

УДК 551.248.2

МОЩНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ ПОД ДОКЕМБРИЙСКИМИ КРАТОНАМИ И МЕХАНИЗМЫ ИХ НОВЕЙШИХ ПОДНЯТИЙ

© 2016 г. Член-корреспондент РАН Е. В. Артюшков, П. А. Чехович

Поступило 09.04.2015 г.

До 70% площади континентов сложено докембрийской корой. Ее сжатие завершилось 0.5 млрд лет назад или раньше, а плиоцен-четвертичные поднятия составили от 100–200 м до 1000–1500 м. Чтобы обеспечить такие поднятия в отсутствие сжатия, требуется значительное понижение плотности в литосферном слое. Это понижение можно связать с замещением астеносферой нижней части мантийной литосферы либо с разуплотнением на внутрикоровых уровнях в результате повторного метаморфизма. Как показывают расчеты, понижение плотности на глубинах 150–250 км под докембрийскими кратонами может привести лишь к небольшим поднятиям с амплитудой до 100 м. Поэтому новейшие поднятия должны быть вызваны разуплотнением на более высоких уровнях в коре. Это требует поступления в нее большого количества мантийного флюида, сопоставимого по объему с новообразованным рельефом.

DOI: 10.7868/S0869565216020183

Большинство современных высоких плато, горных сооружений и других положительных форм рельефа сформировалось в плиоцен-четвертичное время ([1–4] и др.) без участия сильного сжатия. Для объяснения таких поднятий коры широко используют течения в мантии, создающие “динамическую топографию” на кровле астеносферы [5]. Топографию рассчитывают по распределению течений, которые создаются дрейфующими плитами и неоднородностями плотности, определяемыми по данным сейсмической томографии. Однако полученные вертикальные смещения коры не обнаруживают заметной корреляции с распределением новейших поднятий и погружений. Так, в большинстве моделей для Северо-Восточной Азии на картах динамической топографии показаны отрицательные смещения, а под основной частью площади Африки они очень невелики. В действительности в обеих областях в плиоцен-четвертичное время произошли крупные поднятия [1, 2].

Другое объяснение новейших поднятий – понижение плотности в литосферном слое, связанное с двумя возможными механизмами [6]. Первый – конвективное замещение астеносферой более плотной мантийной части литосферы. Оно

широко проявляется под областями крупных новейших поднятий на фанерозойской коре, где кровля астеносферы поднимается до глубин менее или равным 100 км [7, 8]. Слабо деплетированная мантийная часть фанерозойской литосферы имеет повышенную плотность [9]. При инфильтрации глубинного флюида мантийная часть резко размягчается, что обеспечивает возможность ее замещения менее плотной астеносферой [6].

Второй механизм – низко/среднетемпературный повторный метаморфизм (диафторез) глубинных пород на более высоких уровнях коры, куда они были эксгумированы в ходе постметаморфической денудации. В сухих условиях эти породы оставались стабильными, но при поступлении мантийного флюида в них формировались новые парагенезы с водосодержащими минералами. Это вызывало разуплотнение на 5–10% и поднятие на поверхности. Свидетельство проявления данного механизма – крутые склоны на периферии новейших поднятий шириной в десятки километров и высотой от 100–200 м до 1 км и более [1, 2, 11]. Это указывает на разуплотнение пород на внутрикоровых уровнях. Относительная роль этих двух механизмов оставалась, однако, неясной.

На фанерозойской коре, судя по широкому развитию астеносферных диапиров и сильной латеральной неоднородности новейших поднятий, реализуются оба механизма [6]. Амплитуды новейших поднятий на докембрийской коре, занимающей до 70% площади континентов, составля-

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта
Российской Академии наук, Москва*

E-mail: artyu-evgenij@yandex.ru

*Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова*



Рис. 1. Скорости поперечных волн в верхней мантии под Баренцевым морем, Скандинавией и Восточно-Европейской платформой (с изменениями по [8]). Градации в шкале скорости соответствуют интервалам значений ± 240 м/с.

ют от 100–200 м на Восточно-Европейской платформе до 1.0–1.5 км на древних кристаллических щитах. Это значительно меньше амплитуд поднятий на фанерозойской коре, достигающих 3–5 км в Центральной Азии, Тибете, Андах, на Памире, Тянь-Шане и в других областях.

