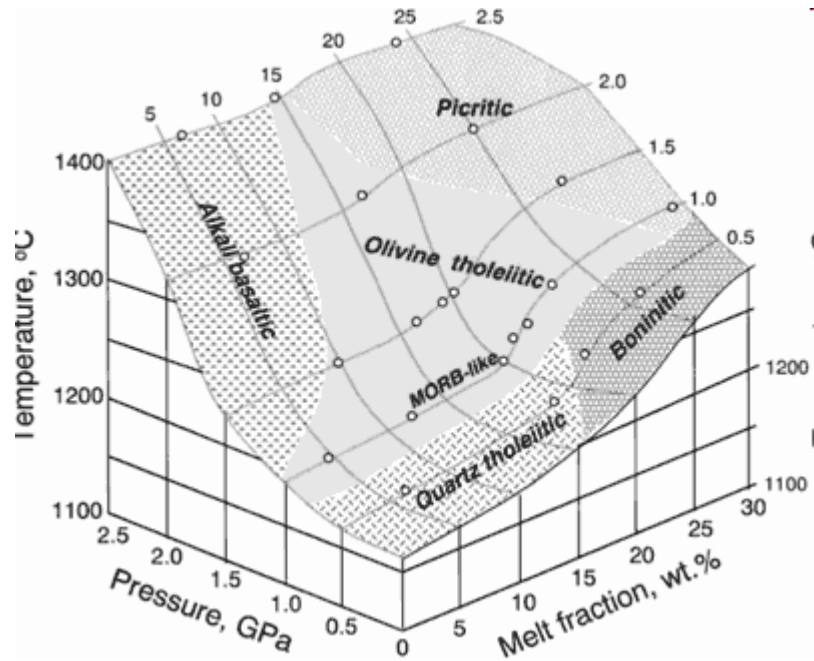
Поступление воды в вышележащую мантию приводит к ее частичному плавлению на 20-25%



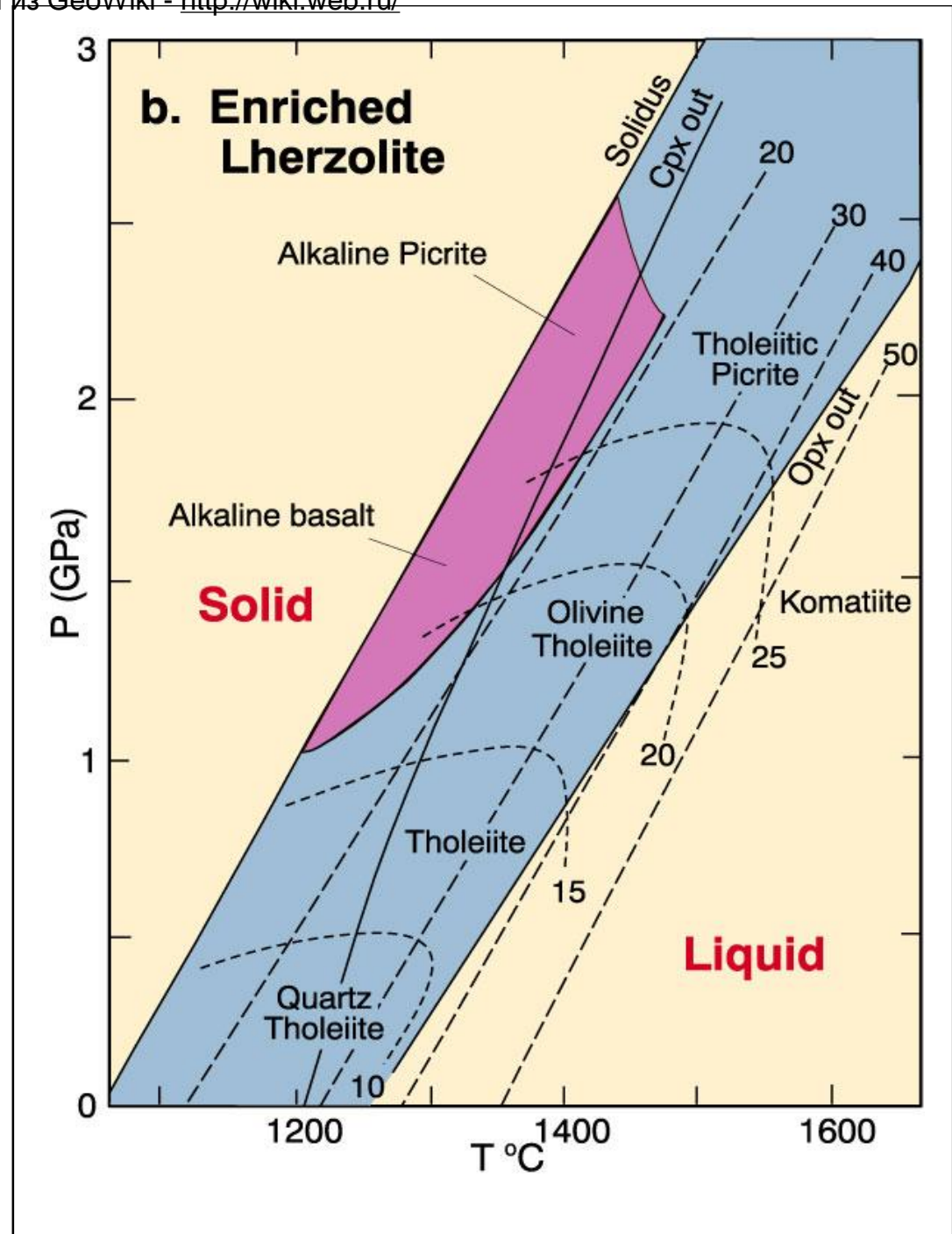
Гидратированная океаническая плита

Астеносферная мантия





Ikuo Kushiro, 1996, 2001



Расчет минимального содержания количества расплава в магме

- 1% расплава – не магма, поскольку
НЕВОЗМОЖНА ПОДВИЖНОСТЬ

[Annual Reviews
www.annualreviews.org/aronline](http://www.annualreviews.org/aronline)



Брюс Марш

*Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1989. 17:439-74
Copyright © 1989 by Annual Reviews Inc. All rights reserved*

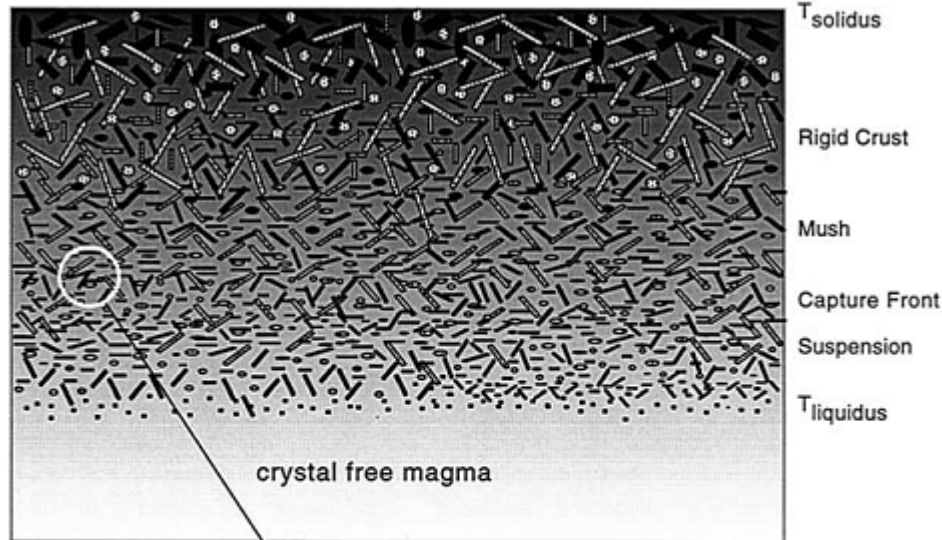
MAGMA CHAMBERS

Bruce D. Marsh

bmarsh@jhu.edu

Department of Earth and Planetary Sciences,
The Johns Hopkins University, Baltimore, Maryland 21218

