

ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ МОРЯ И БЫСТРЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЯХ В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Е.В. Артюшков, П.А. Чехович*

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123995, Москва, ул. Бол. Грузинская, 10, Россия

** Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, Россия*

В фанерозойское время в эпиконтинентальных осадочных бассейнах глубина моря испытывала значительные изменения, часто сопровождавшиеся регрессиями. В эпохи регрессий и размыва на осушившемся шельфе и в прилегающих частях морских бассейнов создавались условия для формирования многочисленных неструктурных (стратиграфических) ловушек для нефти и газа. Изменения глубины моря с амплитудами до 100—200 м и продолжительностью 1—3 млн лет (циклы третьего порядка) обычно связывают с эвстатическими флуктуациями уровня океана. Для оценки их возможной амплитуды предлагается модель, описывающая изменения глубины воды под влиянием эвстатических флуктуаций на карбонатных платформах, испытывающих тектоническое погружение. Учитываются изостатическая реакция коры на изменения водной нагрузки и конечное время, необходимое для образования почв и карста на осушившемся шельфе или его верхней части. На основе этой модели проведен анализ данных по опорным разрезам мелководных отложений на Северном Тимане. Он показывает, что в среднем и позднем карбоне, а также в ранней перми амплитуда эвстатических флуктуаций третьего порядка не превышала нескольких десятков метров. В ту же эпоху проявлялись более короткие флуктуации (~100 тыс. лет), связанные с образованием и таянием крупных ледяных щитов в Гондване. В первой половине башкирского века (ранний пенсильваний) на шельфе Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ имела место регрессия, после чего восстановилось мелководное осадконакопление. Эту регрессию обычно связывают со значительным понижением уровня океана. В ряде других областей на протяжении всего башкирского времени продолжалось медленное мелководное осадконакопление. Это указывает на то, что башкирская регрессия была обусловлена поднятиями коры. Кратковременное поднятие можно объяснить восходящими конвективными течениями в мантии под астеносферой. На юге Северной Америки они привнесли в литосферу активный флюид. Это привело к быстрым погружениям коры вследствие эклогитизации в прогибах Аркома и Анадарко, а также к сильному размягчению литосферы и ее сжатию в складчатом поясе Уачита.

Карбон, пермь, эпиконтинентальные бассейны, эвстатические флуктуации, тектонические движения, Восточно-Европейская платформа, Северо-Американская платформа.

SEA LEVEL CHANGES AND RAPID CRUSTAL MOVEMENTS IN CRATONIC AREAS IN THE LATE PALEOZOIC

E.V. Artyushkov and P.A. Chekhovich

In the Phanerozoic, the sea depth in epeiric sedimentary basins showed considerable variations, often accompanied by regression. In periods of regression and erosion, the subaerially exposed shelf and the adjacent parts of the marine basins gave rise to numerous nonstructural (stratigraphic) hydrocarbon traps. Sea depth variations with a magnitude of up to 100–200 m and 1–3 myr long (third-order cycles) are usually attributed to the eustatic fluctuations of the sea level. To estimate their possible range, a model is proposed which describes the water depth variations as a function of eustatic fluctuations in tectonically subsiding carbonate platforms. We take into account the crustal isostatic response to the changing water load and the finite time necessary for soil and karst formation in the exposed shelf or its upper part. This model allowed analyzing data on the reference sections of the North Timan shallow-water sediments. According to the analysis, the third-order sea level changes in the Middle Carboniferous, Late Carboniferous, and Early Permian did not exceed several tens of meters. During the same period, shorter fluctuations (~100 kyr) occurred owing to the waxing and waning of large Gondwanan ice sheets. In the first half of the Bashkirian Age (Early Pennsylvanian), regression took place in the East European and North American cratons and then shallow-water sedimentation resumed. This regression is usually attributed to a considerable sea level fall. In some other areas, slow shallow-water sedimentation continued throughout the Bashkirian. This suggests that the Bashkirian regression was due to the crustal uplifts. Short-term uplifts can be explained by ascending convective currents beneath the asthenosphere. In southern North America, they brought an active fluid into the lithosphere. This caused rapid eclogitization-related crustal subsidence in the Arkoma and Anadarko basins as well as intense lithospheric weakening and shortening in the Ouachita Fold Belt.

Carboniferous, Permian, epeiric basins, eustatic fluctuations, tectonic movements, East European Craton, North American Craton

ВВЕДЕНИЕ

Как показывает большая совокупность сейсмостратиграфических, седиментологических и палеонтологических данных, в фанерозойское время глубина воды в эпиконтинентальных морских бассейнах испытывала частые и значительные изменения [Phanerozoic Sea..., 1992; Mesozoic..., 1998; Badenas et al., 2004; Immenhauser, 2005; Наq, Schutter, 2008]. Их изучение представляет собой одно из главных направлений в бассейновом анализе и в геологии нефти и газа. Особое внимание исследователей привлекают изменения глубины моря продолжительностью 1—3 млн лет с амплитудами 20—200 м, так называемые циклы третьего порядка. С ними было связано образование многочисленных неструктурных (стратиграфических) ловушек для нефти и газа. Подавляющее большинство авторов объясняют такие изменения эвстатическими флуктуациями уровня Мирового океана — эвстатическими событиями.

Основной причиной быстрых изменений глубины моря в эпиконтинентальных морских бассейнах считаются оледенения [Dopovan, Jones, 1979; Heckel, 1994; Isbell et al., 2003]. Так, во время плейстоценовых оледенений уровень океана понижался на 100—150 м, возвращаясь после таяния ледяных щитов к начальному уровню [Benson et al., 1997; Shackleton, 2000; Lambeck, Chappell, 2001]. Быстрые и значительные изменения глубины моря на платформах наблюдались в течение всего фанерозоя. Они широко проявлялись и в те его периоды, когда ледяные щиты на континентах не формировались, например, в мелу [Baraboshkin et al., 2003; Vakarelov et al., 2006]. С начала кембрия и до конца силура крупное оледенение имело место только в позднем ордовике [Brenchley et al., 1994; Ghienne, 2003; Le Heron et al., 2010]. Тем не менее для всей этой эпохи было выделено множество эвстатических событий с амплитудами до ~100—200 м [Erdtman, 1986; Ross, Ross, 1995; Phanerozoic Sea..., 1992; Johnson, 1996; Dronov, 2004; Nielsen, 2004]. По ряду районов Восточной Сибири и Восточной Прибалтики для кембрия, ордовика и силура построены детальные разрезы осадков, формировавшихся в условиях крайнего мелководья (≤ 10 м) [Попов и др., 1989; Тесаков, 2005]. На данной основе было проведено математическое моделирование изменений палеоглубин под влиянием эвстатических флуктуаций уровня океана [Artyushkov et al., 2000a; Artyushkov, Chekhovich, 2001, 2003; Артюшков, Чехович, 2002, 2004; Артюшков и др., 2007, 2008]. В результате удалось установить, что в течение указанной эпохи продолжительностью ~125 млн лет два понижения уровня океана на ~100 м, сопровождавшиеся заметным размывом, проявились только в последние 2 млн лет ордовика. По-видимому, они были обусловлены образованием и таянием крупных ледяных щитов в Гондване.

В остальной части интервала кембрий—силур эвстатические флуктуации третьего порядка не превышали нескольких десятков метров. При уровне океана, почти постоянном по отношению к таким флуктуациям, многочисленные изменения палеоглубин с амплитудами до 100—200 м и продолжительностью ~1—3 млн лет указывают на широкое проявление быстрых поднятий и погружений коры в платформенных областях, которые обычно считаются относительно стабильными.

Частые и значительные изменения уровня океана предполагаются также с конца раннего карбона по среднюю пермь. В это время на Гондванском материке имело место продолжительное (около 70 млн лет) оледенение [Crowell, 1978; 1999; Veevers, Powell, 1987; Wright, Vanstone, 2001] либо серия из восьми более коротких (1—8 млн лет) ледниковых эпох, разделенных межледниковьями примерно такой же продолжительности [Fielding et al., 2008]. В связи с образованием и таянием крупных ледяных щитов в данную эпоху могли происходить флуктуации уровня океана с амплитудой до 100—200 м. Фрагмент глобальной эвстатической кривой

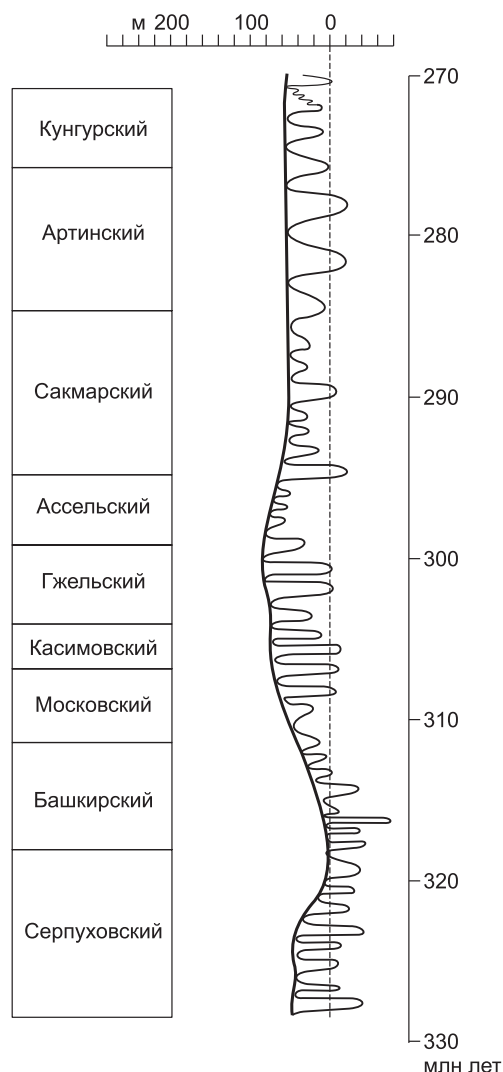


Рис. 1. Флуктуации уровня океана, предполагаемые с серпуховского века раннего карбона до кунгурского века ранней перми, по [Наq, Schutter, 2008] с изменениями.

(рис. 1) на отрезке, охватывающем средний и поздний карбон вместе с ранней пермью, включает 34 эвстатических цикла 3-го порядка с амплитудами понижения уровня океана от 10—20 до 80—100 м. По величине их условно разделяют на три класса [Наг, Schutter, 2008] — малые (до 25 м), средние (25—75 м) и крупные (более 75 м). На кривой можно насчитать 9 крупных циклов, 12 средних и 13 малых. Возникает вопрос, проявлялись ли в рассматриваемую эпоху в связи с оледенением Гондваны эвстатические флуктуации третьего порядка (1—3 млн лет), превышающие несколько десятков метров.

Эвстатические события обычно выделяют по субаэральным перерывам в разрезе осадков, формирующихся на мелководных шельфах. Амплитуды событий в подавляющем большинстве случаев оцениваются на качественном уровне по палеонтологическим и литологическим данным. В настоящей работе мы приводим количественные оценки амплитуд эвстатических флуктуаций третьего порядка, которые могли иметь место со среднего карбона по раннюю пермь. Для этого используются данные по опорным разрезам верхнего палеозоя на западном склоне Северного Тимана (север Восточно-Европейской платформы) [Горева и др., 1997]. В отличие от наших работ по кембрию, ордовики и силуру, упомянутых выше, здесь используется иная модель осадконакопления, характерная для позднепалеозойских карбонатных платформ, а также учитываются изостатическая реакция коры на изменения водной нагрузки и конечное время субаэральной экспозиции, необходимое для ее выявления. Это позволяет значительно снизить оценки возможных амплитуд эвстатических флуктуаций.

В башкирском веке (ранний пенсильваний) на западе Восточно-Европейской платформы и в ряде областей на юге Северо-Американской платформы имела место регрессия, обычно рассматриваемая как результат крупного понижения уровня океана [Ross, Ross, 1988; Махлина и др., 2001a]. Здесь мы показываем, что регрессия была в действительности обусловлена поднятиями коры, быстро сменившимися ее погружением. Обсуждаются возможные механизмы этих поднятий.

ИЗМЕНЕНИЯ ГЛУБИНЫ МОРЯ И РЕГРЕССИИ НА КАРБОНАТНЫХ ПЛАТФОРМАХ, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ ЭВСТАТИЧЕСКИМИ ФЛУКТУАЦИЯМИ

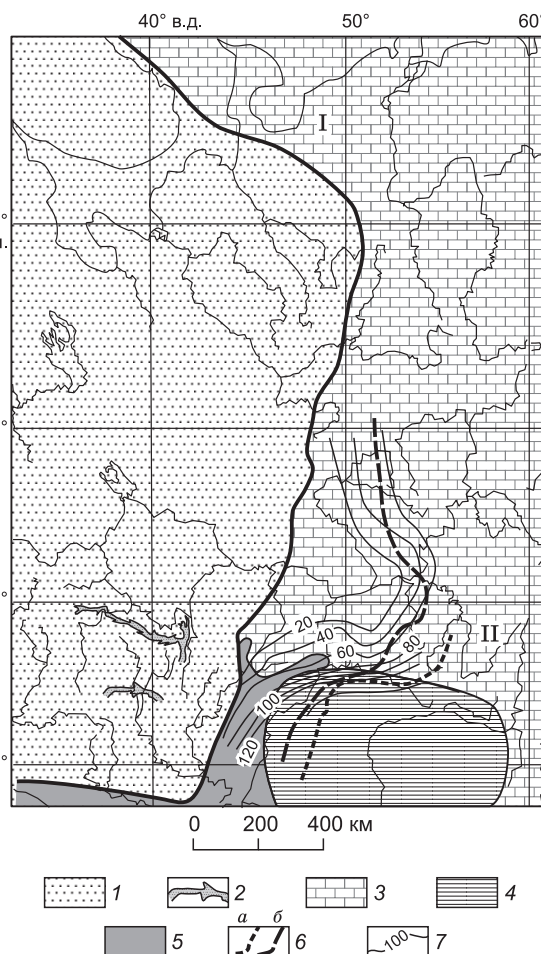
В карбоне и перми на Восточно-Европейской платформе существовал обширный мелководный морской бассейн с карбонатным осадконакоплением (рис. 2, 3) [Осипова и др., 1983; Alekseev et al., 1996; Махлина и др., 2001a; Vai, 2003; Izart et al., 2003].

В таких бассейнах на основной части площади карбонаты осаждаются в виде бентогенных песков и илов. В обычных условиях за счет волновой активности формируются течения, проникающие на некоторую глубину, называемую базисом нормальных волн [Шопф, 1982; Леонтьев, 2004]. В обширных мелководных эпиконтинентальных морях длина и высота волн невелики. Создаваемые ими движения воды глубоко не проникают, и в таких условиях глубина базиса нормальных волн не превышает $h_0 = 15—20$ м [Hine, Mullins, 1983; Pomar, 2001]. На эти глубины, как правило, указывают и крайне мелководные бентосные сообщества, характерные для областей, где дно моря располагается вблизи базиса нормальных волн [Neckel, 1974; Кабанов и др., 2006].

Рис. 2. Восточно-Европейская платформа в башкирском веке, по [Геология..., 1967] с изменениями.

1 — область отсутствия морских башкирских отложений; 2 — эрозионные врезы, заполненные верхнебашкирскими песчано-глинистыми осадками (азовская серия); 3 — известняки мелководного шельфа; 4 — терригенно-карбонатные отложения глубокой шельфовой впадины; 5 — терригенно-карбонатные отложения с преобладанием терригенных пород в верхнебашкирском подъяруса; 6 — западная граница распространения морских отложений нижнебашкирского подъяруса: краснополянского горизонта (а), северокельтменского горизонта (б); 7 — изопакиты башкирских отложений (мощность, м).

I, II — местоположение опорных разрезов мелководных осадков: I — западный склон Северного Тимана, II — западный склон Южного Урала (Башкирская карбонатная платформа).



