

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

ФЛУКТУАЦИИ УРОВНЯ ОКЕАНА В ОРДОВИКЕ. БЫСТРЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СКОРОСТИ
ПОГРУЖЕНИЯ КОРЫ В ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И БАЛТОСКАНДИИ

Е.В. Артюшков, Ю.И. Тесаков*, П.А. Чехович**

Институт физики Земли РАН, 123995, Москва, ул. Бол. Грузинская, 10, Россия

** Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

*** Московский государственный университет, 119992, Москва, Ленинские горы, Россия*

В настоящее время большинством исследователей в фанерозое предполагаются крупные и многочисленные эвстатические флуктуации уровня океана. Ряд эвстатических событий продолжительностью 1—3 млн лет с амплитудами до 100—200 м выделяют, в частности, в ордовике. В Северной Эстонии на протяжении большей части ордовика происходило медленное осадконакопление на глубинах ≤ 10 м. Моделирование изменений глубины моря в этих условиях с использованием стратиграфических данных показывает, что амплитуда эвстатических событий не превышала 20 м. Лишь в позднем ордовике во время оледенения Гондваны уровень океана за 1 млн лет дважды понижался на ~ 100 м. В Восточной Сибири ранее были детально описаны разрезы крайне мелководных отложений ордовика. Их сопоставление показывает, что в условиях слабых колебаний уровня океана скорость погружения коры на нескольких рубежах изменялась резко и по-разному в различных районах. Это можно объяснить изменениями скорости эклогитизации в нижней коре при перемене напряженного состояния литосферы. Длительность хронозон (бионон) в первой половине ордовика сохранялась примерно постоянной, что обеспечивает высокую точность оценок продолжительности подразделений ордовика и интервалов времени между тектоническими событиями. Во многих платформенных областях на протяжении ордовика происходили частые изменения глубины моря с амплитудами до 100—200 м. При относительно стабильном уровне моря в течение основной части ордовика они указывают на широкое проявление быстрых поднятий и погружений коры регионального масштаба. Данный результат указывает на необходимость пересмотра методики поиска залежей нефти и газа в неструктурных ловушках, образовавшихся вследствие быстрых изменений глубины моря, которым обычно приписывается эвстатическая природа.

Ордовик, эпиконтинентальные бассейны, эвстатические флуктуации, тектоника, эклогитизация, геохронология, Восточная Сибирь, Эстония.

ORDOVICIAN SEA-LEVEL CHANGE AND RAPID CHANGE IN CRUSTAL SUBSIDENCE RATES
IN EAST SIBERIA AND BALTOSCANDIA

E.V. Artyushkov, Yu.I. Tesakov, and P.A. Chekhovich

Sea-level change has been commonly interpreted to be of eustatic origin, and many eustatic events were hypothesized for the Phanerozoic, including several 1–3 Myr long cycles in the Ordovician with magnitudes up to 100 or 200 m. However, sea-level change modeling using stratigraphic data from Northern Estonia, which was an area of slow shallow-marine (≤ 10 m) deposition through most of the Ordovician, indicates fluctuations of no more than 20 m. The sea level fell for ~ 100 m in ca. 1 Myr only twice in the Late Ordovician during the Gondwanian glaciation. Although the sea level remained relatively stable, there were frequent 100–200 m changes of sea depths we inferred with reference to the time spans of stratigraphic units and intervals between tectonic events estimated reliably against stable durations of East Siberian chronozones (biochrons) of the Ordovician. In the absence of eustatic events, the sea-depth changes most likely resulted from rapid crustal uplift and subsidence. According to correlated well-documented Ordovician sections from East Siberia, the rate of crustal subsidence changed rapidly in different periods and in different places of the area, thus being of a regional scale. The controversy between the sea-level stability and the regional-scale variations in sea depths controlled by rates of crustal uplift and subsidence can be resolved assuming a model of variable eclogitization rates in the lower crust caused by lithospheric stress change. Our inferences undermine the traditional petroleum prediction approach implying formation of depositional traps as a result of rapid eustatic sea-level change.

Ordovician, epeiric basins, sea level, eustatic fluctuations, tectonics, eclogitization, geochronology, East Siberia, Estonia

ВВЕДЕНИЕ

Согласно геологическим, палеонтологическим и сейсмостратиграфическим данным, палеоглубины в эпиконтинентальных осадочных бассейнах значительно изменялись во времени [Haq et al., 1987; Hallam, 1992; Hardenbol et al., 1998]. Эти флуктуации оцениваются по перемещениям древних береговых линий и по изменениям состава бентосных сообществ и обстановок осадконакопления [Haq et al., 1987; Brett et al., 1993]. В связи с важными приложениями в области геологии нефти и газа [Posamentier, Allen, 2000], а также для корреляции событий в разных областях [Proposed..., 1999; Использование..., 2000], основное внимание привлекают циклы третьего порядка с амплитудами от 20 до 100—200 м и продолжительностью 1—3 млн лет.

подавляющее большинство исследователей объясняют изменения глубины моря третьего порядка флуктуациями уровня Мирового океана [Haq et al., 1987; Hallam, 1992; Hardenbol et al., 1998], называя их эвстатическими событиями. В ряде работ отмечалось влияние тектонических движений на глубину моря [Paleogeographic..., 1998; Paul, Pluijm, 1999; Brandano, Corda, 2002; Badenas et al., 2004]. Более того, поскольку точность хроностратиграфии часто недостаточна для глобальной корреляции событий третьего порядка, то эвстатическая природа большинства из них иногда полностью отрицается [Miall, Miall, 2001]. Основной причиной крупных кратковременных изменений уровня океана являются оледенения. Частые колебания глубины моря третьего порядка проявлялись, однако, и во время так называемых «парниковых» (greenhouse) эпох, когда оледенений не было. В такой ситуации ни для одного цикла третьего порядка долго не удавалось установить, был ли он обусловлен эвстатическими флуктуациями или же региональными поднятиями и погружениями коры.

Отсутствие эвстатических событий с амплитудами, превышающими 20 м, впервые удалось доказать для кембрия [Artyushkov et al., 2000], для него предполагались крупные флуктуации уровня океана третьего порядка [Miller, 1984; Montanez et al., 1996]. Затем было показано, что в силуре, в котором также выделялись эвстатические события [Johnson, 1996], флуктуации уровня океана третьего порядка не превышали ~10 м [Артюшков, Чехович, 2002, 2004; Артюшков и др., 2003]. Для доказательства использовались данные об осадконакоплении в условиях крайнего мелководья (на глубинах ≤ 10 м) в кембрии Восточной Прибалтики [Попов и др., 1989] и в силуре Восточной Сибири [Тесаков и др., 2000].

В Восточно-Сибирском осадочном бассейне в силуре были выявлены значительные изменения скорости погружения коры за ~0.5 млн лет, происходившие одновременно в разных районах [Артюшков, Чехович, 2004]. Проявление столь резких изменений скорости погружения в платформенной области представляет собой весьма неожиданный результат. Анализ распределения этих вариаций скорости погружения в пространстве и во времени показал, что их наиболее вероятной причиной являются изменения скорости эклогитизации в нижней коре при изменении ее напряженного состояния. Одновременно удалось установить, что длительность (временной объем) хронозон (биозон), на которые подразделяется силур Восточной Сибири, слабо менялась во времени. Это обеспечивает более точное определение продолжительности основных подразделений силура и интервалов между различными событиями в его временных границах.

В настоящей работе, по данным о Восточной Прибалтике [Пылма, 1982; Männil, Meidla, 1994; Nestor, Einasto, 1997] и Восточной Сибири [Ордовик..., 1982, 1984; Каныгин и др., 1989; Тесаков и др., 2003], оценивается, какие максимальные амплитуды могли иметь в ордовике эвстатические флуктуации третьего порядка. Данная эпоха представляет собой классический объект для выделения эвстатических событий с амплитудами до 100—200 м по изменениям глубины моря в осадочных бассейнах (рис. 1) [Erdtmann, 1986; Global..., 1992; Ross, Ross, 1995; Dronov et al., 1995]. С одним из таких событий, *Acerocare*, отождествляется, в частности, граница между кембрием и ордовиком [Fortey, 1984; Erdtmann, 1986; Использование..., 2000; Cooper et al., 2001]. Для конца ордовика предполагается значительное понижение уровня океана в связи с оледенением в Южном полушарии [Hambrey, 1985; Paris et al., 1995; Ghienne, 2003; Monod et al., 2003]. Мы оцениваем также эвстатические флуктуации для некоторых интервалов времени в силуре, для которых ранее нами уже были получены очень низкие значения [Артюшков, Чехович, 2002, 2004].

Оценки амплитуд эвстатических флуктуаций третьего порядка в ордовике нами проводятся на основе методик, разработанных в [Артюшков, Чехович, 2002, 2004; Артюшков и др., 2007]. Рассматриваются изменения скорости погружения коры в Восточной Сибири и их возможная природа. Выделяются изменения уровня океана во время оледенения в позднем ордовике и эпохи быстрых поднятий и погружений коры на разных континентах. Согласно рекомендации Подкомиссии по стратиграфии ордовикской системы МСК, в качестве стратиграфической шкалы здесь используется пересмотренная последовательность британских серий [Cooper et al., 2001] и современное деление ордовика на отделы [Корень, 2002; Bergstrom et al., 2006; Chen et al., 2007].