Пределная кристалличность



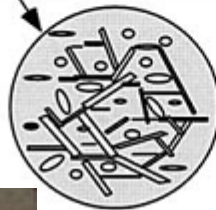
Marsh, 1989, Marsh, 2002

Твердая корка $1 \geq N > 0.55$

Кристаллическая каша $0.55 \geq N > 0.25$

Магматическая суспензия $0.25 \geq N > 0$

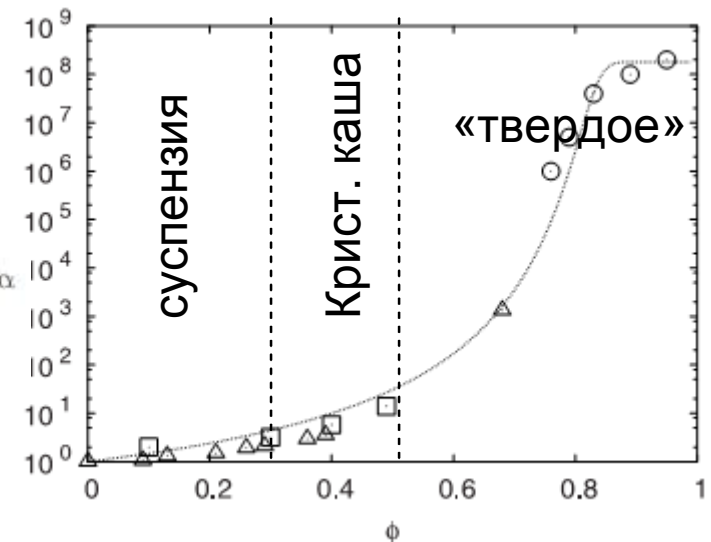
На Гавайях проводилось бурение лавовых озер. При кристалличности > 55% корка вела себя как твердая порода. При кристалличности < 50% бур свободно продвигался руками.



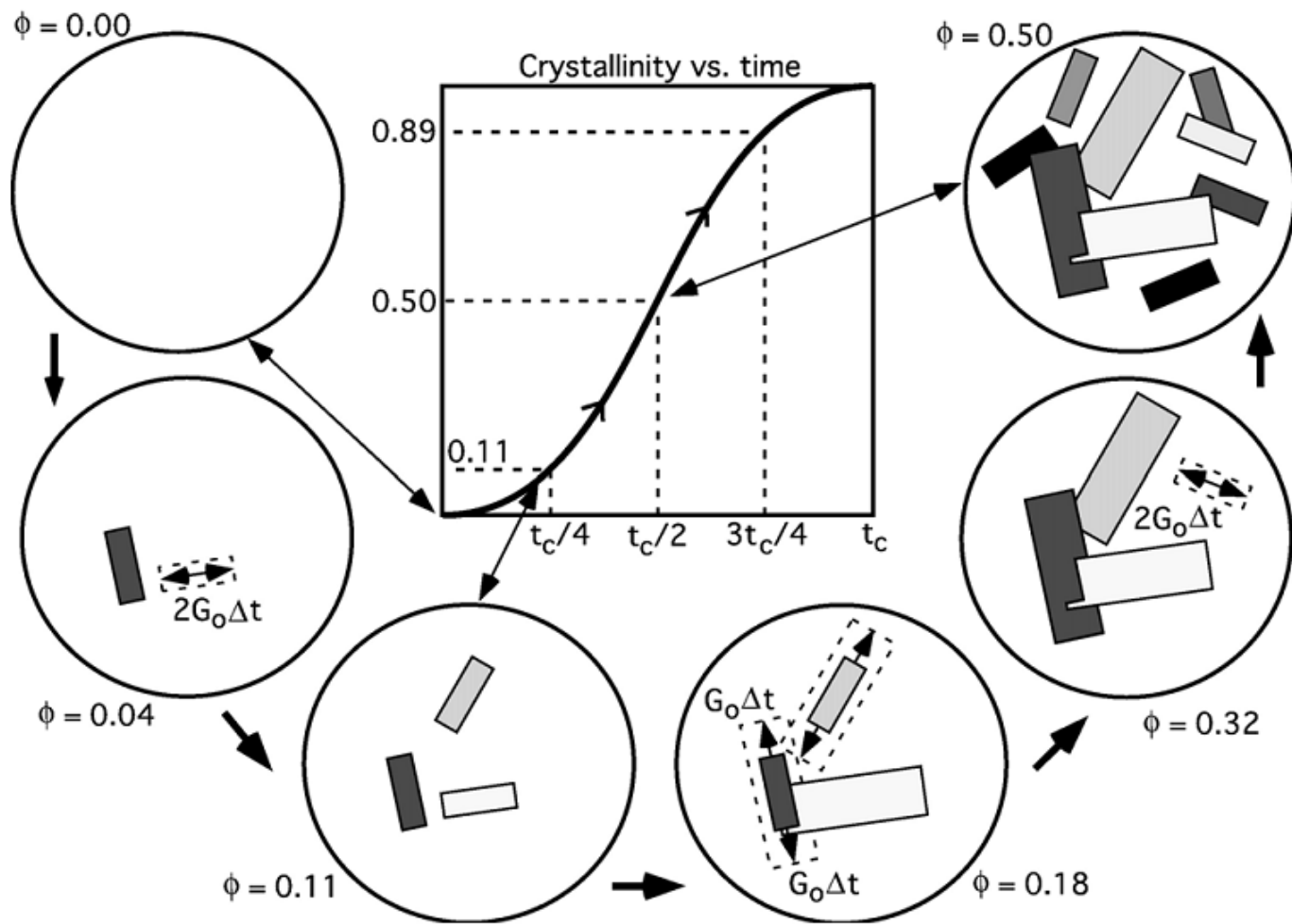
Antonio Costa, 2005:

$$\eta(\phi) = \left\{ 1 - \alpha \operatorname{erf} \left(\frac{\sqrt{\pi}}{2} \phi \left[1 + \frac{\beta}{(1-\phi)^\gamma} \right] \right) \right\}^{-B/\alpha}$$

ϕ – кристалличность, α, β, γ, B
- коэффициенты



Соотношение скорости нуклеации и скорости кристаллизации



$$J(t) = J_0 \exp\left(\frac{at}{t_c}\right)$$

$a \sim 4$, зависит от скорости остывания

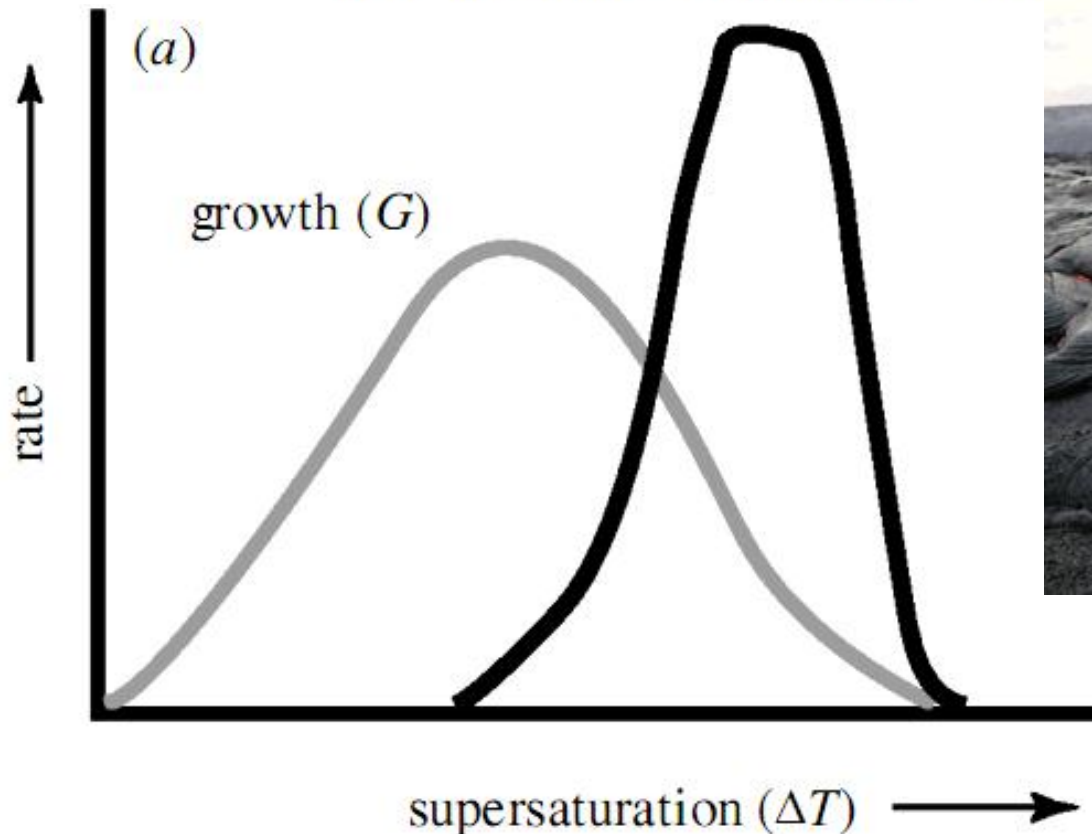
$$\dot{G}(t) = \dot{G}_0 \exp\left(\frac{bt}{t_c}\right)$$

