

ПЛОТНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ

Не меньшую важность в динамике магматических расплавов имеет такое физическое свойство как плотность.

От плотности магмы зависит ее подвижность и способность к прорыву в верхние горизонты (всплывание), скорость перемещения и способность к вулканическим извержениям.

Если взять магматический очаг, в условиях пластического состояния породы, то литостатическое давление в апикальной части камеры P_{1lit} на глубине H_1 составляет

$$P_{1lit} = \int_0^{H_1} g(h_1) \rho_r(h_1) dh,$$

где ρ_r – плотность пород, H_1 – глубина от поверхности Земли до вершины камеры, g – ускорение силы тяжести.

Литостатическое давление в основании (нижней части) очага P_{2lit} вычисляется таким же образом по этой же формуле, но только для глубины H_2 . Собственное давление магмы в основании камеры с допущением того, что плотность магмы одинакова по всей высоте полости, составляет

$$P_{2fl} = \rho_{fl} gl,$$

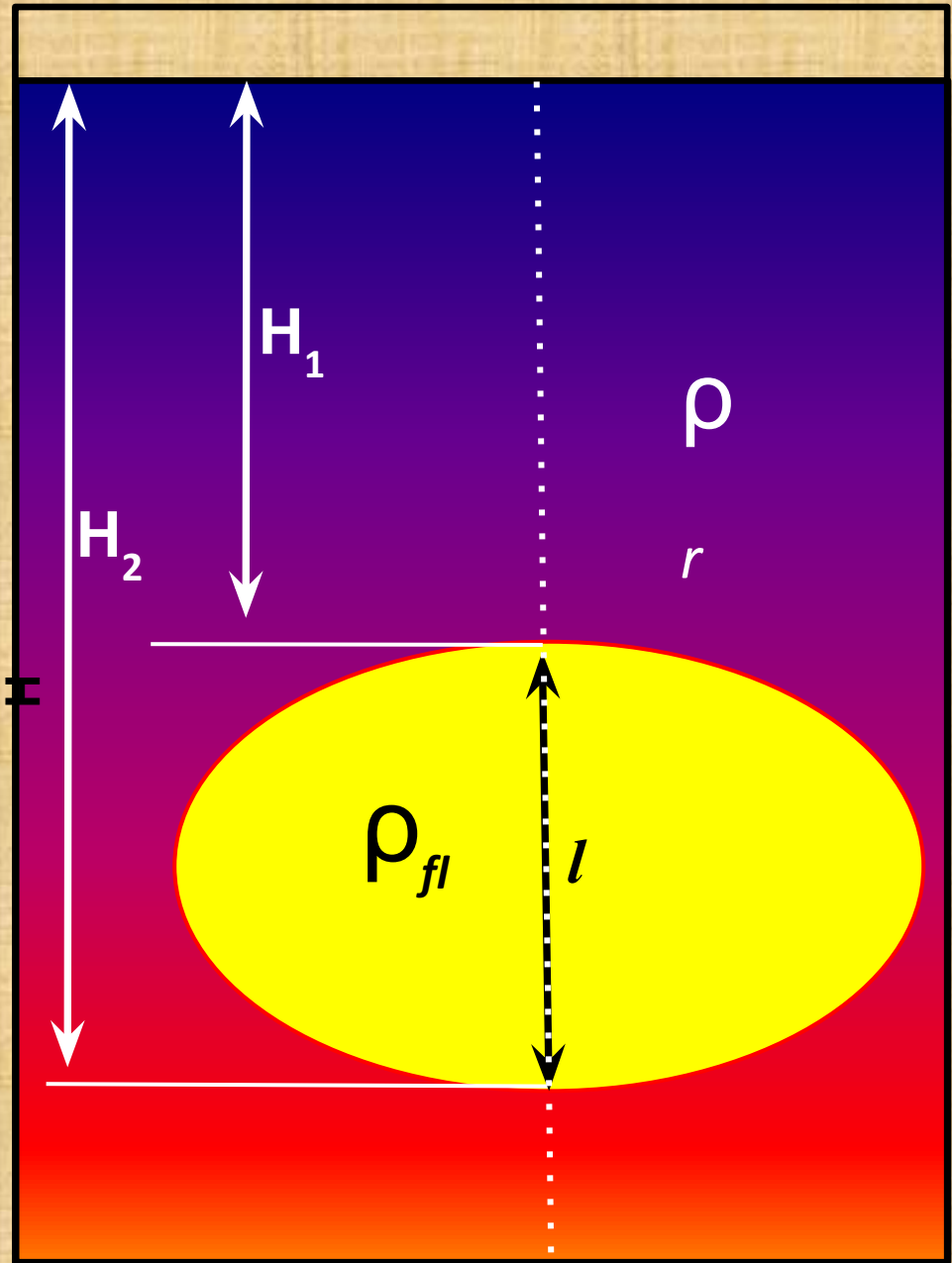
Здесь ρ_{fl} – плотность магмы, l – высота магматической камеры. Давление магмы P_{2fl} в основании магматического резервуара (на глубине H_2) равно литостатическому давлению P_{2lit} , а давление магмы вверху магматической камеры (на глубине H_1) составляет

$$P_{1fl} = P_{2fl} - P_{fl}.$$

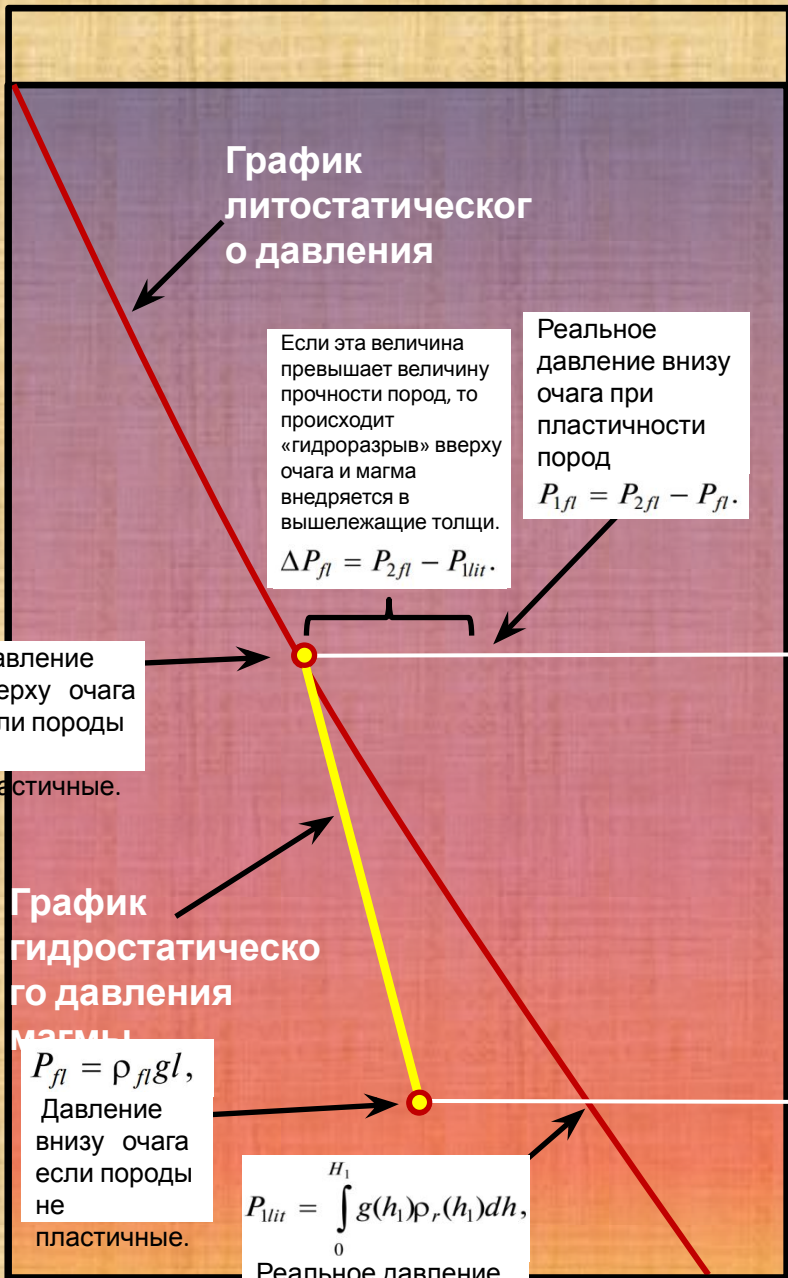
Тогда избыточное давление магмы вверху очага равно