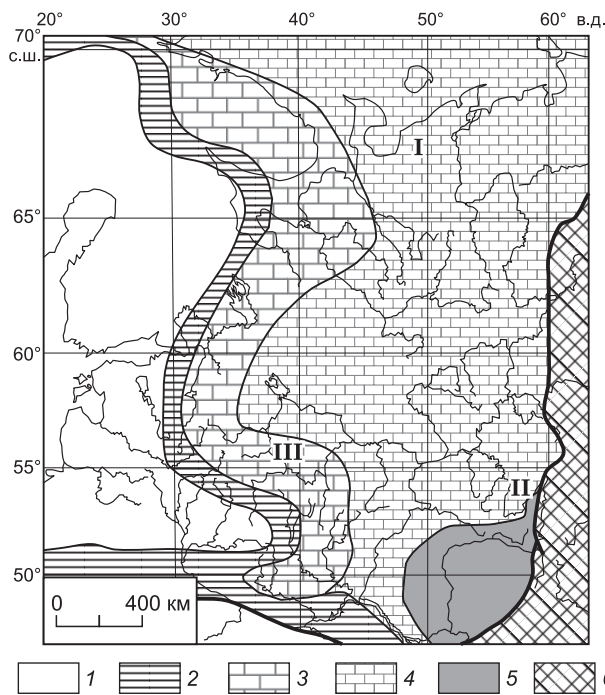


Рис. 3. Восточно-Европейская платформа в московском веке, по [Nikishin et al., 1996] с изменениями.

1 — область отсутствия морских отложений московского яруса; 2—4 — мелководно-морские осадки: 2 — песчаники и сланцы, 3 — карбонаты и сланцы, 4 — карбонаты; 5 — относительно глубоководные карбонаты, глины и кремнистые сланцы; 6 — глубоководные глины и кремнистые сланцы.

I—III — местоположение опорных разрезов мелководных осадков: I — западный склон Северного Тимана, II — западный склон Южного Урала (Башкирская карбонатная платформа), III — южное крыло Московской синеклизы.

Ниже базиса нормальных волн карбонатные осадки не размываются и быстро литифицируются, приобретая высокую прочность. При погружении коры с малыми или умеренными скоростями ≤ 100 м/млн лет карбонатное осадконакопление успевает компенсировать погружение. Если скорость осадконакопления превышает скорость погружения коры, то, оказавшись выше базиса нормальных волн — на глубине, меньшей h_0 , несцементированные

осадки быстро размываются волновыми течениями. В результате при постоянном уровне моря дно моря по-прежнему остается на глубине h_0 .

При понижении уровня океана дно моря оказывается выше базиса нормальных волн. Тогда вследствие быстрого размыва карбонатного материала, продолжающего поступать на дно, осадконакопление прерывается. Породы, образовавшиеся до начала понижения уровня моря и испытавшие быструю литификацию, во время подъема дна в субаквальных условиях сохраняются. В результате из разреза выпадают главным образом осадки, соответствующие тому интервалу времени, в течение которого дно моря располагалось выше базиса нормальных волн.

При осушении дна моря ситуация существенно изменяется. На абсолютной высоте ζ_0 в несколько метров и более на карбонатах быстро развивается микрокарст, а затем и полномасштабный карст, формирующий рельеф с амплитудой от нескольких метров и более [Vanstone, 1998]. Одновременно на осушившейся поверхности развивается почвенный слой [Wright, 1994]. В конце раннего и в среднем карбоне такие явления обнаруживались, например, на карбонатных платформах в Московской синеклизе и в Северном Уэльсе [Davies, 1991; Кабанов, 2005]. Время, необходимое для образования почвы и выраженного карста, сильно зависит от состава пород [Кукал, 1987; Allred, 2004; Jian et al., 2006]. При наличии в ней глинистого компонента карст развивается медленно со скоростью порядка одного миллиметра за тысячу лет. На чистых известняках скорость образования карста может достигать нескольких десятков сантиметров за тысячу лет. Для того, чтобы карстовые формы не были размывы во время последующей трансгрессии, амплитуда карстового рельефа должна быть не менее одного метра. Соответственно, для сохранения в разрезе карстовых форм кора в большинстве случаев должна находиться на высоте в несколько метров над уровнем моря на протяжении от нескольких тысяч до нескольких десятков тысяч лет.

В крупных областях кора находится в изостатическом равновесном положении, близком к локальной изостазии. Характерное время установления изостатического равновесия на платформах мало (~ 10 тыс. лет) [Artyushkov, 1974; Артюшков, 1979]. Поэтому при эвстатических флуктуациях продолжительностью несколько десятков тысяч лет и более равновесие в основном успевает установиться. Длительное погружение коры указывает на уплотнение пород в литосфере. Обозначим среднюю скорость погружения через v_0 . Если в результате понижения уровня океана глубина моря становится меньше h_0 , то осадконакопление прекращается. При этом погружение коры, обусловленное уплотнением литосферы, компенсируется только изменением водной нагрузки (так называемое «погружение, нагруженное водой»). Из-за того, что плотность воды ниже плотности осадков, скорость погружения падает. В условиях локальной изостазии она становится равной

$$v_B = [(\rho_M - \rho_{oc}) / (\rho_M - \rho_B)] v_0, \quad (1)$$

где $\rho_M = 3330$ кг/м³ — плотность мантии, $\rho_B = 1030$ кг/м³ — плотность морской воды и ρ_{oc} — плотность осадков. Поскольку $\rho_{oc} > \rho_B$, то $v_B < v_0$.

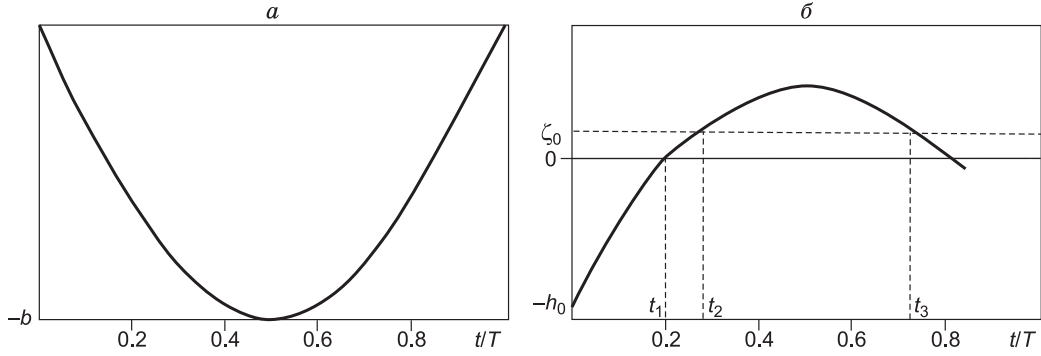


Рис. 4. Эвстатическая флуктуация гармонической формы (а) и обусловленные ею изменения во времени t положения поверхности коры по отношению к уровню моря (б).

b — амплитуда флуктуации, T — период, ζ_0 — высота над уровнем моря, начиная с которой на осушившейся поверхности коры происходит заметное образование почв и карста.

Допустим, что на постоянный уровень океана накладывается флуктуация, изменяющаяся во времени t по закону $\zeta_{эв}(t)$, в процессе которой уровень океана сначала падает, а затем возвращается к исходному положению (рис. 4, а). Понижение уровня океана со скоростью

$$v_{эв} = -d\zeta_{эв}/dt \quad (2)$$

уменьшает водную нагрузку и приводит к изостатическому поднятию коры со скоростью $(\rho_в/\rho_м)v_{эв}$. Эти два процесса вместе обеспечивают уменьшение глубины воды со скоростью $[(\rho_м + \rho_в)/\rho_м]v_{эв}$. Одновременно развивается погружение коры со скоростью $v_в$ за счет уплотнения литосферы, определяемой соотношением (1). В результате скорость уменьшения глубины воды, покрывающей земную кору, оказывается равной:

$$v_1 = [(\rho_м + \rho_в)/\rho_м]v_{эв} - [(\rho_м - \rho_{ос})/(\rho_м - \rho_в)]v_0. \quad (3)$$

Соответственно, глубина воды, равная h_0 при $t = 0$, в это время изменяется как

$$h_в = h_0 + [(\rho_м + \rho_в)/\rho_м]\zeta_{эв}(t) + [(\rho_м - \rho_{ос})/(\rho_м - \rho_в)]v_0 t. \quad (4)$$

Изменение глубины воды, соответствующее эвстатической флуктуации рис. 4, а, схематически показано на рис. 4, б.

При понижении уровня океана (при $d\zeta_{эв}/dt < 0$) с достаточно высокой скоростью в некоторый момент времени t_1 дно моря осушается. Полагая в (4) $h_в = 0$, приходим к условию для определения t_1 :

$$h_0 + [(\rho_м + \rho_в)/\rho_м]\zeta_{эв}(t_1) + [(\rho_м - \rho_{ос})/(\rho_м - \rho_в)]v_0 t_1 = 0. \quad (5)$$

После осушения дна и исчезновения водной нагрузки погружение коры, обусловленное уплотнением литосферы, еще более замедляется (так называемое «тектоническое погружение, не нагруженное водой или осадками») (см. рис. 4, б). Как следует из условия изостатического равновесия, скорость тектонического погружения равна

$$v_T = [(\rho_м - \rho_{ос})/\rho_м]v_0. \quad (6)$$

В отсутствие водной нагрузки высота z осушившейся поверхности коры над уровнем моря определяется двумя факторами: эвстатическим понижением этого уровня и тектоническим погружением коры. Учитывая, что кора находится на уровне моря ($z = 0$) при $t = t_1$, где t_1 — корень уравнения (5), дальнейшее изменение ее высоты над этим уровнем определяется соотношением:

$$z(t) = -\zeta_{эв}(t) + \zeta_{эв}(t_1) - [(\rho_м - \rho_{ос})/\rho_м]v_0(t - t_1). \quad (7)$$

Обозначим через ζ_0 высоту коры над уровнем моря, на которой начинается развитие карста и/или почв, а через t_2 момент времени, когда эта высота достигается (см. рис. 4, б). Полагая в (7) $t = t_2$, $z(t_2) = \zeta_0$, приходим к следующему условию для определения t_2 :

$$\zeta_0 = -\zeta_{эв}(t_2) + \zeta_{эв}(t_1) - [(\rho_м - \rho_{ос})/\rho_м]v_0(t_2 - t_1). \quad (8)$$

Если понижение уровня моря сменяется его повышением или же скорость изменения этого уровня падает, то высота поверхности коры над уровнем моря уменьшается и вновь достигает уровня ζ_0 в момент времени $t_3 > t_2$ (см. рис. 4, б). Величина t_3 определяется из соотношения:

$$\zeta_0 = -\zeta_{эв}(t_3) + \zeta_{эв}(t_1) - [(\rho_m - \rho_{ос})/\rho_m]v_0(t_3 - t_1), \quad (9)$$

где t_3 — второй корень уравнения (8), $t_3 > t_2$. Обозначим через τ интервал времени, необходимый для образования на высоте $z \geq \zeta_0$ карста и почв с их последующим сохранением в разрезе после трансгрессии и затопления пород, на которых эти образования возникли. При этом продолжительность расположения поверхности коры на абсолютной высоте $z \geq \zeta_0$ должна превышать или равняться τ :

$$t_3 - t_2 \geq \tau. \quad (10)$$

МАКСИМАЛЬНО ВОЗМОЖНЫЕ АМПЛИТУДЫ ЦИКЛОВ ТРЕТЬЕГО ПОРЯДКА

На западном склоне Северного Тимана в урочищах Большая и Малая Покаяма (долина р. Волонга) вскрываются опорные разрезы отложений, накопившихся в течение ~ 40 млн лет с конца серпуховского века раннего карбона и до середины артинского века ранней перми (рис. 5). В позднем палеозое этот регион представлял собой постбайкальскую континентальную платформу и вместе с прилегающей с юга внутренней областью Восточно-Европейской платформы входил в состав единого эпиконтинентального бассейна. Наиболее поздние деформации на Северном Тимане проявились в венде—кембрии, когда допозднепротерозойский фундамент Баренцево-Печорской платформы был переработан байкальскими движениями и надвинут на северо-восточный край Восточно-Европейской платформы в виде Тимано-Печорского складчатого сооружения [Nikishin et al., 1996]. Начиная с ордовика в этой области стал формироваться общий для обеих платформ осадочный чехол. В конце серпуховского века в течение 2 млн лет в прибрежных условиях на уровне базиса нормальных волн или выше него здесь образовались терригенные и карбонатные отложения. В дальнейшем с начала башкирского века и вплоть до ранней перми, включая начало артинского века, здесь преимущественно накапливались карбонатные осадки. Судя по литологическим особенностям и характеру биоты [Горева и др., 1997; Ремизова, 2004], образование карбонатов также происходило вблизи базиса нормальных волн. Об этом свидетельствуют, в частности, широкое развитие водорослевых биогермов и биостромов, прослоев ракушняков, многочисленные следы субаквальных размывов на поверхностях напластования, обилие и разнообразие остатков зеленых водорослей, преобладание массивных форм колониальных кораллов и т.п.

Кривая осадконакопления в рассматриваемой области, построенная по современной мощности осадков, представлена на рис. 6. В период с позднесерпуховского до середины артинского времени скорость погружения коры здесь изменялась от 3.7 до 37 м/млн лет, т.е. в 10 раз. Тем не менее основную часть времени дно моря находилось примерно на одной и той же глубине ~ 20 м. Следовательно, при погружении коры ниже данного уровня осадконакопление всегда компенсировало погружение, что подтверждает справедливость модели, принятой в предыдущем разделе.

На рассматриваемом интервале в разрезе присутствуют все горизонты, что исключает субаэральные перерывы продолжительностью ≥ 1 млн лет. На многих уровнях наблюдается, однако, размыв осадков на более коротких интервалах времени (см. рис. 5). На всех таких уровнях признаки субаэральных перерывов в виде слоев конгломератов, проявлений микрокарста и горизонтов палеопочв не описаны. Это можно рассматривать как указание на то, что осадконакопление временно прекращалось в субаквальных условиях в связи с подъемом дна моря выше базиса нормальных волн. Короткие перерывы в осадконакоплении могли быть обусловлены как небольшими понижениями уровня океана ≤ 20 м, так и слабыми поднятиями коры.

В расположенной южнее Московской синеклизе в отложениях серпуховского и московского ярусов описаны горизонты палеопочв со следами наземной биоты. Такие горизонты формировались в течение коротких интервалов продолжительностью несколько десятков тысяч лет [Махлина и др., 2001а; Кабанов, 2003]. Одновременно здесь происходило образование слабовыраженного карста. Вместе с расширениями и сокращениями ареала морского осадконакопления в крайне мелководных условиях эти явления указывают на значительные, но кратковременные, гляциоэвстатические флуктуации.

В разрезах Северного Тимана палеопочвы и горизонты развития карста до настоящего времени не описаны. Нельзя исключить, что в будущем их удастся здесь выделить при более детальном рассмотрении. Как отмечалось, длительные субаэральные размывы в этой области не проявлялись. Таким образом, данные по Тиману указывают на отсутствие крупных эвстатических флуктуаций третьего порядка с конца раннего карбона по раннюю пермь. Оценим максимальную возможную амплитуду флуктуаций третьего порядка более точно.