$b \sim 0$, что соответствует линейной скорости роста

t_c – общее время кристаллизации

Degassing and crystallization of ascending andesite and dacite

BY KATHY CASHMAN¹ AND JON BLUNDY²



$$L \approx (J/G)^{-1/4}$$

$$N_v \approx (J/G)^{3/4} \approx 1/L^3$$

Степень плавления и возможность отделения расплавов.

- Какие силы действуют на расплав, заставляя его отделяться от субстрата?
- Какое минимальное количество расплава способно начать сегрегироваться?



При плавлении субстрата возможно создание избыточного давления за счет объемного эффекта плавления

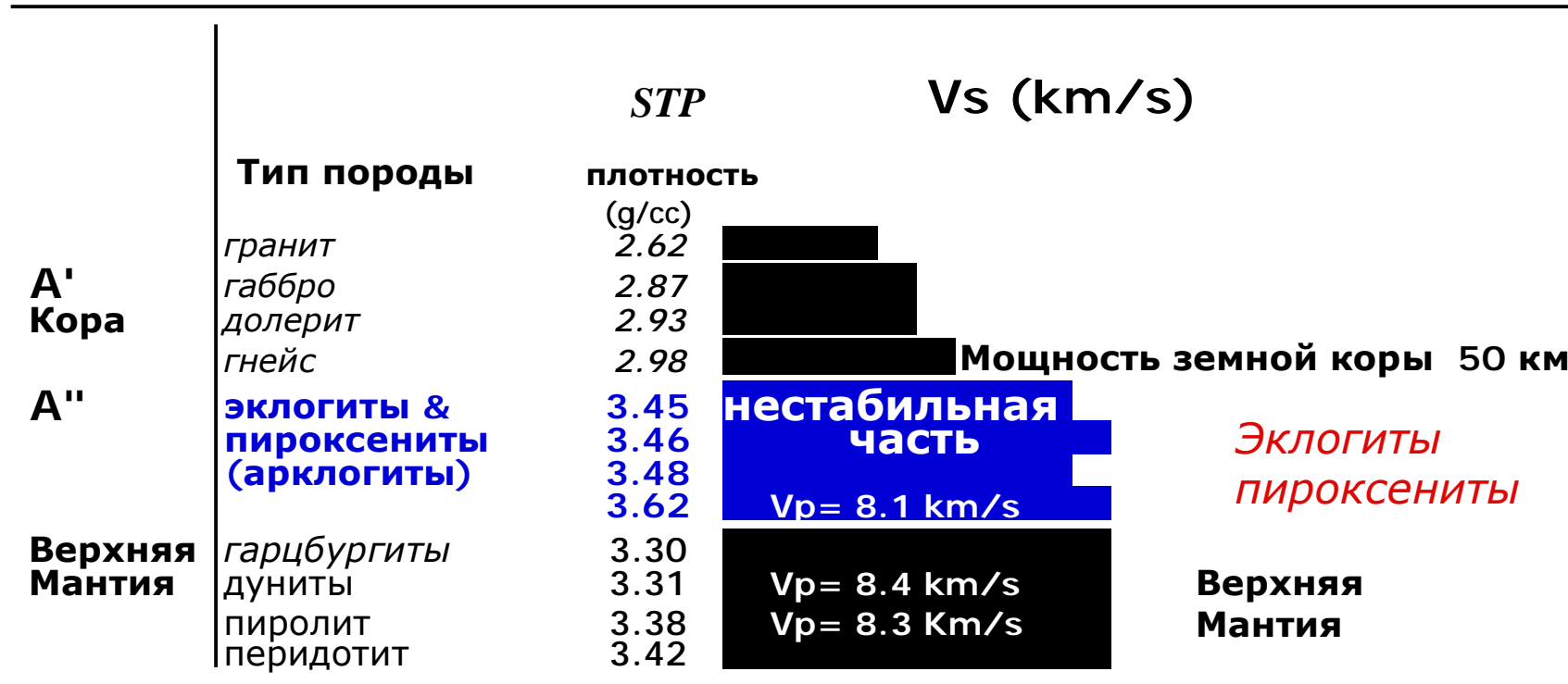


Птигматиты (Юлиристи, р-н Питкяранты, Ладожское озеро), фото С.Трусова

Факторы, помогающие отделению расплава:

1. Стрессовое давление и перемещение твердой массы вместе с содержащимся в ней расплавом
2. Понижение вязкости расплава за счет прогрева и/или растворение флюида
3. Фильтр-прессинг флюидом
4. Градиенты давления

Породы коры и верхней мантии



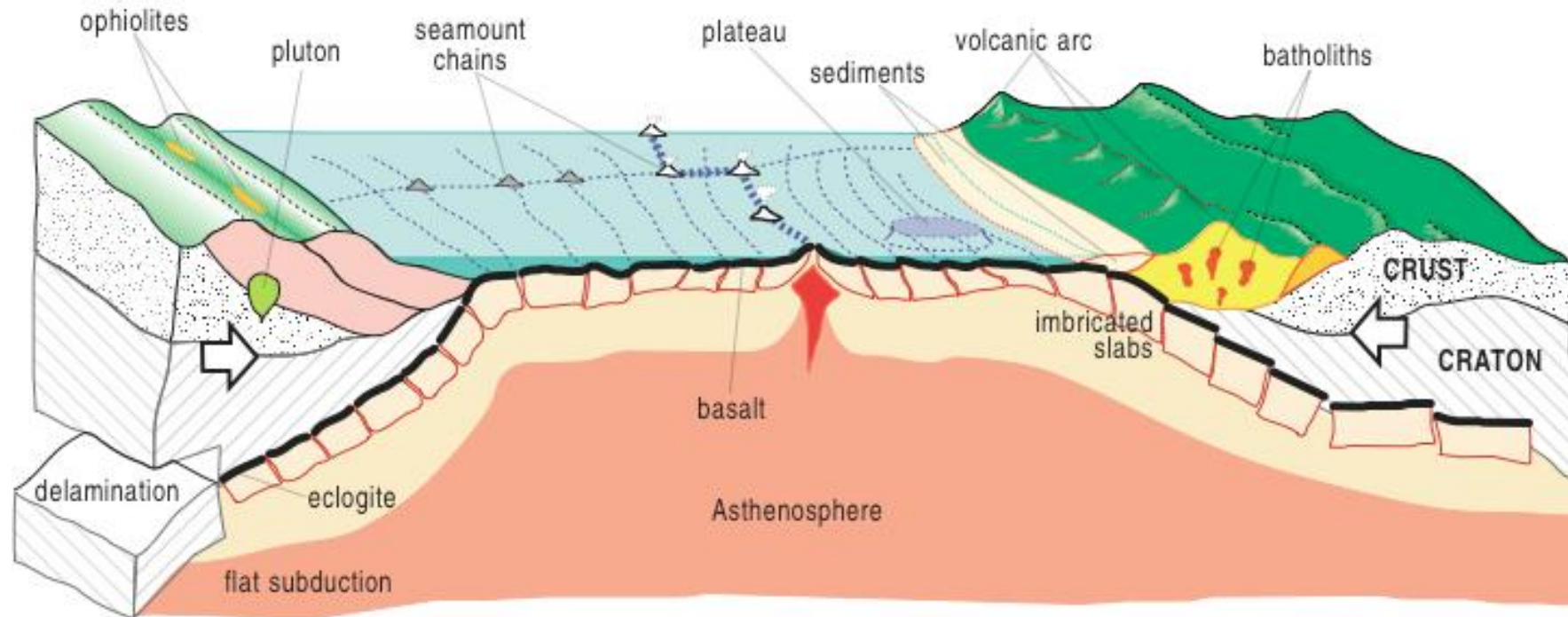
Дон Андерсон

Нижняя часть коры (глубже 50 км) плотнее чем верхняя мантия и должна деламинироваться