$$\Delta P_{fl} = P_{1fl} - P_{1lit}.$$

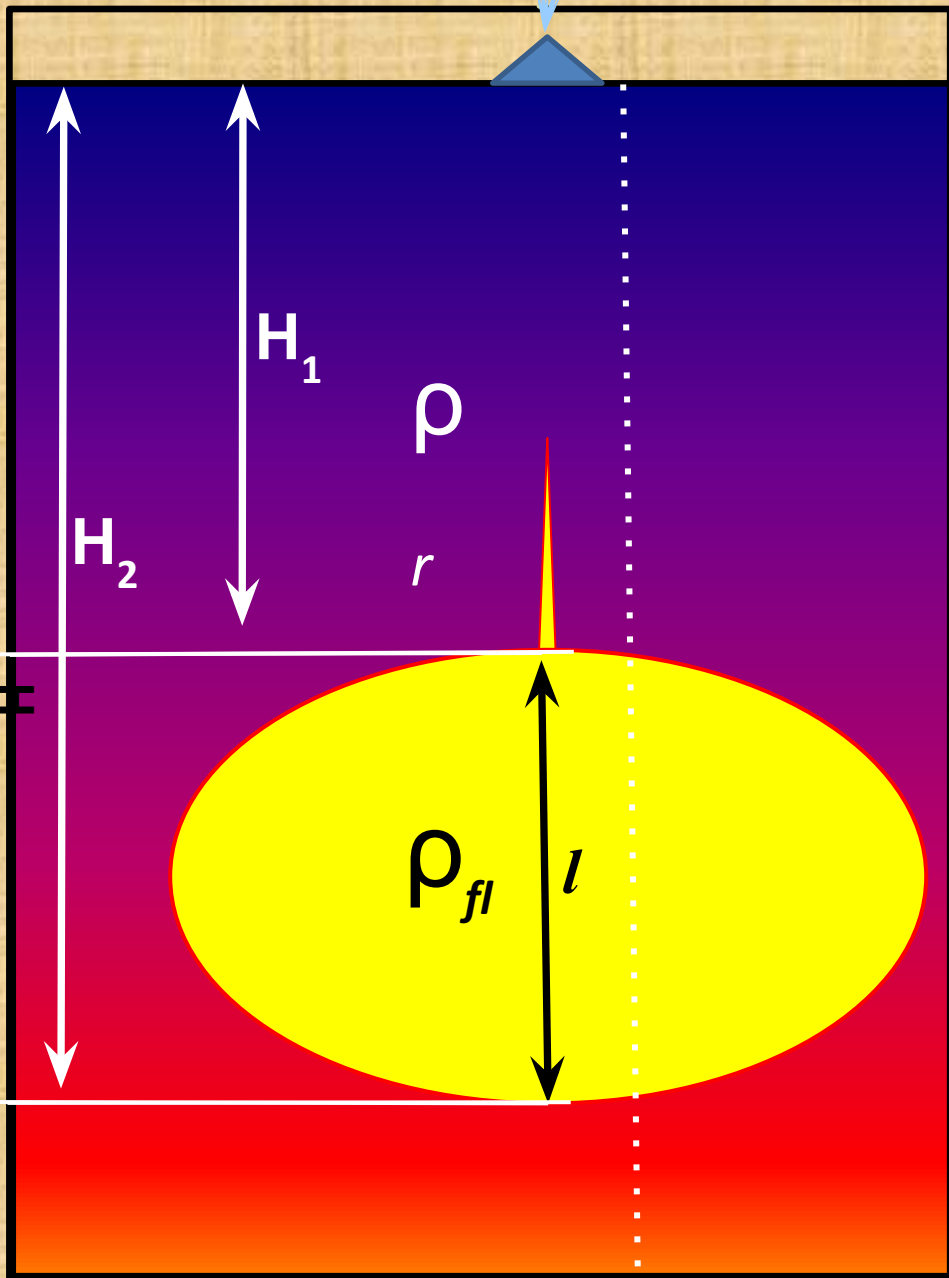
Глубина от поверхности

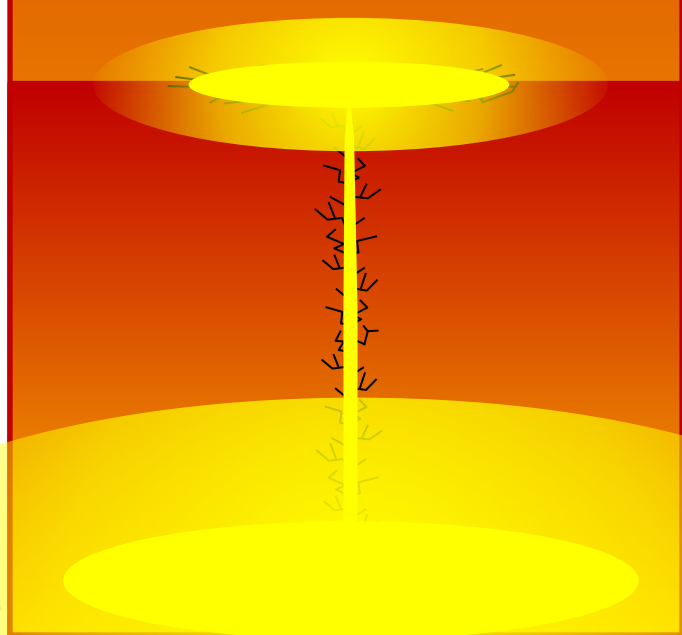
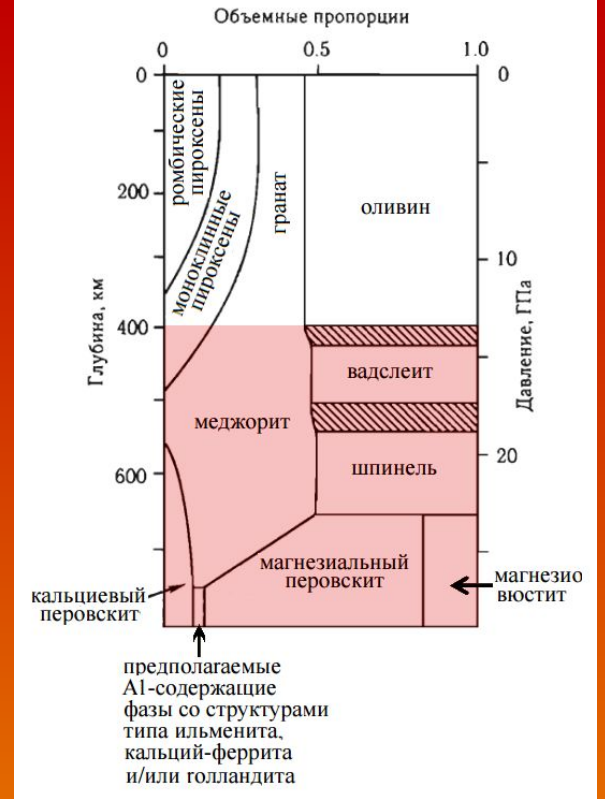
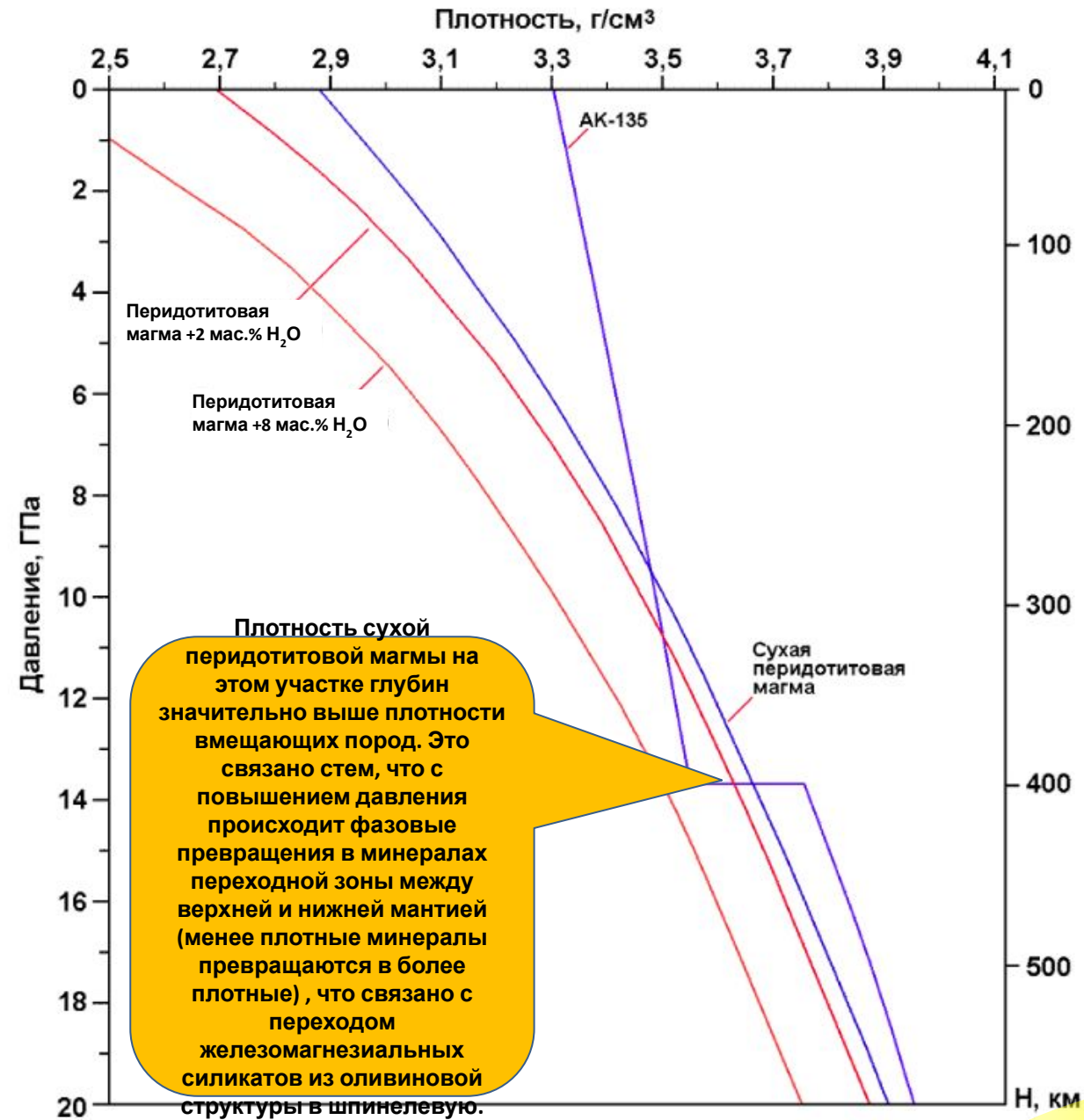


Давление Р



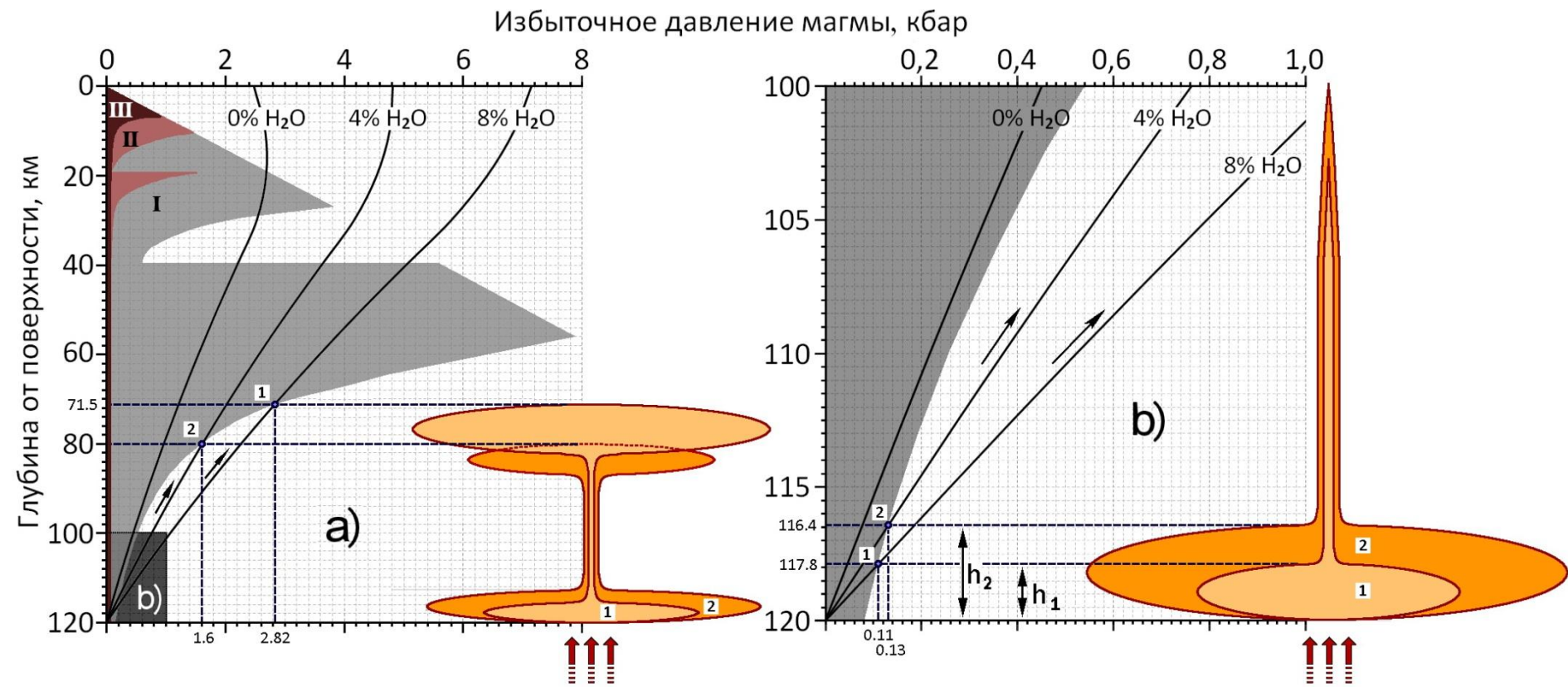
Глубина от поверхности



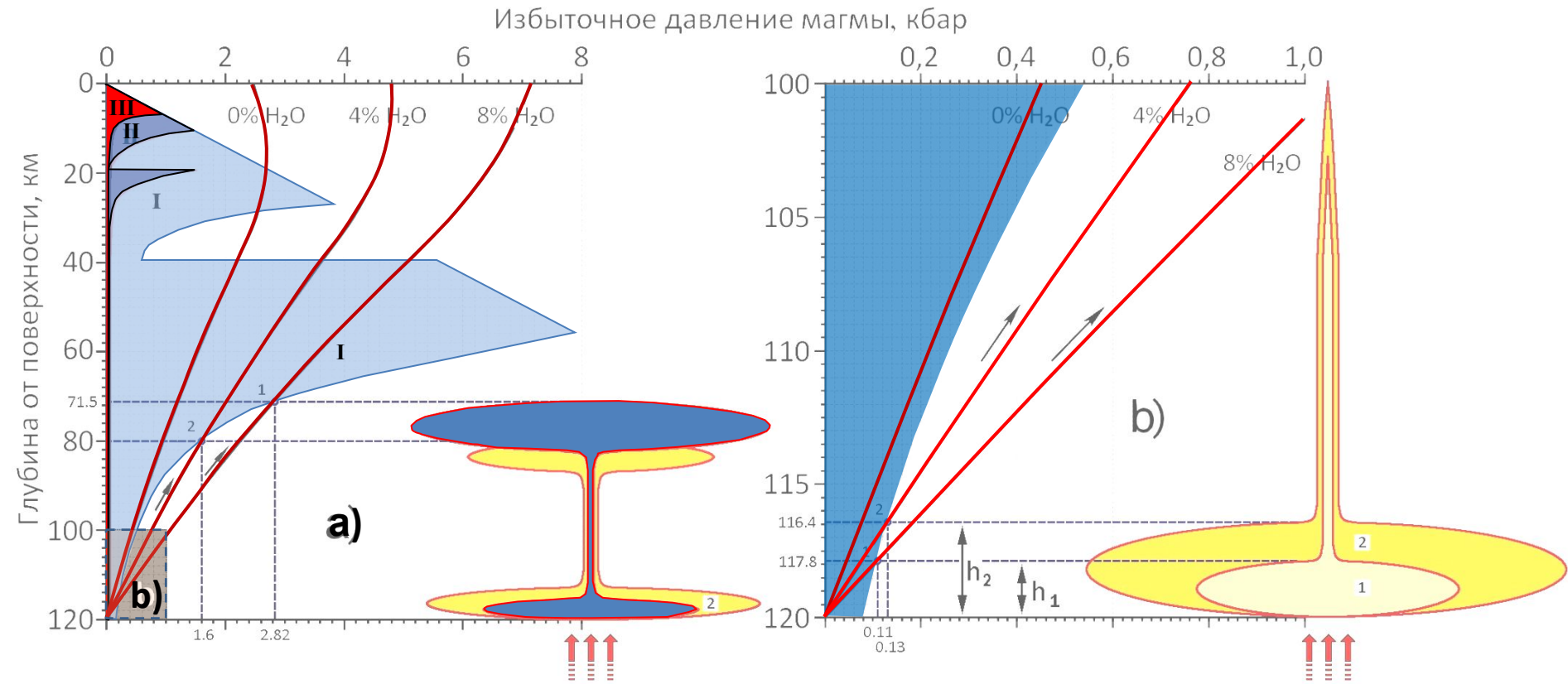


Плотность сухой и гидратированной перidotитовой магмы при высоких давлениях и $T = 1600^{\circ}\text{C}$ (Sakamaki et al., 2006; Suzuki et al., 1995) в сравнении с плотностным профилем модели стандартной мантии AK-135 (Kennet et al., 1995).

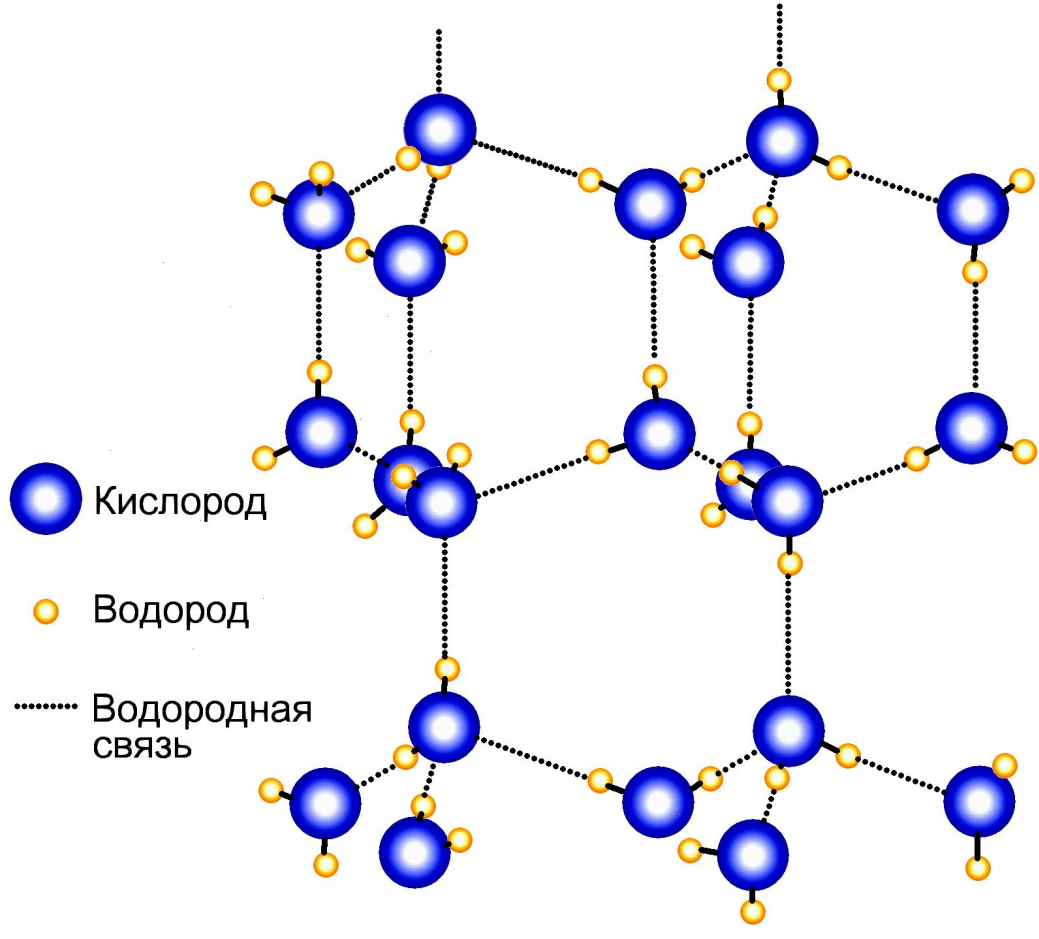
Физические свойства вмещающих пород и их влияние на динамику магмы