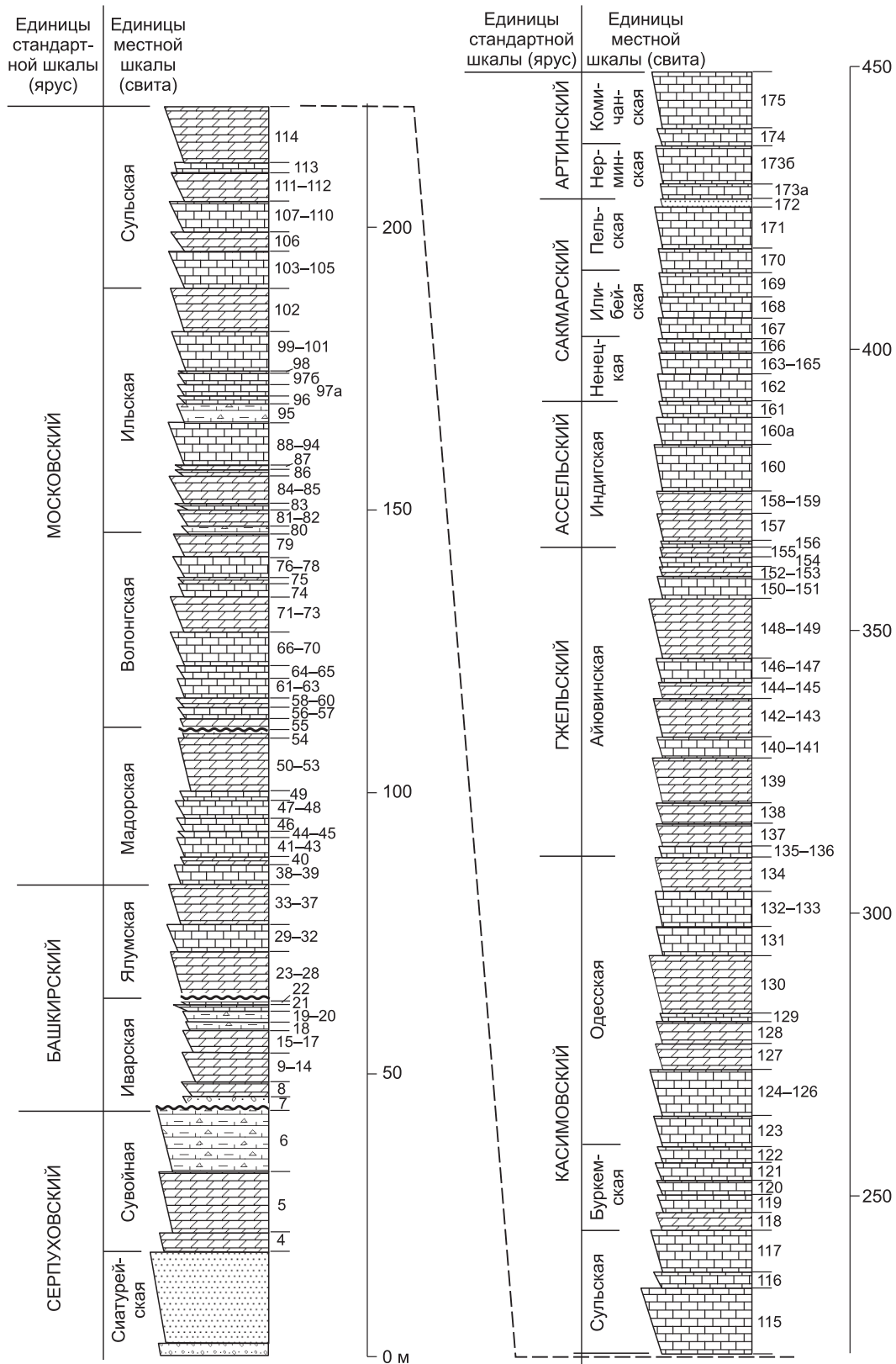


Рис. 5. Опорный разрез карбона — нижней перми Малая Покаяма (р. Волонга, Северный Тиман), по [Горева и др., 1997] с упрощениями.

1 — известняки, 2 — доломиты, 3 — песчаники, 4 — конглобрекчии, 5 — карбонатные брекчии, 6 — циклические единицы метрового масштаба (элементарные циклиты), 7 — субэаральные несогласия. Справа от колонок — номера слоев опорного разреза.

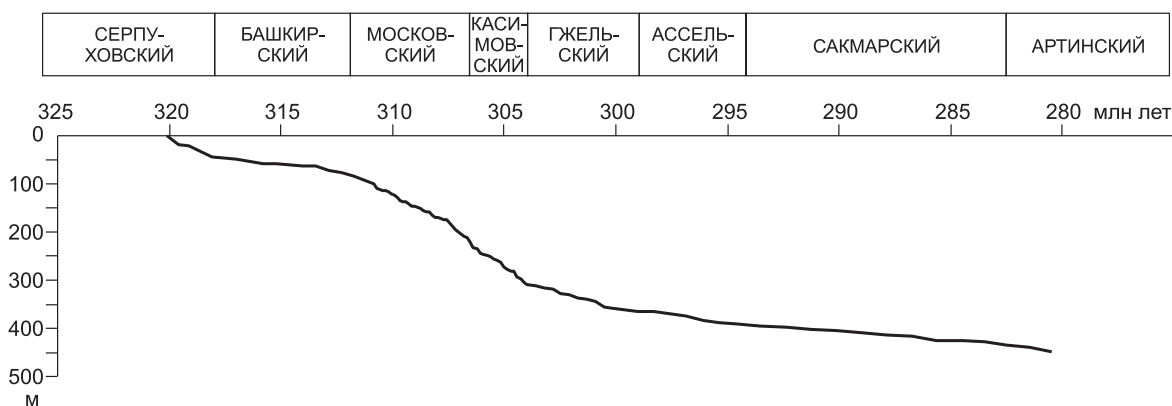


Рис. 6. Кривая осадконакопления для интервала от конца позднесерпуховского времени (ранний карбон) до середины артинского времени (ранняя пермь).

Построена по данным изучения разреза Малая Покаяма (р. Волонга, западный склон Северного Тимана) [Горева и др., 1997].

Кривую (см. рис. 6) можно условно разбить на ряд временных отрезков, когда скорость погружения коры изменялась слабо, и подсчитать для них среднюю скорость погружения с учетом последующего уплотнения осадков. Изменение пористости известняков (p) с глубиной z обычно оценивается с помощью соотношения [Korvin, 1984]:

$$p_{\text{изв.}}(z) = p_{\text{изв.}}(0) \exp(-z/d), \quad (11)$$

где $p_{\text{изв.}}(0) = 0.2$ — пористость породы на поверхности, а $d = 2.6$ км. Современная мощность разреза карбонатов в рассматриваемой области составляет около 400 м. С учетом смыва с них около 300 м верхнепермских осадков [Ронов и др., 1984; Тимонин, 1998], с помощью соотношения (11) уплотнение пород можно оценить как 5 % для нижней части разреза и 2 % для его верхней части. Аналогичным образом для каждого интервала времени (см. рис. 6), на котором изменения скорости погружения были невелики, с учетом уплотнения пород может быть подсчитана средняя скорость погружения коры v_0 . Соответствующие значения v_0 представлены в таблице.

Будем аппроксимировать эвстатические флуктуации функциями гармонического типа (см. рис. 4, а). Допустим, что на постоянный уровень океана накладывается флуктуация, изменяющаяся во времени t по закону:

$$\zeta_{\text{эв}} = -b \sin(\pi t/T), \quad (12)$$

где b — амплитуда флуктуации, а T — ее период. Положим плотность осадков после их уплотнения $\rho_{\text{ос}} = 2600$ кг/м³. Начальную глубину моря в большинстве случаев будем считать равной $h_0 = 20$ м. Одновременно рассмотрим и случай возможной глубины осадконакопления $h_0 = 30$ м, при которой для осушения дна моря требуются предельно высокие амплитуды флуктуаций. Положим абсолютную высоту ζ_0 , начиная с которой развиваются карст и почвы, равной 3 м и примем для времени, необходимого для образования и сохранения в разрезе этих образований, $\tau = 10$ и 30 тыс. лет. Подставим в (5) и (7)—(9) данные значения параметров вместе с амплитудой флуктуации b и ее периодом T . Тогда для любого значения средней скорости погружения коры v_0 (см. таблицу) с помощью численного счета можно определить время осушения дна моря t_1 , время t_2 подъема коры к уровню ζ_0 (см. рис. 4, б) и время t_3 последующего погружения коры к этому уровню. После этого, используя соотношение (10), можно найти, при какой минимальной амплитуде флуктуации b на осушившемся дне развиваются карст и/или почвы, следы которых в дальнейшем сохраняются в разрезе. Их отсутствие будет одновременно определять максимальные амплитуды флуктуаций b_{max} , которые могли иметь место в каждый из указанных интервалов времени (см. таблицу), но не оставлять следов в виде выраженного карста и палеопочв.

На рис. 7 по описанной схеме построены кривые зависимости $b_{\text{max}}(T)$ для $\tau = 30$ тыс. лет, двух значений h_0 : 20, 30 м и четырех значений средней скорости погружения коры v_0 : 3.7, 13.8, 23.7 и 37.8 м/млн лет. На каждой кривой минимальные значения b_{max} достигаются при $T \approx 0.2$ —0.3 млн лет, соответствующих циклам четвертого порядка ($T = 0.1$ —1 млн лет). При меньших значениях T амплитуда флуктуаций b_{max} быстро возрастает с уменьшением T . При $T > 0.3$ —0.4 млн лет b_{max} увеличивается с периодом флуктуаций T примерно пропорционально T . В этой области значений T конечное время $\tau = 30$ тыс. лет, необходимое для заметного проявления карста и почвообразования, много меньше периода флуктуаций. Поэтому на максимальные допустимые амплитуды флуктуаций b_{max} оно практически не влияет.

**Средние скорости погружения коры v_0 , подсчитанные по данным изучения опорного разреза
карбона — перми Северного Тимана с учетом уплотнения пород**

Хроностратиграфический интервал, ярус	Возраст, млн лет*	Средняя скорость погружения, м/млн лет
Верхи серпуховского	318.1—320.1	23.7
Нижняя часть башкирского	313.5—318.1	4.1
Верхняя часть башкирского — низы московского	310.8—313.5	14.8
Московский	306.7—310.8	27.9
Касимовский	304—306.7	37.8
Гжельский	300.6—304	13.8
Ассельский	296.1—300.6	6.4
Сакмарский	283.5—296.1	3.7
Нижняя часть артинского	280.5—283.5	6.8

* Датировки хроностратиграфических рубежей приведены в соответствии с работой [Menning et al., 2006].

При $T > 0.3—0.4$ млн лет линии, соответствующие одной и той же скорости погружения v_0 , но разной начальной глубине воды h_0 (20 и 30 м), почти параллельны друг другу. Увеличение начальной глубины воды h_0 с 20 до 30 м повышает максимальную допустимую амплитуду флуктуаций b_{\max} в среднем на 15—16 м. Наклон линий возрастает со средней скоростью погружения коры v_0 . При наиболее низкой скорости погружения $v_0 = 3.7$ м/млн лет, типичной для сакмарского времени (283.5—296.1 млн лет), с увеличением T от 0.3—0.4 до 3 млн лет b_{\max} возрастает всего лишь на ~ 1 м. При наибольшем $v_0 = 37.8$ м/млн лет, характерном для касимовского времени (304.0—306.7 млн лет), увеличение T от 0.3—0.4 до 3 млн лет приводит к повышению b_{\max} на 10—11 м.

Флуктуации с периодами $T = 1—3$ млн лет относятся к циклам третьего порядка. Как следует из рис. 7, в рассматриваемую эпоху продолжительностью ~ 43 млн лет амплитуды этих циклов, в любом случае, были невелики. При начальной глубине воды $h_0 \approx 20$ м и скорости погружения коры $v_0 \approx 38$ м/млн лет они не превышали $b_{\max} \approx 30$ м; при $h_0 \approx 30$ м b_{\max} было не больше ~ 40 м. Это значительно меньше амплитуды эвстатических флуктуаций ~ 100—200 м, обычно предполагаемых для циклов третьего порядка. Такая высокая скорость погружения на Тимане имела место только в течение 2.7 млн лет в касимовском веке позднего карбона (304.0—306.7 млн лет). На

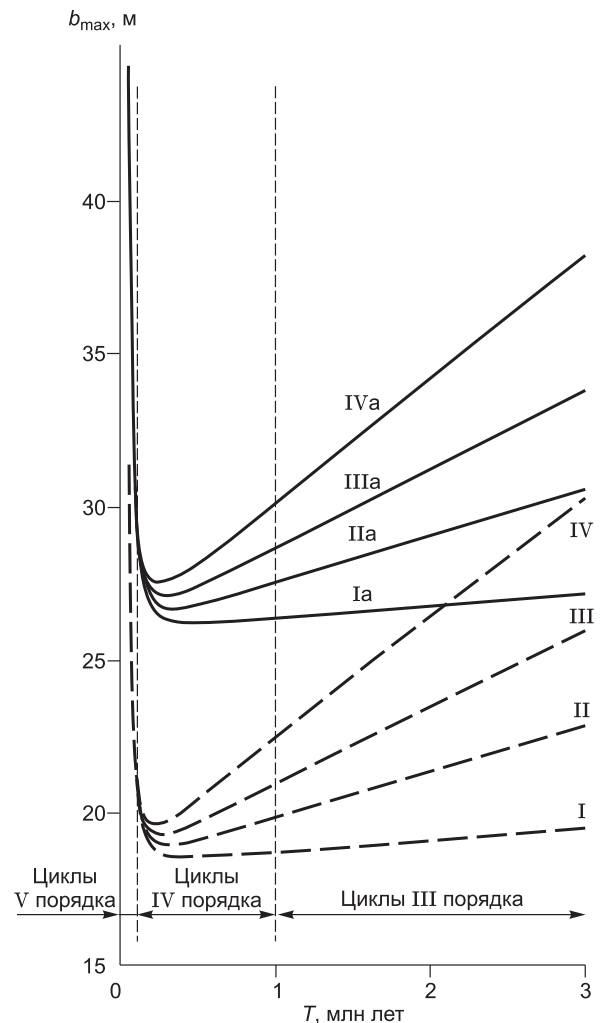


Рис. 7. Максимальные амплитуды b_{\max} эвстатических флуктуаций гармонического вида (см. рис. 4, а), которые могли иметь место с конца раннего карбона до середины артинского века в ранней перми, не оставив следов в осадочном разрезе.

Амплитуды b_{\max} показаны как функции периода флуктуаций T . Нижняя система кривых построена для начальной глубины моря в отсутствие флуктуаций $h_0 = 20$ м, верхняя — для $h_0 = 30$ м. Время расположения коры выше $\zeta_0 = 3$ м над ур. м. принято равным $\tau = 30$ тыс. лет. Кривые I и Ia построены для скорости погружения коры $v_0 = 3.7$ м/млн лет 283.5—296.1 млн л. н. в соответствии со шкалой [Menning et al., 2006], II, IIa — для $v_0 = 13.8$ м/млн лет 300.6—304.0 млн л. н., III, IIIa — для $v_0 = 23.7$ м/млн лет 318.1—320.1 млн л. н., IV, IVa — для $v_0 = 37.8$ м/млн лет 304—306.7 млн л. н. Интервал значений $T = 1—3$ млн лет соответствует циклам третьего порядка, 0.1—1 млн лет — циклам четвертого порядка и 0.01—0.1 млн лет — циклам пятого порядка.

более продолжительном интервале времени 303.3—308.3 млн лет в южной части Московской синеклизы средняя скорость погружения была существенно ниже: 16.3 м/млн лет (данные по опорным разрезам скважин на северо-западе Москвы и в районе дер. Коренево [Махлина и др., 2001а]). Даже при значительной начальной глубине воды $h_0 \approx 30$ м, предполагаемой для указанной области [Иванова, 1958; Осипова и др., 1983; Махлина и др., 2001б; Кабанов, Баранова, 2007], в это время амплитуда флуктуаций гармонической формы не могла превышать ~ 30 м.

В более раннее время высокая средняя скорость погружения на Тимане была характерна для двух коротких интервалов: 308.3—310.8 млн лет (московский век, ~ 28 м/млн лет) и 318.1—320.1 млн лет (позднесерпуховское время, ~ 24 м/млн лет). В это время амплитуда эвстатических флуктуаций не превышала $b_{\max} = 27$ м при $h_0 = 20$ м и $b_{\max} = 35$ м при $h_0 = 30$ м. Следовательно, при продолжительности рассматриваемой эпохи (конец серпухова—ранняя пермь) в 40 млн лет достаточно значительные флуктуации уровня моря (27—35 м) могли иметь место в общей сложности лишь в течение 4.5 млн лет. На ее остальной части погружение происходило со скоростями от ~ 4 до ~ 15 м/млн лет. При этом амплитуда флуктуаций была не более ~ 23 м при $h_0 = 20$ м и ~ 31 м при $h_0 = 30$ м. Особенно низкие средние скорости погружения были свойственны интервалу 283.5—296.1 млн лет продолжительностью 12.6 млн лет в ранней перми (3.7 м/млн лет) и интервалу 313.5—318.1 млн лет продолжительностью 4.6 млн лет в башкирском веке (4.1 м/млн лет). При начальной глубине воды $h_0 = 20—30$ м почти для половины всей рассматриваемой эпохи амплитуда эвстатических флуктуаций третьего порядка не превышала $\sim 20—30$ м.

Для более короткого времени экспозиции $\tau = 10$ тыс. лет выше 3 м над ур. м. при $T \geq 0.2$ млн лет кривые $b_{\max}(T)$ практически совпадают с кривыми (см. рис. 7), соответствующими значению $\tau = 30$ тыс. лет. В рассматриваемую эпоху форма эвстатических флуктуаций могла быть разнообразной и отличаться от гармонической, описываемой соотношением (12). Поэтому проведенное рассмотрение позволяет оценить максимальные возможные амплитуды флуктуаций лишь по порядку величины. Можно утверждать, что в это время флуктуации уровня океана третьего порядка, скорее всего, не превышали нескольких десятков метров.