Диафторез в докембрийской коре проявлен в широких масштабах, на что указывает сильная латеральная неоднородность поднятий. Крупные астеносферные диапиры в таких случаях, как правило, не наблюдаются. Это, по-видимому, связано с тем, что мантийная литосфера под докембрийскими кратонами сильно деплетирована и ее плотность в среднем на 0.02–0.04 г/см³ ниже, чем под областями с фанерозойской корой [9]. О высокой стабильности мантийной литосферы свидетельствует и ее высокая мощность, достигающая под кратонами 200–250 км и более (рис. 1). В таких условиях основным механизмом новейших поднятий должно быть разуплотнение пород на внутрикоровых уровнях.

Под некоторыми докембрийскими кратонами, например под Сибирским, Каапвальским, Слэйв, нижняя часть мантийной литосферы более железистая и более плотная, чем верхняя ([9, 12] и др.). Это может быть обусловлено метасоматозом при инфильтрации железосодержащих флюидов из астеносферы. В таких областях возможно замещение астеносферой тяжелой нижней части мощной мантийной литосферы.

Оценим, какова должна быть мощность разрушенного слоя Δd , чтобы обеспечить наблюдаемые поднятия литосферы современной толщины d (рис. 2), и какой перепад температуры ΔT должен был при этом возникнуть на ее подошве. В начальный момент на подошве литосферы на глубине $d + \Delta d$ температура T равнялась темпера-

туре астеносферы: $T = T_a = 1300^\circ\text{C}$. Следуя часто используемой модели [13], примем, что T увеличилась с глубиной z по линейному закону (рис. 2)

$$T = [1 - T_a z / (d + \Delta d)]. \quad (1)$$

Тогда плотность мантийной литосферы уменьшалась с глубиной как

$$\rho_m = \rho_m^0 [1 - \alpha T_a z / (d + \Delta d)], \quad (2)$$

где ρ_m^0 – плотность мантии при $T = 0$ и $\alpha = 3 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ – объемный коэффициент ее теплового расширения. На подошве литосферы, при $z = d + \Delta d$, ее плотность

$$\rho_{m1} = \rho_m^0 (1 - \alpha T_a). \quad (3)$$

После быстрого замещения астеносферой слоя толщиной Δd в нижней части литосферы ее плотность на подошве утоненной литосферы на глубине d

$$\rho_{m2} = \rho_m^0 [1 - \alpha T_a d / (d + \Delta d)]. \quad (4)$$

Средняя плотность замещенного слоя

$$\begin{aligned} (\rho_m)_{\text{cp}} &= (\rho_{m1} + \rho_{m2}) / 2 = \\ &= \rho_m^0 [1 - \alpha T_a (2d + \Delta d) / (d + \Delta d)]. \end{aligned} \quad (5)$$

Замещение астеносферой нижнего слоя литосферы толщиной Δd приводит к поднятию расположенной выше утоненной литосферы на величину ζ . В результате толщина слоя астеносферы, расположенного над нижней границей невозмущенной литосферы в прилегающих областях (рис. 2),

$$h_a = \Delta d + \zeta. \quad (6)$$

Положим, что астеносфера и замещенный ею нижний слой мантийной литосферы имеет одинаковый средний минеральный состав. Тогда плотность астеносферы

$$\rho_a = \rho_m^0 (1 - \alpha T_a) = \rho_{m1}. \quad (7)$$

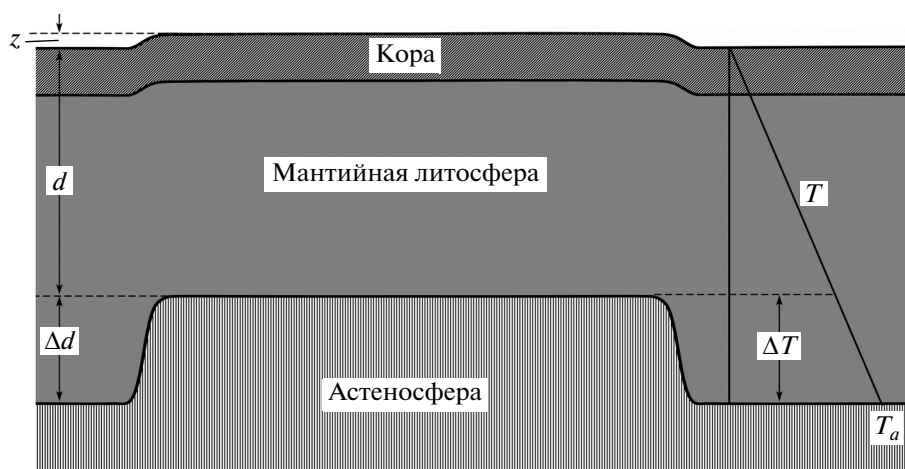


Рис. 2. Замещение астеносферой слоя толщиной Δd в нижней части мантийной литосферы приводит на поверхности к изостатическому поднятию на величину ζ . При линейном повышении температуры литосферы T с глубиной Δd и ζ связаны соотношением (10).