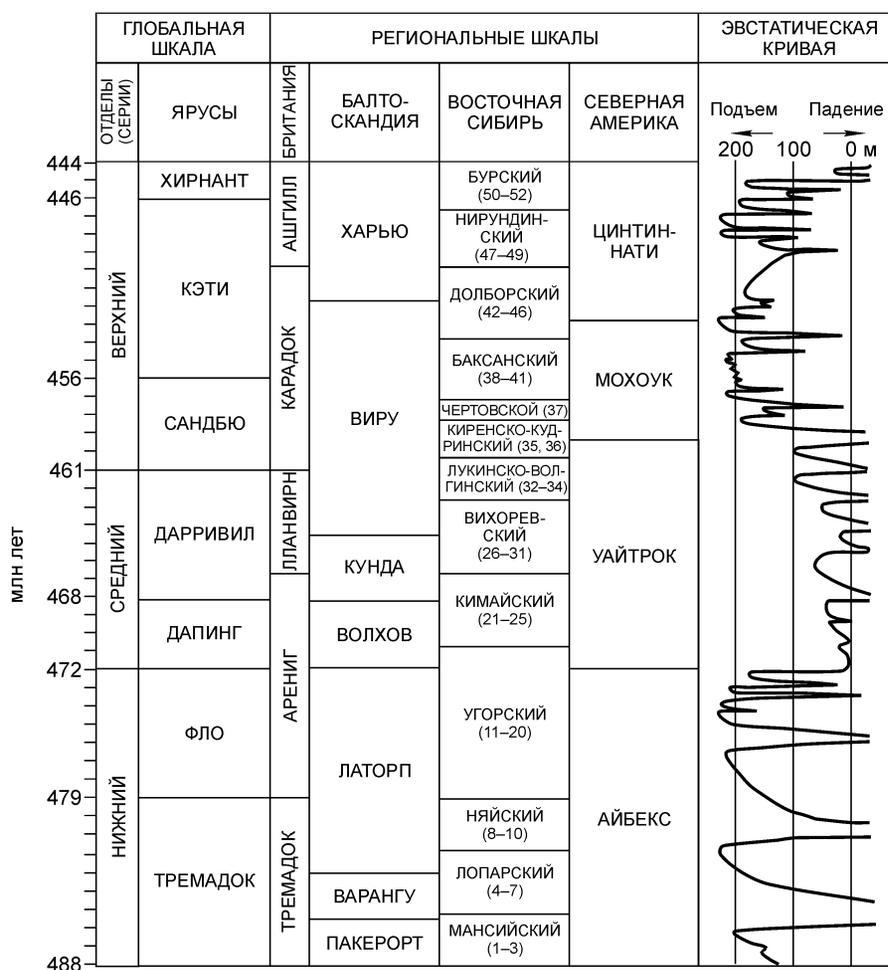


Рис. 1. Глобальная и региональные шкалы с эвстатической кривой для ордовика.

Датировка геохронологической шкалы, по [A Geologic..., 2004]; ярусы глобальной шкалы, по [Bergstrom et al., 2006; Chen et al., 2007]; последовательность британских серий, по [Cooper et al., 2001]; регионалы Балтоскандии, по [Männil, Meidla, 1994; Корень, 2002]; горизонты и хронозоны Восточной Сибири (цифры в скобках), по [Тесаков и др., 2003]; североамериканские группы и эвстатическая кривая, по ([Ross, Ross, 1995] с изменениями).

СЕВЕРНАЯ ЭСТОНИЯ

Ордовикско-силурийские отложения, обнажающиеся на севере Эстонии и вскрытые многочисленными скважинами, представляют собой самую северную периферическую часть Балтийского осадочного бассейна. Он протягивается в юго-западном направлении почти на 1000 км (при ширине до 600 км) от побережья Финского залива до границы Восточно-Европейской платформы (линии Тейссейра—Торнквиста). Бассейн подстилается кристаллическим фундаментом палеопротерозойского возраста (2.5—1.6 млрд лет) [Gorbatshev, Bogdanova, 1993; Poprawa et al., 1999].

Характер осадконакопления. С позднего кембрия до конца силура Северо-Эстонская фациальная зона Балтийского бассейна шириной 40—45 км и протяженностью около 300 км (рис. 2) представляла собой море с очень малыми глубинами ≤ 10 м [Фации..., 1977; Пылма, 1982; Field..., 1990; Nestor, Einasto, 1997]. К югу от нее располагалась более глубокая часть бассейна, сообщавшаяся с океаном Торнквиста. В позднем кембрии и в начале ордовика преобладали терригенные осадки — пески и глины. С аренига и вплоть до конца силура формировались карбонаты и тонкообломочные терригенные осадки. Многочисленные остатки фауны обеспечивают детальное расчленение разреза. Благодаря этому область рассматривается как стандарт для построения стратиграфических шкал и фациальных моделей [Field..., 1990]. Характер фауны вместе с обликом осадков позволяют достаточно точно оценивать палеоглубины. С начала позднего кембрия и до конца силура, за исключением редких субаэральных перерывов, осадконакопление происходило выше базиса нормальных волн [Пылма, 1982; Field..., 1990; Nestor, Einasto, 1997], глубина которого для раннепалеозойских шельфовых бассейнов обычно оценивается в 10—15 м

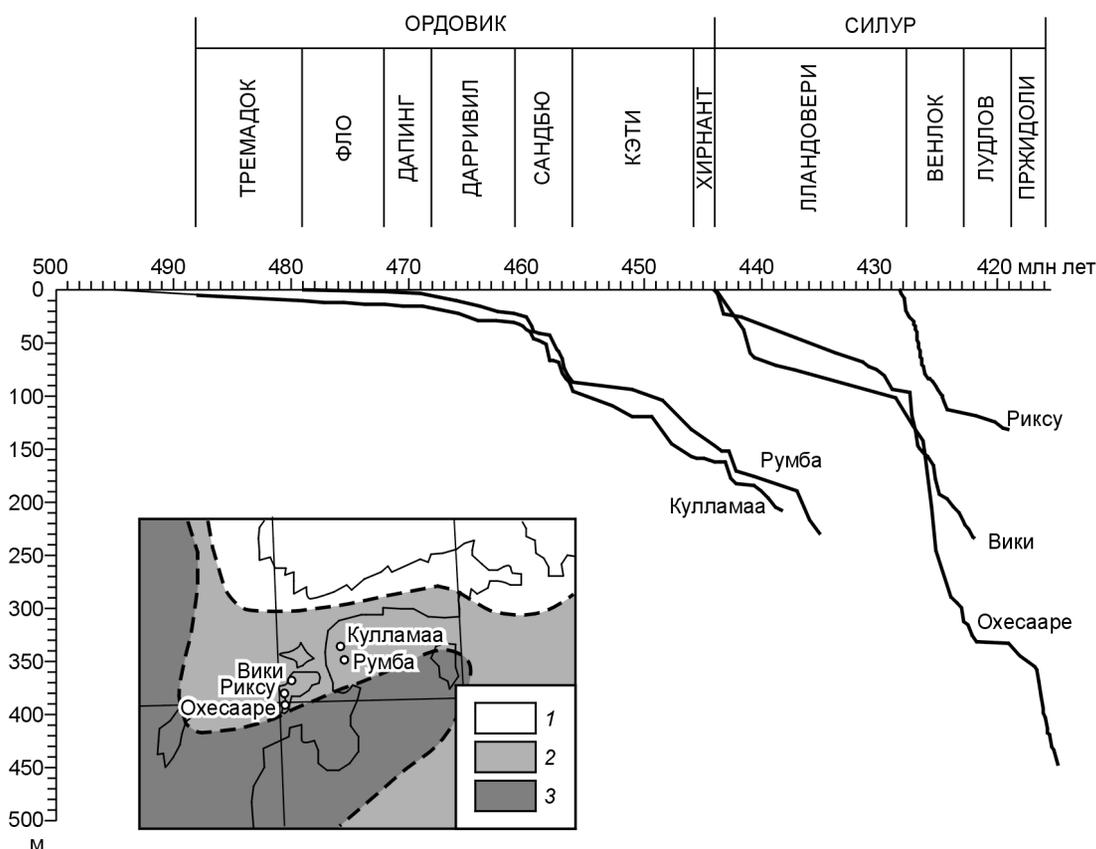


Рис. 2. Восточная Прибалтика в ордовике и силуре.

Кривые накопления осадков, по данным [Фации..., 1977; Kaljo et al., 1990; Nestor et al., 2001]. На врезке — схема распределения фациальных зон в ордовике, по [Nestor, Einasto, 1997]: 1 — суша, 2 — крайнее мелководье с палеоглубинами менее ~10 м, 3 — области, где дно моря располагалось ниже волнового базиса нормальных волн ~10 м.

[Brett et al., 1993]. Из-за того, что в рассматриваемой области уклон шельфа был очень пологим, волны, распространявшиеся к окраине бассейна с юга, быстро теряли свою энергию. Поэтому базис нормальных волн, скорее всего, не превышал ~10 м.

В позднем кембрии и в начале ордовика (в тремадоке) в Северо-Эстонской зоне происходило медленное терригенное осадконакопление (см. рис. 2) с отложением тонких песков и глин. Об очень малой глубине моря в эту эпоху свидетельствует широкое развитие специфического бентосного сообщества брахиопод *Lingula*. Зарываясь в ил, они легко адаптировались к весьма изменчивым условиям, свойственным самой мелководной прибрежной части бассейна, — кратковременным опреснениям, осушениям и заливанию. Для более значительных глубин эта фауна не характерна [Буко, 1979; Brett et al., 1993]. Другим важным диагностическим признаком крайнего мелководья для тремадокских отложений является широкое развитие водорослей, сформировавших горячие сланцы (кукерситы).

С аренига по ашгилл в Северной Эстонии происходило преимущественно карбонатное осадконакопление. На этом интервале наблюдается хорошо выраженная седиментационная цикличность метрового масштаба (четвертого и пятого порядков). В начале каждого цикла происходит слабое углубление на несколько метров, к концу цикла восстанавливается прежняя глубина. Такая цикличность типична для крайнего мелководья, где даже слабые колебания глубины моря приводят к значительному изменению характера осадконакопления [Уилсон, 1980; Johnson, Lescinsky, 1986 и др.]. В рассматриваемой области, в верхней части элементарных циклов, обычно присутствуют многочисленные трещины усыхания, волно-прибойные знаки, строматолитовые постройки и маты, оолитовые прослои [Пылма, 1982; Эйнасто, 1989]. Это показывает, что дно бассейна находилось в непосредственной близости к уровню моря, иногда приподнимаясь над ним во время отливов. Об очень малых глубинах свидетельствует и развитие на некоторых уровнях водорослевых построек, устойчивых к волновому воздействию, и биогермов, которые, как правило, образуются выше базиса нормальных волн.

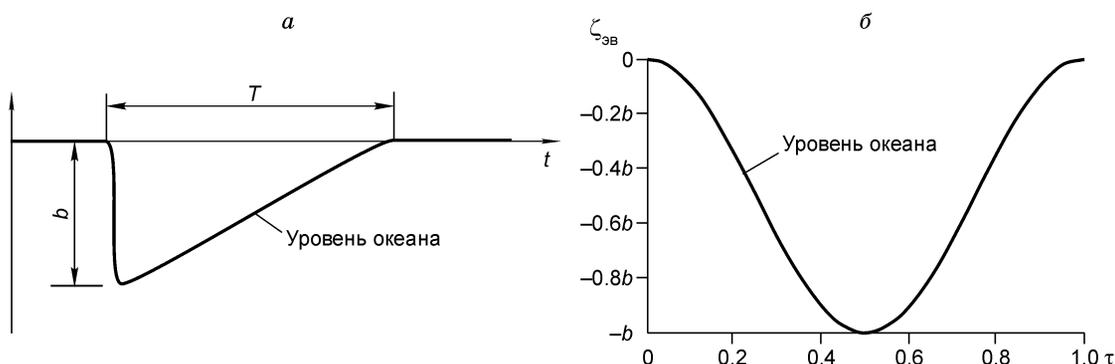


Рис. 3. Эвстатические флуктуации с резкой регрессивной фазой (а) и флуктуации гармонического вида (б).