Don L. Anderson's book, Theory of the Earth, is now available on the web at

<http://resolver.caltech.edu/CaltechBOOK:1989.001>

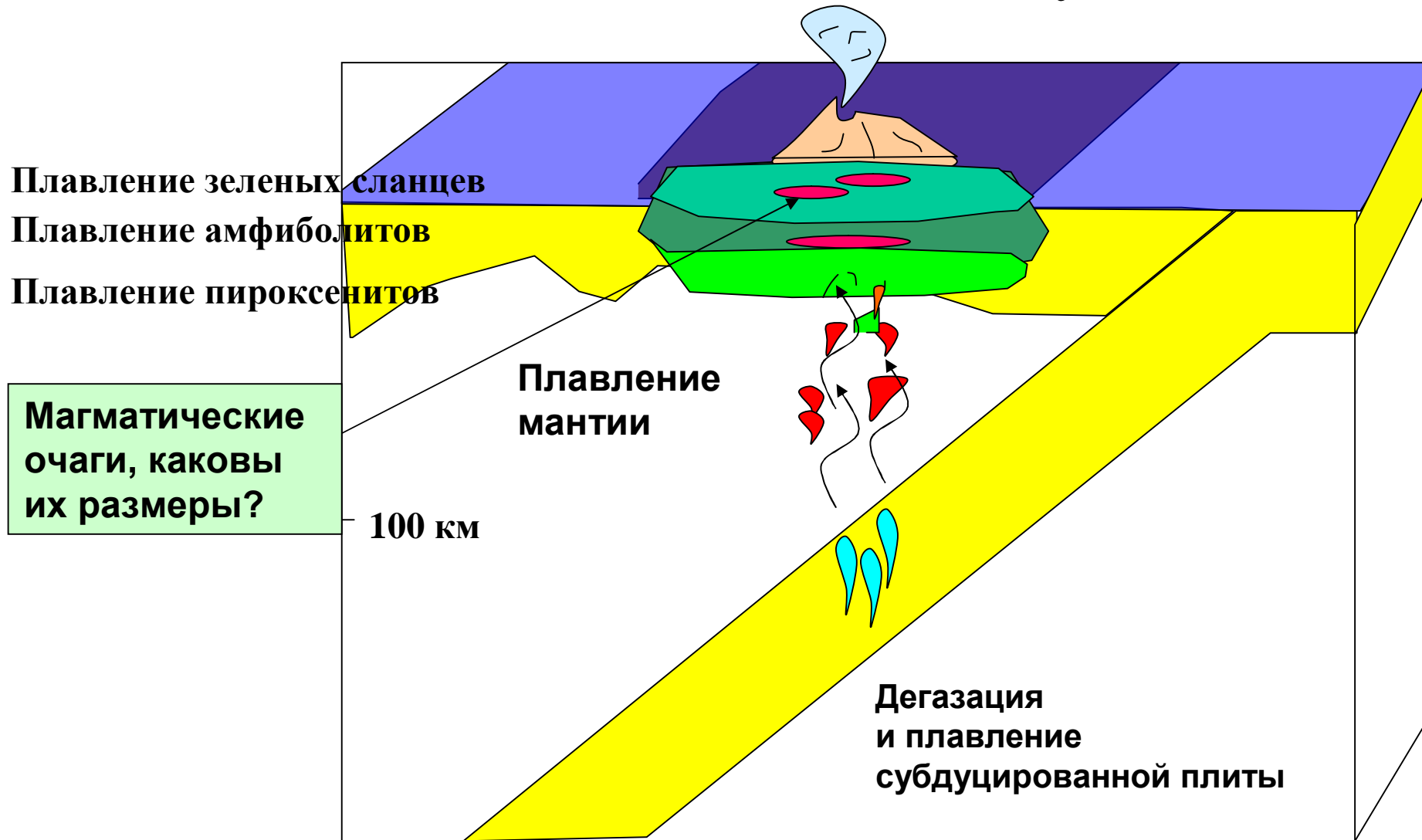
Эффекты деламинации



Эклогиты и пироксениты имеют гораздо более низкие температуры солидуса, чем перидотит. При погружении они прогреваются и испытывают частичное плавление

Погружение крупных блоков приводит к возвратным восходящим потокам в астеносфере, что может вызвать декомпрессионное плавление мантийного вещества