В обширных областях литосфера близка к состоянию локальной изостазии. При этом

$$\rho_a h_a = (\rho_m)_{\text{ср}} \Delta d. \quad (8)$$

Отсюда, используя (5)–(7), приходим к соотношению

$$\alpha T_a (\Delta d)^2 - 2\zeta \Delta d - 2\zeta d = 0. \quad (9)$$

Положительный корень этого уравнения

$$\Delta d = \zeta / \alpha T_a + [(\zeta / \alpha T_a)^2 + 2d\zeta / \alpha T_a]^{1/2}. \quad (10)$$

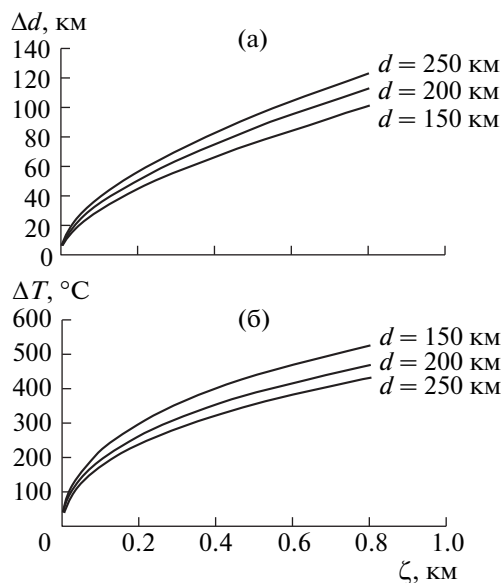


Рис. 3. Уменьшение мощности литосферного слоя Δd (а) и подъем температуры на его подошве ΔT (б), необходимые для обеспечения новейших поднятий коры (ζ) в результате замещения астеносферой слоя толщиной Δd в нижней части литосферы современной толщины d .

Определяемые (10) значения Δd показаны на рис. За как функции величины поднятия ζ для нескольких значений современной мощности литосферы d . Уже для относительно небольших ζ Δd должно быть весьма значительным. Так, для ζ 100–200 м [1] на Восточно-Европейской платформе при $d = 250$ км [8] Δd 38–56 км. Для испытывавшего крупное поднятие Каапвальского кратона при $d = 150$ км [7] и $\zeta = 1200$ м [14] $\Delta d = 145$ км.

Для оценок толщины литосферы d используют различные подходы [9]. Чаще всего ее подошву определяют как уровень, где происходит понижение скорости поперечных волн V_s на 1–2%, что примерно соответствует точности определения V_s на глубинах в несколько сотен километров. За исключением узкой области значений T вблизи солидуса, зависимость скорости поперечных волн V_s от температуры T определяется соотношением $dV_s/dT = 0.35$ м/с $\cdot$ $^{\circ}\text{C}^{-1}$ ([15] и др.). При $V_s = 4500$ м/с скачок скорости на новообразованной подошве литосферы

$$\Delta V_s / V_s = (dV_s/dT) \Delta T / V_s \approx 0.0078 \Delta T \%. \quad (11)$$

Согласно (11), значения $\Delta V_s / V_s = 1$ и 2% соответствуют $\Delta T_1 = 128^{\circ}\text{C}$ и $\Delta T_2 = 256^{\circ}\text{C}$. После быстрого замещения нижней части литосферы астеносфера с T_a подходит к современной (новообразованной) подошве литосферы (рис. 2), где температура литосферы $T = T_a [1 - d/(d + \Delta d)]$. В результате на данной границе должен возникнуть перепад температуры

$$\Delta T = T_a \Delta d / (d + \Delta d). \quad (12)$$

С учетом (10), ΔT как функция ζ построено на рис. 3б. При скачке температуры $\Delta T_1 = 128^{\circ}\text{C}$ на подошве литосферы современной толщиной $d = 150, 200$ и 250 км поднятие коры $\zeta = 35, 41$ и 53 м соответственно. Для перепада температуры $\Delta T_2 =$