АМПЛИТУДЫ ГЛЯЦИОЭВСТАТИЧЕСКИХ ФЛУКТУАЦИЙ

Как отмечалось, исходя из данных по Московской синеклизе, в рассматриваемую эпоху можно было ожидать проявления значительных, но кратковременных, гляциоэвстатических флуктуаций. В московском веке продолжительность формирования почв в этой области измерялась десятками тысяч лет [Кабанов, 2003]. Данная величина сопоставима с продолжительностью плейстоценовых оледенений, составлявшей ≤ 100 тыс. лет [Gvirtzman, 1994; Hearty, Kindler, 1995]. Поэтому достаточно вероятно, что продолжительность оледенений в карбоне и ранней перми была того же порядка величины [Joachimski et al., 2006].

Образование слабовыраженного карста и почв указывает на то, что амплитуды гляциоэвстатических флуктуаций превышали величины b_{\max} , показанные на рис. 8. Как следует из этого рисунка, при малых периодах эвстатических флуктуаций $T \leq 200$ тыс. лет (0.2 млн лет) максимальная возможная амплитуда b_{\max} эвстатических флуктуаций, не оставляющих следов в осадочном разрезе, слабо зависит от скорости погружения коры v_0 . С другой стороны, при $T \leq 200$ тыс. лет на b_{\max} сильно влияет время τ экспозиции коры над уровнем $\zeta_0 = 3$ м, начиная с которого проявляются заметное карсто- и почвообразование (см. рис. 8). С уменьшением T величина b_{\max} быстро возрастает. На рис. 8 представлены кривые $b_{\max}(T)$ для короткопериодных эвстатических флуктуаций ($T \leq 200$ тыс. лет при $\tau = 10$ и 30 тыс. лет). Для характерной продолжительности оледенений $T = 60—100$ тыс. лет и времени экспозиции $\tau = 10$ тыс. лет $b_{\max} \leq 19$ м при начальной глубине воды $h_0 = 20$ м и $b_{\max} \approx 26—27$ м при $h_0 = 30$ м. Для $\tau = 30$ тыс. лет $b_{\max} \leq 26—27$ м при $h_0 = 20$ м и $b_{\max} \leq 37$ м при $h_0 = 30$ м. По сравнению с флуктуациями уровня океана $\sim 100—200$ м во время крупных оледенений эти значения очень невелики. Весьма вероятно, что гляциоэвстатические флуктуации, относящиеся к циклам пятого порядка (10—100 тыс. лет), происходили на значительной части рассматриваемой эпохи.

БЫСТРЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ КОРЫ НА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЕ В БАШКИРСКОМ ВЕКЕ

На эвстатической кривой (см. рис. 1) в башкирском веке показаны амплитуды флуктуаций третьего порядка (1—3 млн лет) с амплитудами до 100 м. Предполагается, что в ассельском, сакмарском и артинском веках ранней перми амплитуда таких флуктуаций достигала 150—200 м. Как показано выше, в действительности флуктуации третьего порядка в эти эпохи не превышали первых десятков метров.

Для первой половины московского века среднего и позднего карбона, в касимовском и гжельском веках предполагаются, кроме того, флуктуации продолжительностью $\sim 0.4—0.6$ млн лет, относящиеся к

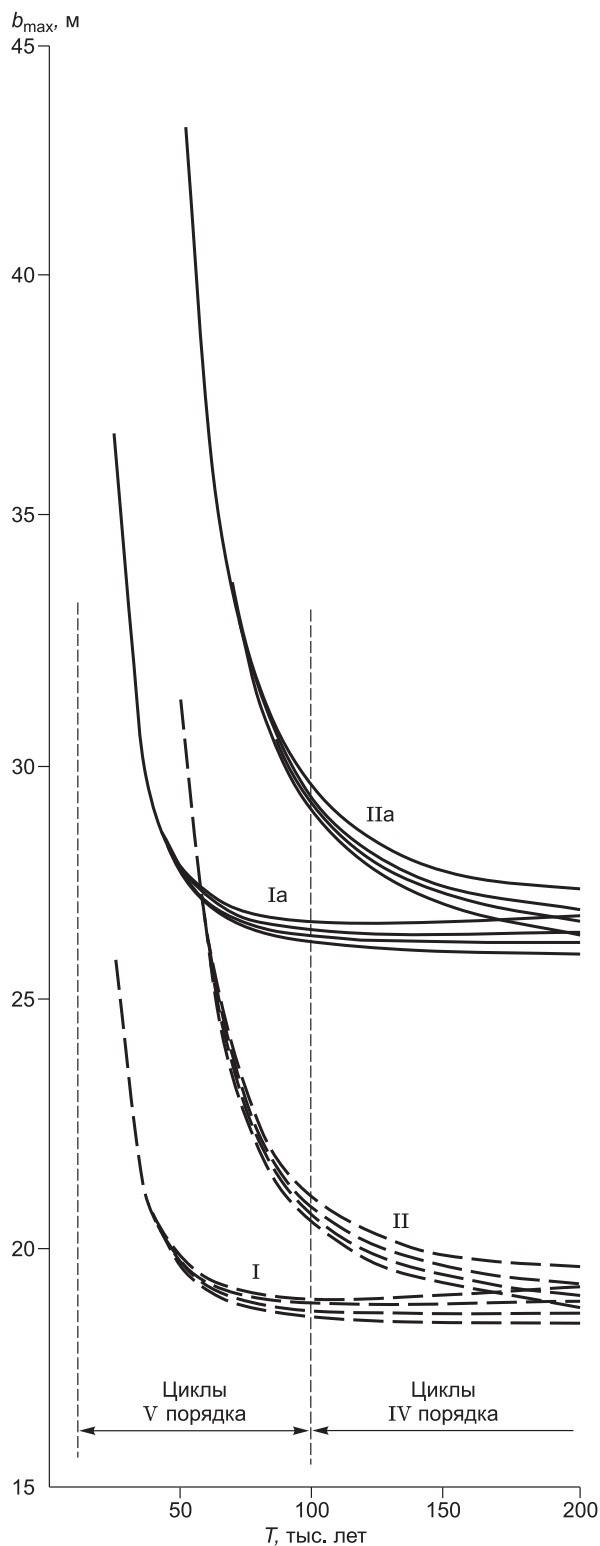
Рис. 8. Максимальные амплитуды b_{\max} короткопериодных флуктуаций уровня океана гармонического вида (см. рис. 4, а), которые могли иметь место с конца раннего карбона и до середины артинского века в ранней перми, не оставив следов в осадочном разрезе.

Системы кривых I и Ia соответствуют времени расположения коры выше $\zeta_0 = 3$ м над ур. м. $\tau = 10$ тыс. лет и начальным глубинам $h_0 = 20$ и 30 м. Системы кривых II и IIa соответствуют $\tau = 30$ тыс. лет и $h_0 = 20$ и 30 м. В каждой системе кривые относятся к средним скоростям погружения $v_0 = 3.7, 13.8, 23.7$ и 37.8 м; при этом b_{\max} возрастает с увеличением v_0 .

циклам четвертого порядка (0.1—1 млн лет) [Ross, Ross, 1988]. Для таких флуктуаций (см. рис. 7) максимально возможная амплитуда еще меньше, чем для флуктуаций третьего порядка. Возникает вопрос, каким образом процитированными авторами были получены гораздо более значительные оценки флуктуаций продолжительностью 0.4—3 млн лет.

Эпизоды понижения уровня океана в позднем палеозое обычно выделяются на основе выявления регрессий и размывов в разрезах карбонатных платформ, в первую очередь на Северо-Американском кратоне [Ross, Ross, 1988]. В эпохи между регрессиями в большинстве случаев накапливались мелководные карбонаты, пески и глины. В таких условиях для проявления регрессий было достаточно понижения уровня океана на несколько десятков метров либо подъема коры на такую же величину по отношению к этому уровню. Какой абсолютной высоты кора достигала после осушения, обычно остается неизвестным. Поэтому кривая, приведенная в работе [Ross, Ross, 1988], носит не количественный, а качественный характер.

Во второй половине московского века на ней показаны еще более короткопериодные флуктуации продолжительностью ~ 0.1 —0.2 млн лет. Точность биостратиграфических датировок для указанной эпохи не превышает ~ 1 млн лет [Miall, Miall, 2001; Menning et al., 2006; Haq, Schutter, 2008; Miall, 2009]. Поэтому продолжительность эвстатических событий, предложенных в работе [Ross, Ross, 1988], в действительности достаточно условна. Она определяется как отношение продолжительности соответствующего отрезка шкалы к числу проявившихся за это время регрессивно-трансгрессивных циклов. Наиболее вероятной причиной короткопериодных регрессивно-трансгрессивных эвстатических флуктуаций во второй половине московского века является образование и таяние крупных ледяных щитов. Как следует из рис. 8, флуктуации с периодами $T \approx 0.1$ —0.2 млн лет приводят к осушению дна моря уже при очень небольших амплитудах ~ 20 —30 м. Нельзя исключить, что короткопериодные гляциоэвстатические флуктуации с амплитудами до 100—200 м проявлялись и в какие-то другие эпохи среднего — позднего карбона (пенсильваний) и ранней перми [Soreghan, Giles, 1999]. Для проверки такой возможности требуются дополнительные детальные исследования. В настоящее время можно достаточно уверенно говорить только об их проявлении в московском веке.



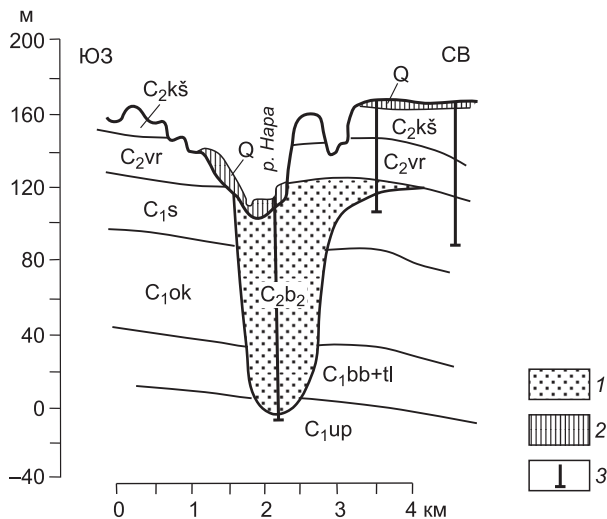


Рис. 9. Профиль Азовской палеодолины пред-позднебашкирского возраста в отложениях нижнего карбона на юге московской синеклизы в районе г. Серпухов, по [Махлина и др., 2001а] с изменениями.

Местоположение разреза показано на рис. 2. 1 — верхнебашкирские песчано-глинистые отложения азовской серии (C_2b_2); 2 — четвертичные отложения; 3 — буровые скважины. Буквенными индексами обозначены стратиграфические подразделения региональной шкалы (горизонты): C_{1up} — упинский, C_{1bb+tl} — бобриковский и тульский, C_{1ok} — окский, C_{1s} — серпуховский, C_{2vr} — верейский, $C_{2kš}$ — каширский.

Значительное превышение поверхности коры по отношению к уровню моря в эпохи регрессий удается установить лишь в очень редких случаях,

обычно по врезанию речных долин на большую глубину, для чего требуется ≥ 1 млн лет. Даже в этих случаях нельзя утверждать, что регрессия была обусловлена крупным понижением уровня океана, а не поднятием коры. Для этого надо убедиться, что одновременно осушились все другие мелководные осадочные бассейны на разных континентах.

В качестве примера рассмотрим широкоизвестную регрессию в башкирском веке на западе Восточно-Европейской платформы [Proust et al., 1996; Махлина и др., 2001а]. В серпуховском веке раннего карбона эта область была залита мелководным морем. В конце серпухова произошло ее осушение, продолжавшееся 3—4 млн лет вплоть до позднего башкира. За это время здесь образовался протяженный (до 450 км) эрозионный врез, известный в литературе под наименованием «долины Палеооки» [Яблоков, 1973] или «Азовской эрозионно-тектонической борозды» [Демченко и др., 1998]. Она имеет крутые склоны высотой 100—120 м и ширину от 2 до 6 км (см. рис. 2, 9). Отсюда следует, что поверхность коры достигла высоты, по крайней мере, ~ 150 —200 м над уровнем океана. На этом основании в башкирское время обычно предполагается крупное понижение данного уровня [Proust et al., 1996; Махлина и др., 2001а], более значительное, чем показанное на рис. 1.

Для определения природы указанной регрессии (эвстатическая или тектоническая) необходимо рассмотреть более подробно, как в ту же эпоху развивалось осадконакопление в других областях. В разрезах Северного Тимана переход от серпуховского к башкирскому ярусу хотя и отмечен небольшим эрозионным несогласием, однако номинально содержит все хроностратиграфические единицы местной и региональной шкалы (см. рис. 5). В башкирских отложениях на ряде уровней здесь наблюдаются волнистые поверхности с амплитудой неровностей в десятки сантиметров. На современном уровне изученности разреза их можно связать как с субаквальными перерывами, так и с эпизодами слабого субаэрального размыва во время кратковременных регрессий в ледниковые эпохи. Тем не менее в разрезе представлены все шесть горизонтов башкирского яруса. Это указывает на отсутствие субаэральных перерывов, которые можно было бы связать с крупными понижениями уровня океана продолжительностью ≥ 1 млн лет.

В восточной части Восточно-Европейской платформы (см. рис. 2, 3) в раннем и среднем карбоне в крайне мелководных условиях происходило карбонатное осадконакопление. Оно продолжалось и в башкирском веке, когда западная часть платформы оказалась сильно приподнятой над уровнем океана. Стратотипические разрезы башкирского яруса детально изучены на Южном [Proust et al., 1996; Кулагина и др., 2001] и Среднем Урале [Чувашов и др., 2002; Кучева и др., 2002]. В структурном отношении они принадлежали восточной окраине Восточно-Европейской платформы. Эта область представляла собой мелководный карбонатный шельф (так называемая «Башкирская карбонатная платформа»). Его осадки, сильно сжатые в середине сакмарского времени, в настоящее время залегают на западном склоне Урала. На рис. 10 представлен типичный разрез верхнесерпуховских и башкирских отложений в данной области [Proust et al., 1996]. В серпуховском веке здесь вблизи базиса нормальных волн отлагались светлоокрашенные известняки, богатые фауной. Мелководное осадконакопление без перерывов продолжалось в башкирском веке, но светлые известняки были перекрыты черными. Судя по изменению изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах, это было обусловлено понижением среднегодовой температуры поверхностного слоя воды на 8—10 °С [Mii et al., 2001]. С конца серпуховского яруса до начала позднебашкирского времени осадконакопление происходило преимущественно в литоральных условиях на глубинах не более 15—20 м. Об этом свидетельствуют, в частности, образование оолитов и

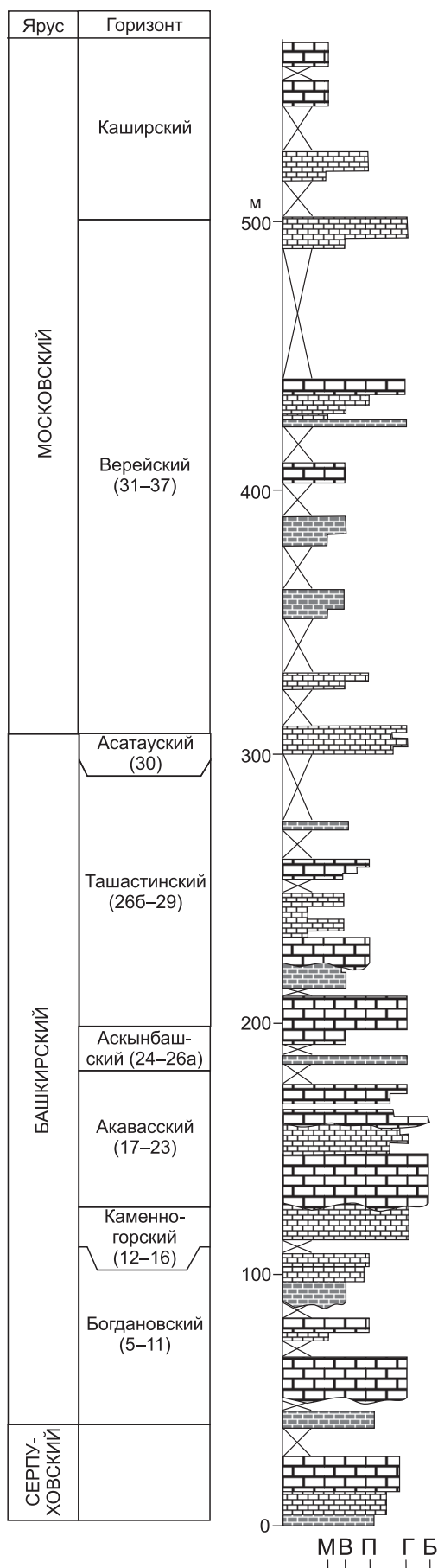
Рис. 10. Стратотипический разрез башкирского яруса вместе с подстилающими верхнесерпуховскими отложениями и перекрывающими осадками нижней части московского яруса (р. Аскын, Башкирия, Южный Урал), по [Proust et al., 1996; Кулагина и др., 2001] с изменениями.