С начала аренига и до конца ордовика разрезы содержат большое количество седиментационных пауз и перерывов. Подавляющее большинство из них имеет длительность менее 1 млн лет. Они не проявлены биостратиграфическими пробелами и формировались в субаквальных условиях [Пылма, 1982; Эйнасто, 1989]. Типичные признаки субаэральных перерывов (базальные горизонты конгломератов, сформированных за счет удаленных источников, осадки, явно не морского происхождения, палеоврезы, палеокарст) в разрезах Северо-Эстонской зоны отсутствуют. На отдельных уровнях фиксируется галечный материал, но он всегда имеет местное происхождение (внутриформационный характер). Субаэральные перерывы, по всей вероятности, имели место лишь на рубеже тремадока и аренига, а также в хирнанте в конце позднего ордовика.

Максимально возможная амплитуда эвстатических флуктуаций. Оценим данную величину, используя хроностратиграфическую шкалу GTS 2004 [A Geologic..., 2004] (см. рис. 2), модифицированную в соответствии с последними решениями Подкомиссии МСК по стратиграфии ордовика [Chen et al., 2007]. Допустим сначала, что эвстатическое событие с амплитудой b имеет резкую регрессивную фазу (рис. 3, а)*. В таком случае отсутствие регрессий означает, что понижение уровня океана на величину b было меньше глубины воды в бассейне h_b^0 , не превышавшей 10 м. Отсюда следует (см. Приложение), что для таких событий

$$b \leq 10 \text{ м.} \quad (1)$$

Это условие справедливо для всего ордовика, за исключением начала аренига и хирнанта. Рассмотрим теперь эвстатические флуктуации вида (см. рис. 3, б):

$$\zeta_{эв} = -b \sin^2(\pi\tau), \quad (2)$$

где b — амплитуда флуктуации, а $\tau = t/T$ — безразмерное время. Началу и концу флуктуации продолжительностью T соответствуют значения $\tau = 0$ и $\tau = 1$. Допустим, что погружение коры происходит с

* Используемые обозначения: h — глубина воды, h_b^0 — начальная глубина воды, Δh_b — изменение глубины воды в результате эвстатической флуктуации, Δh_b^1 — изменение глубины воды при эвстатической флуктуации в условиях локальной изостазии, b — амплитуда эвстатической флуктуации, b_{\max} — максимально возможная амплитуда эвстатической флуктуации, v — скорость погружения коры, v_0 — среднее значение скорости погружения коры, v_1 — переменная составляющая скорости погружения коры, $v_{ос}$ — скорость осадконакопления, $\zeta_{эв}$ — эвстатическая флуктуация, t — время, T — период эвстатической флуктуации, $\tau = t/T$ — безразмерное время, a — погружение коры за период эвстатической флуктуации, $h_{хз}$ — мощность хронозоны, $t_{хз}$ — временной объем (длительность) хронозоны, $(h_{хз})_{ср}$ — среднее значение мощности хронозоны, $\Delta h_{хз}$ — отклонение мощности хронозоны от среднего значения, δ — среднеквадратичное отклонение мощности хронозон от среднего значения, T_y — эффективная толщина упругой части литосферы, T_y^0 — среднее значение эффективной толщины упругой части литосферы, ΔT_y — отклонение эффективной толщины упругой части литосферы от среднего значения, x — горизонтальная координата, z — вертикальная координата, L — ширина неоднородности эффективной толщины упругой части литосферы, ξ — отклонение литосферы от изостатически равновесного положения, ξ_0 — амплитуда отклонения литосферы от изостатически равновесного положения, $\Delta\Sigma$ — изменение добавочной силы, действующей вдоль литосферы, Δl — перемещение береговой линии, φ — средний угол наклона дна бассейна, плотность: ρ_m — мантии, $\rho_{ос}$ — осадков, ρ_b — воды, g — ускорение свободного падения, RP — давление разрастающихся хребтов на прилегающие плиты, c — пористость породы, d — глубина, на которой пористость уменьшается в e раз.

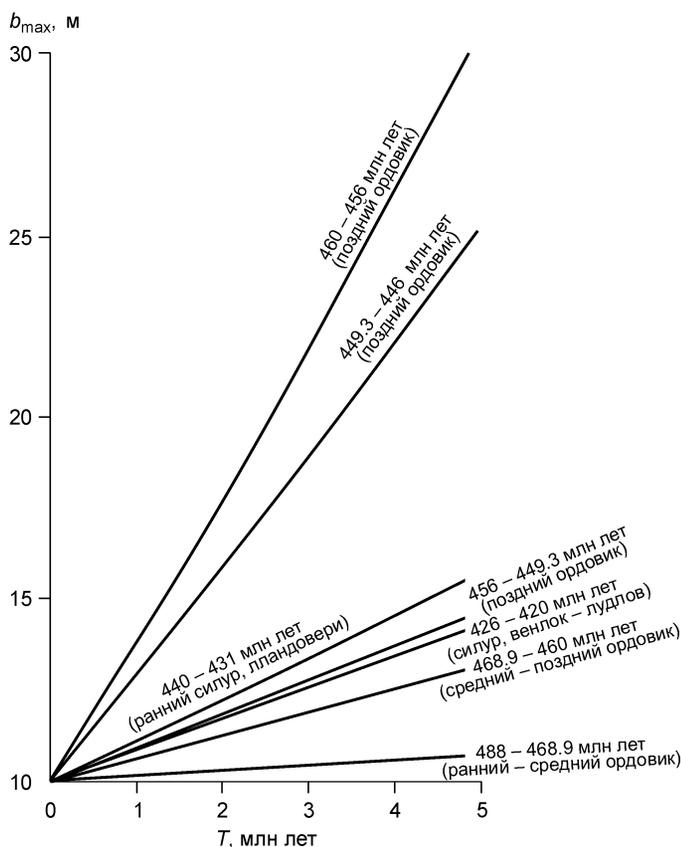


Рис. 4. Максимальные амплитуды эвстатических событий гармонического вида b_{\max} которые могли существовать на разных интервалах ордовика и силура.

постоянной скоростью $v = a/T$, где a — погружение за один цикл, а средняя скорость накопления карбонатов v_{oc} на малых глубинах ≤ 10 м пропорциональна глубине воды h

$$v_{oc} = a (h/h_B^0)/T. \quad (3)$$

В отсутствие эвстатических флуктуаций $h = h_B^0$, $v_{oc} = a/T$, так что осадконакопление компенсирует погружение. В то время, когда возникает эвстатическая флуктуация вида (2), при условии, что осушения дна не происходит, глубина моря изменяется [Артюшков, Чехович, 2002]

$$h = h_B^0 - \{ \pi b [4\pi^2 + (a/h_B^0)^2] \} [(a/h_B^0) \sin^2 \pi \tau - 2\pi \cos^2 \pi \tau + 2\pi \exp [-(a/h_B^0)\tau]]. \quad (4)$$

Отсутствие осушения дна означает, что глубина моря (4) все время оставалась конечной и не обращалась в ноль ($h < 0$). Из этого условия при $h_B^0 = 10$ м и известном значении

$a = v/T$, определенном по кривым погружения (см. рис. 2), с учетом уплотнения осадков, можно найти максимальную амплитуду флуктуаций $b = b_{\max}$, при которой поверхность коры еще остается под водой. Как следует из рис. 2, скорость погружения v_{oc} изменялась во времени. Для интервалов, на которых она оставалась примерно постоянной, соответствующие значения $b_{\max}(T)$ показаны на рис. 4 для значений $T = 0—5$ млн лет. Большинство циклов третьего порядка характеризуются периодами $T = 1—3$ млн лет. В интервалах 488—468.9 и 456—449.3 млн лет, когда скорость погружения коры была очень низкой (см. рис. 2) от 0.5 до 3.7 м/млн лет, эвстатические флуктуации гармонического вида (2) с такими периодами не превышали $b_{\max} = 13$ м. В эпохи 449.3—446 и 460—456 млн лет скорость погружения возросла до 12—13 м/млн лет. В это время амплитуда флуктуаций (2) была не больше $b_{\max} = 20$ м. Эти значения b_{\max} много меньше амплитуды 100—200 м тех эвстатических событий, которые предполагаются для силура вплоть до начала хирнантского оледенения.

Понижения уровня океана в хирнанте. В ашгилле крайне мелководный шельф Северо-Эстонской зоны (см. рис. 2) постепенно проградировал на юг — в сторону более глубокой части бассейна, располагавшейся в Южной Эстонии [Nestor, Einasto, 1997; Kaljo et al., 2001; Harris et al., 2004]. Судя по характеру биоты и карбонатно-глинистому осадконакоплению, дно моря здесь располагалось ниже базиса штормовых волн (~50 м), но в пределах открытого шельфа — на глубинах, не превышавших ~100—120 м [Пылма, 1982; Nestor, Einasto, 1997; Kaljo et al., 2001]. В самом начале хирнанта обе области осушились, что привело к короткому эрозионному перерыву (рис. 5, а). В раннем хирнанте в них восстановились прежние обстановки — крайнее мелководье в Северной Эстонии (см. рис. 5, а, формация Эрина) и условия открытого шельфа с глубинами от 50 до 100—120 м в Южной Эстонии (пачка Бернати).

В хирнанте в Южном полушарии существовал крупный ледяной щит, который испытывал неоднократные осцилляции [Hambrey, 1985; Ghienne, 2003; Brenchley et al., 2006]. Увеличения объема ледника сопровождались крупными понижениями уровня океана, а после таяния льда этот уровень повышался. Показанные изменения глубины моря в северной части Балтийского бассейна относятся именно к такому типу. Поэтому с большой вероятностью их можно объяснить понижением уровня океана в связи с оледенением в начале хирнанта (см. рис. 5, б). Осушение в Южной Эстонии, где палеоглубины составляли от ~50 до 100—120 м, указывает на то, что в это время уровень океана понизился, по крайней мере, на ~100 м. Понижение этого уровня могло быть и значительно большим. Поскольку, однако, высота Эстонии во время регрессии неизвестна, то оценить его более точно не удается.