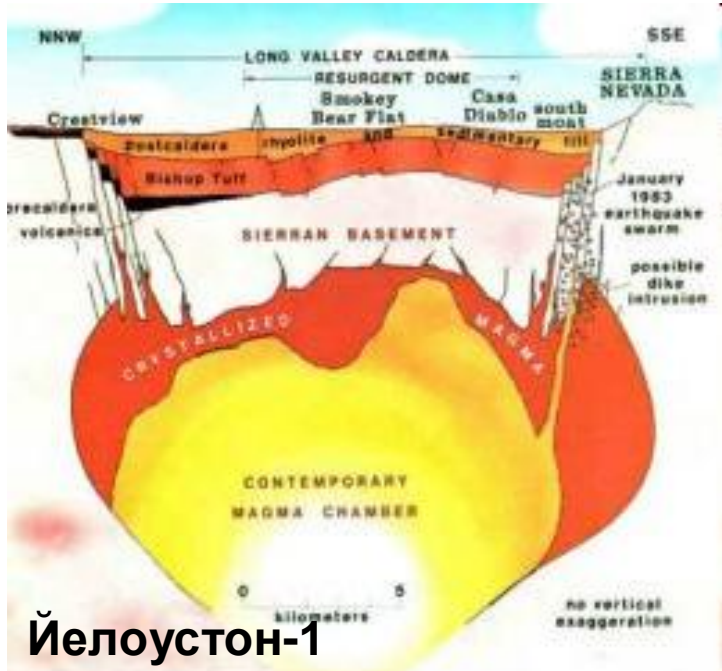
Магматические колонны зон вулканизма



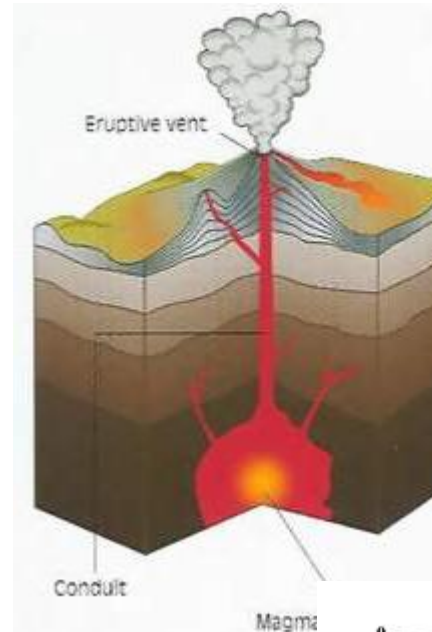
Стадия развитой островной дуги

Плечов, 2008

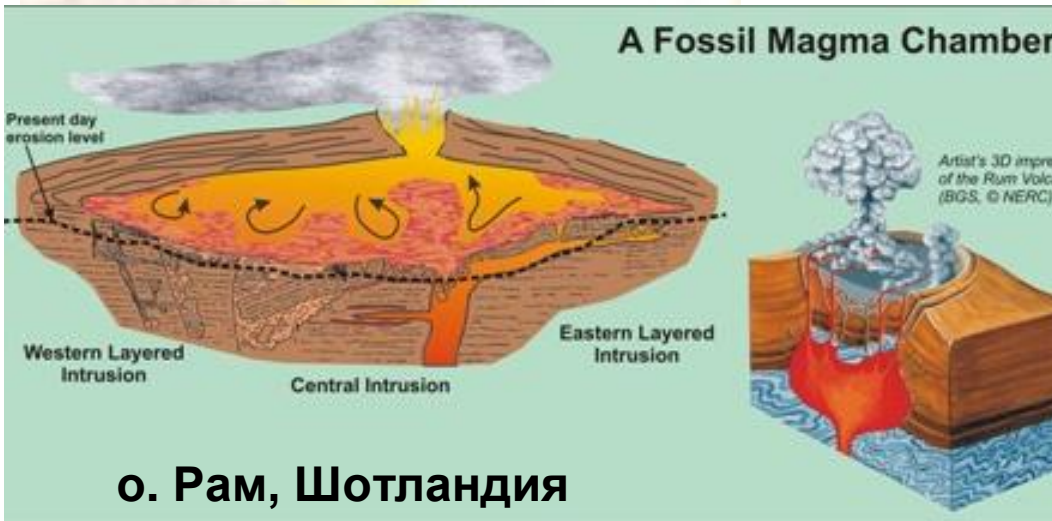
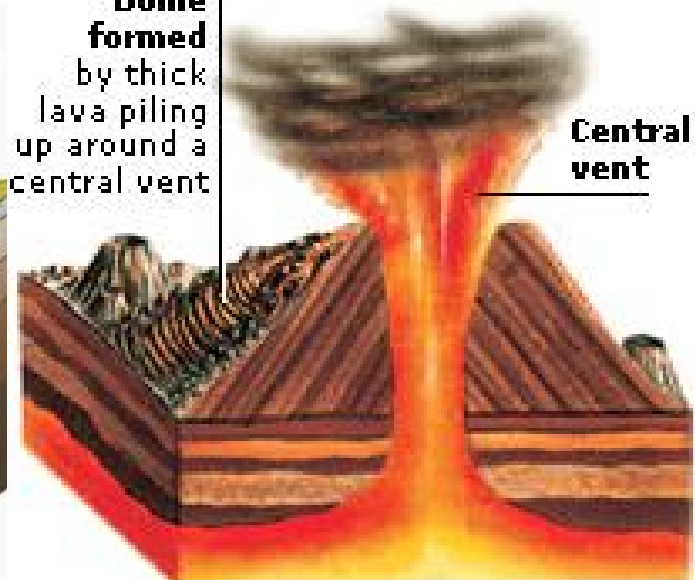
Магматические очаги - размеры, форма, время жизни?



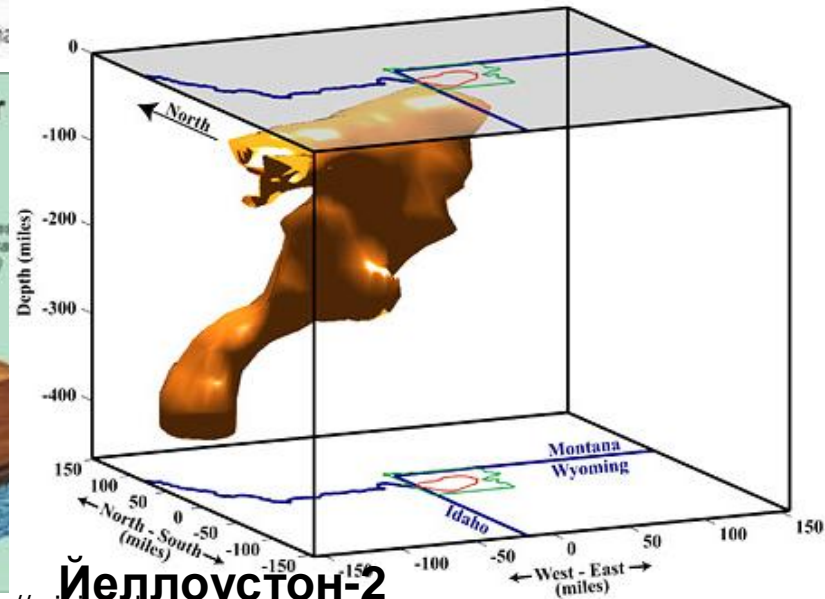
Йелоустон-1



Dome formed by thick lava piling up around a central vent



о. Рам, Шотландия



Йеллоустон-2

Размеры магматических очагов по размерам интрузивных тел

- Самые большие массивы
 - Бушвельд (ЮАР) $\sim 10^5$ км³
 - Стиллуотер (США) $\sim 10^4$ км³
- Единовременные выбросы магмы
 - поток Фиш Каньон ~ 3000 км³
 - извержение Тоба (74 тыс.л.н.) ~ 2800 км³
- Средние размеры интрузивов
 - 100-1300 км³ для 400 батолитов Сьерра-Невада (Gastil et al., 1975)
 - от 1 км³ до 4-60 км³ для островодужных обстановок (Marsh, 1989)

Время остывания магматических очагов

Кондуктивный теплообмен:

$$t = C \frac{L^2}{K},$$

L – линейная размерность очага, например радиус;

K – коэффициент теплопроводности;

C – константа, зависящая от стартовых и конечных условий;

$$Nu \equiv \frac{Q_{\Gamma}}{Q_{cd}},$$

Характер остывания можно выразить числом Нуссельта, безразмерным отношением общего потока тепла к потоку тепла за счет кондуктивного теплопереноса. При