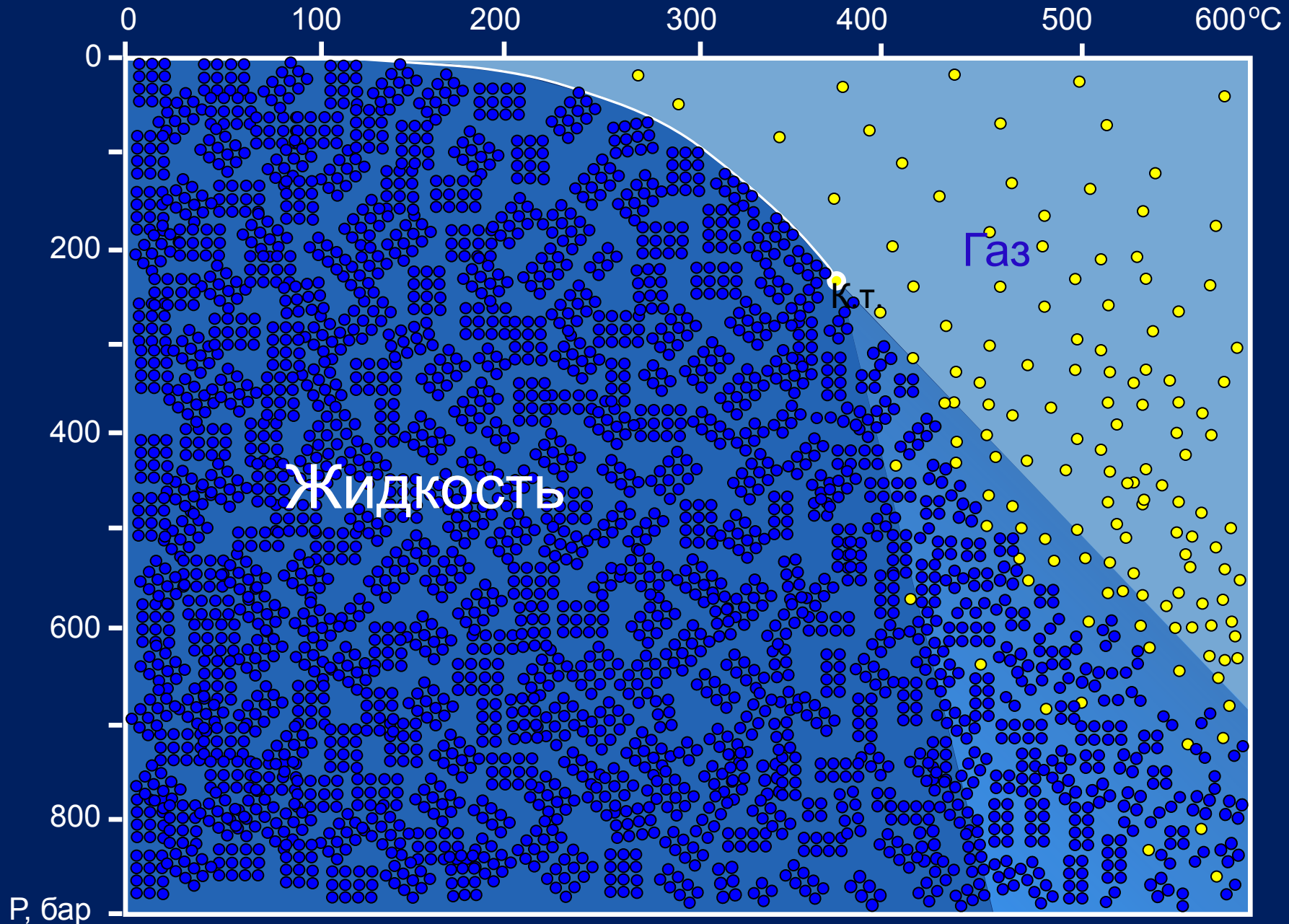
Физические свойства вмещающих пород и их влияние на динамику магмы



ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ И МАГМАТИЧЕСКИЕ ФЛЮИДЫ

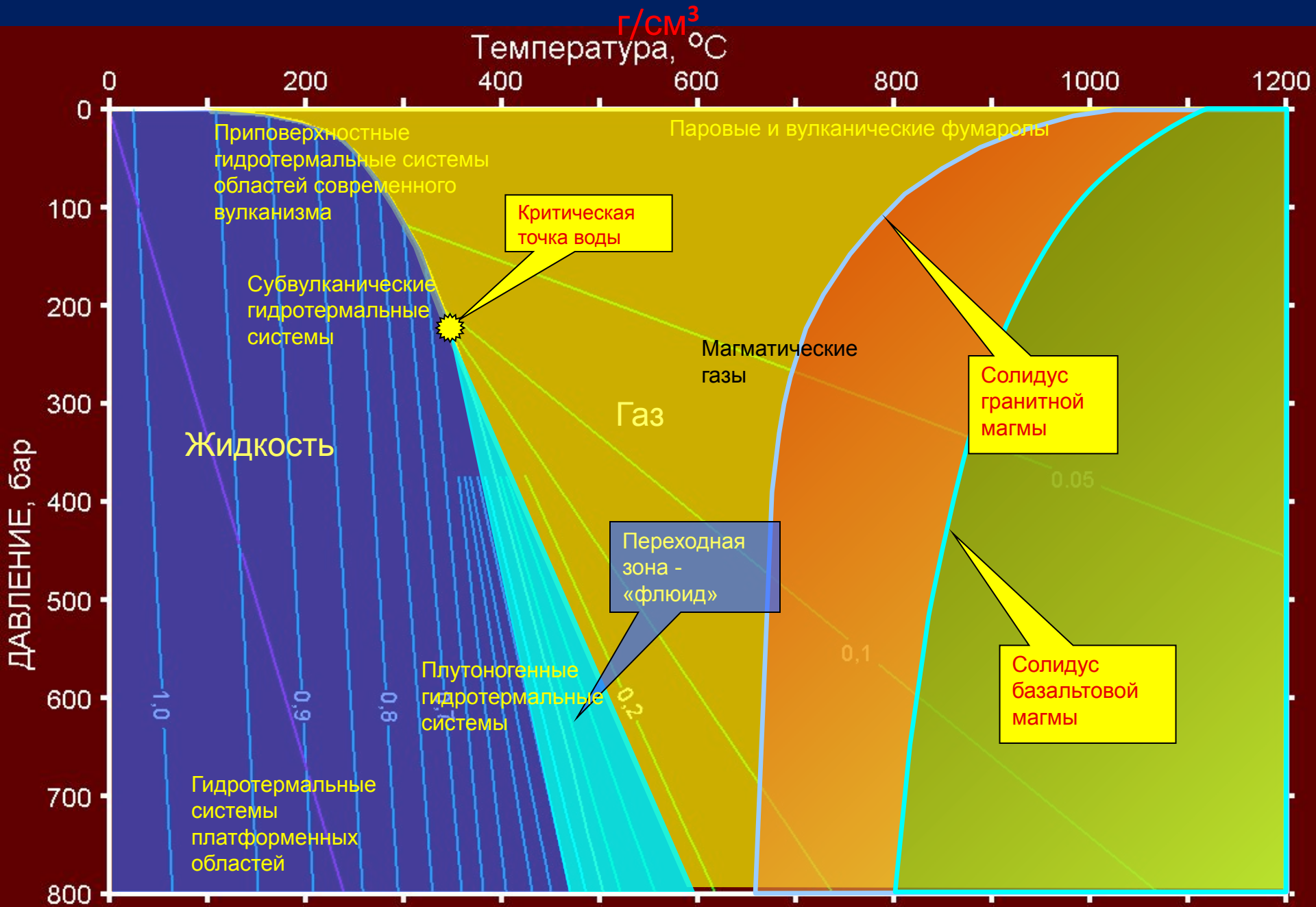


Основным компонентом эндогенных флюидов является вода, главное свойство которой высокая растворяющая способность, обусловленная во многом водородной связью. Считается, что жидкая вода состоит из группировок (кластеров) с льдоподобной структурой.



Схематическая диаграмма, показывающая структурное состояние воды в P-T координатах (по Ф.Г.Смиту, 1968)

P-T диаграмма гидротермальных систем с изолиниями плотности воды в



Поверхностные проявления гидротермальной деятельности (фумаролы, гейзеры, котлы и горячие источники)

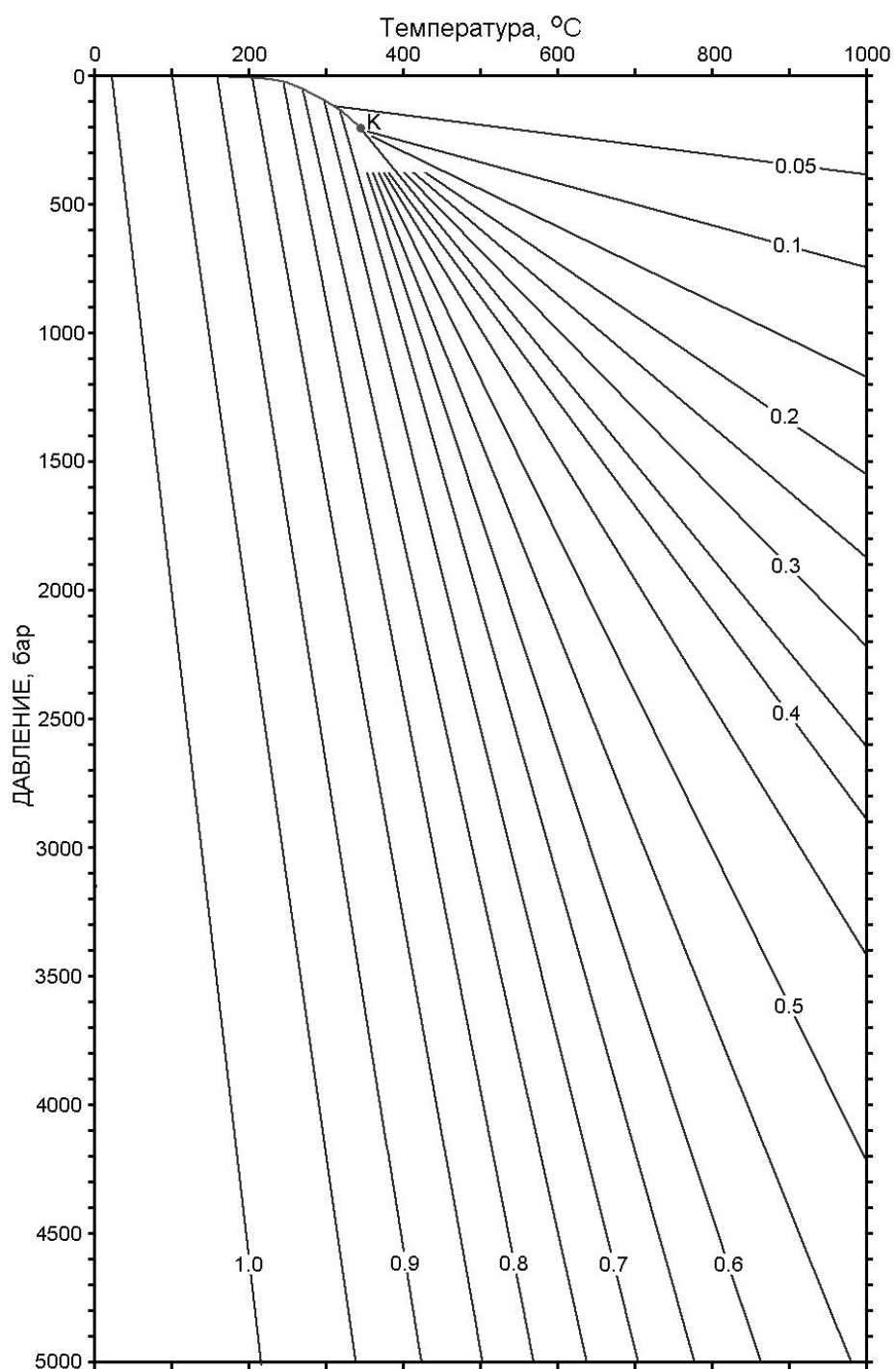
Область
конвективно-тепломассообмена

https://www.researchgate.net/publication/283326553_Seismic_and_Aseismic_Deformations_and_Impact_on_Reservoir_Permeability_The_Case_of_EGS_Stimulation_at_The_Geyers_California_USA

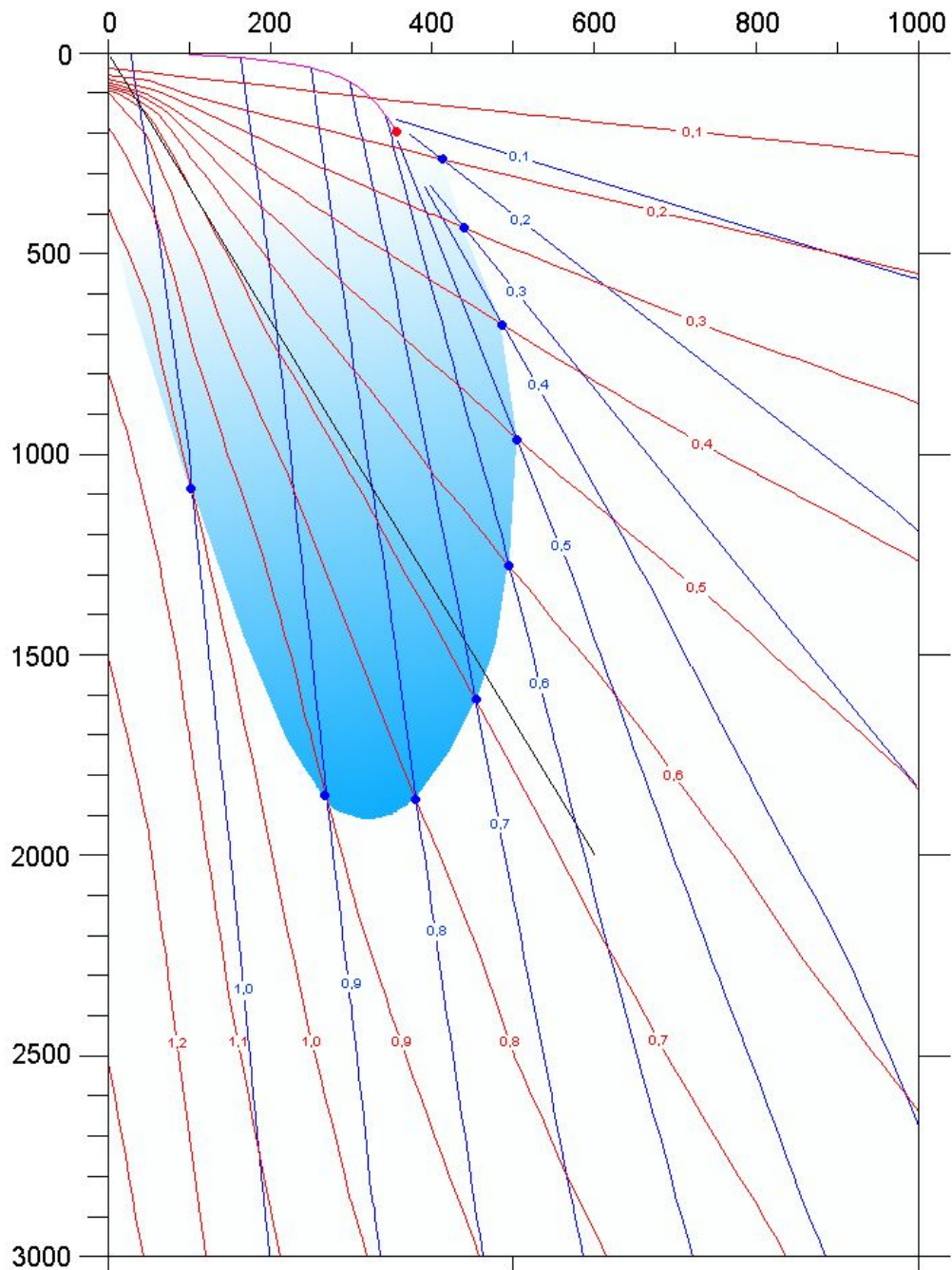
Магматический очаг с
вулканическим
каналом