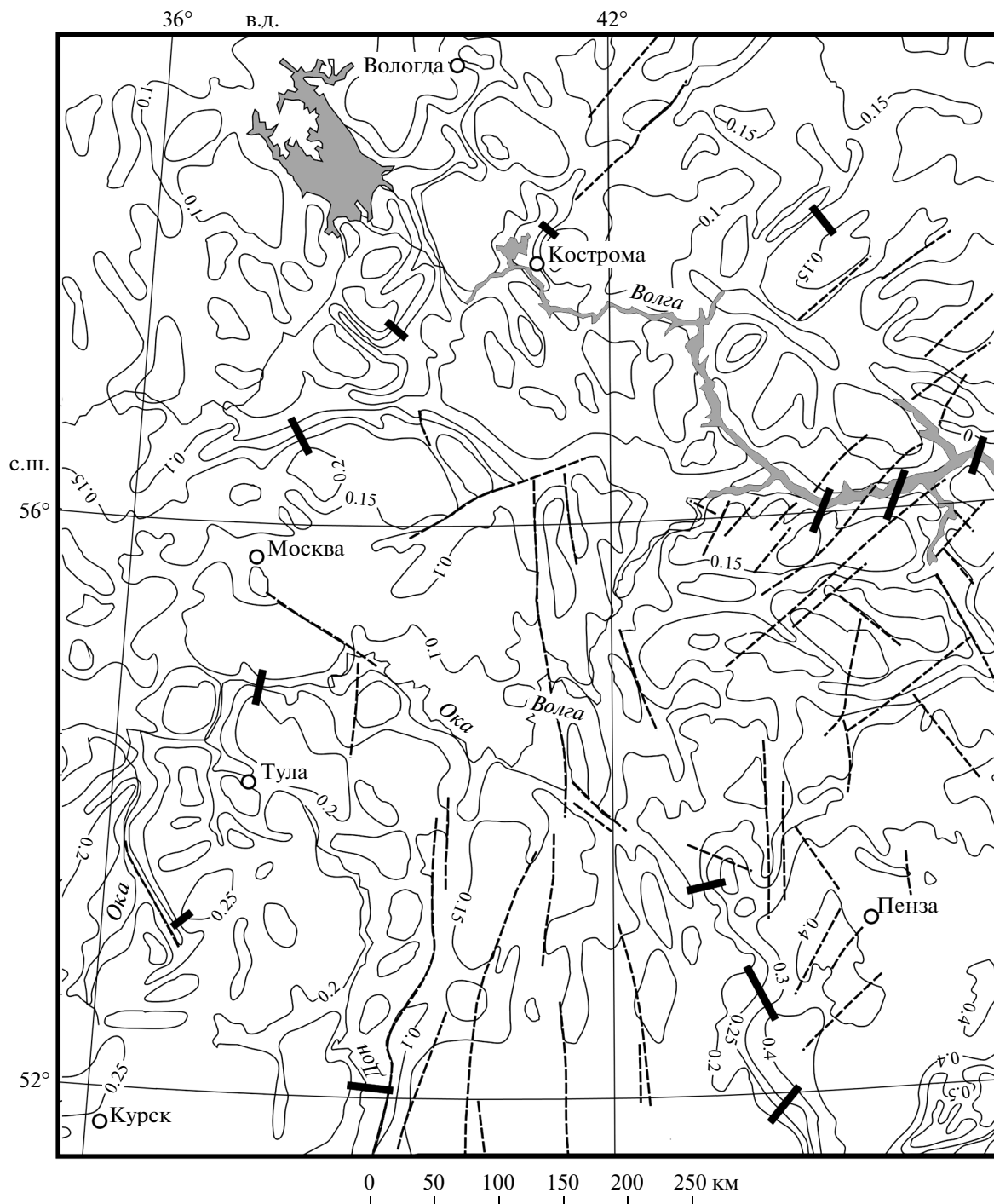


Рис. 4. Новейшие палеопротерозойские поднятия земной коры в центральной части Восточно-Европейской платформы (с изменениями по [1]). Жирные черные отрезки – участки с крутыми склонами новейших структур. Изолинии новейших вертикальных движений, км.