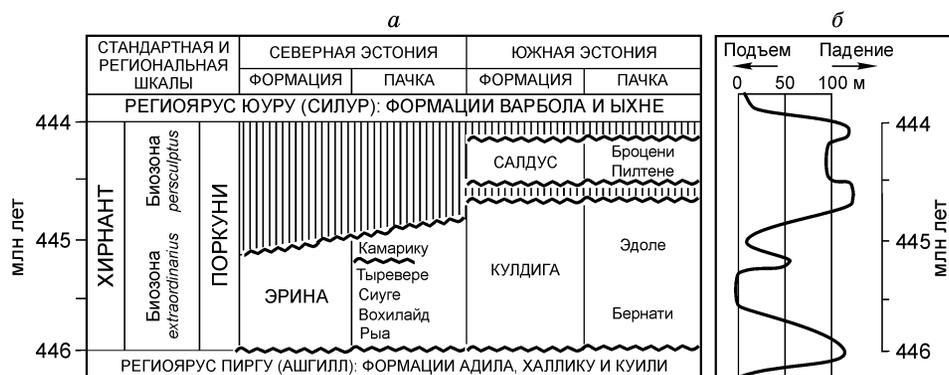


Рис. 5. Стратиграфическая схема верхней части ордовика Эстонии, по ([Kaljo et al., 2001] с изменениями) — а. Изменения уровня океана, которые можно предположить на основании литологических и стратиграфических данных — б.

Вертикальной штриховкой показано отсутствие отложений.

Примерно до середины хирнанта в Северной Эстонии продолжалось крайне мелководное осадконакопление, а в Южной Эстонии существовали условия открытого шельфа. Во второй половине хирнанта Северная Эстония осушилась (см. рис. 5, а), и в ней проявились процессы карстования и вторичной доломитизации. В Южной Эстонии в середине хирнанта в отложениях пачки Эдоле (рис. 5, а) появляются следы кратковременных осушений (трещины усыхания), переотложенные ооиды и большой объем терригенного кварцевого материала [Kaljo et al., 2001]. Эти особенности указывают на сильное обмеление и осадконакопление в обстановке крайнего мелководья. Такие условия преобладали в Южной Эстонии во второй половине хирнанта (см. рис. 5, а, формация Салдус). В начале силура здесь восстановились условия открытого шельфа, а в Северной Эстонии возобновилось мелководное осадконакопление [Фации..., 1977].

Приведенные данные можно объяснить понижением уровня океана во второй половине хирнанта. Как упоминалось выше, Балтийский бассейн располагался на раннепротерозойской литосфере, где эффективная толщина ее упругой части составляет ≥ 70 км [Watts, 2001]. Изгиб такой литосферы под влиянием поверхностной нагрузки происходит на расстоянии ≥ 200 км. Ширина относительно глубокого бассейна в Южной Эстонии была невелика, 200—300 км (см. рис. 2). Его полуширина 100—150 км была меньше характерной ширины изгиба литосферы. Поэтому осушение бассейна не сопровождалось значительным изостатическим поднятием. В таких условиях уменьшение глубины воды примерно равнялось понижению уровня океана. В первой половине хирнанта глубина воды в Южной Эстонии была больше ~50 м, но меньше 100—120 м. Во второй половине хирнанта глубина воды понизилась до ≤ 10 м. Поэтому понижение уровня океана, скорее всего, было в пределах от ~40 до ~100 м. Во второй половине хирнанта в Южной Эстонии имели место два коротких субаэральных перерыва (см. рис. 5, а). В эти эпохи в связи с разрастанием ледника понижение уровня океана могло быть более значительным.

Силур. В Северо-Эстонской зоне накопление мелководных карбонатов происходило без субаэральных перерывов и в силуре (см. рис. 2) [Фации..., 1977]. На его значительной части, в интервалах 426—420 и 440—431 млн лет, средняя скорость погружения была очень невелика, 3.4 и 4.5 м/млн лет соответственно. Для этих интервалов максимальные амплитуды эвстатических флуктуаций вида (2), которые могли иметь место, не приводя к осушению бассейна, также показаны на рис. 4. Для $T = 3$ млн лет они не превышают $b_{\max} = 13$ м. Это подтверждает отсутствие крупных эвстатических флуктуаций в силуре, установленное ранее на основе анализа данных по Восточной Сибири [Артошук, Чехович, 2002, 2004].

ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ

Осадконакопление на северо-западе области. Мощност ордовика в районах 1—4 (рис. 6) достигает 1300 м (рис. 7). С конца кембрия и до начала среднего кародака здесь отлагались карбонаты [Тесаков и др., 2003]. Характер биоты и осадконакопления был примерно таким же, как в Северо-Эстонской зоне. Осадки накапливались без субаэральных перерывов в верхней, почти плоской, части мелководного шельфа и в полуизолированных лагунах на глубинах ≤ 10 м. На это указывают широкое распространение пестроцветных обломочных и мелкозернистых известняков, первичных доломитов, часто загипсованных, и доломитовых мергелей (домеритов), характерных для очень малых глубин прибрежной полосы. В доломитах и домеритах часто встречаются трещины усыхания, образующиеся при

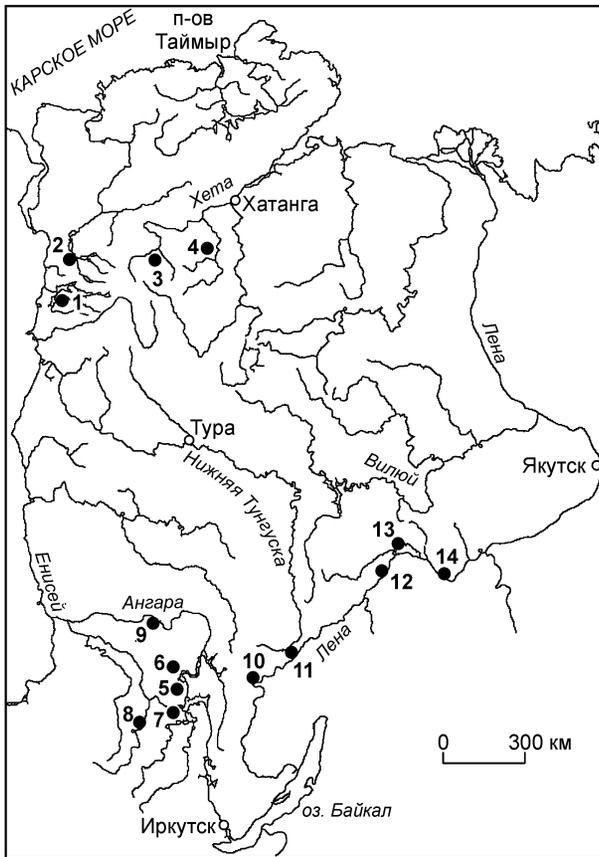


Рис. 6. Расположение основных разрезов крайне мелководных отложений нижнего и среднего ордовика Восточной Сибири.

Районы: 1—4 на северо-западе области: 1 — Игарский, 2 — Норильский, 3 — Ледянский, 4 — Маймечинский; 5—9 в западной части Иркутского амфитеатра: 5 — бассейн р. Вихорева, 6 — Усть-Илимский тракт, 7 — Тулунский тракт, 8 — Нижнеудинский район, 9 — район устья р. Кова; 10—14 — Ленской фациальной зоны: 10 — Усть-Кутский район, 11 — Киренский район, 12 — дер. Половинка, 13 — р. Нюя, 14 — пос. Точирино.

кратковременном осушении в приливно-отливной зоне. О глубинах ≤ 10 м свидетельствует также широкое развитие пластовых и биогермных строма-толитов, оолитовых и ооидных известняков. Биота характеризуется невысоким разнообразием (брахиоподы, трилобиты и гастроподы) и угнетенным обликом. Все эти особенности характерны для крайне мелководных прибрежных обстановок. В начале карадок началось углубление бассейна, но более молодые шельфовые осадки ордовика были размывы в результате поднятия в позднем ордовике, и поэтому осадки раннего силура ложатся на нижний карадок.

В разрезах 1—4, а также в стратотипическом разрезе на р. Кулюмбе [Ордовик..., 1982], переход от тремадока к аренигу непрерывный. Это означает, что эвстатических событий на данном уровне не

было. Следовательно, субазальный перерыв между тремадоком и аренигом в Северо-Эстонской зоне Балтийского бассейна был обусловлен поднятием коры небольшой амплитуды, вскоре сменившимся ее погружением. В разрезе на р. Кулюмбе вскрывается также непрерывный переход в мелководных фациях от кембрия к ордовика. Это исключает эвстатическое событие на данном уровне, которое обычно предполагается в качестве одного из главных реперов для выделения границы кембрия и ордовика [Fortey, 1984; Erdtmann, 1986; Finney, Ethington, 2000; Cooper et al., 2001].

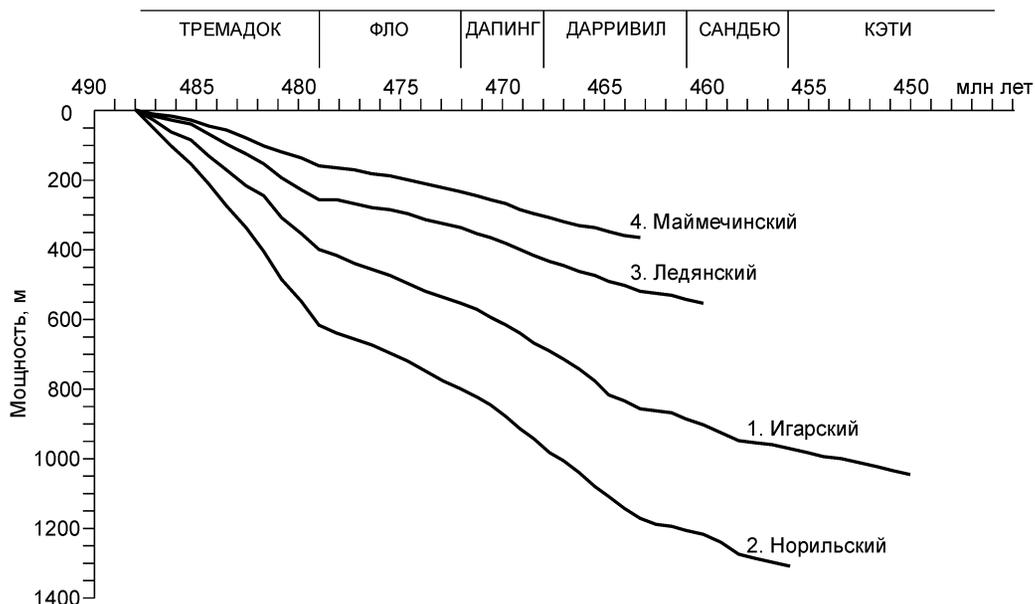


Рис. 7. Кривые накопления осадков в ордовике в районах 1—4 на северо-западе Восточной Сибири, по данным [Тесаков и др., 2003].