Гидротермальная система

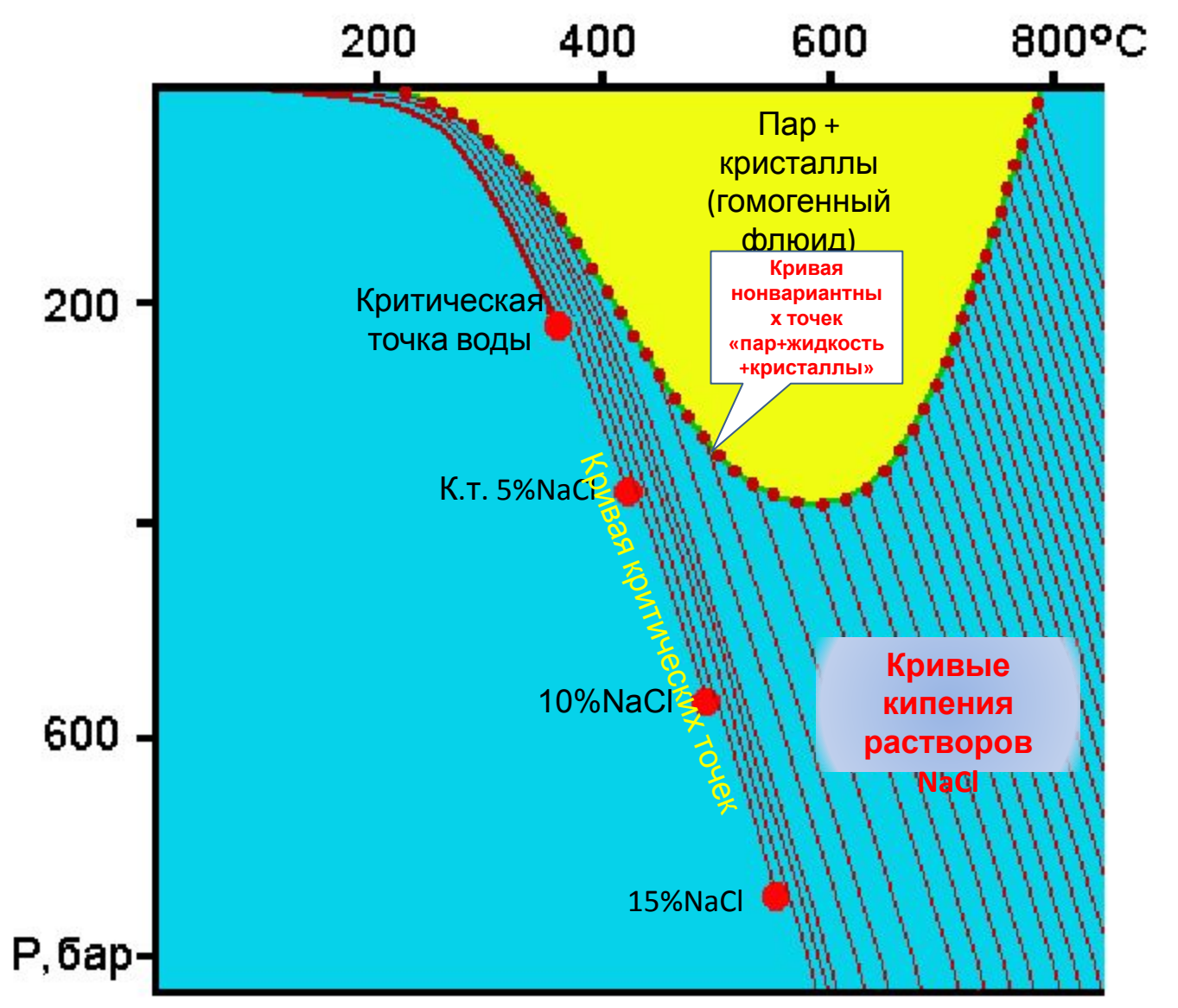
Схематическая динамика гидротермальной системы над неглубоким вулканическим (магматическим) очагом

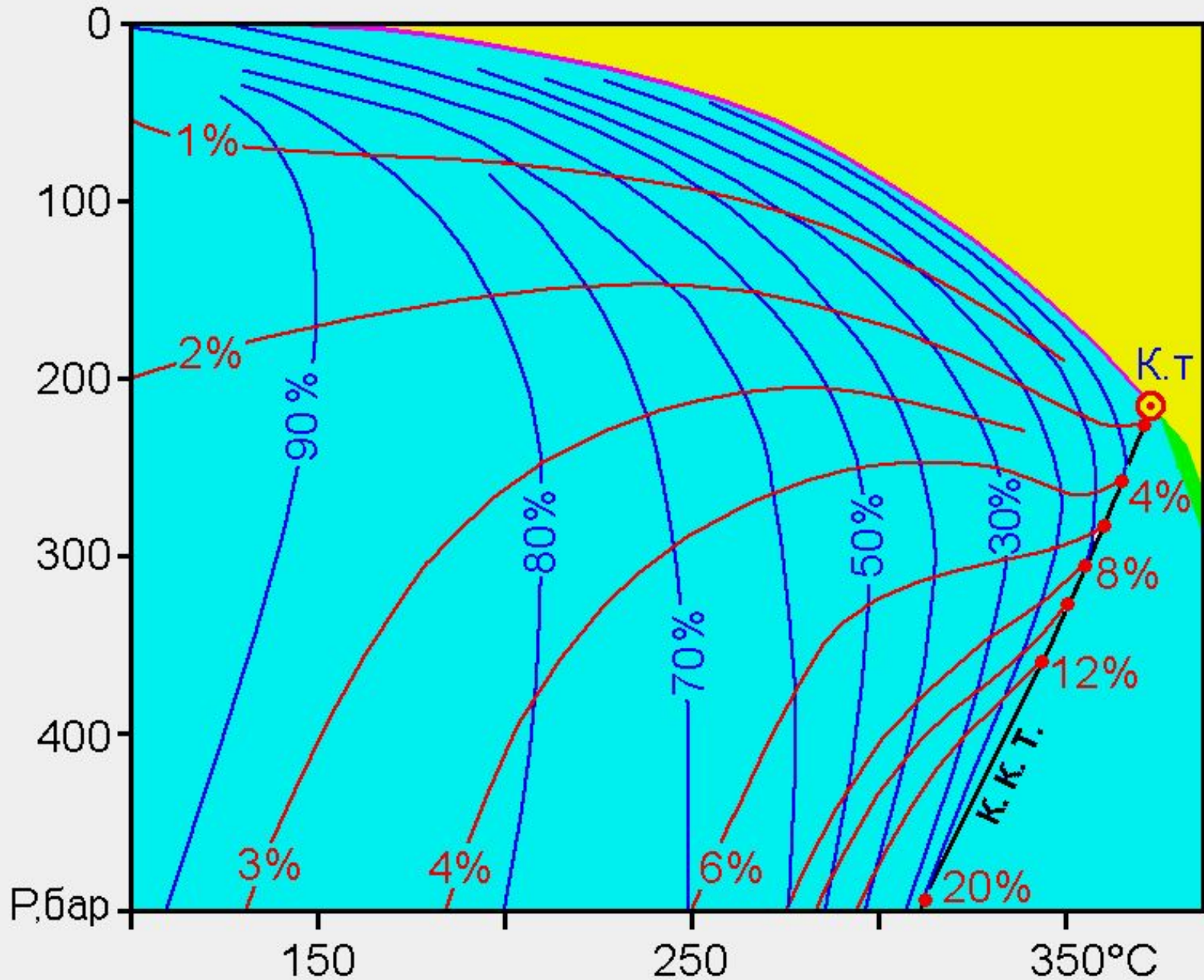


**Кривая кипения и
изолинии
плотности воды
(г/см³)
К – критическая
точка воды
21,982 МПа
374,15 С**



**Кривые плотности
H₂O - синие линии
CO₂ - красные линии
(г/см³)**

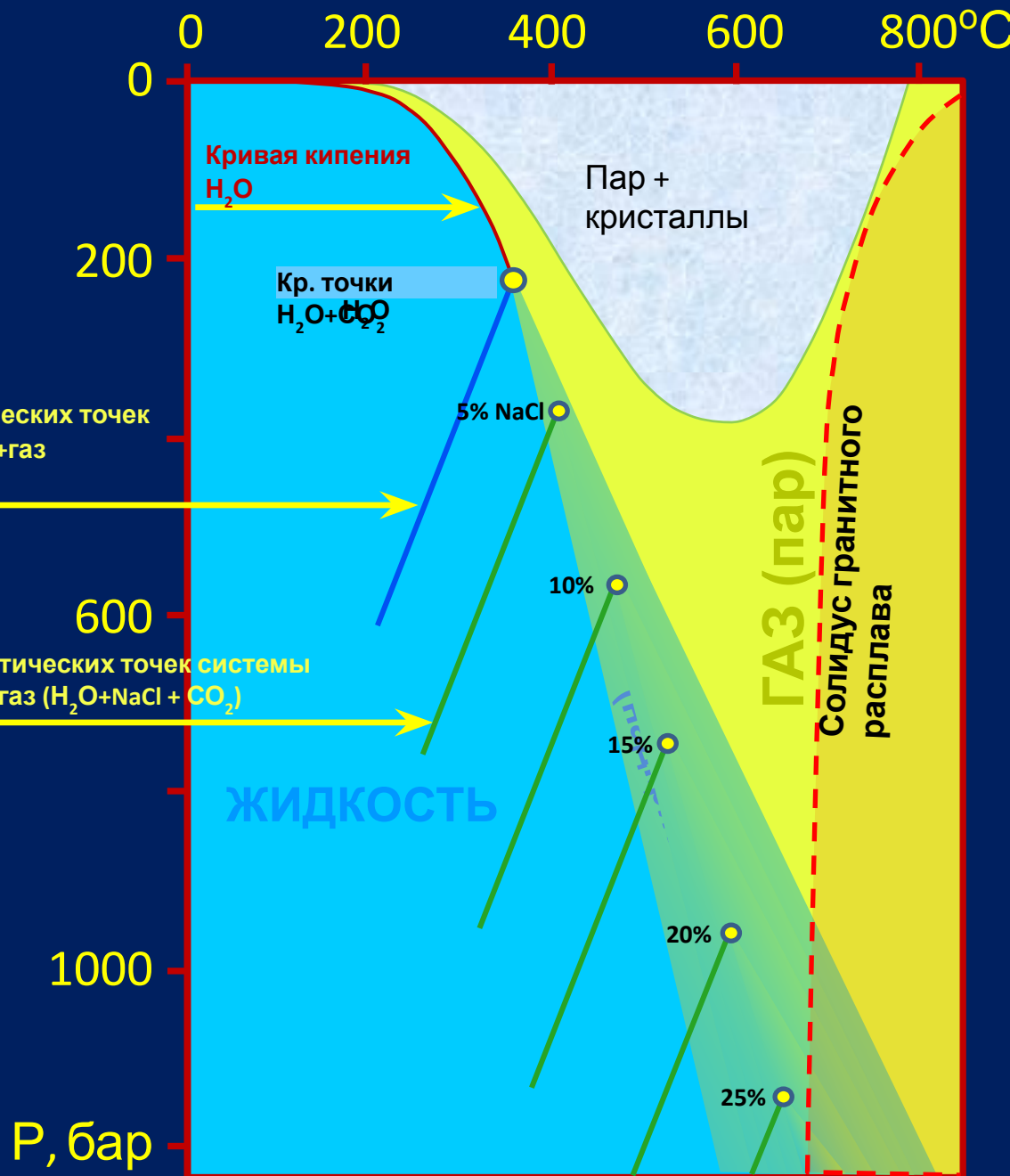




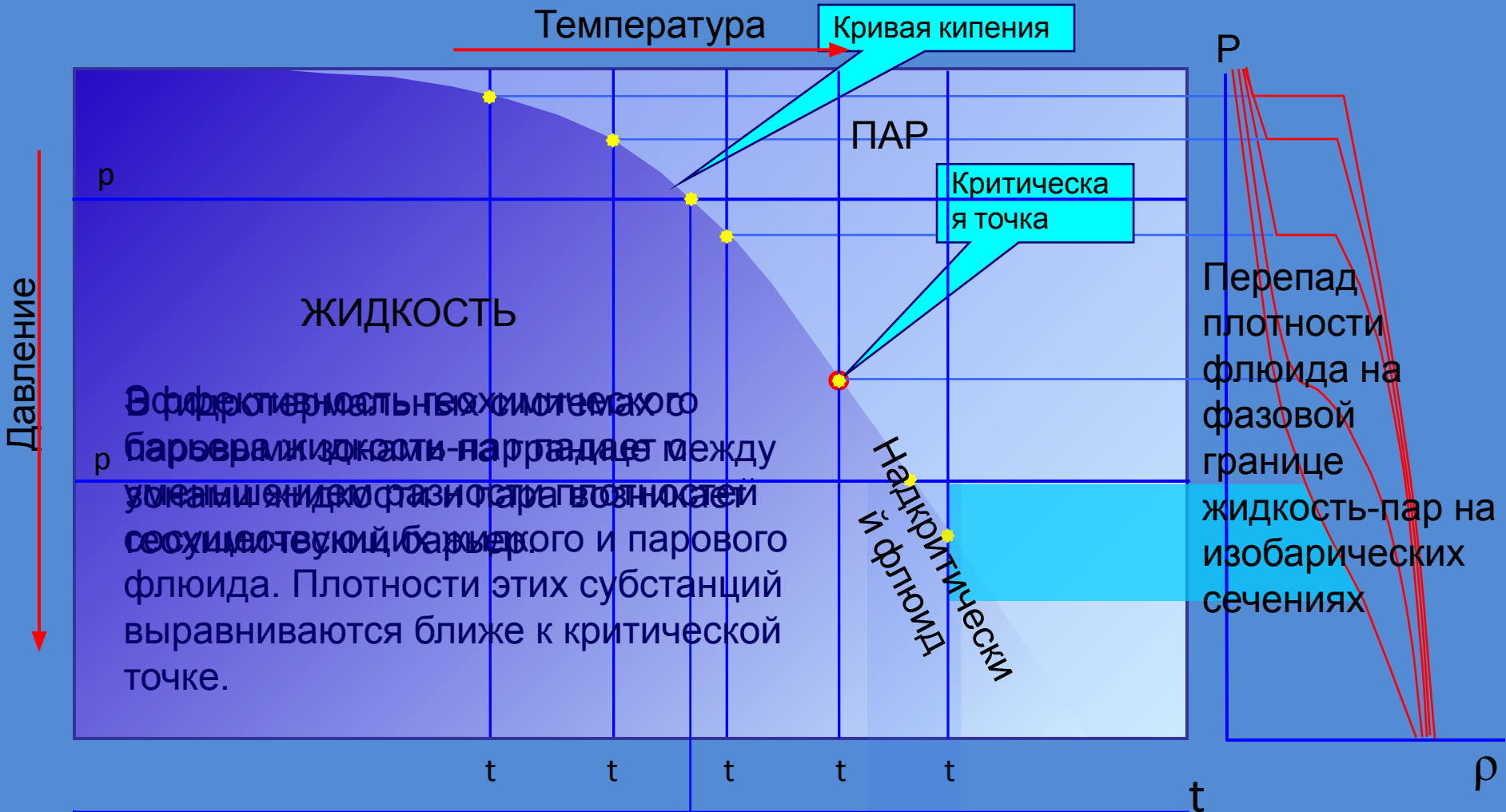
РТ состоянию флюидов H_2O+CO_2 и $H_2O+NaCl$