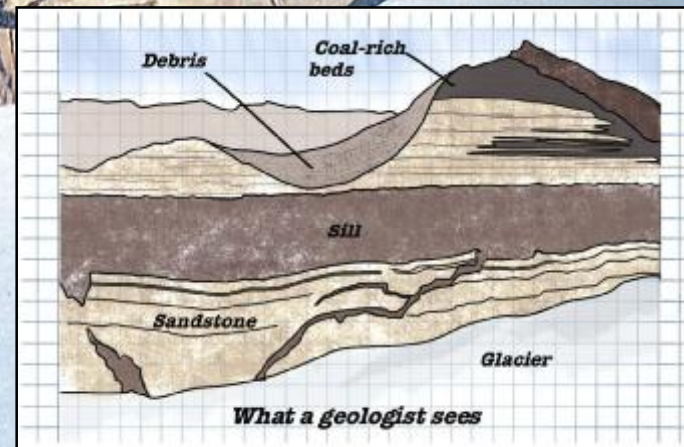
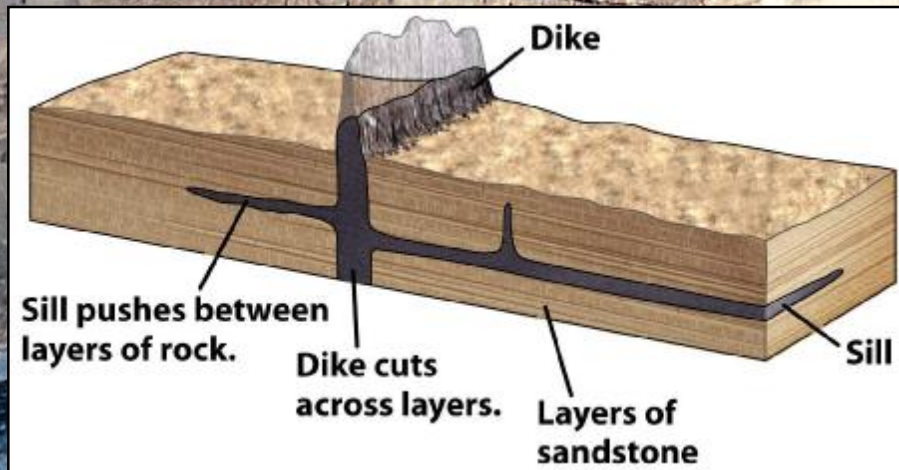
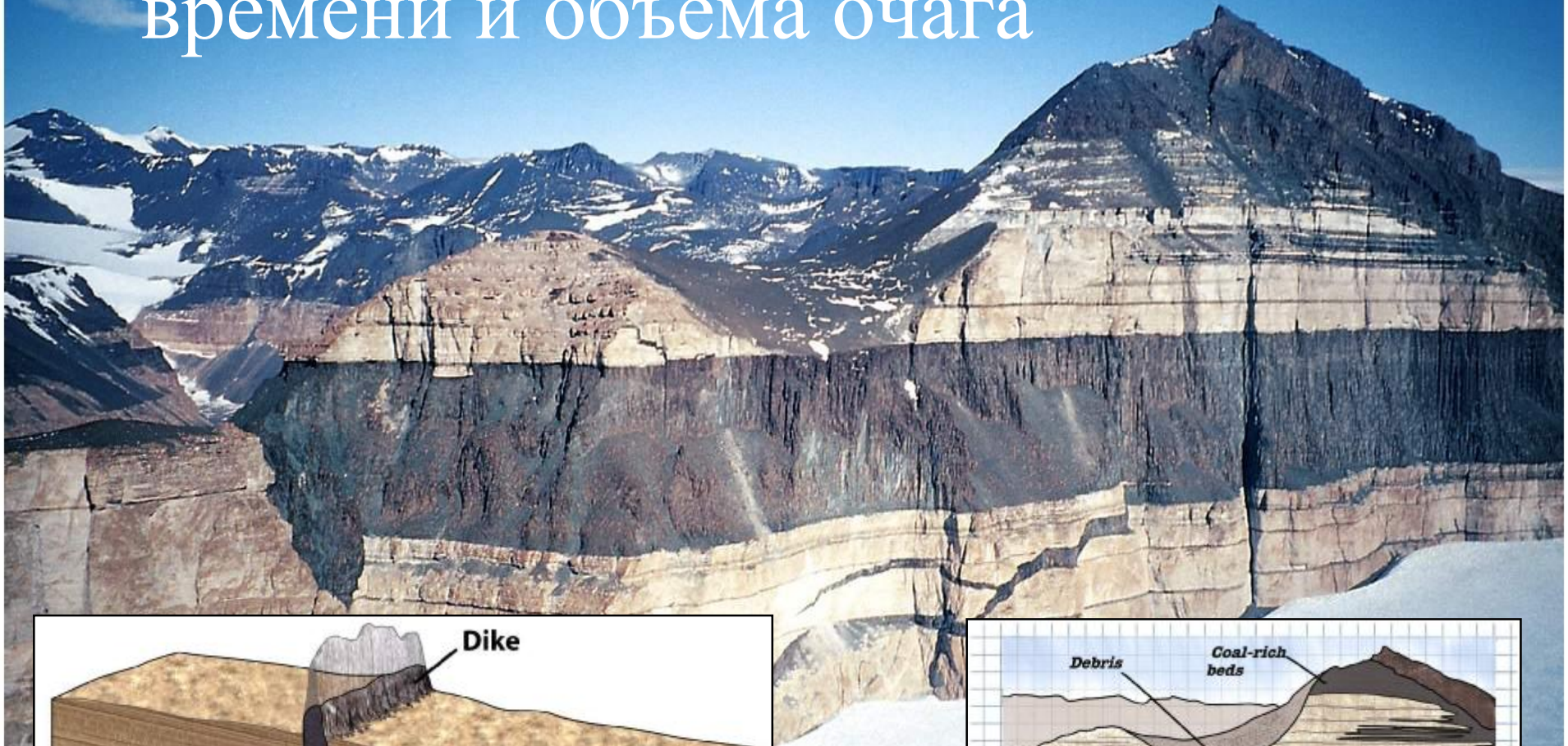
кондуктивном отводе тепла во вмещающих породах $Nu \leq 2$

Разные варианты расчетов моделей остывания (на 200К) для шарообразного очага объемом 1 км³ дают оценки от 200 тыс. лет до ~1 млн. лет (Marsh, 1989)

Оценка времени жизни очага по времени жизни вулканов

- Минимум 2-4 года – время отдельного извержения
- Максимум 30 тыс. лет
- Для очень крупных построек ($\gg 1 \text{ км}^3$)
50-100 тыс. лет

Пути решения парадокса времени и объема очага



Внедрение малыми порциями

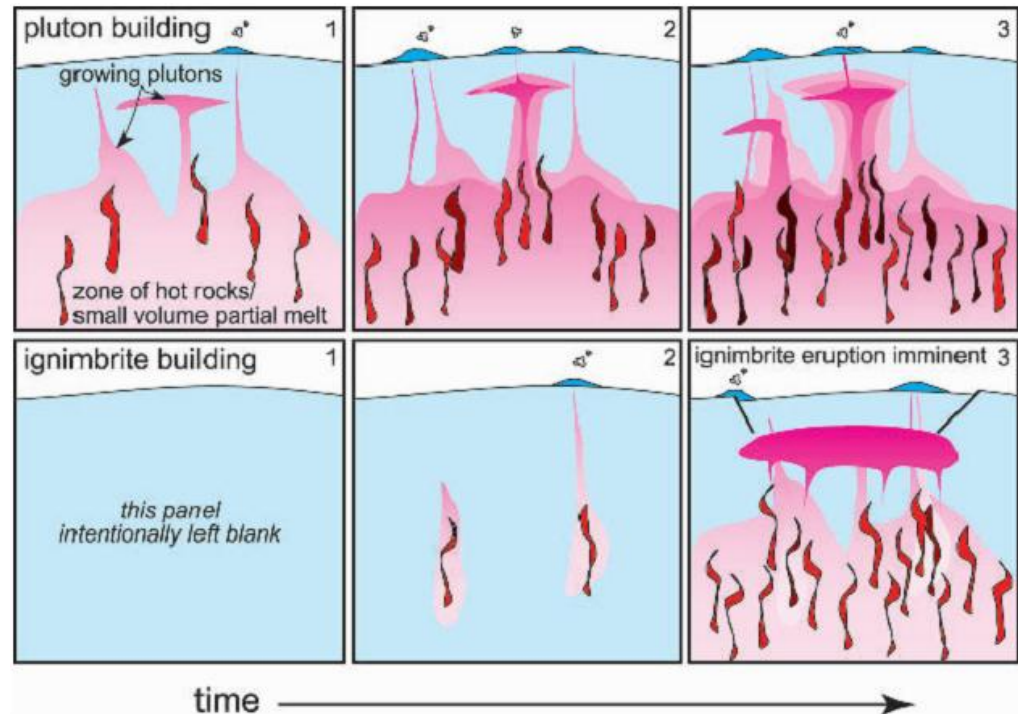
Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers?