Цифры в скобках — номера слоев опорного разреза. Структурные разновидности известняков: М — мадстоун, В — вакстоун, П — пакстоун, Г — грейнстоун, Б — баундстоун. Литологические типы карбонатных пород: 1 — слоистые пелитоморфные, 2 — органогенно-обломочные, 3 — водорослевые и онколитовые, 4 — отложения не обнажены.

обилие водорослевых биогермов. На всем рассматриваемом интервале субаэральные перерывы в разрезе не описаны, но, как и на Тимане, на ряде уровней наблюдаются субаквальные перерывы. Дно моря иногда погружалось ниже базиса нормальных волн, оставаясь при этом выше базиса штормовых волн. Возможно, что, как и в московском веке Московской синеклизы, в башкирском веке в рассматриваемой области также проявлялись кратковременные регрессии гляциоизостатической природы. Их достоверные следы до настоящего времени не описаны. В конце башкирского века началось углубление бассейна, и в московском веке дно моря погрузилось ниже базиса штормовых волн.

Таким образом, в то время как на западе Восточно-Европейской платформы с конца серпуховского и до начала позднебашкирского времени имела место крупная регрессия, в ее восточной части вплоть до Башкирской карбонатной платформы и на севере (Тиман) продолжалось погружение и сохранялись мелководно-морские обстановки. Как показывают приведенные данные, значительного понижения уровня Мирового океана продолжительностью в несколько миллионов лет в башкирском веке не было. В таких условиях осушение в это время мелководного морского бассейна на западе Восточно-Европейской платформы было обусловлено поднятием земной коры. Чтобы обеспечить осушение с последующим врезанием Азовской палеодолины на 100—120 м, амплитуда поднятия здесь должна была быть не меньше 150—200 м.

Башкирский век характеризовался проявлением поднятий коры или замедлением ее погружения и в ряде других областей Восточно-Европейской платформы. Так, на ее восточной окраине в районе г. Пермь башкирские отложения ложатся на серпуховские с выпадением нескольких горизонтов [Proust, Chuvashov, 1998]. К востоку от г. Лысьва на Среднем Урале отсутствует почти весь башкирский ярус, и на серпуховских осадках залегает галька, образовавшаяся *in situ* и перекрытая отложениями лишь самых верхов башкира. На Северном Тимане в начале башкирского века средняя скорость погружения коры снизилась до 4 м/млн лет по сравнению с 24 м/млн лет в конце серпухова (см. рис. 6, таблицу). В



конце башкирского и в московском веках она возросла до 28—38 м/млн лет. Достаточно вероятно, что в раннебашкирское время здесь также проявились восходящие движения коры, в значительной мере скомпенсировавшие погружение, развивавшееся за счет уплотнения пород в литосферном слое.

ДВИЖЕНИЯ КОРЫ В БАШКИРСКОМ ВЕКЕ НА ЮГЕ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

В серпуховском и в самом начале башкирского веков на южной окраине Мидконтинента происходило карбонатное осадконакопление на глубинах ≤ 10 м [Tehan, Warmath, 1977]. Бассейны Мидконтинента в ранне- и среднебашкирское время (ранний пенсильваний) в палеоструктурном плане относились к южной части Северо-Американской платформы [Johnson et al., 1988; Хаин, 2001]. Типовые разрезы для этого интервала описаны на северо-востоке Оклахомы, а также на севере и северо-западе Арканзаса (рис. 11). Во время кратковременных осушений дна осадконакопление прерывалось слабой эрозией. Наиболее значительный перерыв зафиксирован в начале башкирского века (см. рис. 11), когда регрессия охватила большую часть юга платформы. В это время в ряде мест было эродировано до 20 м мелководных известняков позднесерпуховской серии Честер. Так, например, в колонках II и III (см. рис. 11) ниже границы серпуховского (серия Честер) и башкирского (серия Морроу) ярусов полностью отсутствует формация Питкин, залегающая в верхах серпухова в колонках I и IV. В других местах амплитуда среза была менее значительной. Во всех разрезах в рассматриваемой области отсутствует самая нижняя фораминиферовая биозона пенсильвания [Sutherland, Henry, 1977], что указывает на продолжительность регрессии около 1 млн лет. После этого в раннебашкирское время восстановилось карбонатное осадконакопление в крайне мелководных условиях (формация Сосби).

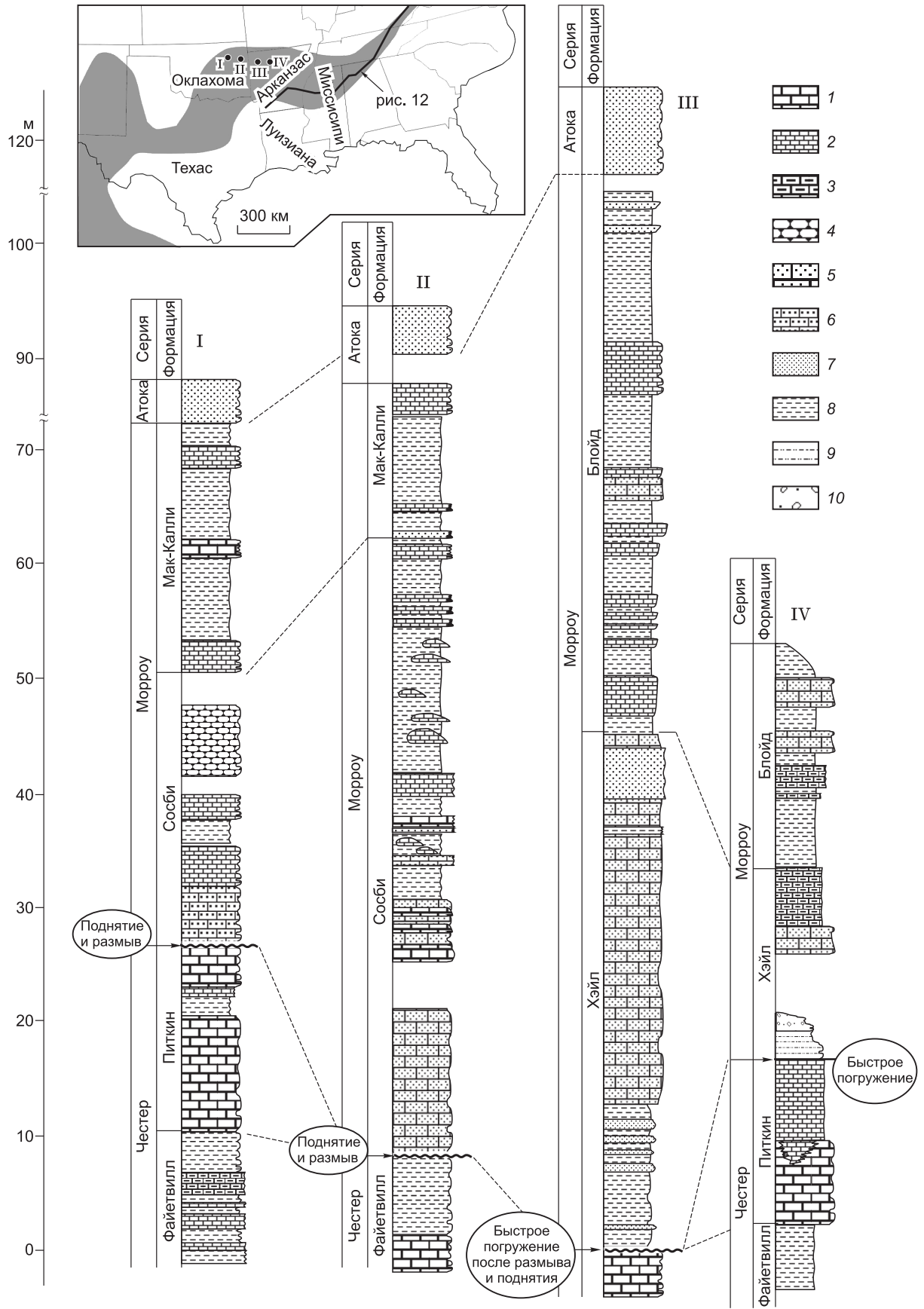
Судя по данным о Восточно-Европейской платформе, изменения уровня океана в башкире не превышали нескольких десятков метров. Нельзя исключить, что регрессия на юге Северо-Американской платформы была связана с небольшим понижением уровня океана. Срезание осадков верхней части серии Честер (верхнего серпухова) весьма неравномерно по площади. Это, скорее, свидетельствует о том, что регрессия была обусловлена дифференцированным поднятием коры.

Одновременно с раннебашкирской регрессией на Мидконтиненте на северной окраине прилегающего к нему с юга прогиба Аркома мелководные известняки верхнего миссиссипия (верхи серпуховского яруса) были резко перекрыты глубоководными черными сланцами нижнего пенсильвания (см. рис. 11, колонки III, IV) [Sutherland, Henry, 1977]. Эти данные указывают на быстрое погружение коры с образованием глубоководного бассейна. Вероятно, погружение охватило и южную часть прогиба, но там до этого осадконакопление уже происходило в глубоководных условиях, поэтому заметной смены фаций в начале башкирского века не произошло. Впоследствии прогиб Аркома был смят и в позднемосковское время вошел в состав складчатого пояса Уачита [Johnson et al., 1988; Sutherland, 1988; Blakey, 2007]. Реконструированный профиль прогиба в раннем башкире показан на рис. 12. Как следует из этого рисунка, в северной части прогиба, где в начале башкира произошла смена мелководных осадков глубоководными, с указанного времени и до полной компенсации прогиба в конце московского века за 15 млн лет накопилось еще до 8.5 км осадков. С учетом изостатического погружения коры под нагрузкой осадков начальная глубина воды в этой части прогиба достигала 3 км.

Погружение коры в передовых прогибах часто объясняют упругим изгибом литосферного слоя под нагрузкой надвинутых на него тектонических покровов [Thrust Belts..., 2007]. Прогиб, образованный за счет данного механизма, должен формироваться одновременно с надвиганием покровов и углубляться по направлению к фронту складчатости. Во время быстрого погружения в прогибе Аркома в начале башкирского времени накапливались преимущественно сланцы и тонкообломочные турбидиты, переносившиеся вдоль его оси в направлении с юго-востока и востока на запад [Sutherland, 1988; Coleman, 2000]. Отсюда следует, что вблизи южной границы прогиба сильного сжатия коры в это время еще

Рис. 11. Стратиграфические разрезы отложений верхов серпуховского яруса (серия Честер), башкирского яруса (серия Морроу) и низов московского яруса (серия Атока) на южной окраине Мидконтинента (Северо-Американская платформа), по [Sutherland, Henry, 1977] с изменениями.

1 — известняки (пакстоуны и грейнстоуны), 2 — песчаные и криноидные вакстоуны, 3 — мадстоуны, 4 — неровнослоистые водорослевые мадстоуны, 5 — оолитовые грейнстоуны и пакстоуны, 6 — косослоистые песчаные известняки, 7 — песчаники, 8 — глинистые сланцы, 9 — алевролиты, 10 — конгломераты. Местоположение разрезов (I—IV) показано на врезке. I — Брэггс-Маунтин (округ Маскоги, Оклахома), II — Элк-Крик (округ Чероки, Оклахома), III — Эвансвилл-Маунтин (округ Кроуфорд, Арканзас), IV — Питкин-Блаф (округ Вашингтон, Арканзас). На врезке серой заливкой показана приблизительная конфигурация мелководной области бассейна для конца миссиссипия [Шухерт, 1957; Blakey, 2007] и линия палеотектонического профиля на рис. 12.



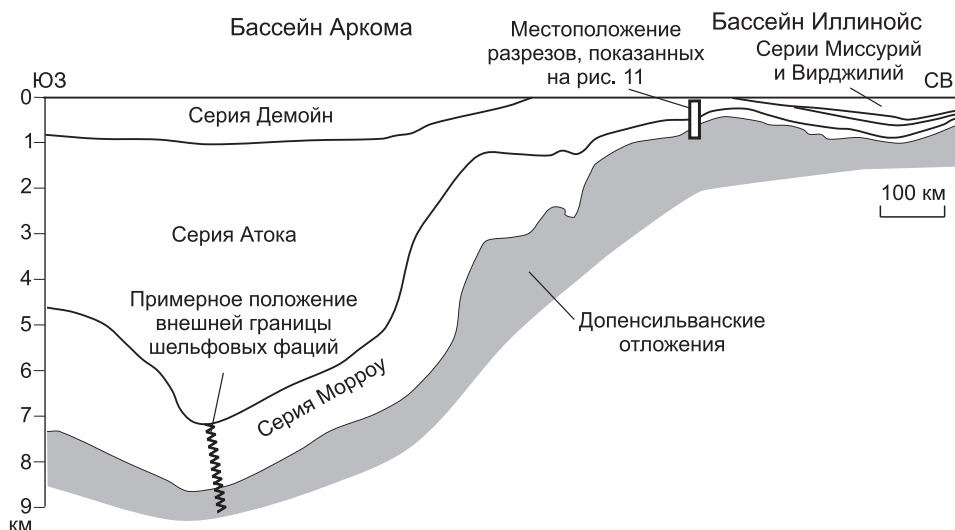


Рис. 12. Схематический палеотектонический профиль для пенсильванской эпохи по линии Арканзас—Алабама—Пенсильвания [Coleman, 2000].

не происходило, а в своей внутренней части прогиб углублялся с юга на север. Эти данные исключают связь быстрого погружения коры в прогибе Аркома со сжатием коры.

Сильное сжатие с формированием надвигов и покровов к югу от прогиба началось лишь в самом конце башкирского времени — через 5—6 млн лет после быстрого погружения в самом прогибе. Об этом свидетельствует появление глыбовых горизонтов с олистолитами в кровле раннепенсильванской формации Джонс-Вэлли [Coleman, 2000]. Нового крупного погружения в прогибе Аркома в данную эпоху не произошло. Это также не согласуется с представлениями о ведущей роли упругого изгиба литосферы под нагрузкой крупных покровов и под действием силы тяги со стороны субдуцированных плит [Royden, 1993] в формировании передовых прогибов.

ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ БАШКИРСКИХ РЕГРЕССИЙ

Проявление на платформе быстрых поднятий и погружений коры — достаточно неожиданное явление, поэтому их механизм представляет большой интерес. Обсудим основные возможности.

Упругий изгиб литосферного слоя с переменной мощностью при изменении действующих вдоль него сил. Данный эффект [Artyushkov, 1973; Артюшков, 1979] часто используется для объяснения крупных трансгрессий и регрессий внутри континентов и на их окраинах [Cloetingh et al., 1985; Nikishin et al., 1996]. Допустим, что в области шириной L эффективная толщина упругой части литосферы (T_y) [Burov, Diament, 1995] изменяется вдоль горизонтальной оси x как $T_y = T_y^0 + \Delta T_y \sin(\pi x/L)$. Тогда в отсутствие осадконакопления и значительной водной нагрузки при изменении действующей вдоль данного слоя силы на величину ΔF вертикальные смещения литосферы составляют $c(x) \approx c_0 \sin(\pi x/L)$, где амплитуда смещений (c_0) равна [Artyushkov et al., 2000a; Артюшков, Чехович, 2002]:

$$c_0 = \pi^2 \Delta F \Delta T_y / 2 \rho_m g L^2. \quad (13)$$

Здесь $g = 9.81 \text{ м/с}^2$ — ускорение свободного падения. Толщина упругой части литосферы T_y под древними платформами обычно оценивается в 70—90 км. В карбоне и перми ее площадные вариации на древней Восточно-Европейской платформе вряд ли превышали $2\Delta T_y \approx 20$ —30 км, что соответствует $\Delta T_y \approx 10$ —15 км. Силы, действующие вдоль литосферного слоя, могут быть обусловлены различными механизмами [Траскин, 2009]. Сюда, в частности, относятся вязкое трение, действующее на подошву литосферы со стороны мантийных течений (mantle drag), сила тяги со стороны плит океанической литосферы, субдуцированных в мантию (slab pull), и давление со стороны разрастающихся океанических хребтов на прилегающие плиты (ridge push). Достаточно точным оценкам поддается лишь последняя из этих сил: $RP \approx 2 \times 10^{12} \text{ н/м}$ [Artyushkov, 1973; Артюшков, 1979]. Ввиду того, что вязкость астеносферы может сильно изменяться по латерали, а распределение мантийных течений, особенно в геологическом прошлом, известно плохо, оценки силы mantle drag весьма неопределенны. Сила slab pull, действующая на тяжелые океанические плиты, субдуцированные в мантию, очень велика, но она в основном расходу-

ется на преодоление вязкого трения, препятствующего погружению плиты в мантию. Плитам, дрейфующим по поверхности, по-видимому, передается лишь небольшая часть этой силы. В результате оценки сил, действующих вдоль литосферного слоя, оказываются весьма противоречивыми. Они тем не менее показывают, что эти силы не могут превосходить ridge push более чем в несколько раз [Hager, 1986].