Расположение районов см. на рис. 6.

Длительность ордовикских хронозон и возможность их использования в целях хроностратиграфии. По большому числу видов фауны, глобальных и региональных, а также на основе сопоставления данных о характере осадков в разных районах, ордовик Восточной Сибири расчленен на 52 хроностратиграфических интервала — хронозоны (биозоны) [Тесаков и др., 2003]. Осадки 30 первых хронозон, накапливавшиеся в условиях крайнего мелководья, сохранились во всех районах 1—4 (см. рис. 6). Под нагрузкой вышележащих осадков и траппов карбонаты ордовика испытали значительное уплотнение. Здесь условно принимается уплотнение в 1.18 раза (см. Приложение). С учетом этого, начальные мощности h_{x3} первых 30 хронозон в данных районах показаны на рис. 8. Сопоставляя изменения этих величин в разных районах, оценим, насколько изменялись во времени длительность хронозон (t_{x3}) и скорости погружения коры (v) в эту эпоху.

На диаграммах (см. рис. 8) выделяются несколько интервалов, где относительные изменения h_{x3} были невелики. Средние значения хронозон на каждом интервале показаны серой заливкой. Обозначим отклонения мощностей хронозон от их средних значений через $\Delta h_{x3} = h_{x3} - (h_{x3})_{cp}$. При сохранении малых глубин моря $h_{x3} = vt_{x3}$. Скорость погружения коры (v) определяется тектоническим режимом в каждом конкретном районе. Длительность хронозон (t_{x3}) определяется изменением фауны как в глобальном масштабе, так и в масштабе всей Восточной Сибири. При сохранении палеоглубин ≤ 10 м величины v и t_{x3} , характеризующие эти два разных процесса, являются независимыми. Поэтому на тех интервалах времени, где относительные изменения мощности хронозон $\Delta h_{x3}/(h_{x3})_{cp}$ были невелики, относительные изменения как скорости погружения коры (v), так и длительности хронозон (t_{x3}), также были небольшими.

Эти интервалы показаны для разных районов на рис. 9. Обозначим через $(h_{x3})_{cp} = \Sigma_i (h_{x3})_i / n$ среднее значение мощности хронозон на интервале, содержащем n хронозон. Для каждого интервала (см. рис. 9) показано отношение (δ , %) среднеквадратичного отклонения мощности хронозон $\Sigma_i \{[(h_{x3})_i - (h_{x3})_{cp}]^2/n\}^{1/2}$ к их среднему значению $(h_{x3})_{cp}$, $\delta = \Sigma_i \{[(h_{x3})_i - (h_{x3})_{cp}]^2/n\}^{1/2} / (\Sigma_i h_{x3})/n$. На большинстве интервалов, включающих от трех до шестнадцати хронозон, δ невелико (4—10 %). В Ледянском районе, на коротком интервале хронозон 11—14, $\delta = 52$ %. Это связано с почти полным отсутствием здесь осадков хронозоны 11 (см. рис. 8), что при низкой скорости осадконакопления могло быть связано с его временным резким замедлением.

На каждом интервале существуют один или несколько районов, где δ не превышает 10 %. Отсюда следует, что в этих районах в это время слабо изменялись как длительность хронозон (t_{x3}), так и скорость погружения коры (v). В Игарке на интервале хронозон 11—20 среднеквадратичное отклонение h_{x3} от среднего значения составляет 9 %, так что в эту эпоху длительность хронозон (t_{x3}) изменялась слабо. Такие же слабые вариации h_{x3} имели место и на интервале хронозон 15—30 на Маймече. Поэтому примерное постоянство t_{x3} было характерно и для этого интервала. Указанные интервалы перекрываются в эпоху хронозон 15—20. Отсюда следует, что в течение всего периода времени, охватывающего хронозоны 11—30, их длительность изменялась слабо.

На рубежах I и II, между хронозонами 3 и 4, 10 и 11, резкие изменения h_{x3} проявились во всех четырех районах (см. рис. 8). Изменение мощности хронозон может быть обусловлено как изменением скорости погружения коры (v) при постоянной длительности хронозон (t_{x3}), так и изменением t_{x3} при постоянной v . Ввиду некоррелированности этих величин одновременное изменение (v) и t_{x3} , которое могло бы сохранить неизменным их произведение $vt_{x3} = h_{x3}$, крайне маловероятно. При сохранении в каждом районе скорости погружения изменение длительности хронозон, одинаковое для всех районов, должно приводить к изменению мощности хронозон в одно и то же число раз. Будем оценивать изменение h_{x3} на каждом рубеже как отношение суммарной мощности двух последующих хронозон $(h_{x3})_2$ к суммарной мощности двух предыдущих хронозон $(h_{x3})_1 - (h_{x3})_2/(h_{x3})_1$, эти значения приведены в таблице. На рубежах I и II в районах 1—4 отношения $(h_{x3})_2/(h_{x3})_1$ сильно различаются. Большой разброс последних указывает на то, что на данных рубежах резко изменялись не длительность хронозон (t_{x3}), а скорости погружения коры (v), причем эти перемены в разных районах были существенно различными. Более того, колебания v происходили на очень коротких интервалах времени, не превышавших длительности хронозон.

Таким образом, на интервале хронозон 1—30 их длительность оставалась примерно постоянной. Общую продолжительность этого периода времени в шкале GTS 2004 можно оценить в 25 млн лет. В таком случае средняя длительность хронозон на этом интервале была около 0.83 млн лет, что хорошо

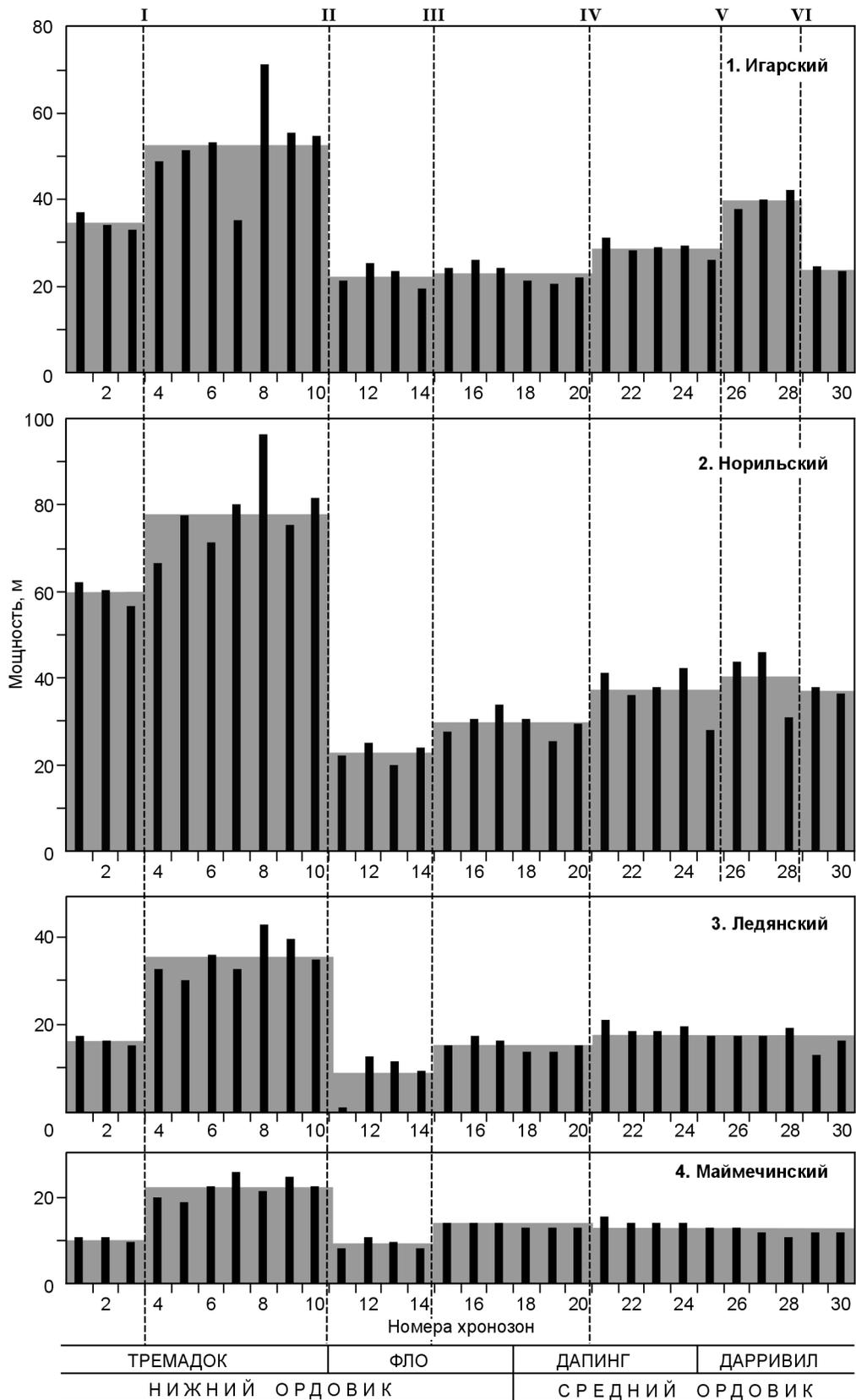


Рис. 8. Мощности осадков первых тридцати хронозон ордовика, накопившихся в районах 1—4 Восточной Сибири, по данным [Тесаков и др., 2003].

Серой заливкой показаны средние мощности для интервалов, в течение которых мощности отдельных хронозон изменялись слабо. Расположение районов см. на рис. 6.