Схематическая диаграмма состояния системы «вода+соль+газ»

Основой гидротермальных флюидов обычно является вода. Если в воде растворяется CO_2 , то смещается положение линии равновесия и положение критических точек в область более низких температур и более высоких давлений. Присутствие в системе NaCl или некоторых других солей «удлиняет» кривую кипения в область более высоких температур и давлений. Соответственно с этим трансформируется кривая критических точек тройной системы $\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}+\text{CO}_2$. На диаграмме появляется поле равновесия пар+кристаллы (NaCl), с границы которой начинаются кривые кипения в области надкритического флюида. В бинарной системе вода+соль (плавного перехода от жидкости к газу) также смещается вместе с положением критических точек



ПАРОВЫЕ ЗОНЫ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ

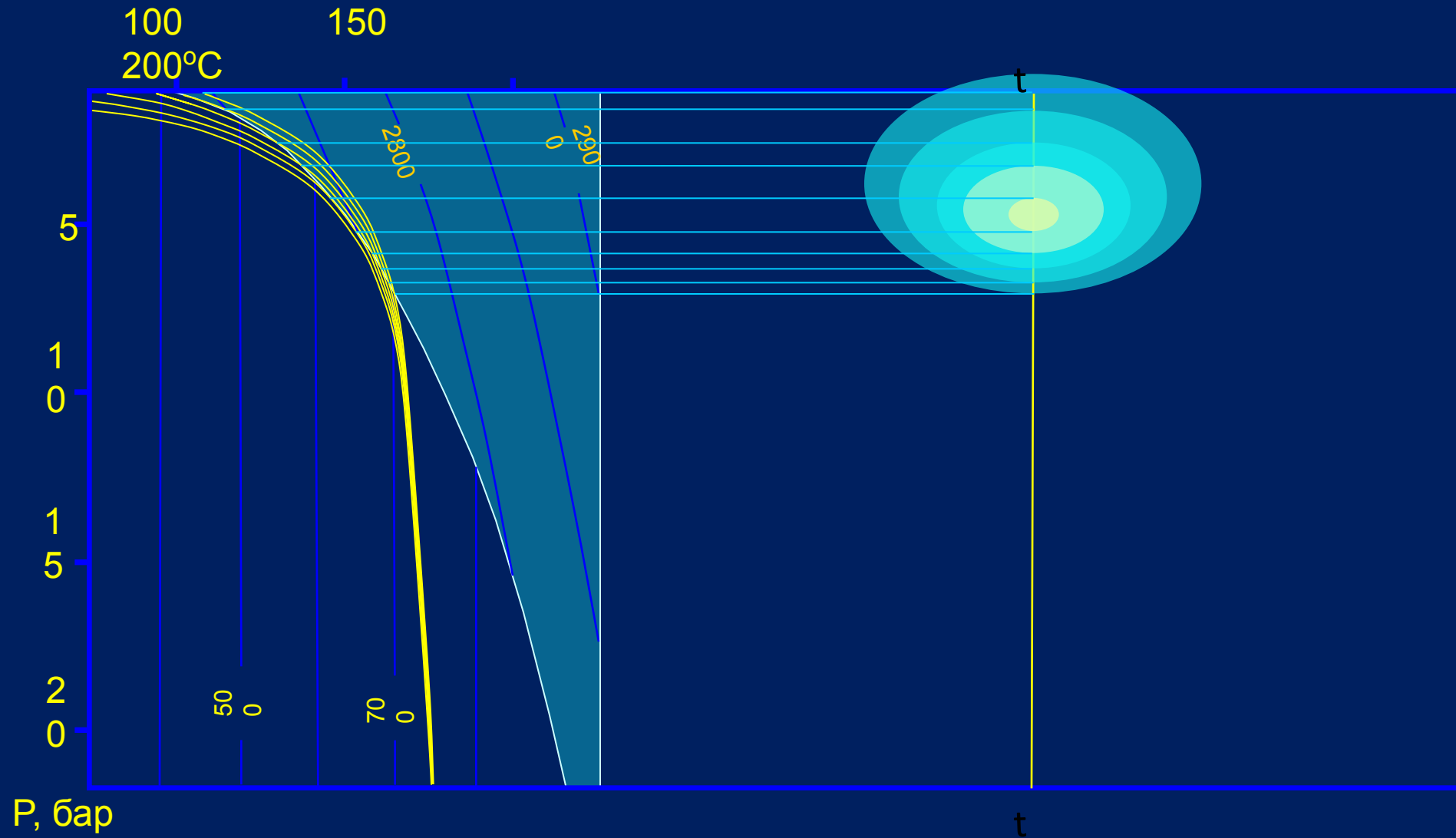


В фидерных линиях химического барьера жидкость-пар падает между увелишением фазовой плотности и сужением барьера. Плотности этих субстанций выравниваются ближе к критической точке.

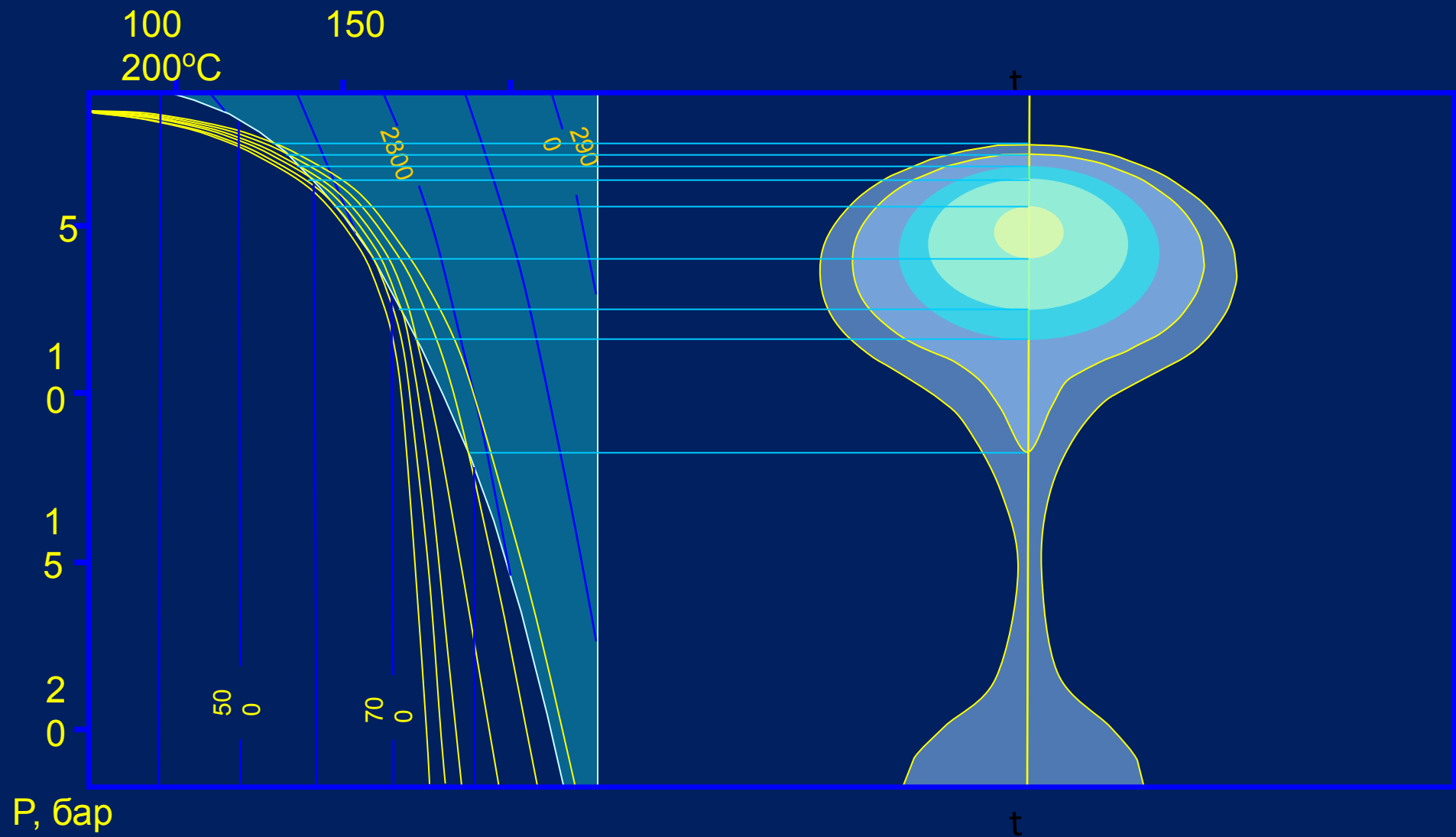
Перепад плотности флюида на фазовой границе жидкость-пар на изобарических сечениях

Перепад плотности флюида на фазовой границе жидкость-пар на изотермических сечениях

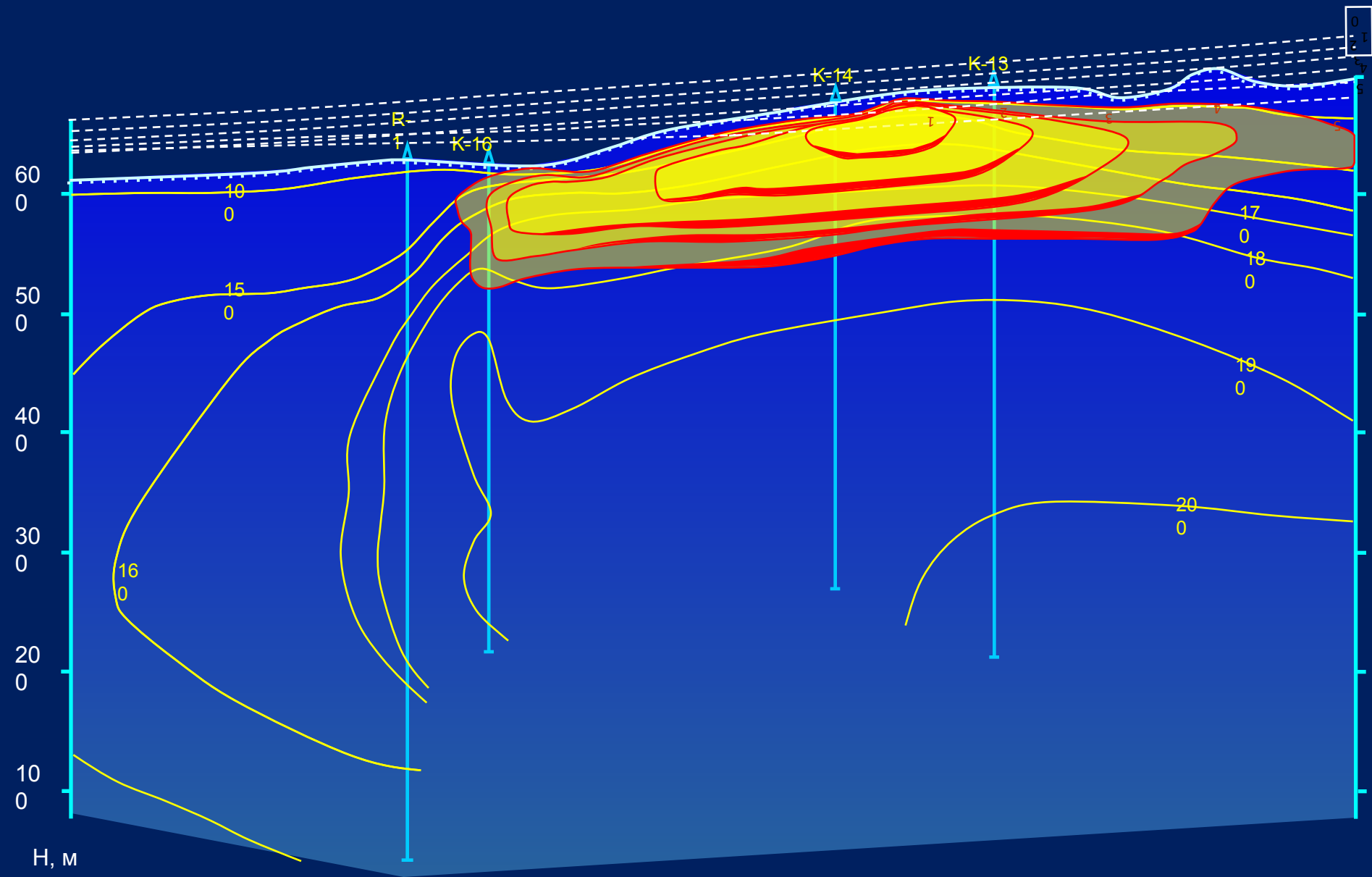
Модель формирования паровой зоны при снижении пьезометрического уровня гидротерм



Модель формирования паровой зоны при увеличении температуры в нижней части разреза