Оценки величины сил, действующих вдоль литосферного слоя, могут быть получены также по данным о развитии складчатых поясов внутри континентов [Артюшков, 1993]. Сила, необходимая для сжатия коры, возрастает с высотой ее поверхности [Artyushkov, 1973; Артюшков, 1979]. После сильного сжатия коры ее поверхность в большинстве случаев оставалась на небольшой высоте над уровнем моря. Это позволяет оценить силы, под действием которых происходило сжатие коры, величиной $\leq 3 \times 10^{12}$ н/м. Примем данное значение в качестве изменения силы F , действующей вдоль литосферного слоя. Судя по общей длине реликтов Азовской палеодолины, врезанной в отложения нижнего карбона, ширина области башкирского поднятия на западе Восточно-Европейской платформы была $L \approx 1000$ км. Поднятие коры на юге Северо-Американской платформы охватило область примерно такой же ширины. Подставляя в (13) $L \approx 1000$ км вместе с $\Delta F \approx 3 \times 10^{12}$ н/м и $\Delta T_y \approx 10$ —15 км, получаем:

$$c_0 \approx 5\text{—}7 \text{ м.} \quad (14)$$

Даже если принять для ΔF очень большое значение $\Delta F = 3RP \approx 6 \times 10^{12}$ н/м, мы получим $c_0 \approx 9$ —14 м. Столь малые смещения коры не могли объяснить поднятий с амплитудой ≥ 150 —200 м на Восточно-Европейской платформе и не менее нескольких десятков метров, а скорее всего, значительно большей, на Северо-Американской платформе.

Замещение астеносферой размягченной мантийной литосферы при подходе флюидосодержащего плюма. В истории Земли неоднократно проявлялись быстрые поднятия земной коры на континентах. В частности, большинство современных высоких плато и горных сооружений было сформировано в плиоцен-четвертичное время [Карта..., 1981; Summerfield, 1991; Трифонов и др., 2008]. В ту же эпоху поднятия с амплитудами от сотни метров до одного километра проявились в ряде платформенных областей, например, в Восточной Сибири и на значительной части площади Африки [Partridge, Maud, 1987]. В большинстве случаев поднятия не сопровождалось сильным сжатием коры. В таких условиях их можно объяснить полным или частичным замещением астеносферой более плотной мантийной литосферы, испытавшей сильное размягчение при инфильтрации в нее активных флюидов из вещества мантийных плюмов [Artyushkov, Hofmann, 1998; Артюшков, 2003, 2006]. Поскольку на основной части площади континентов действуют сжимающие напряжения [Zoback, 1992], то во многих из этих областей вулканизм во время поднятий не проявлялся. Примером может служить Центральный Тянь-Шань, за последние 2 млн лет испытавший поднятие на 2 км [Трифонов и др., 2008]. Разогретое вещество астеносферы в данной области местами подошло к подошве коры [Винник и др., 2006]. Тем не менее вулканизм в плейстоцене здесь практически не проявлялся, поскольку литосфера Тянь-Шаня находится в состоянии сильного сжатия. Одновременно интенсивный вулканизм имел место в ряде областей, испытавших крупные новейшие поднятия и находящихся в состоянии растяжения. Он характерен, например, для Кенийской рифтовой зоны, где новейшее поднятие коры достигает 1.0—1.5 км [Saggerson, Baker, 1965].

Для обеспечения поднятия коры на ~ 200 м требуется замещение астеносферой нижнего слоя литосферы сравнительно небольшой толщины ~ 30 км [Saggerson, Baker, 1965]. Остывание такого астеносферного выступа и обусловленное им погружение литосферы будут продолжаться десятки миллионов лет. В башкирском веке поднятие на Восточно-Европейской платформе просуществовало лишь несколько миллионов лет, после чего восстановилось морское мелководное осадконакопление. На Мидконтиненте Северо-Американской платформы поднятие коры в начале башкира просуществовало еще меньше (~ 1 млн лет). Для объяснения столь кратковременных поднятий рассматриваемый механизм не подходит.

Подъем к подошве литосферы сухого плюма. При поступлении такого плюма к литосфере этот слой сохраняет высокую вязкость, и конвективного замещения его нижней части астеносферой или веществом плюма не происходит. При плотности плюма $\rho_{пл}$ и его толщине $h_{пл}$ поднятие коры в обширной области в условиях локальной изостазии составляет:

$$\zeta = [(\rho_a - \rho_{пл})/\rho_a]h_{пл}, \quad (15)$$

где ρ_a — плотность астеносферы. При температуре этого слоя T_a $\rho_a = \rho_m(1 - \alpha T_a)$, где α — объемный коэффициент теплового расширения мантии. Полагая $\alpha = 3 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$, $T_a = 1300$ °С, получаем $\rho_a = 3200 \text{ кг/м}^3$. Допустим, что плюм и астеносфера имеют одинаковый состав. Тогда

$$\rho_a - \rho_{пл} = \rho_m \alpha (T_{пл} - T_a). \quad (16)$$

Полагая $T_{пл} - T_a = 200$ °С, находим $\rho_a - \rho_{пл} = 20 \text{ кг/м}^3$. Подставляя это значение вместе с $\rho_a = 3200 \text{ кг/м}^3$ в (16), получаем, что для поднятия коры на $\zeta = 200$ м толщина плюма должна быть сравнительно небольшой ($h_{пл} = 32 \text{ км}$).

Если сухой плюм попадает в ловушку на подошве литосферы [Артюшков, 1979, 1993], где ее толщина понижена по сравнению с окружающими областями, то аномально нагретое вещество плюма сохраняется в ловушке десятки миллионов лет, поддерживая поднятие коры на поверхности. Чтобы обеспечить поднятие коры на один или несколько миллионов лет, плюм должен растечься вдоль подошвы литосферы в сторону областей с пониженной толщиной литосферного слоя. Последние будут при этом испытывать в несколько раз меньшее поднятие. К востоку от осушившейся части Восточно-Европейской платформы заметного поднятия коры в башкирское время не проявилось. Области, располагавшиеся к западу от нее, в рассматриваемую эпоху находились выше уровня моря, и определить изменения их абсолютной высоты в башкирском веке не удастся. Поэтому применимость рассматриваемого механизма по отношению к башкирскому поднятию на западе Восточно-Европейской платформы остается неясной. Точно так же имеющиеся данные по Мидконтиненту и прилегающим к нему областям не позволяют проверить аналогичную возможность по отношению к кратковременному поднятию на юге Северо-Американской платформы, тем более что поднятие было достаточно слабым.

Восходящие потоки в мантии. Конвективные течения в мантии могут приподнимать и погружать вышележащий литосферный слой, создавая так называемую динамическую топографию [Трубицын, 2000]. Направим ось z вверх и обозначим вертикальную компоненту скорости течения в мантии через v_z , а вязкость мантии через η . Вязкие напряжения в мантии $\sigma_{zz} = 2\eta\partial v_z/\partial z$ должны компенсировать добавочную нагрузку $\rho_m g \zeta$, связанную с вертикальными смещениями литосферы на величину ζ относительно равновесного положения:

$$\sigma_{zz} = 2\eta\partial v_z/\partial z \approx \rho_m g \zeta. \quad (17)$$

В работах, основанных на изучении послеледниковых изостатических поднятий [Paulson et al., 2005; и др.], предполагается, что вязкость астеносферного слоя $((2-5) \times 10^{20} \text{ Па} \cdot \text{с})$ не очень сильно отличается от вязкости нижележащей части верхней мантии $(10^{21} \text{ Па} \cdot \text{с})$. В таком случае вязкие напряжения, поддерживающие поднятие литосферы в обширной области, связаны в основном с восходящими течениями в мантии под астеносферой. Обозначим через V масштаб вертикальной компоненты скорости v_z в этой области. В области шириной L течения должны распространяться на глубину $\sim L/2$. Тогда для области шириной L $\partial v_z/\partial z \approx 2V/L$. Подставляя это выражение в (17), получаем:

$$V \approx \rho_m g L \zeta / 4\eta. \quad (18)$$

Полагая $L = 1000 \text{ км}$, $\zeta = 200 \text{ м}$ и $\eta = 10^{21} \text{ Па} \cdot \text{с}$, находим, что $V \approx 1.6 \times 10^{-10} \text{ м/с} = 0.5 \text{ см/год}$. При таком значении V вертикальные смещения нижней границы астеносферы за 3—4 млн лет достигают 15—20 км, т.е. они очень невелики.

Вскоре после освобождения от ледниковой нагрузки в Фенноскандии и Канаде в областях размером несколько сотен километров в течение $\sim 10^3$ лет проявлялись восходящие движения с высокими скоростями $\sim 5-10 \text{ см/год}$. Затем скорости поднятия уменьшались в несколько раз. Более быстрое развитие движений коры небольшого горизонтального масштаба по сравнению с общим поднятием послеледниковых депрессий указывает на понижение вязкости в астеносферном слое, по крайней мере, на два порядка величины по сравнению с нижележащей мантией [Артюшков, 1979]. При толщине астеносферы под Фенноскандией $H = 100 \text{ км}$, ее средняя вязкость должна быть очень низкой ($\eta_a \approx 5 \times 10^{18} \text{ Па} \cdot \text{с}$). Допустим, что отклонение коры ζ от равновесного положения зависит только от горизонтальной координаты x , $\zeta = \zeta(x)$, а ширина отклонения L велика по сравнению с толщиной астеносферы ($L \gg H$). Тогда для поддержания постоянного во времени отклонения коры ζ от равновесного положения, вертикальная компонента скорости течения на нижней границе астеносферы $f(x)$ должна подчиняться соотношению [Артюшков, 1979]:

$$f(x) = -[\rho_a g H^3 / 12 \eta_a] \partial^2 \zeta / \partial x^2, \quad (19)$$

где ρ_a — плотность астеносферы. При ширине поднятия L $\partial/\partial x \approx 2/L$, $\partial^2 \zeta / \partial x^2 \approx 4/L^2$. В таком случае для амплитуды вертикальной компоненты скорости мантии на подошве литосферы (f_0) по порядку величины из (19) получаем:

$$f_0 \approx \rho_a g \zeta_0 H^3 / 3 \eta_a L^2. \quad (20)$$

Подставляя сюда $\rho_a = 3200 \text{ кг/м}^3$, $\zeta_0 = 200 \text{ м}$, $H = 100 \text{ км}$, $\eta_a \approx 5 \times 10^{18} \text{ Па} \cdot \text{с}$ и $L \approx 1000 \text{ км}$, находим $f_0 \approx 4.2 \times 10^{-10} \text{ м/с} = 1.3 \text{ см/год}$. Восходящие течения, продолжающиеся с такой скоростью в течение $\sim 3-4$ млн лет, приводят к вертикальным смещениям вещества на нижней границе астеносферы $\sim 40-50 \text{ км}$. Таким образом, как при низкой, так и относительно высокой вязкости астеносферы поднятие коры на западе Восточно-Европейской платформы в башкирском веке могло быть обеспечено относи-

тельно небольшими вертикальными смещениями мантии на подошве этого слоя $\leq 30\text{—}50$ км. Для кратковременного поднятия (~ 1 млн лет) в начале башкирского времени на Северо-Американской платформе требовались в несколько раз меньшие смещения на нижней границе астеносферы.

ПРИРОДА БЫСТРОГО ПОГРУЖЕНИЯ КОРЫ В НАЧАЛЕ БАШКИРСКОГО ВЕКА В ПРОГИБЕ АРКОМА

Быстрые погружения большой амплитуды, не сопровождавшиеся значительным растяжением коры, происходили во многих осадочных бассейнах [Артюшков, 1993, 2005, 2007, 2010; Артюшков, Егоркин, 2005]. Их можно объяснить переходом габбро в нижней коре в более плотные гранатовые гранулиты и эклогиты. Быстрое уплотнение происходит при инфильтрации в нижнюю кору поверхностно-активного внутрипорового флюида из небольших мантийных плюмов. Поверхностно-активным является флюид, понижающий поверхностное натяжение на гранях кристаллов [Ребиндер, 1979]. Находясь под литостатическим давлением и смачивая кристаллы, такой флюид быстро проникает между ними в виде пленок толщиной $\sim 10^{-5}$ см [Траскин, 2009]. Поступление поверхностно-активного флюида в нижнюю кору катализирует переход габбро в более плотные фации — гранатовые гранулиты и эклогиты. Ведущая роль флюидов в метаморфизме пород основного состава в нижней коре продемонстрирована в большом числе зарубежных и отечественных публикаций [Austrheim, 1987, 1998; Rubie, 1990; Wain et al., 2001; Киссин, 2009; Кориковский, 2009]. Быстрые погружения в прогибе Аркома в башкирском веке свидетельствуют о том, что в самом конце серпуховского или в начале башкирского времени к литосфере под ним подошел плюм, содержащий поверхностно-активный флюид, что привело к уплотнению пород основного состава в нижней коре. Для обеспечения умеренного погружения было достаточно образования из габбро в нижней коре гранатовых гранулитов [Spear, 1993].

Сильное сжатие в складчатых поясах оказывается возможным в результате резкого размягчения литосферы при инфильтрации в нее активного флюида [Artyushkov et al., 2000b; Артюшков, 2003]. Начало сжатия коры в конце башкирского века в складчатом поясе Уачита, литосфера которого до этого длительное время оставалась стабильной, также указывает на поступление к литосфере флюидосодержащего плюма.

БЫСТРЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГЛУБИНЫ ВОДЫ НА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЛАТФОРМАХ КАК СЛЕДСТВИЕ МАНТИЙНЫХ ТЕЧЕНИЙ

Судя по отсутствию на Восточно-Европейской платформе быстрых погружений коры в башкирское время, мантийный поток не принес здесь в литосферу значительных объемов активного флюида. Проявление в это же время поднятий коры на Урале и в Предуралье также указывает на воздействие на литосферу мантийных течений. Таким образом, в рассматриваемую эпоху восходящие течения в мантии проявились, по крайней мере, в трех сильно удаленных друг от друга областях. Весьма вероятно, что они имели место и на некоторых других платформах. Если не принимать во внимание, что в башкирское время на севере и на востоке Восточно-Европейской платформы сохранялось мелководное осадконакопление, то одновременное осушение указанных выше областей вполне может быть интерпретировано как результат крупного понижения уровня океана. Весьма вероятно, что обусловленные поднятиями коры синхронные и квазисинхронные регрессии в разных областях и послужили основой для представлений о крупных глобальных понижениях уровня Мирового океана третьего порядка.