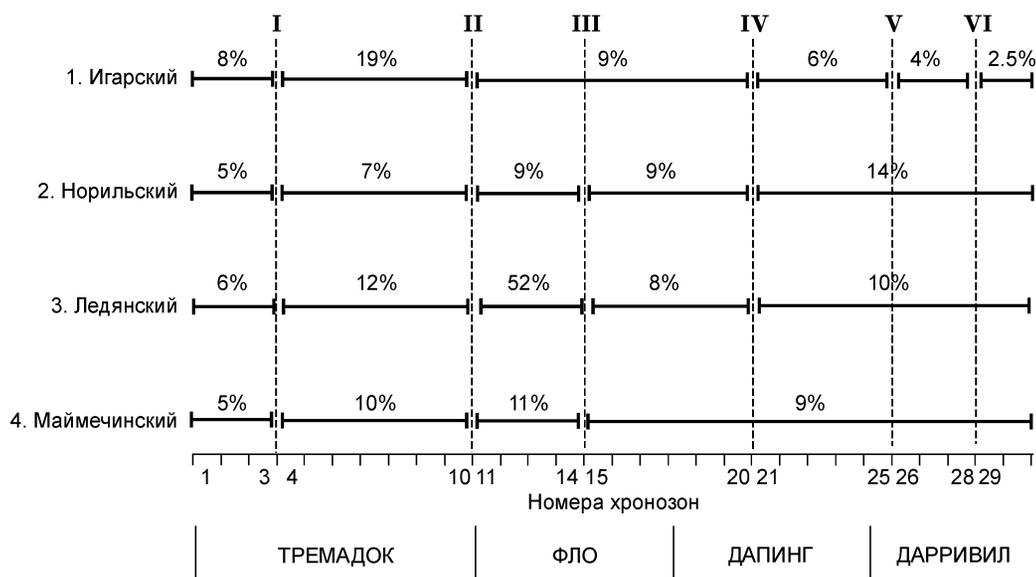


Рис. 9. Интервалы времени, на которых существовали относительно небольшие изменения мощности хронозон раннего и среднего ордовика.

соответствует продолжительности тремадока, а также ярусов фло и дапинг (второго и третьего ярусов в шкале GTS 2004). Этим подразделением ордовика соответственно отвечают 10, 8 и 6 хронозон Восточной Сибири (см. рис. 1). Продолжительность последующей части ордовика, включающей 28 хронозон (25—52) в шкале, составляет 24 млн лет. Длительность хронозон на данном интервале равна 0.86 млн лет, что очень близко к $t_{xz} = 0.83$ млн лет для более ранней части ордовика.

Юг Сибирской платформы. Разрезы крайне мелководных отложений описаны в Иркутском амфитеатре (см. рис. 6, районы 5—9) и в Ленской фациальной зоне (районы 10—14) [Ордовик..., 1984; Каньгин и др., 1989]. Большинство из них включают верхний кембрий и ордовик вплоть до среднего карадока (рис. 10). Кембрийские терригенные осадки накапливались в засоленной лагуне, сообщавшейся с располагавшимся к северу мелководным бассейном с нормальными морскими условиями. Многочисленные трещины усыхания и слепки кристаллов соли указывают на частое кратковременное осушение дна бассейна, располагавшегося на глубинах в несколько метров.

С начала ордовика на всей территории установились нормальные морские условия, которые без значительных перерывов сохранялись до раннего карадока. В тремадоке здесь везде преобладали карбонаты (устькутская свита). О малых глубинах и близости к побережью свидетельствуют широкое развитие строматолитов, в том числе строматолитовых биогермов, сферолитов и оолитов, а также обогащение терригенной составляющей осадков тяжелыми минералами, что характерно для пляжевой обстановки. На активную гидродинамику в крайне мелководном бассейне указывают характер слоистости (горизонтально-волнистая до линзовидной и косая слоистость), а также многочисленные микроразмывы и окатыши глинистых пород.

Средняя скорость погружения коры была достаточно низкой, особенно в Ленской зоне и на севере Иркутского амфитеатра. Так, на р. Нюя в тремадоке она была ≤ 20 м/млн лет, а в дер. Половинка

Основные рубежи, на которых в районах 1—4 северо-запада Восточной Сибири происходили значительные изменения мощности хронозон нижнего и среднего ордовика

Район	Основные рубежи (I—VI), номера смежных хронозон					
	I	II	III	IV	V	VI
	3-4	9-10	14-15	20-21	25-26	28-29
1. Игарский	1.5	0.42	1.17	1.4	1.41	0.58
2. Норильский	1.24	0.3	1.34	1.4	1.28	0.97
3. Ледянский	2	0.19	1.56	1.36	0.94	0.8
4. Маймечинский	1.94	0.4	1.6	1.14	0.91	1.05

Примечание. На каждом рубеже для всех районов характеристика этих изменений рассчитана как отношение суммарной мощности двух последующих и двух предыдущих хронозон.

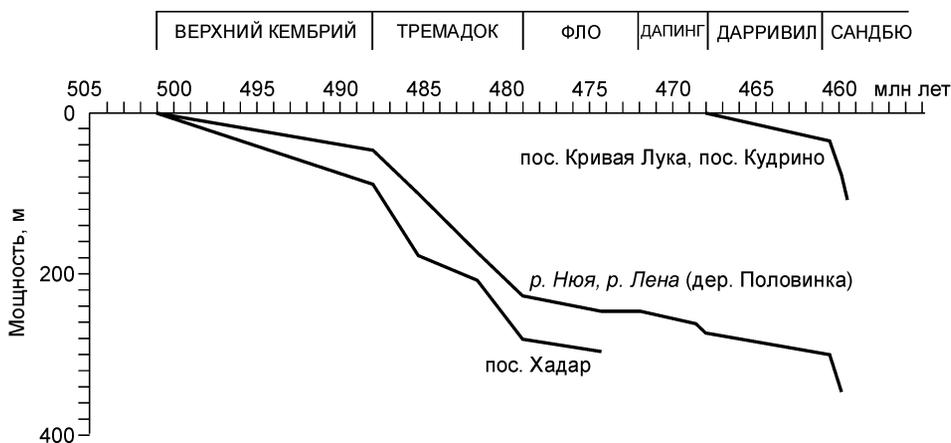


Рис. 10. Кривые накопления осадков в южной части Восточной Сибири в ордовике, по данным [Ордовик..., 1984; Каныгин и др., 1989].

~4 м/млн лет. Переход от терригенного кембрия к карбонатному ордовикау везде постепенный и происходит через переслаивание пестроцветных терригенных и карбонатных пород на интервале мощностью в несколько метров. При малых глубинах бассейна и низкой скорости погружения это исключает эвстатическое событие на рубеже кембрия и ордовика.

В Ленской зоне крайне мелководное карбонатное осадконакопление продолжалось до среднего карадока. В Иркутском амфитеатре с начала аренига карбонатные обстановки постепенно сменяются на

терригенные с преобладанием мелко- и среднезернистых песков, алевритов и глин. Об очень малых глубинах в обеих областях свидетельствуют невысокое разнообразие и малочисленность бентосных сообществ, а также обилие зарывающихся в ил организмов (беззамковые брахиоподы — лингулиды, оболусы и др.). На рубеже тремадока и аренига нет никаких следов субаэрального перерыва, что указывает на отсутствие заметного эвстатического события. Исключение представляет Илимский район в Иркутском амфитеатре, где к этому уровню приурочены образование карста и коры выветривания. Субаэральный перерыв был, очевидно, связан с небольшим поднятием коры в данном районе.

С середины карадока скорость погружения коры резко возросла [Ордовик..., 1984; Каныгин и др., 1989]. В результате по всей области дно моря погрузилось ниже базиса штормовых волн (≥ 50 м).

Возможная амплитуда эвстатических флуктуаций третьего порядка. Данные по Восточной Сибири позволяют проверить вывод об отсутствии крупных эвстатических событий для первой половины ордовика, полученный выше по данным о Северной Эстонии. В это время на северо-западе Восточной Сибири осадконакопление также происходило на глубинах ≤ 10 м. Отсутствие субаэральных перерывов указывает на то, что амплитуда флуктуаций уровня моря с резкой регрессивной фазой в данную эпоху не превышала ~10 м. Для оценки максимальных возможных амплитуд b_{\max} событий вида (2) можно вос-

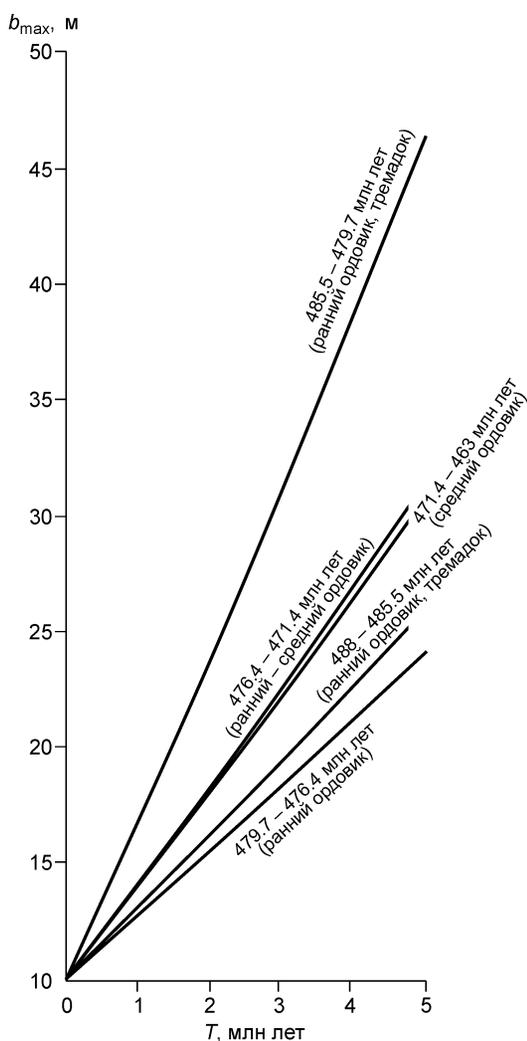


Рис. 11. Максимальные амплитуды эвстатических событий гармонического вида b_{\max} , которые могли существовать на разных интервалах первой половины ордовика, по данным [Тесаков и др., 2003].

пользоваться данными по разрезам на р. Маймеча, где скорость погружения коры (v) была наименьшей. Для интервалов хронозон, на которых v изменялось слабо, значения b_{\max} показаны на рис. 11. Скорости погружения коры здесь были значительно выше, чем в Северной Эстонии. Поэтому для $T = 3$ млн лет значения b_{\max} оказываются в несколько раз большими ($b_{\max} = 17\text{—}28$ м). Они тем не менее также малы по сравнению с событиями $\sim 100\text{—}200$ м, предполагаемыми для рассматриваемой эпохи другими авторами [Ross, Ross, 1995].

ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ ИЗМЕНЕНИЙ СКОРОСТИ ПОГРУЖЕНИЯ КОРЫ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Резкие изменения скорости погружения коры здесь проявляются в первую очередь на рубежах I—VI (см. рис. 8). На рубежах I, III и IV скорости погружения (v) одновременно возрастают во всех районах, а на рубеже II они везде сильно падают. В этих случаях изменения v имеют один и тот же знак во всех районах. На рубеже V наблюдается иная ситуация, здесь (v) заметно увеличивается в Игарском и Норильском районах и слегка уменьшается в Ледянском и Маймечинском. На рубеже VI заметный спад имел место только в Игарском районе. На рубеже II уменьшение мощности хронозон составляет 50 м в Норильском и около 30 м в Игарском и Ледянском районах. Указанные различия h_{x3} сильно превышают глубину моря в бассейне ≤ 10 м. Это исключает их связь с неполной компенсацией осадками аккомодационного пространства, образовавшегося при погружении коры за время накопления предыдущей хронозоны. Большие скачки мощности хронозон (h_{x3}) наблюдаются и внутри интервалов, в пределах которых h_{x3} в целом изменялась слабо. В разрезах Игарского района мощность восьмой хронозоны превышает мощность седьмой на 30 м (см. рис. 8). Эти данные свидетельствуют о резких изменениях скорости погружения коры за время, не превышавшее ~ 0.8 млн лет. С другой стороны, на ряде интервалов мощности соседних хронозон отличаются лишь на один или несколько метров, что указывает на примерное постоянство скорости погружения коры. Это имеет место для хронозон 1—3 во всех районах, на интервалах хронозон 4—10, 11—14 и 15—30 на Маймече, 15—20 и 21—28 на Ледянке, 11—20, 21—25, 26—28 и 29—30 в Игарке.

Общее погружение коры за ордовик в рассматриваемой области весьма велико (см. рис. 7, 10). В Норильске и Игарке оно превышает 1 км. В ордовике Восточная Сибирь представляла собой холодную платформу с возрастом ~ 1 млрд лет. На такой платформе погружение коры ~ 1 км могло быть обеспечено только уплотнением габбро в нижней коре за счет перехода габбро в эклогит [Артюшков, 1993; Артюшков, Чехович, 2004]. Допустим сначала, как это часто делается [Burgess et al., 1997 и др.], погружение, обусловленное эклогитизацией, происходило с постоянной скоростью (v_0), и на него накладывались вертикальные движения коры, связанные с каким-то другим механизмом, которые и вызвали вариации скорости ее погружения (v_1).

Отклонения погружения коры в районах 1—4 от равномерного погружения показаны на рис. 12. Они описываются диаграммами Фишера [Fischer, 1964; Diecchio, Brodersen, 1994], построенными по мощностям крайне

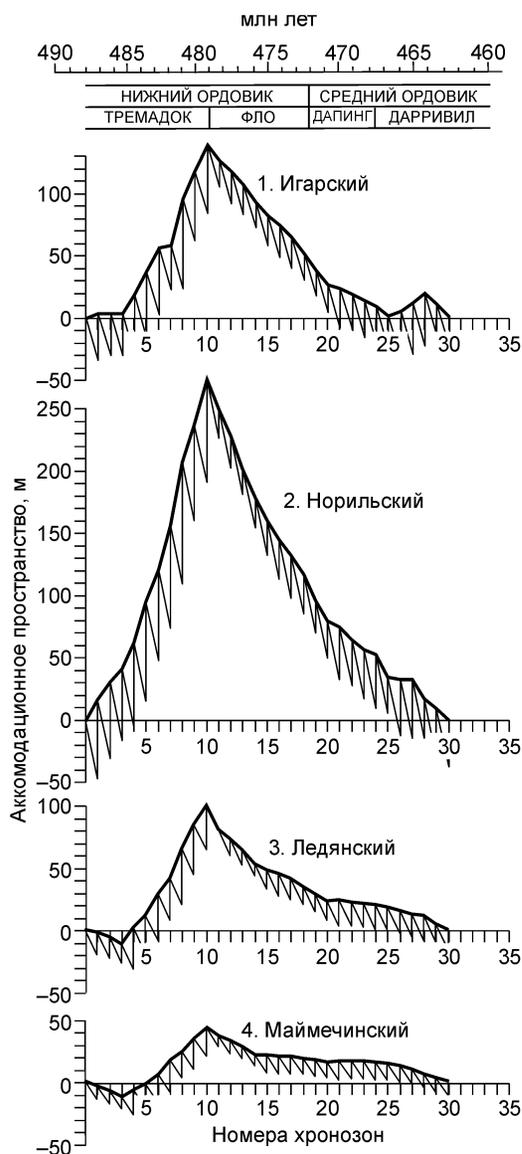


Рис. 12. Отклонения погружения коры в первой половине ордовика в районах 1—4 Восточной Сибири от равномерного погружения.

Графики построены по мощностям хронозон [Тесаков и др., 2003], временной объем которых для всех разрезов составляет около 0.8 млн лет. Расположение районов см. на рис. 6.

мелководных осадков, накапливавшимися в течение хронозон 1—30. Метод построения описан нами ранее [Артюшков, Чехович, 2004]. Как нетрудно видеть, отклонения от равномерного погружения весьма велики. Так, для Норильского района это отклонение составляет 230 м, а для Игарского 140 м. Рассмотрим возможную природу отклонения погружения коры от ее равномерного погружения.

Изгибание литосферы при изменении действующей вдоль нее силы. В большинстве областей толщина литосферы меняется по латерали. Действующие вдоль нее силы смещают этот слой в вертикальном направлении [Artyushkov, 1974; Артюшков, 1979]. С изменением сил меняются и смещения литосферы, что часто используется для объяснения вертикальных движений коры [Cloetingh et al., 1985; Nikishin et al., 1996]. Допустим, что эффективная толщина упругой части литосферы T_y [Burov, Diament, 1995] изменяется вдоль оси x по закону: $T_y(x) = T_y^0 + \Delta T_y \sin(\pi x/L)$. Тогда, при изменении силы Σ , действующей вдоль литосферы, на величину $\Delta\Sigma$, вертикальное смещение литосферы $\xi \approx \xi_0 \sin(\pi x/L)$ [Artyushkov et al., 2000; Артюшков, Чехович, 2004], где

$$\xi_0 = \pi^2 \Delta\Sigma \Delta T_y / [2(\rho_m - \rho_{oc})gL^2]. \quad (5)$$

Здесь $\rho_m = 3350 \text{ кг/м}^3$ — плотность мантии, ρ_{oc} — плотность осадков, $g = 9.81 \text{ м/с}^2$ — ускорение свободного падения. Допустим, что отклонения погружения коры от равномерного погружения (см. рис. 12) обусловлены переменной силой, действующей вдоль литосферы. В таком случае синхронное увеличение и уменьшение v на рубежах I—IV с большой вероятностью указывает на принадлежность районов 1—4 (см. рис. 6) к единой неоднородности T_y — области с ее пониженным или с повышенным значением. Отклонение от равномерного погружения (см. рис. 12) возрастает с востока на запад — от Маймечинского к Ледянскому району, достигая максимального значения в Норильском. При этом Маймеча должна находиться на окраине области, а Норильск — в ее центре. Расстояние между ними, равное 500 км, примерно соответствует полуширине неоднородности, тогда ее полная ширина $L \approx 1000 \text{ км}$. Положим изменение $\Delta\Sigma$ силы, действующей вдоль литосферы, равным по порядку среднему давлению разрастающихся океанических хребтов на прилегающие части плит (ridge push) $RP \approx 2 \times 10^{12} \text{ Н/м}$ [Артюшков, 1979; Nagler, 1986]. Вариации по площади T_y на древней платформе Восточной Сибири вряд ли превышали $2\Delta T_y \approx 20 - 30 \text{ км}$, что соответствует $\Delta T_y \approx 10 - 15 \text{ км}$. Среднюю плотность известняков в первой половине ордовика положим равной $\rho_{oc} = 2400 \text{ кг/м}^3$. Подставляя эти значения параметров в (5) вместе с $L \approx 1000 \text{ км}$, находим, что амплитуда отклонений литосферы от равновесия должна быть

$$\xi_0 \approx 11 - 16 \text{ м}. \quad (6)$$

Эти отклонения от равномерного погружения на порядок меньше тех, которые имели место в действительности. Чтобы обеспечить отклонение литосферы на $\sim 230 \text{ м}$ от изостатического равновесия, это изменение ($\Delta\Sigma$) должно быть много больше добавочных сил и значительно превышать силы Σ , действующие на платформах, либо вариации эффективной упругой толщины литосферы ΔT_y должны превышать саму эту толщину, что также нереально. Отсюда следует, что изменения скорости погружения коры на северо-западе Восточной Сибири не были обусловлены рассматриваемым механизмом.

Большие изменения эффективной упругой толщины литосферы могут происходить на пассивных океанических окраинах. Согласно последним геодинамическим построениям [Nokleberg et al., 2004], рассматриваемые в данной работе области на северо-западе Восточной Сибири располагались в 500—600 км от комплексов пассивной окраины, в настоящее время залегающих в Центральном Таймыре. При характерной ширине изгиба мощной литосферы $\sim 200\text{—}300 \text{ км}$ ее деформации на этой пассивной окраине не могли существенно влиять на движения коры в рассматриваемых областях.

Вариации динамической топографии мантии. Для объяснения вариаций скорости погружения коры на платформах во времени использовались вертикальные смещения кровли астеносферы под действием течений в мантии над субдуцированными плитами [Burgess et al., 1997]. В ордовике субдукция происходила в Саянах к югу от Сибирской платформы (в современных координатах) [Şengör, Natal'in, 1993] в $\sim 2000 \text{ км}$ от районов 1—4 (см. рис. 6). Смещения, обусловленные изменением расположения, угла наклона и скорости погружения в мантию субдуцированной плиты, уменьшаются с удалением от коллизионной границы между плитами. В Восточной Сибири смещения рассматриваемой природы уменьшались бы к северу. Как видно (см. рис. 8, 12), отклонения от равномерного погружения коры были велики и сильно изменялись в широтном направлении. Это исключает их связь с изменениями параметров субдукции.