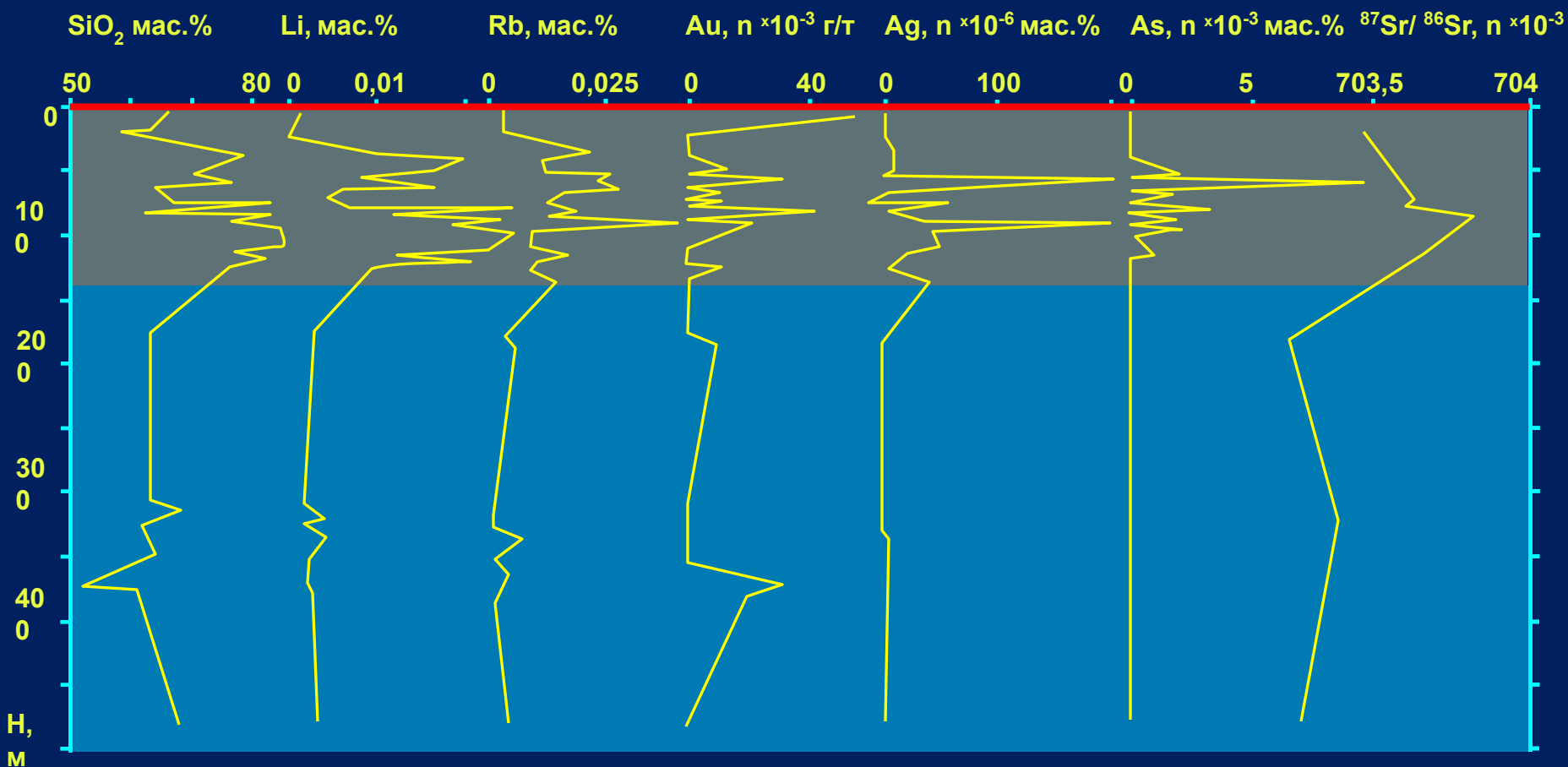


Геохимический барьер на границе паровой зоны (отложение кремнезема и адуляризация исходных туфов)



К-13 Верхнего термального поля Паужетского месторождения парогидротерм

Граница паровой зоны, являющаяся геохимическим барьером, перемещается от поверхности на глубину, что связано с понижением пьезометрического уровня термальных вод (гидротерм). На этом геохимическом барьере происходит отложение растворенных в гидротермах компонентов, с чем и связаны очень большие колебания их содержаний в породе.



Модель пародоминирующего геотермального резервуара, окруженного водонасыщенными породами по Д.Е.Уайту (White et al., 1971)



Схематический разрез через пародоминирующую зону Нижне-Кошелевского геотермального месторождения (по М.В.Писаревой, 1987).

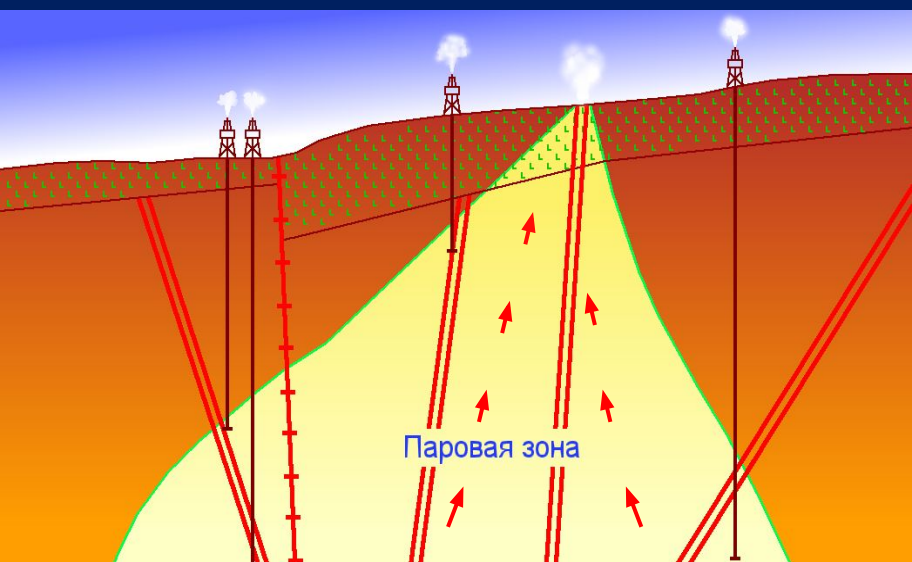
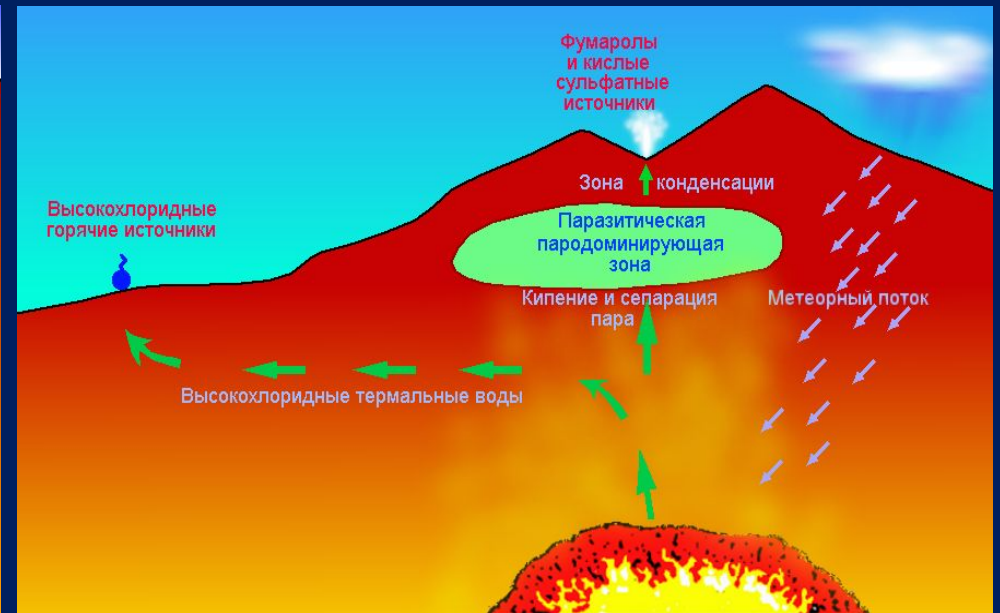
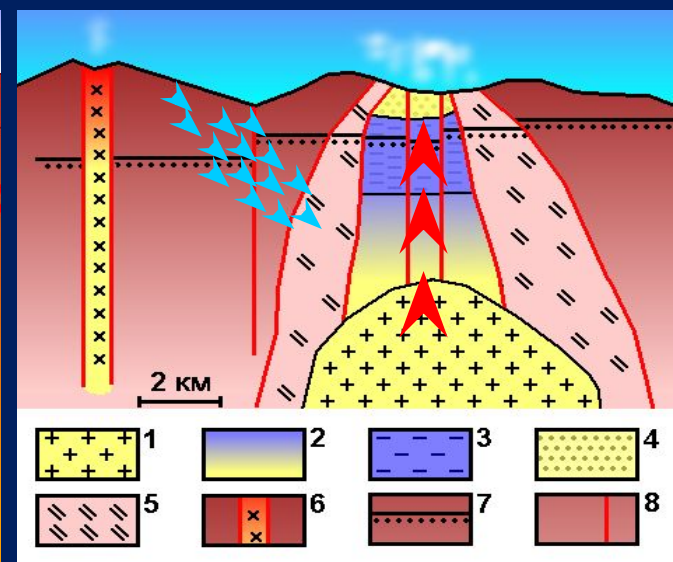


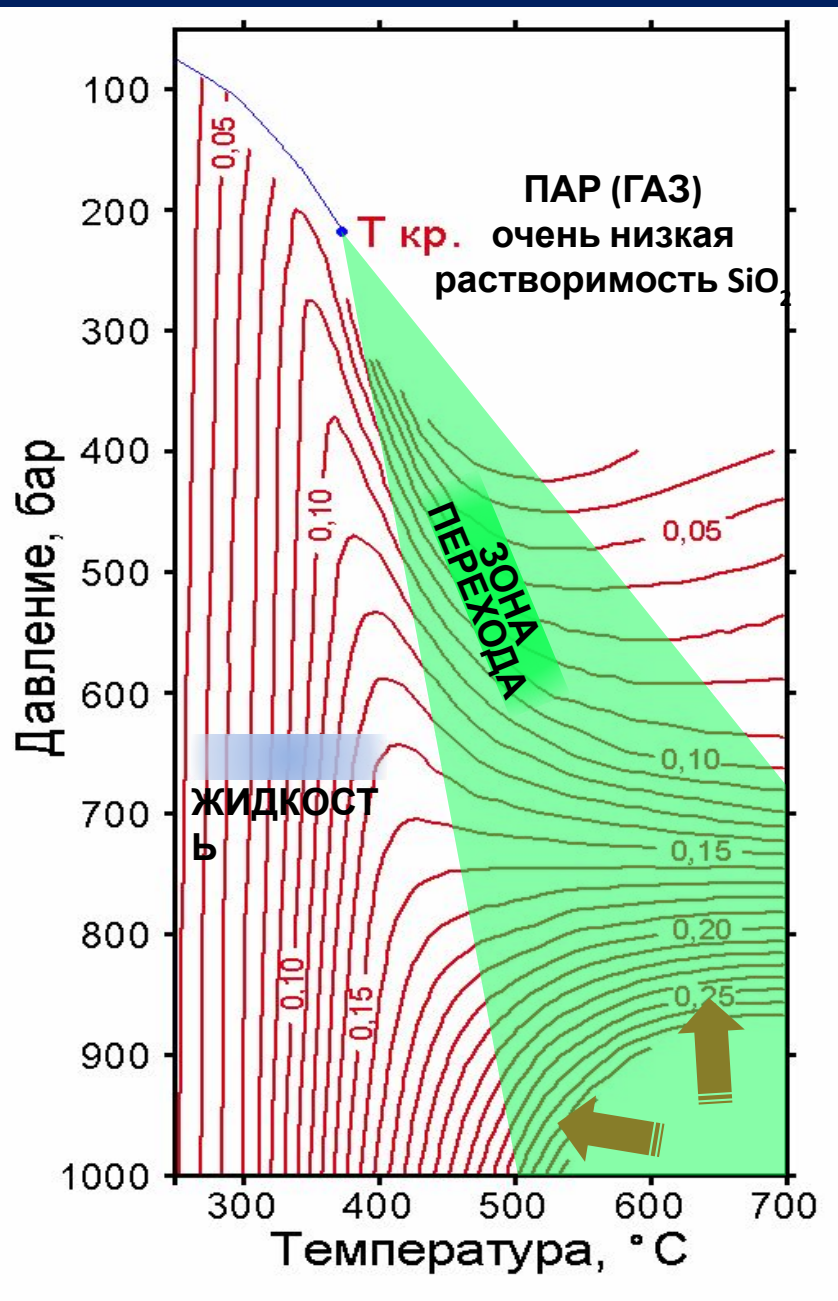
Схема паровой зоны вулкана Лассен Пик (по Ingebritsen, Sorey, 1985)



Схематическое строение Мутновской геотермальной системы (по А.И.Сережникову, 1987)



- 1 - магматический очаг Мутновского вулкана;
- 2 - зона флюида;
- 3 - перегретые воды;
- 4 - зоны пара и конденсации;
- 5 - сухие прогретые породы;
- 6 - магмовод вулкана Горелый;
- 7 - кровля олигоценовой толщи;
- 8 - разломы;
- 9 - метеорные потоки;
- 10 - восходящие потоки магматического флюида.



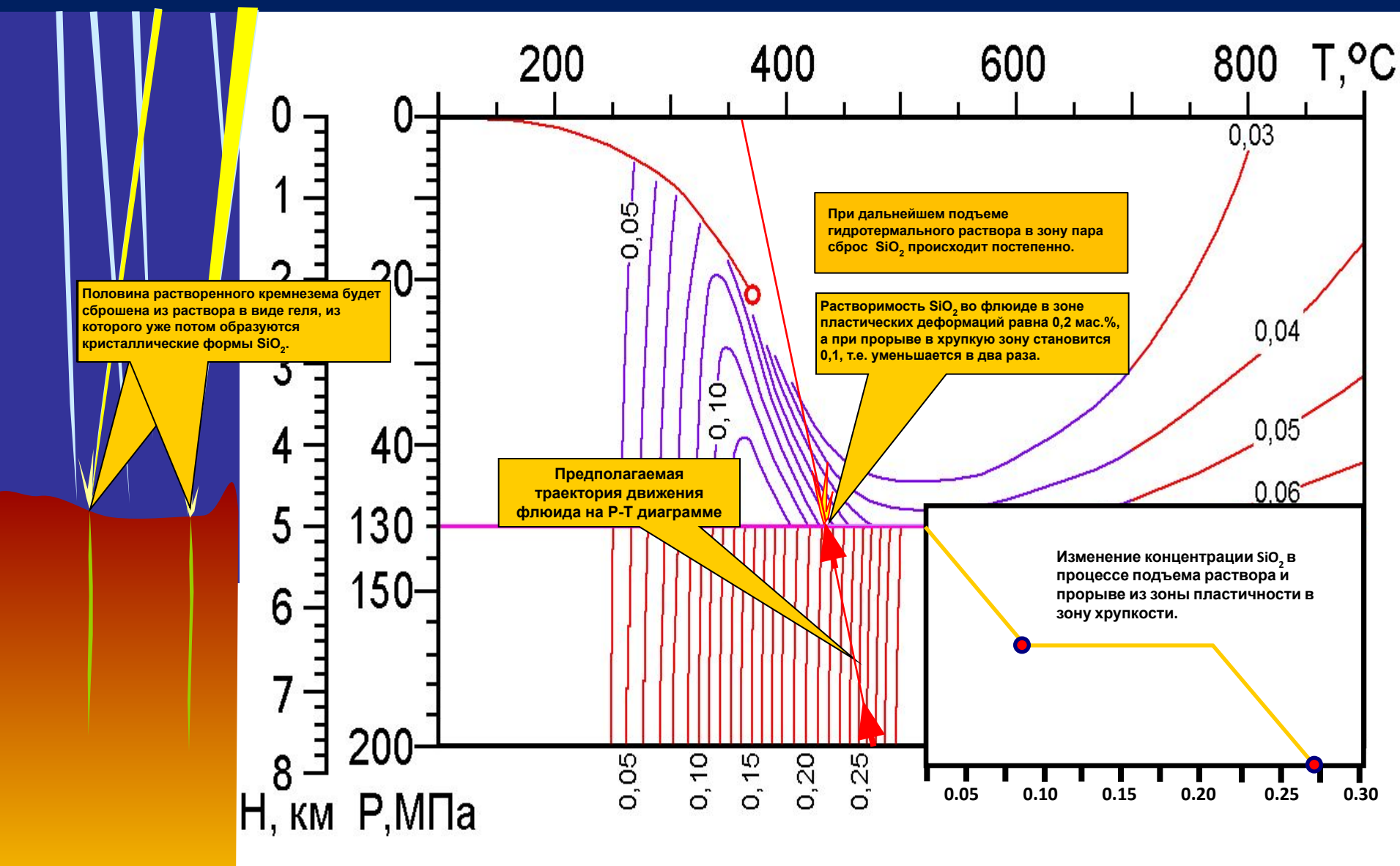
P-T диаграмма (изоплеты в мас.%) растворимости кремнезема в воде по Кеннеди [1950] с незначительной экстраполяцией.