Судя по многочисленным регрессиям в эпиплатформенных осадочных бассейнах, поднятия коры продолжительностью 1—3 млн лет представляют собой широко распространенное явление. Изучение особенностей кратковременных поднятий, происходивших в разные эпохи на разных платформах, представляет серьезную проблему и требует анализа большого объема фактического материала. Другим направлением исследований может быть построение детальных томографических моделей верхней мантии под областями новейших поднятий на Восточно-Европейской и Сибирской платформах, на севере Западной Сибири, на Канадском щите и во многих других платформенных областях. Это позволит значительно лучше понять глубинную природу данного явления, что важно также для прогноза размещения стратиграфических ловушек, образовавшихся в связи с кратковременными эпохами осушения шельфа.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Согласно широко распространенным представлениям [Phanerozoic Sea..., 1992; Mesozoic..., 1998; Badenas et al., 2004; Immenhauser, 2005; Naq, Schutter, 2008], в фанерозойское время часто проявлялись крупные эвстатические флуктуации уровня Мирового океана третьего порядка продолжительностью 1—3 млн лет. Флуктуации такого типа с амплитудами до 100—200 м предполагаются, в частности, для башкирского века среднего карбона, а также для ранней перми (см. рис. 1). Как показывает анализ стро-

ения опорного разреза на западном склоне Северного Тимана, с конца серпуховского века раннего карбона и до начала кунгурского века ранней перми медленное осадконакопление происходило здесь на глубинах ≤ 20 — 30 м. Крупные флуктуации уровня океана привели бы к длительному осушению рассматриваемой области. Тем не менее в разрезе присутствуют все подразделения региональной шкалы (горизонты) от верхов серпуховского яруса раннего карбона и до нижней части кунгурского яруса ранней перми. Временной объем каждого из них не превышал 1 млн лет. Отсюда следует, что в течение всей этой эпохи на северо-западе Тимана не происходило осушений дна моря на времена ≥ 1 млн лет. При этом условии, как показало математическое моделирование изменений палеоглубин под влиянием флуктуаций уровня океана со среднего карбона по раннюю пермь, амплитуда флуктуаций третьего порядка не превышала 20—40 м.

В ту же эпоху на Гондванском материке продолжалось крупное оледенение. В разрезах Восточно-Европейской платформы (Московская синеклиза) и южной части Северо-Американской платформы на многих уровнях наблюдаются кратковременные размывы, слабый карст и маломощные горизонты палеопочв [Ross, Ross, 1988; Кабанов, 2005]. Они свидетельствуют о частых регрессиях продолжительностью десятки тысяч лет, обусловленных увеличением объема крупных ледяных щитов. Они не сопровождались значительным размывом, поэтому не могли привести к формированию крупных стратиграфических ловушек.

Ранее по данным о Восточной Сибири и Прибалтике нами было установлено, что на основной части кембрия, ордовика и силура эвстатические флуктуации третьего порядка также не превышали нескольких десятков метров [Artyushkov et al., 2000a; Artyushkov, Chekhovich, 2001, 2003; Артюшков, Чехович, 2002, 2004; Артюшков и др., 2003, 2008]. Лишь в последние 2 млн лет ордовика проявились два понижения уровня океана гляциозвстатической природы на ~ 100 м. Вместе с результатами, полученными в настоящей статье, это показывает, что на отрезках времени общей продолжительностью ~ 170 млн лет, т. е. примерно на 30 % длительности фанерозоя, крупные эвстатические флуктуации третьего порядка почти не проявлялись.

В указанные эпохи во многих эпициклических бассейнах происходили значительные изменения глубины моря и регрессии продолжительностью 1—3 млн лет [Miller, 1992; Johnson, 1996; Ross, Ross, 1995; Дубинина, 2000]. При слабых флуктуациях уровня океана третьего порядка эти события указывают на частое проявление поднятий и погружений коры на платформах за времена порядка одного или нескольких миллионов лет и с амплитудами до 100—200 м. С размывом поднятий и было связано образование линз песка и турбидитов в прилегающих депрессиях, в которых в дальнейшем при благоприятных гидрогеологических условиях формировались неструктурные (стратиграфические) ловушки для нефти и газа [Материалы..., 1999].

В настоящей работе поднятия указанного типа удалось выделить в башкирском веке на шельфе западной части Восточно-Европейской платформы (3—4 млн лет) и на юге Северо-Американской платформы (~ 1 млн лет). Тектоническая природа регрессий в этих областях доказывается продолжением в башкирское время мелководного осадконакопления на Северном Тимане, на обширной восточной части Восточно-Европейской платформы, а также в Предуралье, где находится стратотип башкирского яруса. Кратковременное проявление поднятий можно связать с восходящими течениями в мантии под астеносферой. На юге Северной Америки эти течения принесли в литосферу поверхностно-активный флюид, что привело к уплотнению пород в нижней коре за счет эклогитизации и быстрому погружению в прогибе Аркома. Инфильтрация флюида в литосферный слой вызвала его сильное размягчение. В результате началось сильное сжатие в расположенной южнее области, что послужило началом формирования складчатого пояса Уачита.

Моделирование конвективных течений в мантии Земли — одно из главных направлений в современной геодинамике. В зависимости от исходных предположений о ее свойствах получают самые разнообразные модели течений [Трубицын, 2000]. Наложить на них четкие физические ограничения, позволяющие надежно выделить допустимые классы моделей, часто не удается. В результате основные моды мантийных течений остаются весьма дискуссионными. Крупные и продолжительные регрессии в обширных эпиконтинентальных бассейнах, происходившие в эпохи относительно стабильного уровня океана, представляют собой весьма распространенное явление. Они указывают на частое проявление на платформах восходящих течений, по крайней мере, в верхней мантии, которые в ряде случаев выносили к литосфере объемы вещества, содержавшего поверхностно-активный флюид. Авторам удалось получить одно из первых подтверждений существования таких течений и их синхронного проявления в сильно удаленных друг от друга областях.

Чтобы лучше понять закономерности быстрых восходящих движений земной коры на платформах и их глубинные механизмы, необходимо специальное исследование. Оно должно включать анализ большого числа примеров кратковременных поднятий коры в эпиконтинентальных осадочных бассейнах в различные эпохи и на разных континентах.

В эпохи регрессий вблизи береговых линий эпиконтинентальных морских бассейнов создавались условия для формирования в будущем стратиграфических ловушек для нефти и газа. Для надежного поиска в них залежей углеводородов надо знать, где в каждом бассейне береговые линии располагались в ту или иную эпоху. Обычно предполагается, что перемещения береговых линий на ~ 100—200 км были обусловлены изменениями уровня океана. В таком случае прогноз расположения древних береговых линий в каждом бассейне осуществляется просто, если известны угол его палеосклона и отклонение для данной эпохи уровня океана по отношению к его среднему положению [Артюшков и др., 2008]. В действительности на значительной части фанерозоя изменения глубины моря третьего порядка в осадочных бассейнах были обусловлены тектоническими движениями земной коры. Поэтому для надежного поиска залежей углеводородов в стратиграфических ловушках необходимо в первую очередь установить, в какие эпохи и в каких областях такие движения проявлялись в каждом конкретном бассейне и в прилегающих к нему областях.

Авторы выражают благодарность В.Н. Пучкову, а также двум анонимным рецензентам за важные замечания, учет которых позволил сделать статью более понятной широкому кругу читателей.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 06-05-65197 и 09-05-00684).

ЛИТЕРАТУРА

- Артюшков Е.В.** Геодинамика. М., Наука, 1979, 328 с.
- Артюшков Е.В.** Физическая тектоника. М., Наука, 1993, 456 с.
- Артюшков Е.В.** Резкое размягчение континентальной литосферы как условие проявления быстрых и крупномасштабных тектонических движений // Геотектоника, 2003, № 2, с. 39—56.
- Артюшков Е.В.** Механизмы образования Баренцевского прогиба // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (7), с. 700—713.
- Артюшков Е.В.** Резкое размягчение литосферы при инфильтрации флюидов из небольших мантийных плюмов как причина образования мобильных поясов на континентах // Флюиды и геодинамика / Под ред. И.Г. Киссина, В.Л. Русинова. М., Наука, 2006, с. 244—259.
- Артюшков Е.В.** Образование сверхглубокой впадины в Южном Каспии вследствие фазовых переходов в континентальной коре // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (12), с. 1289—1306.
- Артюшков Е.В.** Образование сверхглубокого Северо-Чукотского прогиба вследствие эклогитизации нижней части континентальной коры. Перспективы нефтегазоносности // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (1), с. 61—74.
- Артюшков Е.В., Чехович П.А.** Силурийское осадконакопление в Восточной Сибири и отсутствие значительных изменений уровня океана // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (10), с. 893—915.
- Артюшков Е.В., Чехович П.А.** Природа изменений глубины моря в эпиконтинентальных осадочных бассейнах. Восточная Сибирь в силуре // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (11), с. 1273—1291.
- Артюшков Е.В., Егоркин А.В.** Физический механизм образования сверхглубоких осадочных бассейнов. Прикаспийская впадина // Докл. РАН, 2005, т. 400, № 4, с. 494—499.
- Артюшков Е.В., Каныгин А.В., Тесаков Ю.И., Чехович П.А.** Уровень Мирового океана в ордовике. Резкие изменения скорости погружения коры на Сибирской платформе // Докл. РАН, 2007, т. 412, № 1, с. 53—55.
- Артюшков Е.В., Тесаков Ю.И., Чехович П.А.** Флуктуации уровня океана в ордовике. Быстрые изменения скорости погружения земной коры в Восточной Сибири и Балтоскандии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (9), с. 841—861.
- Винник Л.П., Алешин И.М., Кабан М.К., Киселев С.Г., Косарев Г.Л., Орешин С.И., Райгбер К.** Кора и мантия Тянь-Шаня по данным томографии приемных функций // Физика Земли, 2006, № 8, с. 14—26.
- Геология СССР. Т. XI. Поволжье и Прикамье. Ч. I. Геологическое описание / Ред. А.В. Сидоренко.** М., Недра, 1967, 872 с.
- Горева Н.В., Кашик Д.С., Коссовая О.Л., Ложкина Н.В., Миклухо-Маклай О.А., Молчанова Л.М., Шифрановский Г.И.** Опорные разрезы карбона и перми Северного Тимана. СПб., Наука, 1997, 288 с.
- Демченко А.С., Демченко Б.М., Сычкин Н.М.** Современный взгляд на тектоническое строение центральной части Русской плиты // Геологический вестник Центральных районов России, 1998, № 2—3, с. 5—17.
- Дубинина С.В.** Конодонты и зональная стратиграфия пограничных отложений кембрия и ордовика. М., Наука, 2000, 239 с.
- Иванова Е.А.** Развитие фауны в связи с условиями существования. М., ПИН АН СССР, 1958, т. 69, 303 с.

- Кабанов П.Б.** Стратотип серпуховского яруса в карьере Заборье (Подмосковье). Ч. 1. Литофациальная характеристика // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2003, т. 11, № 1, с. 20—38.
- Кабанов П.Б.** Следы наземной биоты в палеопочвах верхнемосковского подъяруса центра и севера Европейской России // Палеонтологический журнал, 2005, № 4, с. 33—45.
- Кабанов П.Б., Баранова Д.В.** Бентос эпиконтинентального бассейна ледниковой эпохи и колебания уровня моря: московский ярус карбона Восточно-Европейской платформы // Эвстатические колебания уровня моря в фанерозое и реакция на них морской биоты. Материалы совещания / Ред. А.С. Алексеев. М., ПИН РАН, 2007, с. 10—18.
- Кабанов П.Б., Алексеев А.С., Баранова Д.В., Горюнова Р.В., Лазарев С.С., Малков В.Г.** Изменения ориктоценозов в одной эвстатической циклотеме: домодедовская свита песковских разрезов (карбон, московский ярус) // Палеонтологический журнал, 2006, № 4, с. 3—19.
- Карта** новейшей тектоники мира. М-б 1:5 000 000 / Н.И. Николаев, А.А. Неймарк, В.А. Селиванов. М., Министерство геологии СССР, Министерство высшего и среднего специального образования СССР, 1981.
- Киссин И.Г.** Флюиды в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты. М., Наука, 2009, 328 с.
- Кориковский С.П.** Проградные преобразования умеренно-барических амфиболитов в ходе их эклогитизации // Петрология, 2009, т. 17, с. 339—354.
- Кукал З.** Скорость геологических процессов. М., Мир, 1987, 246 с.
- Кулагина Е.И., Пазухин В.Н., Кочеткова Н.М., Синицына З.А., Кочетова Н.Н.** Стратотипические и опорные разрезы башкирского яруса карбона Южного Урала. Уфа, Гилем, 2001, 139 с.
- Кучева Н.А., Степанова Т.И., Иванова Р.М.** Пограничные башкирско-серпуховские отложения в разрезе «Мартьяново» // Путеводитель геологических экскурсий по карбону Урала. Ч. 2. Среднеуральская экскурсия / Ред. Б.И. Чувашов. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2002, с. 38—50.
- Леонтьев И.О.** Профиль равновесия и система подводных береговых валов // Океанология, 2004, т. 44, № 4, с. 625—631.
- Материалы** геолого-технического совещания «Строительство разведочных скважин на ачимовские отложения Восточно-Уренгойской зоны» / Под ред. А.М. Брехунцова, С.Г. Кекуха, В.Н. Бородкина, Б.М. Блинова. Екатеринбург, Путиведь, 1999, 288 с.
- Махлина М.Х., Алексеев А.С., Горева Н.В., Исакова Т.Н., Друцкой С.Н.** Средний карбон Московской синеклизы (южная часть). Т. 1. Стратиграфия. М., ПИН РАН, 2001а, 244 с.
- Махлина М.Х., Алексеев А.С., Горева Н.В., Горюнова Р.В., Исакова Т.Н., Коссовая Л.Н., Лазарев С.С., Лебедев О.А., Школин А.А.** Средний карбон Московской синеклизы (южная часть). Т. 2. Палеонтологическая характеристика. М., Научный мир, 2001б, 328 с.
- Осипова А.И., Бельская Т.Н., Геккер Р.Ф.** Изучение экологии и развития основных групп бентоса в каменноугольных морях Русской платформы. М., ПИН АН СССР, 1983, т. 27, 108 с.
- Попов Л.Е., Хазанович К.К., Боровко Н.Г., Сергеева С.П., Соболевская Р.Ф.** Опорные разрезы и стратиграфия кембро-ордовикской фосфоритонесущей оболочковой толщи на северо-западе Русской платформы. Л., Наука, 1989, 222 с.
- Рибиндер П.А.** Избранные труды. Поверхностные явления в дисперсных системах. Физико-химическая механика. М., Наука, 1979, 382 с.
- Ремизова С.Т.** Фузулиноиды Тимана: эволюция, биостратиграфия и палеобиогеография. Екатеринбург, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2004, 219 с.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б.** Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Поздний докембрий и палеозой континентов. Л., Наука, 1984, 70 с.
- Тесаков Ю.И.** Экостратиграфия силура северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (2), с. 121—140.
- Тимонин Н.И.** Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург, УрО РАН, 1998, 240 с.
- Траскин В.Ю.** Эффект Рибиндера в тектонофизике // Физика Земли, 2009, № 11, с. 22—33.
- Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А.** Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (2), с. 128—145.
- Трубицин В.П.** Основы тектоники плавающих континентов // Физика Земли, 2000, № 9, с. 3—40.
- Хаин В.Е.** Тектоника континентов и океанов (год 2000). М., Научный мир, 2001, 606 с.

Чувашов Б.И., Иванова Р.М., Кучева Н.А. Пограничные нижнесреднекаменноугольные отложения в разрезе «Сокол» // Путеводитель геологических экскурсий по карбону Урала. Ч. 2. Среднеуральская экскурсия / Ред. Б.И. Чувашов. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2002, с. 23—37.

Шопф Т. Палеоокеанология. М., Мир, 1982, 311 с.

Шухерт Ч. Палеогеографический атлас Северной Америки. М., Иностран. лит., 1957, 190 с.

Яблоков В.С. Перерывы в морском осадконакоплении и палеореки (в рифее — палеозое Русской платформы). М., ГИН АН СССР, 1973, вып. 248, 212 с.

Alekseev A.S., Kononova L.I., Nikishin A.M. The Devonian and Carboniferous of the Moscow Syncline (Russian Platform): stratigraphy and sea-level changes // *Tectonophysics*, 1996, v. 268, p. 149—168.

Allred K. Some carbonate erosion rate of Southeast Alaska // *J. Cave and Karst Studies*, 2004, v. 66, № 3, p. 89—97.

Artyushkov E.V. Stresses in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneities // *J. Geophys. Res.*, 1973, v. 78, p. 7675—7708.

Artyushkov E.V. Can the Earth's crust be in a state of isostasy // *J. Geophys. Res.*, 1974, v. 79, p. 741—752.

Artyushkov E.V., Hofmann A.W. The Neotectonic crustal uplift on the continents and its possible mechanisms. The case of Southern Africa // *Surv. Geophys.*, 1998, v. 19, p. 369—415.

Artyushkov E.V., Chekhovich P.A. The East Siberian basin in the Silurian: evidence for no large-scale sea-level changes // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 193, p. 183—196.