Allen F. Glazner, Department of Geological Sciences, CB#3315, University of North Carolina, Chapel Hill, North Carolina 27599, USA, afg@unc.edu

John M. Bartley, Department of Geology and Geophysics, University of Utah, Salt Lake City, Utah 84112, USA

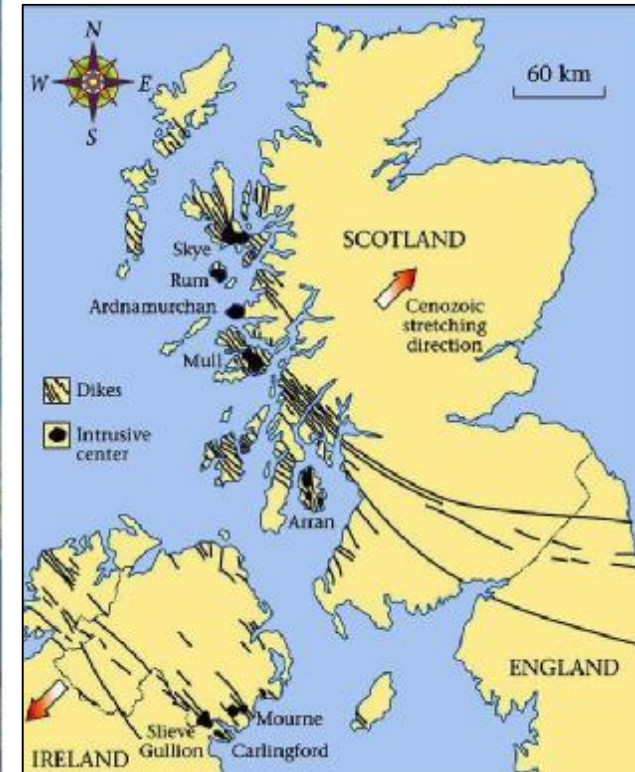
Drew S. Coleman, Walt Gray, and Ryan Z. Taylor*, Department of Geological Sciences, CB#3315, University of North Carolina, Chapel Hill, North Carolina 27599, USA*

**GSA Today; v. 14; no. 4/5,
апрель-май 2004**

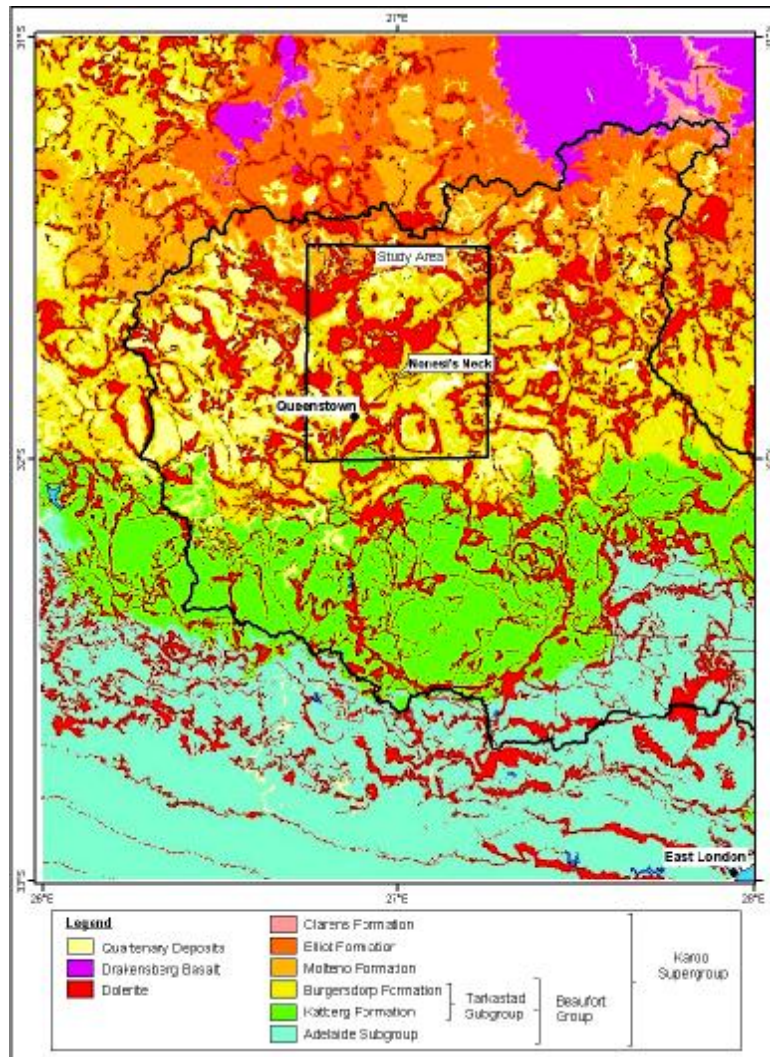


**Плутоны больших объемов могут
являться соединением множества
интрузивов гораздо меньших
размеров**

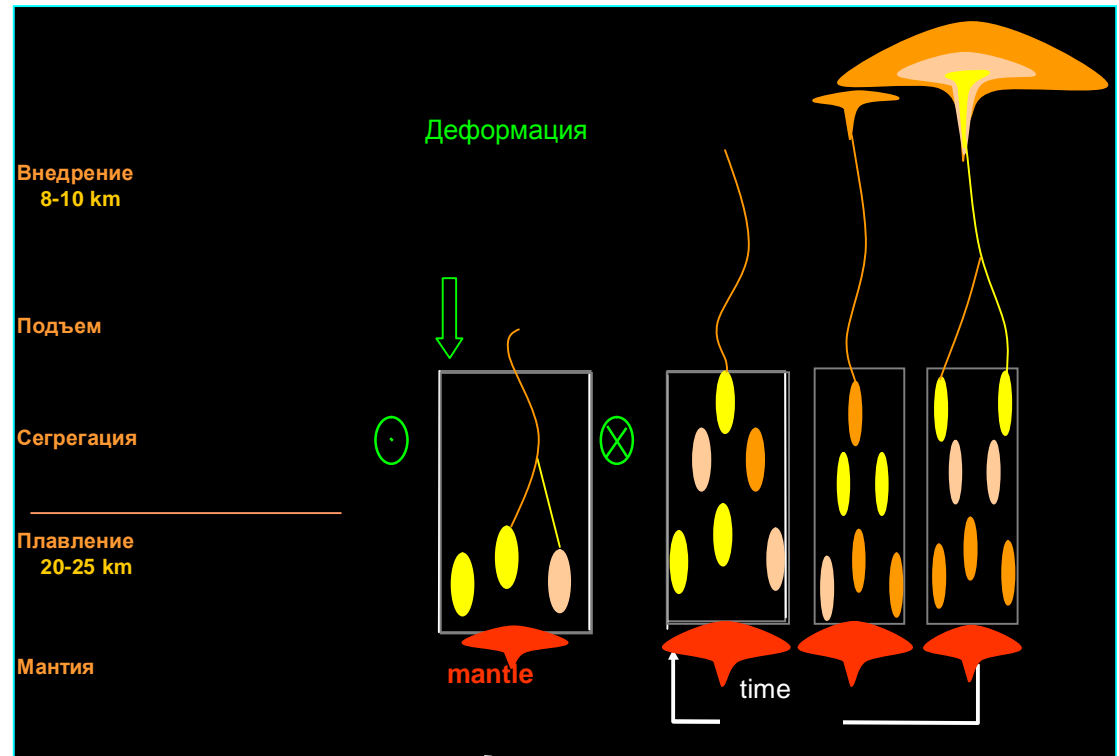
Способы подъема магмы к поверхности



Дайка (от англ. duke - "стена из камня") - пластинообразная субвертикальная интрузия, ограниченная параллельными плоскостями и секущее вмещающие породы.