Пик растворимости наблюдается в жидкой воде вблизи зоны перехода воды в газообразное состояние.

Минимальная растворимость наблюдается в области пара.

Общая тенденция такова, что растворимость SiO_2 в воде падает с понижением температуры и давления

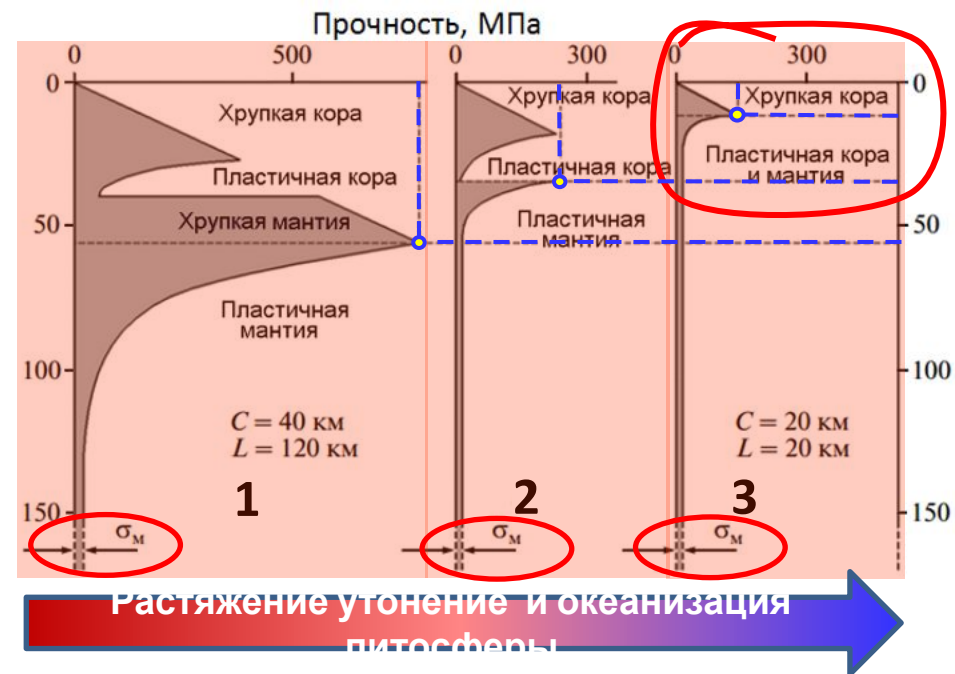
Диаграмма изменения растворимости SiO₂ при прорыве из пластичной зоны в хрупкую (интерпретация данных Кеннеди [1950]).



РЕОЛОГИЯ КОРЫ И МАНТИИ

Без исключения для всех эндогенных процессов важны реологические свойства коры мантии и всей Земли в целом. Для каждой конкретной геодинамической обстановки характерны свои реологические условия

РЕОЛОГИЯ (от греческого *ρέος*, «течение, поток» и *-логия*) — раздел физики изучающий деформации и текучесть вещества. Любой кристалл или агрегат кристаллов при определённых условиях может быть пластически деформирован. Пластическая деформация кристаллов реализуется посредством направленного движения в нём дислокаций и вакансий. Под действием на кристалл внешней силы в объёме кристалла появляются напряжения, которые снимаются дефектами. Если сила превышает



Последовательность изменения реологических свойств литосферы в процессе распада континента – рифтообразования (Corti et al., 2003)

- 1- профиль молодой стабильной четырехслойной литосферы
- 2 - утоненной трехслойной литосферы
- 3 - океанизированной утоненной литосферы.

σ_m - прочность нижней части литосферной мантии.

Точки на графиках и вертикальные штриховые линии показывают максимальную прочность литосферных слоев. Горизонтальные штриховые линии — их глубину от поверхности.

C - мощность коры; L - мощность литосферы.

В пределах хрупкой коры флюид находится в открытых на поверхность тектонических нарушениях и, чаще всего, под собственным гидростатическим давлением

Разломы, возникающие в результате напряжений в хрупкой коре могут временно проникать в область пластических деформаций. Однако там они достаточно быстро «залечиваются».

В пределах пластичной коры и пластичной мантии поровый флюид находится под литостатическим давлением

Флюид, находящийся в крупных замкнутых полостях, имеющих достаточную вертикальную протяженность, может находиться под давлением, превосходящим литостатическое, что обеспечивает миграцию полостей вверх. При прорыве в область хрупких деформаций происходит декомпрессия, адиабатическое охлаждение и сброс растворенного вещества.



Пластичная кора и мантия

Пластичная мантия

В пределах хрупкой коры флюид находится в открытых на поверхность тектонических нарушениях и, чаще всего, под собственным гидростатическим давлением. Разломы, возникающие в результате напряжений в хрупкой коре могут временно проникать в область пластических деформаций. Однако там они достаточно быстро «залечиваются». В пределах пластичной коры и пластичной мантии поровый флюид находится под литостатическим давлением.

Флюид, находящийся в крупных замкнутых полостях, имеющих достаточную вертикальную протяженность, может находиться под давлением, превосходящим литостатическое, что обеспечивает миграцию полостей вверх. При прорыве в область хрупких деформаций происходит декомпрессия, адиабатическое охлаждение и сброс растворенного вещества.



I
Конвекция с промыванием
всего пагматического очага
при его кристаллизации



II
Конвекция с промыванием
верхней части очага при
его кристаллизации



III
Конвекция гидротерм над
глубинным очагом,
находящимся в зоне
пластичности



Магматогенно-гидротермальные системы областей современного вулканизма

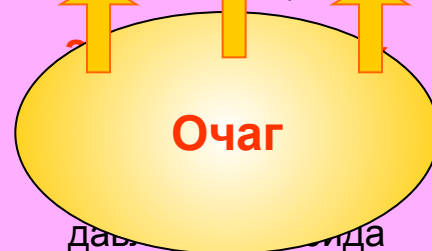
Зона пластичных
деформаций

Литостатическое
давление флюида

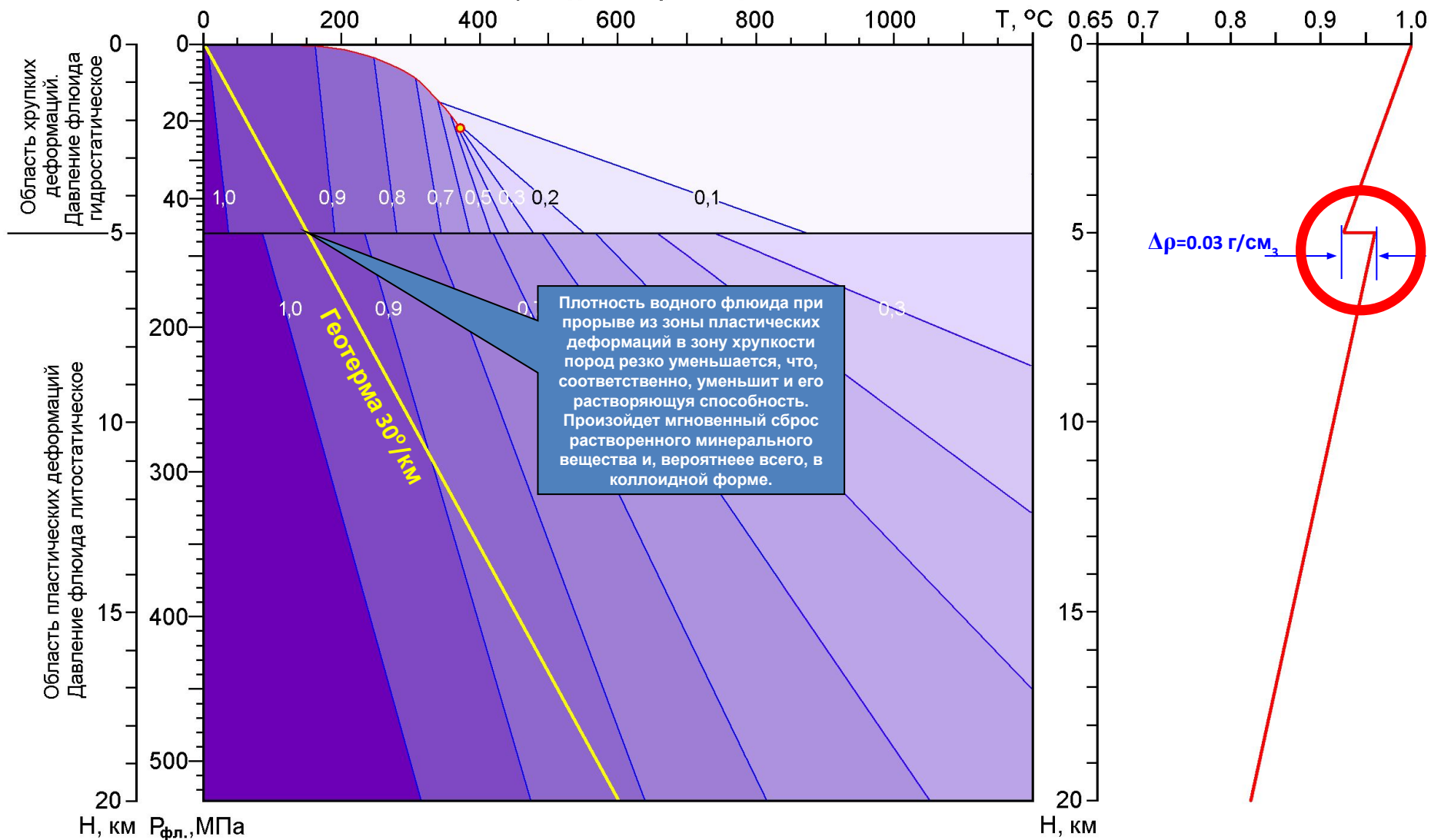
Зона пластичных
деформаций

Литостатическое
давление флюида

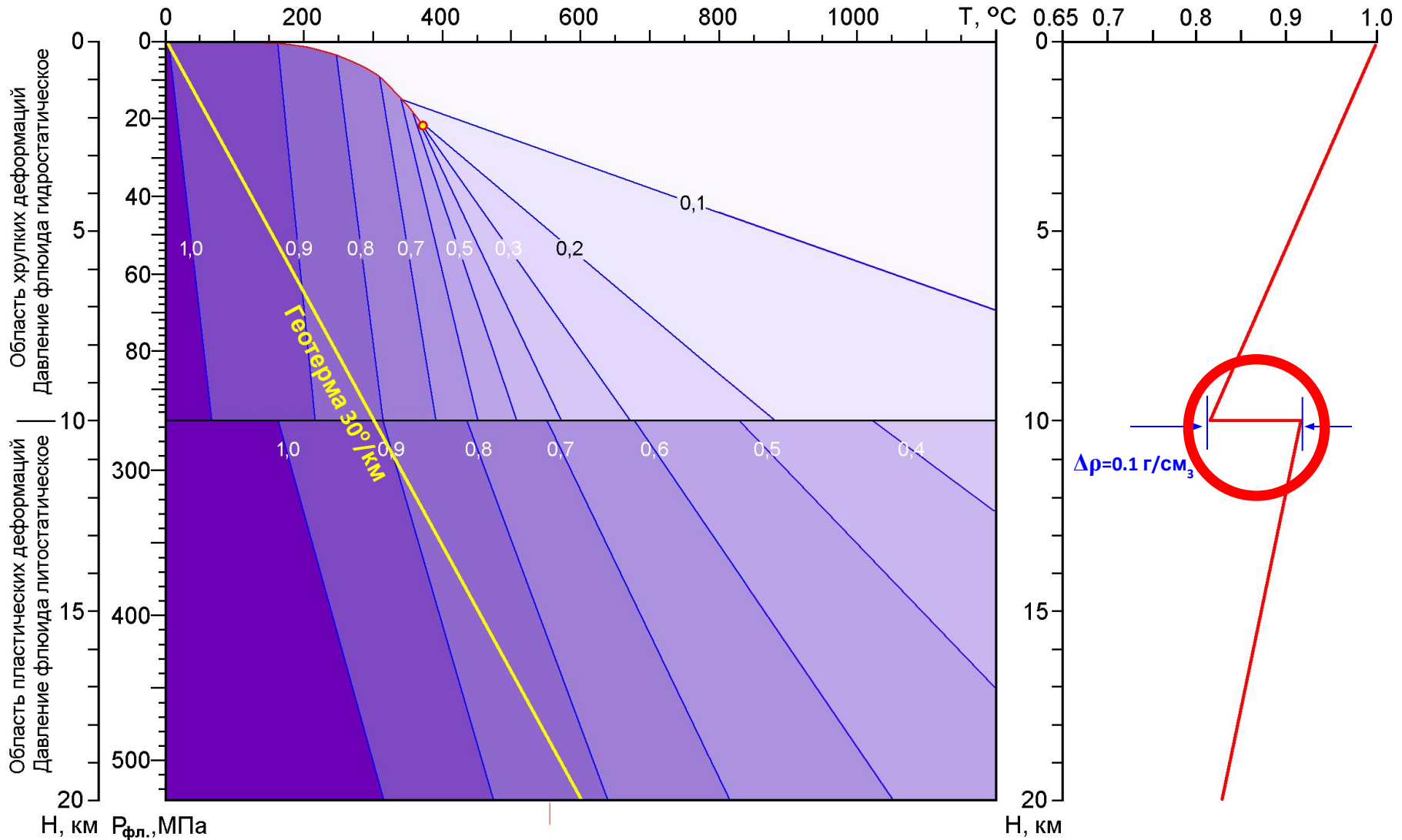
Зона кондуктивного
теплопереноса от очага и
перенос вещества (растворов
путем миграции флюидных
полостей)