Artyushkov E.V., Chekhovich P.A. Silurian sedimentation in East Siberia. Evidence for tectonic subsidence in the absence of large-scale sea-level changes // *Tracing Tectonic Deformation Using the Sedimentary Record. Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 2003, v. 208, p. 321—350.

Artyushkov E.V., Lindström M., Popov L.E. Relative sea-level changes in Baltoscandia in the Cambrian and Early Ordovician: the predominance of tectonic factor and the absence of large-scale eustatic fluctuations // *Tectonophysics*, 2000a, v. 320, p. 375—407.

Artyushkov E.V., Mörner N.-A., Tarling D.L. The cause of loss of lithospheric rigidity in areas far from plate tectonic activity // *Geophys. J. Intern.*, 2000b, v. 143, p. 752—776.

Austrheim H. Eclogitization of the lower crustal granulites by fluid migration through shear zones // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1987, v. 81, p. 221—232.

Austrheim H. Influence of fluid and deformation on metamorphism of the deep crust and consequences for the geodynamics of collision zones // *When continents collide: geodynamics and geochemistry of ultrahigh-pressure rocks* / Eds. B.R. Hacker, J.G. Liou. Dordrecht, Kluwer, 1998, p. 297—323.

Badenas B., Salas R., Aurell M. Three orders of regional sea-level changes control facies and stacking patterns of shallow platform carbonates in the Maestrat Basin (Tithonian-Berriasian, NE Spain) // *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 2004, v. 93, p. 144—162.

Baraboshkin E.Yu., Alekseev A.S., Kopaevich L.F. Cretaceous palaeogeography of the North-Eastern Peri-Tethys // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 2003, v. 196, p. 177—208.

Benson L.V., Burdett J.W., Lund S.P., Kashgarian M., Mensing S. Nearly synchronous climate change in the Northern hemisphere during the last glacial termination // *Nature*, 1997, v. 388, p. 263—265.

Blakey R.C. Carboniferous-Permian paleogeography of the Assembly of Pangaea // *Proceedings of the XVth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy. Utrecht, 10—16 August 2003* / Ed. Th.E. Wong. Royal Dutch Academy of Arts and Sciences (Amsterdam), 2007, p. 443—456.

Brenchley P.J., Marshall J.D., Carden G.A.F., Robertson D.B.R., Long D.G.F., Meidla T., Hints L., Anderson T.F. Bathymetric and isotopic evidence for a short-lived Late Ordovician glaciation in a greenhouse period // *Geology*, 1994, v. 22, p. 295—298.

Burov E.B., Diament M. The effective elastic thickness (T_e) of the continental lithosphere: What does it really mean? // *J. Geophys. Res.*, 1995, v. 100, p. 3095—3927.

Cloetingh S., McQueen H., Lambeck K. On a tectonic mechanism for regional sealevel variations // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1985, v. 51, p. 139—162.

Coleman Jr., J.L. Carboniferous submarine basin development of the Ouachita mountains of Arkansas and Oklahoma // *Fine-grained turbidite systems, AAPG Memoir 72* / Eds. A.H. Bouma, C.G. Stone. 2000, SEPM Spec. Pub. 68, p. 21—32.

Crowell J.C. Continental glaciation, cyclothems, continental positioning, and climate change // *Amer. J. Sci.*, 1978, v. 278, p. 1345—1372.

Crowell J.C. Pre-Mesozoic Ice Ages: their bearing on understanding the climate system. Boulder, CO, Geol. Soc. Amer., 1999, Memoir 192, 106 p.

Davies J.R. Karstification and pedogenesis on a late Dinantian carbonate platform, Anglesey, North Wales // *Proc. Yorkshire Geol. Soc.*, 1991, v. 48, p. 297—321.

Donovan D.T., Jones E.J.W. Causes of world-wide changes in sea level // *J. Geol. Soc. London*, 1979, v. 136, p. 187—192.

Dronov A.V. Magnitude of sea-level changes in the Ordovician of Baltoscandia // Eds. O. Hints, L. Ainsaar. WOGOGOB-2004 Conference Materials. Tartu, Tartu University Press, 2004, p. 21—22.

Erdtman B.D. Early Ordovician eustatic cycles and their bearing on punctuations in early nematophorid (planktic) graptolite evolution // *Lecture Notes in Earth Sciences*, 1986, v. 8, p. 130—152.

Fielding C.R., Frank T.D., Birgenheier L.P., Rygel M.C., Jones A.T., Roberts J. Stratigraphic imprint of the Late Palaeozoic Ice Age in eastern Australia: a record of alternating glacial and nonglacial climate regime // *J. Geol. Soc. London*, 2008, v. 165, p. 129—140.

Ghienne J.-F. Late Ordovician sedimentary environments, glacial cycles, and post-glacial transgression in the Taoudeni Basin, West Africa // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 2003, v. 189, p. 117—145.

Gvirtzman G. Fluctuations of sea level during the past 400 000 years: the record of Sinai, Egypt (northern Red Sea) // *Coral Reefs, Heidelberg*, 1994, v. 13, № 4, p. 203—214.

Haq B.U., Schutter S.R. A chronology of Paleozoic sea-level changes // *Science*, 2008, v. 322, № 5898, p. 64—68.

Harper J.F. Mantle flow and plate motions // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1986, v. 87, p. 265—284.

Hearty P.J., Kindler P. Sea-level highstand chronology from stable carbonate platforms (Bermuda and the Bahamas) // *J. Coastal Research, Royal Palm Beach*, 1995, v. 11, p. 675—689.

Heckel P.H. Carbonate buildups in the geologic record: a review // *Reefs in time and space* / Ed. L.F. Laporte. SEPM Spec. Publ., 1974, v. 18, p. 90—154.

Heckel P.H. Evaluation of evidence for glacio-eustatic control over marine Pennsylvanian cyclothems in North America and consideration of possible tectonic effects // *Tectonic and eustatic controls on sedimentary cycles* / Eds. J.M. Dennison, F.R. Etensohn. Society for Sedimentary Geology (SEPM), Concepts in Sedimentology and Paleontology Series, 1994, № 4, p. 65—87.

Hine A.C., Mullins H.T. The carbonate shelf-slope break // *The shelf-break: critical interface on continental margins* / Eds. D.J. Stanley, G.T. Moore. Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Publ., 1983, v. 33, p. 169—183.

Immenhauser A. High-rate sea-level change during the Mesozoic: new approaches to an old problem // *Sediment. Geol.*, 2005, v. 175, p. 277—296.

Isbell J.L., Miller M.F., Wolfe K.L., Lenaker P.A. Timing of Late Paleozoic glaciation in Gondwana: Was glaciation responsible for the development of northern hemisphere cyclothems? // *Extreme depositional environments: mega and members in geologic time* / Eds. M.A. Chan, A.A. Archer. *Geol. Soc. Amer., Spec. Papers*, 2003, v. 370, p. 5—24.

Izart A., Stephenson R., Vai G.B., Vachard D., Le Nindre Y., Vaslet D., Fauvel P.-J., Suss P., Kossovaya O., Chen Z., Maslo A., Stovba S. Sequence stratigraphy and correlation of late Carboniferous and Permian in the CIS, Europe, Tethyan area, North Africa, Arabia, China, Gondwanaland and the USA // *Palaeogeogr., palaeoclimatol., palaeoecol.*, 2003, v. 196, p. 59—84.

Jian P., Yunlong C., Minde Y., Hong L., Fuyuan L., Linhua S. Relating aerial erosion, soil erosion and sub-soil erosion to the evolution of Lunan Stone Forest, China // *Earth Surface Processes and Landforms*, 2006, v. 32, p. 260—268.

Joachimski M.M., von Bitter P.H., Buggisch W. Constraints on Pennsylvanian glacioeustatic sea-level changes using oxygen isotopes of conodont apatite // *Geology*, 2006, v. 34, № 4, p. 277—280.

Johnson K.S., Amsden T.W., Denison R.E., Dutton S.P., Goldstein A.G., Roscoe B., Jr., Sutherland P.K., Thompson D.M. Southern Midcontinent region // *Sedimentary cover: North American craton: Boulder, Colorado* / Ed. L.L. Sloss. *Geol. Soc. Amer., The Geology of North America*, 1988, v. D-2, p. 307—359.

Johnson M.E. Stable cratonic sequences and a standard for Silurian eustasy // *Geol. Soc. Amer. Spec. Papers*, 1996, v. 306, p. 202—211.

Korvin A. Shale compaction and statistical physics // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1984, v. 78, p. 35—50.

Lambeck K., Chappell J. Sea level change through the Last Glacial Cycle // *Science*, 2001, v. 292, p. 679—686.

Le Heron D.P., Armstrong H.A. Wilson C., Howard J.P., Gindre L. Glaciation and deglaciation of the Libyan Desert: the Late Ordovician record // *Sediment. Geol.*, 2010, v. 223, p. 100—125.

Menning M., Alekseev A.S., Chuvashov B.I., Davydov V.I., Devuyst F.-X., Forke H.C., Grunt T.A., Hance L., Heckel P.H., Izokh N.G., Jin Y.-G., Jones P.J., Kotlyar G.V., Kozur H.W., Nemyrovskaya T.I., Schneider J.W., Wang X.-D., Weddige K., Weyer D., Work D.M. Global time scale and regional stratigraphic

reference scales of Central and West Europe, East Europe, Tethys, South China, and North America as used in the Devonian-Carboniferous-Permian correlation chart 2003 (DCP 2003) // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 2006, v. 240, p. 318—372.

Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins / Eds. P.C. De Graciansky, J. Hardenbol, T. Jaquin, P.R. Vail. 1998, P.C. SEPM Special Publication Series, Tulsa, 786 p.

Miall A.D. Correlation of sequences and the global eustasy paradigm: a review of current data // *Frontiers + Innovation — 2009 CSPG CSEG CWLS Joint Convention. Conference Abstracts. Canadian Society of Exploration Geophysicists. Calgary, Alberta, 2009*, p. 123—126.

Miall A.D., Miall C.E. Sequence stratigraphy as a scientific enterprise: the evolution and persistence of conflicting paradigms // *Earth-Sci. Revs.*, 2001, v. 54, p. 321—348.

Mii H.-S., Grossman E.L., Yancey T.E., Chuvashov B., Egorov A. Isotopic records of brachiopod shells from the Russian Platform — evidence for the onset of mid-Carboniferous glaciations // *Chem. Geol.*, 2001, v. 175, p. 133—147.

Miller J.F. The Lange Ranch eustatic event: a regressive-transgressive couplet near the base of the Ordovician System // *Global perspectives on Ordovician geology* / Eds. B.D. Webby, J.R. Laurie. Rotterdam, Balkema, 1992, p. 395—407.

Nielsen A. Ordovician sea-level changes in Baltoscandia // *WOGOGOB-2004 Conference Materials* / Eds. O. Hints, L. Ainsaar. Tartu, Tartu University Press, 2004, p. 69—70.

Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Cloetingh S.A.P.L., Furne A.V., Fokin P.A., Ershov A.V., Shalimov I.V. Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution // *Tectonophysics*, 1996, v. 268, p. 23—63.

Partridge T.C., Maud R.R. Geomorphic evolution of southern Africa since the Mesozoic // *S. Afr. J. Geol.*, 1987, v. 90, p. 179—208.

Paulson A., Zhong S., Wahler J. Model of postglacial rebound with lateral viscosity variations // *Geophys. J. Intern.*, 2005, v. 163, p. 357—371.

Phanerozoic sea level changes / Ed. A. Hallam. New York, Columbia Univ. Press, 1992, 266 p.

Pomar L. Types of carbonate platforms: a genetic approach // *Basin Res.*, 2001, v. 13, p. 313—334.

Proust J.-N., Chuvashov B. Carbonate platform drowning in a foreland setting: the Mid-Carboniferous platform in Western Urals (Russia) // *J. Sediment. Res.*, 1998, v. 68, p. 1175—1188.

Proust J.-N., Vennin E., Vachard D., Boisseau T., Chuvashov B., Ivanova R., Masse P., Maslo A. Étude sédimentologique et biostratigraphique du stratotype du Bashkirien (Oural du Sud, Russie) // *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 1996, v. 20, № 2, p. 341—365.

Ross C.A., Ross J.R.P. Late Paleozoic transgressive-regressive deposition // *Sealevel changes: an integrated approach* / Eds. C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.A. Ross, H. Posamentier, J.C. Van Wagoner, C.G. St. C. Kendall. SEPM Spec. Pub., 1988, v. 42, p. 227—247.

Ross C.A., Ross J.R.P. North American Ordovician depositional sequences and correlations // *Ordovician Odyssey: Short Papers for the 7th Int. Symp. Ordovician System. Pacific Section* / Eds. J.D. Cooper, M.L. Drosler, S.L. Finney. Society for Sedimentary Geology (SEPM), Fullerton, CA, 1995, p. 309—313.

Royden L.H. The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries // *Tectonics*, 1993, v. 12, p. 303—325.

Rubie D.C. Role of kinetics in the formation and preservation of eclogites // *Eclogite facies rocks* / Ed. D.A. Carswell. Glasgo, Blackie, 1990, p. 111—140.

Saggerson E.P., Baker B.H. Post-Jurassic erosion-surfaces in eastern Kenya and their deformation in relation to rift structure // *Quat. J. Geol. Soc. Lond.*, 1965, v. 121, p. 51—72.

Shackleton N.J. The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity // *Science*, 2000, v. 289, p. 1897—1902.

Soreghan G.S., Giles K.A. Amplitudes of Late Pennsylvanian glacioeustasy // *Geology*, 1999, v. 27, № 3, p. 255—258.

Spear F.S. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Washigton, Mineralogical Society of America Monograph, 1993, D.C., 799 p.

Summerfield M.A. Global geomorphology: an introduction to the study of landforms. New York, John Wiley & Sons, Inc., 1991, 537 p.

Sutherland P.K. Late Mississippian and Pennsylvanian depositional history in the Arkoma basin area, Oklahoma and Arkansas // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1988, v. 100, № 11, p. 1787—1802.

Sutherland P.K., Henry T.W. Stratigraphy of Uppermost Mississippian and Lower Pennsylvanian strata in Northeastern Oklahoma // *Upper Chesterian-Morrowan stratigraphy and the Mississippian-Pennsylvanian*

boundary in Northeastern Oklahoma and Northwestern Arkansas / Eds. P.K. Sutherland, W.L. Manger. Oklahoma Geol. Surv. Guidebook 18, Norman, 1977, p. 41—48.

Tehan R.E., Warmath A.T. Lime-mud mounds of the Pitkin Formation (Chesterian), Northwestern Arkansas // Upper Chesterian-Morrowan stratigraphy and the Mississippian-Pennsylvanian boundary in Northeastern Oklahoma and Northwestern Arkansas / Eds. P.K. Sutherland, W.L. Manger. Oklahoma Geol. Surv. Guidebook 18, Norman, 1977, p. 49—54.

Thrust belts and foreland basins / Eds. O. Lacombe, J. Lave, F. Roure, J. Verges. Springer, 2007, 492 p.

Vai G.B. Development of the palaeogeography of Pangaea from Late Carboniferous to Early Permian // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 2003, v. 196, p. 125—155.

Vakarelov B.K., Bhattacharya J.P., Nebrigic D.D. Importance of high-frequency tectonic sequences during greenhouse times of Earth history // Geology, 2006, v. 34, p. 797—800.

Vanstone S.D. Late Dinantian palaeokarst of England and Wales: implications for exposure surface development // Sedimentology, 1998, v. 45, p. 19—37.

Veevers J.J., Powell C. McA. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive—regressive depositional sequences in Euramerica // Geol. Soc. Amer. Bull., 1987, v. 98, p. 475—487.

Wain A.L., Waters D.J., Austrheim H. Metastability of granulites and processes of eclogitization in the UHP region of western Norway // J. Metamorph. Geol., 2001, v. 19, p. 609—625.

Wright V.P. Paleosols in shallow marine carbonate sequences // Earth Sci. Rev., 1994, v. 35, p. 367—395.

Wright V.P., Vanstone S.D. Onset of Late Palaeozoic glacio-eustasy and the evolving climates of low latitude areas: a synthesis of current understanding // J. Geol. Soc., London, 2001, v. 158, p. 579—582.

Zoback M.L. First- and second- order patterns of stresses in the lithosphere: the World stress map project // J. Geophys. Res., 1992, v. 97, p. 11703—11728.

*Поступила в редакцию 4 декабря 2008 г.,
после доработки — 8 февраля 2010 г.*