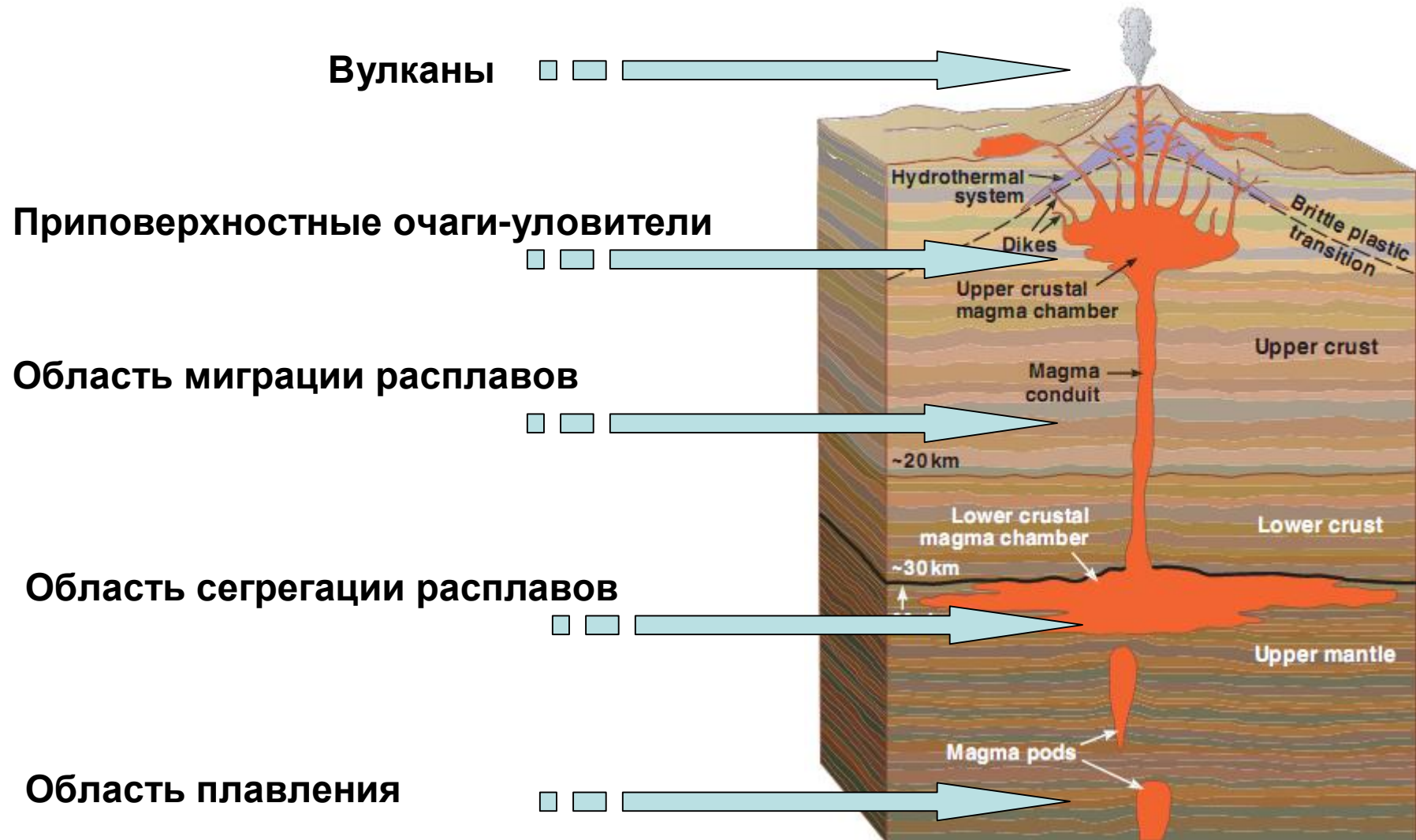


Провинция Кару, ЮАР



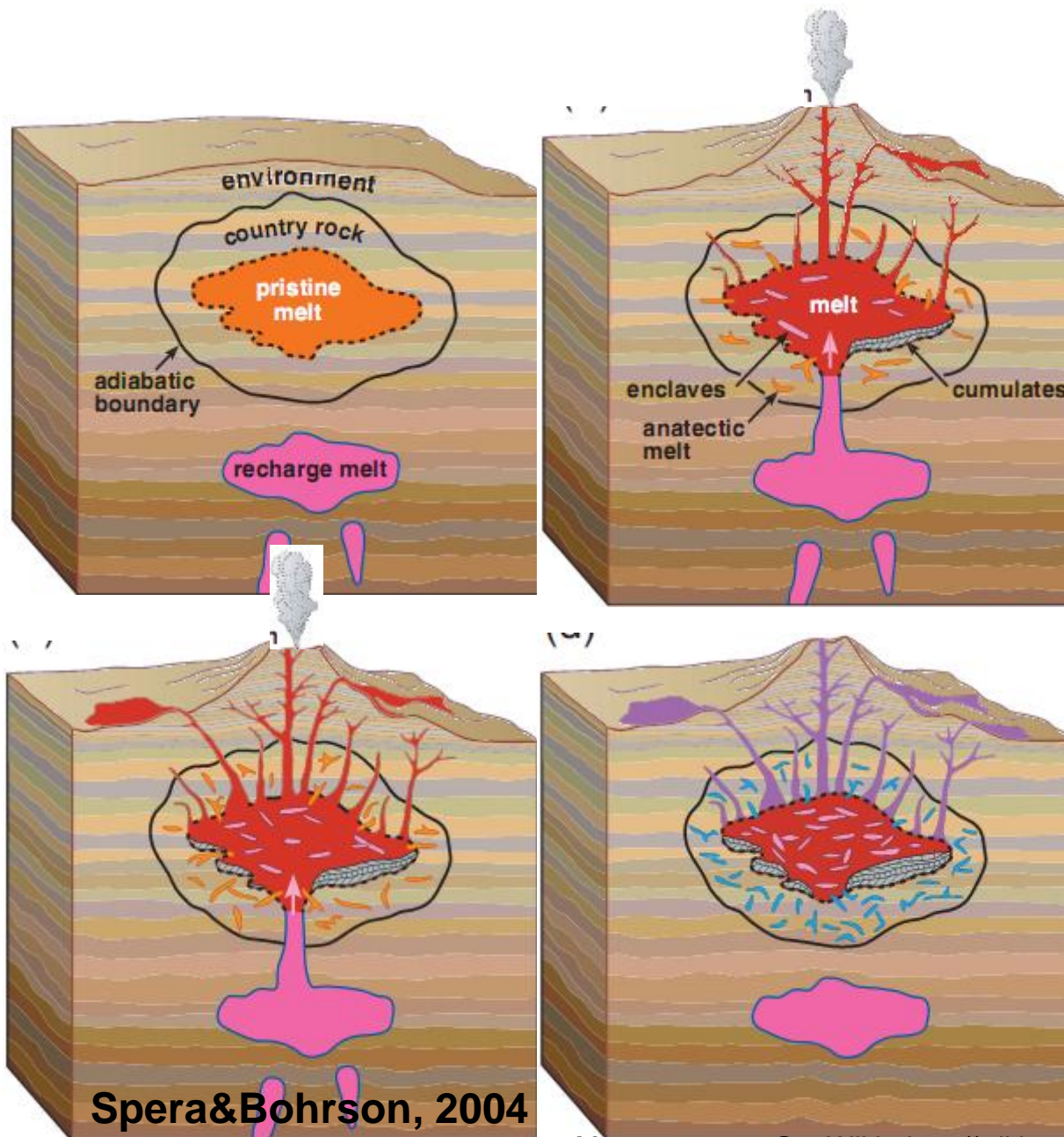
Подъем отдельных порций магмы может происходить как в виде каплевидных порций, так и по трещинам-дайкам

Вулкано-магматические системы, магматические колонны



Spera&Bohrson, 2004

Возможное поведение динамических очагов



А) Начальная стадия – порция магмы массы M_0 и температуры T_0 внедряется во вмещающие породы с температурой T_0^a .

Б) Новая порция расплава поступает в магматический очаг с заданной скоростью. Она имеет массу M_r и температуру T_m – фрагментируется, смешивается с исходным расплавом. Избыток гибридной магмы удаляется путем извержения. Масса изверженных пород M_e с температурой T_g . Нагрев вмещающих пород приводит к появлению анатектических расплавов, часть которых попадает в очаг. Параллельно формируются кумулятивные породы в донных частях очага.

С) Дальнейшая эволюция при постоянном или частом подтоке свежих порций магмы приводит к изменению температуры от T_0 к T_{eq} .

Д) Заключительная стадия при температуре T_{eq} . Магматический очаг содержит кумуляты, анклавы и гомогенный расплав.

Лекция 2, Краткие итоги

- Существование вулкано-магматических систем определяется процессами происходящими в мантии и инициализируется массопереносом, который вызывает плавление и более интенсивный теплоперенос.
- Эволюция вулкано-магматической системы происходит на всех ее структурных этажах. Основной контролирующей фактор – тепло.
- Вулкано-магматическая система малоинерционна и отмирает при отмирании источника избыточного теплового потока.