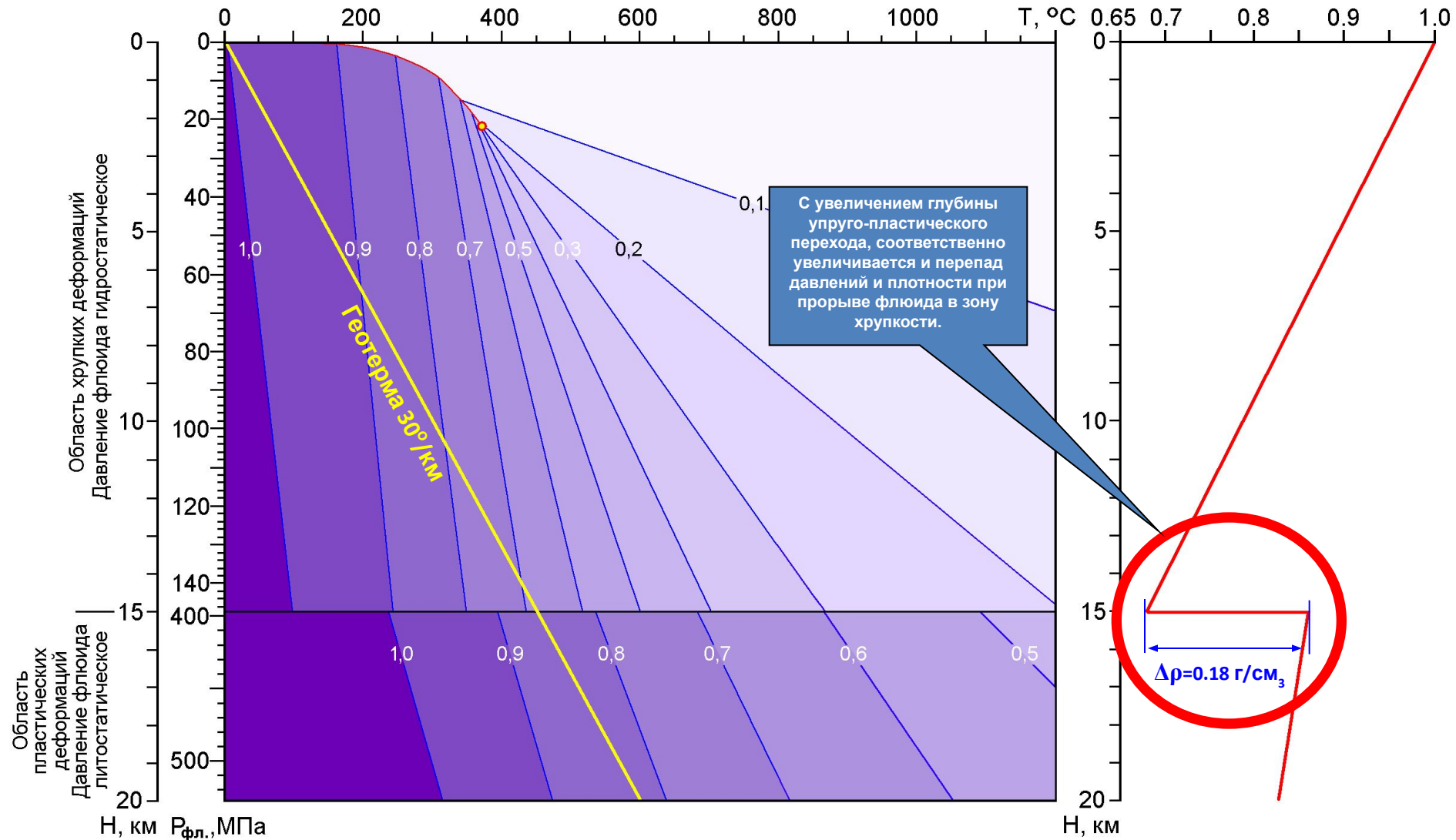
Плотность водного флюида при наличии упруго-пластичного перехода на глубине 5 км.



Плотность водного флюида при наличии упруго-пластичного перехода на глубине 10 км.

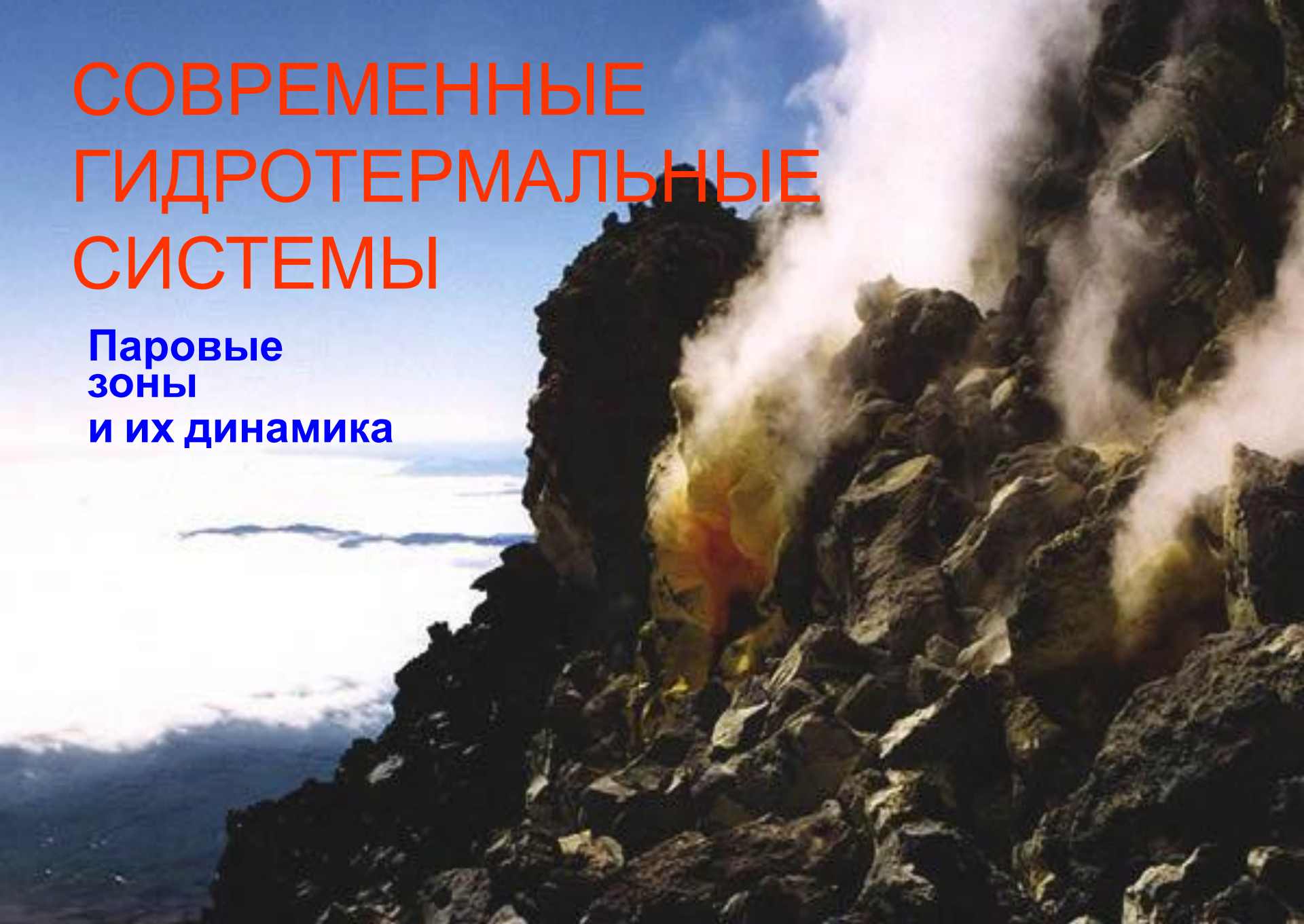


Плотность водного флюида при наличии упруго-пластичного перехода на глубине 15 км.



СОВРЕМЕННЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ

**Паровые
зоны
и их динамика**



Физические свойства вмещающих пород и их влияние на динамику магмы

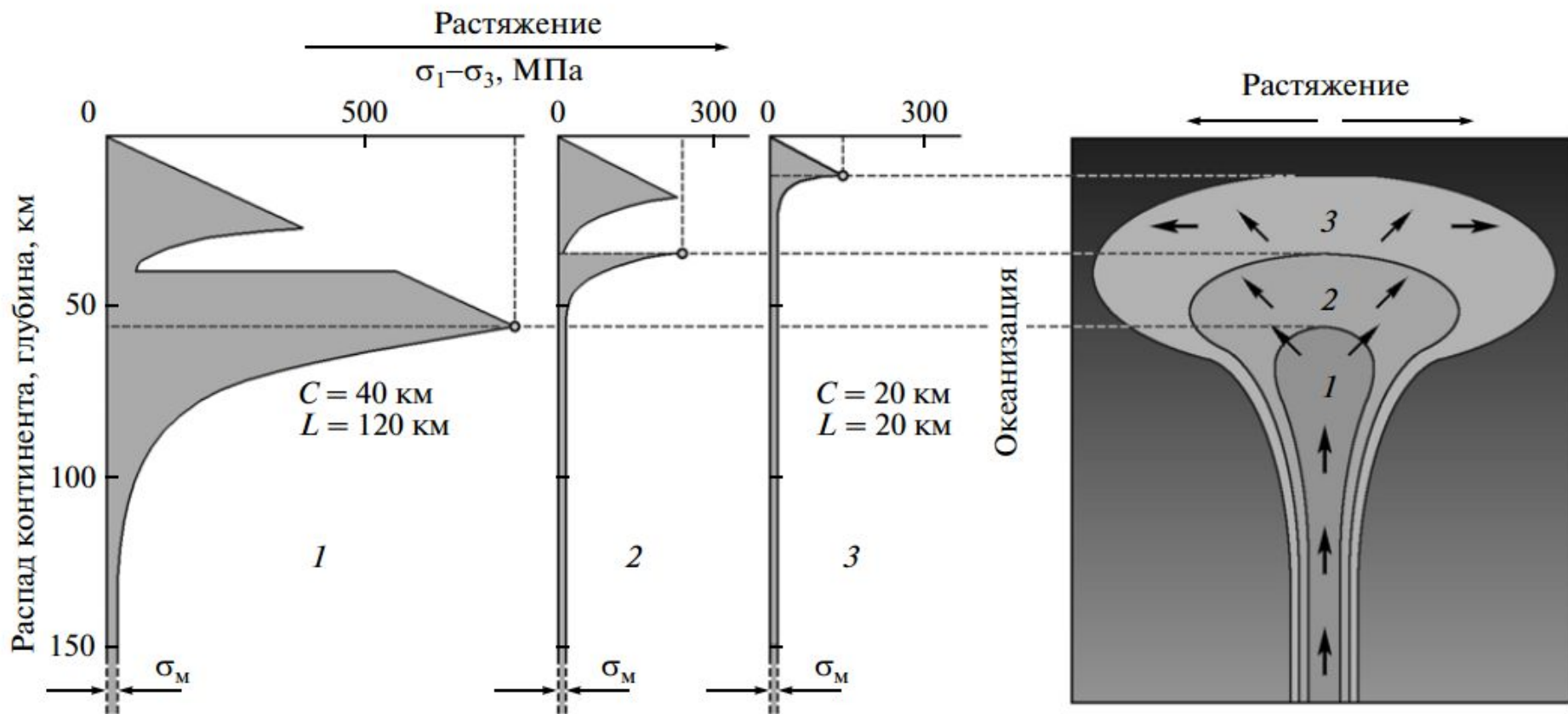
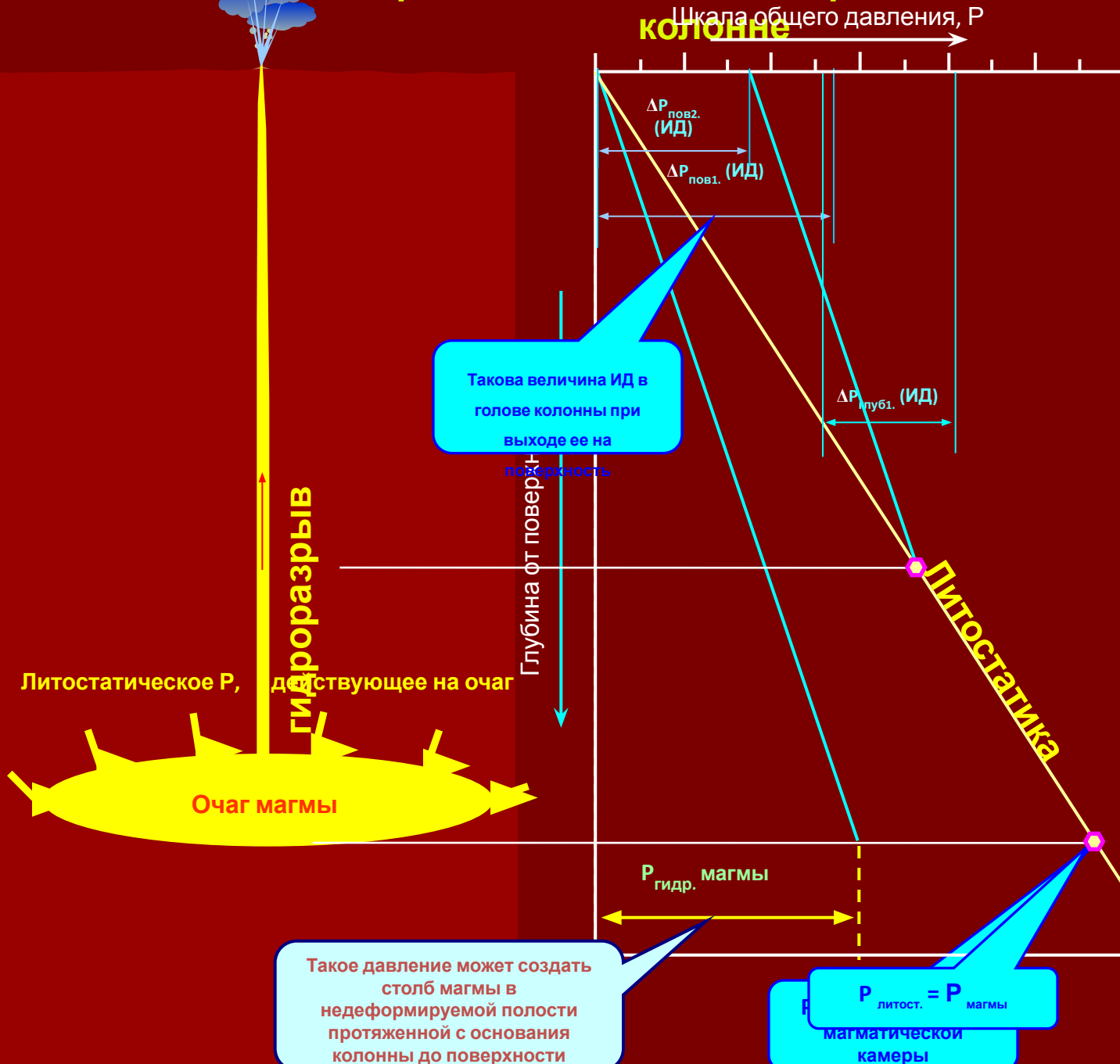


Рис. 3. Примеры прочностных профилей из [14] для молодой стабильной четырехслойной литосферы – 1, утоненной трехслойной литосферы – 2 и океанизированной утоненной литосферы – 3 с дополнениями автора. σ_M – прочность нижней части литосферной мантии. Точки на графиках и вертикальные штриховые линии показывают максимальную прочность литосферных слоев, а горизонтальные штриховые линии – их глубину от поверхности. C – мощность коры; L – мощность литосферы. Справа – разрез литосферы, прогреваемой мантийными флюидами (интерпретация прочностных графиков). Стрелки показывают поток флюидов, который при достижении прочной литосферы расходится по латерали.

Схематическая диаграмма, поясняющая образование ИД в магматической колонне



Величина ИД в голове колонны определяется плотностями магмы, вмещающих пород и вертикальной протяженностью колонны.

При возникновении избыточного давления, породы в голове колонны испытывают гидроразрыв, что обеспечивает продвижение магмы вверх по разрезу.

На разных глубинных уровнях в голове поднимающейся путем гидроразрыва колонны избыточное давление различно.

Для очагов с разной глубиной избыточное давление также различно. Больше глубине, соответствует большее ИД