= 256°C при $d = 150, 200$ и 250 км из рис. 3б следует $\zeta = 145, 190$ и 235 м. В большинстве докембрийских областей амплитуды новейших поднятий значительно выше. Так, на основной части площади Сибирской платформы они составляют 300–500 м, достигая 1300 м на плато Путорана [1]. В Восточной и Южной Африке, на Австралий-

ском и Бразильском щитах, в Гренландии и Восточной Антарктиде поднятия составляют 500–1500 м и более [2]. При их осуществлении вследствие замещения астеносферой нижней части мантийной литосферы на подошве литосферы возник бы перепад температуры $\Delta T \geq 300\text{--}600^\circ\text{C}$, соответствующий ΔV_s равному или большему

2.3–4.7%. Под докембрийскими кратонами такой большой скачок V_S нигде не наблюдается.

Как следует из рис. 3б, при ΔT менее или равным 250°C разрушение нижней части мантийной литосферы могло бы внести большой вклад в новейшие поднятия ζ на тех докембрийских кратонах, где поднятия не превышали 200–300 м. Так, на основной части площади палеопротерозойской Восточно-Европейской платформы ζ примерно 100–200 м (рис. 4). Как следует из рис. 3а, такие поднятия можно было бы попытаться объяснить разрушением нижней части мантийной литосферы в слое толщиной Δd 40–60 км. При эффективной толщине упругой части вышележащей литосферы 60–100 км [9] ее изгиб происходил бы на расстояниях 200–280 км [12]. В действительности поднятия неоднородны на площади и осложнены множеством флексур шириной несколько десятков километров и высотой 50–150 м (рис. 4). Это указывает на то, что основная часть поднятия была там обусловлена разуплотнением пород в земной коре. Поднятие, связанное с разрушением нижней части мантийной литосферы, не могло превышать примерно 50 м.

Приведенные данные показывают, что замещение нижней части мантийной литосферы могло произойти лишь под теми кратонами, где ее плотность была сильно повышена вследствие метасоматоза. В таких областях замещение могло обеспечить, однако, лишь небольшую часть новейших поднятий. Главным механизмом поднятий докембрийской литосферы оказывается разуплотнение глубоко метаморфизованных пород внутри коры. Оно происходит при инфильтрации мантийного флюида за счет ряда реакций с образованием водных минералов [6]. Общий объем флюида, поступившего в новейшее время в кору под докембрийскими кратонами, должен быть сопоставим с объемом новообразованного рельефа.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 15–05–08539.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Карта новейшей тектоники Северной Евразии 1 : 5000000 / Под ред. А.Ф. Грачева. М.: Мин-во природ. ресурсов России, РАН, 1997.
2. Неотектоническая карта мира 1 : 15000000 / Под ред. Н.И. Николаева, Ю.Я. Кузнецова, А.А. Неймарка. М.: Мингео СССР; Мин-во высш. и сред. спец. образ. СССР, 1981.
3. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Под ред. А.Ф. Грачева. М.: Пробел, 2000. 487 с.
4. *Summerfield M.A.* Geomorphology and Global Tectonics. N.Y.: Wiley, 2000. 386 p.
5. *Flament N., Gurnis M., Müller R.D.* // *Lithosphere*. 2013. V. 5. № 2. P. 189–210. DOI: 10.1130/L245.1.
6. *Артюшков Е.В.* // *Геология и геофизика*. 2012. Т. 53. № 6. С. 738–760.
7. *Lekić V., Romanowitz B.* // *Geophys. J. Intern.* 2011. V. 185. P. 799–831. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2011.04969.x.
8. *Schaeffer A.J., Lebedev S.* // *Geophys. J. Intern.* 2013. V. 194. P. 417–449. DOI: 10.1093/gji/ggt095.
9. *Artemieva I.M.* The Lithosphere. An Interdisciplinary Approach. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2011. 773 p.
10. *Кориковский С.П.* Метаморфизм, гранитизация, диафторез и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967. 298 с.
11. *Артюшков Е.В., Чехович П.А.* // *ДАН*. 2014. Т. 438. № 5. С. 567–571. DOI: 10.7868/S0869565214290209.
12. *Kuskov O.L., Kronrod V.A., Prokofyev A.A., Pavlenkova N.I.* // *Tectonophysics*. 2014. V. 615/616. P. 154–166.
13. *McKenzie D.* // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 40. P. 25–32.
14. *Partridge T.C., Maud R.R.* // *South. Afr. J. Geol.* 1987. V. 90. P. 179–208.
15. *Artemieva I.M., Billien M., Leveque J.-J., Mooney W.D.* // *Geophys. J. Intern.* 2004. V. 157. P. 607–628. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2004.02195.x.