Эклогитизация в нижней коре. Как следует из диаграмм (см. рис. 8), в Норильском и Игарском районах, где средняя скорость погружения была в несколько раз выше, чем на Маймече и Ледянке,

флуктуации скорости погружения коры были в несколько раз больше. Это указывает на то, что флуктуации скорости погружения были, скорее всего, связаны с изменениями скорости эклогитизации, которая обеспечивала общее погружение коры в каждом районе. Скорость перехода габбро-эклогит быстро увеличивается с температурой и резко возрастает в присутствии малых объемов водосодержащего флюида [Ahrens, Schubert, 1975; Austrheim, 1998]. В литосфере с характерным временем тепловой релаксации ~100 млн лет за время ~1 млн лет температура практически не изменялась. На холодной платформе распад водных минералов в нижней коре не происходил. Поднятий коры, которые могли бы свидетельствовать о подходе к подошве литосферы небольших мантийных плюмов, содержащих флюид, в раннем и среднем ордовике в Восточной Сибири не было. В таких условиях содержание флюида в нижней коре сохранялось постоянным. Единственным параметром, одновременно испытывающим быстрые и значительные изменения в удаленных друг от друга областях, является напряженное состояние литосферного слоя [Артюшков, Чехович, 2004]. Это с большой вероятностью указывает на то, что скорость эклогитизации в нижней коре сильно зависит от напряжений. Изменения скорости этого процесса могли быть обусловлены, в частности, раскрытием и закрытием трещин при изменении касательных напряжений. В результате флюид, находившийся под литостатическим давлением, мог перетекать из одних объемов породы в другие, что приводило к увеличению или уменьшению скорости перехода габбро в более плотные гранатовые гранулиты.

БЫСТРЫЕ ПОДНЯТИЯ И ПОГРУЖЕНИЯ КОРЫ НА ПЛАТФОРМАХ

Результаты исследований показывают, что за исключением короткой эпохи хирнантского оледенения Гондваны, флуктуации уровня моря продолжительностью 1—3 млн лет в ордовике не превышали ~20 м. Тем не менее во многих платформенных областях в это время имели место крупные регрессии и трансгрессии. При практически стабильном уровне океана эти события были связаны с быстрыми поднятиями и погружениями коры. Так, на эвстатической кривой, составленной по данным о Северной Америке (см. рис. 1), в раннем ордовике (в тремадоке и первой половине аренига) выделяются три регрессии с последующими трансгрессиями. При этом амплитуда изменений высоты платформы по отношению к уровню моря превышала 200 м. На рубеже раннего и среднего ордовика (примерно в середине аренига) имела место регрессия с увеличением высоты платформы на ~160 м по отношению к уровню моря. Высокое стояние платформы, осложненное быстрыми вертикальными смещениями ~100 м, продолжалось в течение всего среднего ордовика. В это время карбонатные шельфы подверглись интенсивной эрозии и выветриванию [Ross et al., 1989]. Поздний ордовик характеризуется в основном низким стоянием платформы, на фоне которого имел место ряд регрессий масштаба 100—200 м.

Средний ордовик был эпохой осушения многих эпиконтинентальных бассейнов и на других континентах, например, в Австралии [Goiter, 1992], Южной Анатолии [Dean, Martin, 1992] и в Западной Аргентине [Beresi, 1992]. Если не учитывать, что в других областях в конце раннего—начале среднего ордовика сохранялись крайне мелководные условия, то осушение вышеуказанных областей вполне можно трактовать как следствие крупного понижения уровня океана. Этот вывод находится, однако, в явном противоречии с данными по Северной Эстонии и Восточной Сибири.

ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЛОЖЕНИЯ ДЛЯ ПОИСКА СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ЛОВУШЕК В ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ БАССЕЙНАХ

В эпиконтинентальных бассейнах часто происходили регрессии с осушением шельфа, продолжавшимся порядка одного или нескольких миллионов лет. В эпохи регрессий вблизи береговых линий древних морей возникали многочисленные стратиграфические ловушки. На осушившемся шельфе в руслах рек отлагались пески с высокими коллекторскими свойствами [Posamentier, Allen, 2000]. В крайне мелководной прибрежной зоне формировались линзы песков, в дальнейшем часто перекрывавшиеся глинами. По склону бассейнов переносились турбидиты, растекавшиеся вдоль подножия склона. Со многими структурами данных типов связаны крупные залежи углеводородов, например, в ачимовской толще Западной Сибири [Брехунцов и др., 2003; Бородкин и др., 2003; Vyssotski et al., 2006].

Судя по геологическим данным и по данным сейсмической стратиграфии, за время ~1 млн лет береговые линии эпиконтинентальных бассейнов часто перемещались на расстояние ≥ 100 —200 км [Naq et al., 1987 и др.]. Для надежного поиска залежей углеводородов в стратиграфических ловушках надо знать, где в каждом бассейне в ту или иную эпоху располагалась береговая линия. Подавляющее большинство исследователей предполагает, что крупные перемещения береговых линий были обусловлены изменениями уровня океана. Тогда при среднем угле наклона дна бассейна φ (рис. 13) изменение уровня океана на величину Δh_b приводит к перемещению береговой линии на расстояние

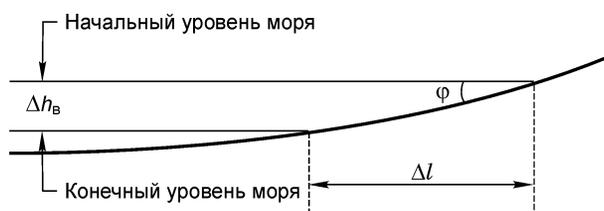


Рис. 13. Перемещение береговой линии (Δl) в эпиконтинентальном бассейне при изменении уровня океана на величину $\Delta h_{\text{в}}$. φ — средний угол наклона дна бассейна.

$$\Delta l = \Delta h_{\text{в}} \operatorname{ctg} \varphi. \quad (7)$$

В краевых частях большинства эпиконтинентальных морских бассейнов дно моря было очень пологим. В таких условиях подъема или понижения уровня океана на 100—200 м вполне могли обеспечить перемещения береговых линий на 100—200 км и более. Положим, например, $\Delta h_{\text{в}} = 150$ м, $\varphi = 3'$, $\operatorname{ctg} \varphi = 1146$, тогда $\Delta l = 172$ км.

Эвстатические флуктуации уровня океана по всей Земле были практически одинаковы. Поэтому, определив их величину $\Delta h_{\text{в}}$ по данным об одном бассейне, с помощью соотношения (7) можно легко найти, в какую сторону и насколько перемещались береговые линии в любых других бассейнах, для которых известен средний угол наклона дна моря φ . В результате для изменений глубины моря, обусловленных эвстатическими флуктуациями, прогноз расположения неструктурных ловушек осуществляется достаточно просто.

Ранее, по данным о Восточной Сибири и Прибалтике, нами было установлено, что в кембрии и силуре эвстатические флуктуации третьего порядка не превышали нескольких десятков метров [Artyushkov et al., 2000; Artyushkov, Chekhovich, 2001; Артюшков, Чехович, 2002]. Как показано в настоящей статье, такая же ситуация была характерна для основной части ордовика. Лишь в конце этого периода проявились два понижения уровня океана на ~ 100 м продолжительностью ~ 1 млн лет. Таким образом, в раннем палеозое на протяжении 126 млн лет, т.е. примерно на одной четвертой части фанерозоя, крупные эвстатические флуктуации третьего порядка почти не проявлялись. Указанная эпоха была выбрана для анализа только в связи с наличием хорошо доступных и детальных геологических данных. Поэтому весьма вероятно, что крупные эвстатические события не проявлялись и в ряде других подразделений фанерозоя.

В таких условиях прогноз расположения неструктурных ловушек становится значительно более сложным. В эпиконтинентальных бассейнах изменения глубины моря могли происходить в разное время и иметь различную амплитуду. Поэтому в каждом бассейне тектоническую обстановку необходимо изучать отдельно, включая изменения глубины моря, перемещения береговых линий и движения коры в прилегающих областях, служивших источником сноса. Только на этой основе можно надежно определять, где в нем могут находиться неструктурные ловушки на разных стратиграфических уровнях.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ДИСКУССИЯ

Благодаря многочисленным публикациям за последние десятилетия [Haq et al., 1987; Hardenbol et al., 1998 и др.] представления о частых изменениях уровня океана продолжительностью 1—3 млн лет с амплитудами 20—200 м стали почти общепринятыми и приобрели характер парадигмы [Miall, Miall, 2001]. Ряд таких флуктуаций предполагается и для ордовика (см. рис. 1) [Ross, Ross, 1995]. Проведенный нами анализ показал, что понижения уровня океана с амплитудами до ~ 100 м существовали только в хирнанте в связи с оледенением Гондваны. На остальной части ордовика в течение 42 млн лет изменения уровня океана третьего порядка не превышали нескольких десятков метров. Отсутствие крупных эвстатических событий было ранее установлено нами также для кембрия [Artyushkov et al., 2000] и силура [Артюшков, Чехович, 2002; 2004]. Вместе с ордовиком данные периоды охватывают 126 млн лет [A Geologic..., 2004]. Это показывает неправомочность представлений о широком развитии эвстатических событий в палеозое [Hallam, 1992], по крайней мере, в раннем палеозое.

Длительность ледниковых эпох в конце плиоцена и в плейстоцене была небольшой, ≤ 100 тыс. лет [Crowley, North, 1991]. Нельзя исключить, что кратковременные оледенения происходили в позднем ордовике и до хирнанта, но связанное с ними осушение шельфа не приводило к заметному размыву и карстованию карбонатов в Восточной Сибири и Северной Эстонии.

В Восточной Сибири отложения ордовика были ранее расчленены на хронозоны (биозоны) [Тесаков и др., 2003]. Сопоставление их мощностей в районах с разной скоростью погружения показывает, что в первой половине ордовика длительность хронозон ≈ 0.8 млн лет слабо изменялась во времени. Ранее такой же результат был получен для силура, в котором длительность хронозон [Тесаков и др., 2000] была ≈ 0.5 млн лет [Артюшков, Чехович, 2004]. По сравнению с современной хроностратиграфией [A Geologic..., 2004] это создает основу для значительно более точного определения продолжительности под-

разделений данных эпох и интервалов между тектоническими событиями. Такой подход может позволить сильно повысить точность хроностратиграфии и для других подразделений фанерозоя.

Используя квазипериодичность хронозон, в первой половине ордовика в Восточной Сибири удалось выявить резкие изменения скорости погружения за время ≤ 0.8 млн лет, разные в различных областях. Такого рода изменения были ранее обнаружены в данной области и в силуре. Это весьма неожиданное явление для платформ, которые считаются спокойными в тектоническом отношении. Резкие изменения скорости погружения были, скорее всего, обусловлены ускорением и замедлением эклогитизации с уплотнением пород основного состава в нижней коре. В отсутствие подхода к литосфере мантийных плюмов, содержащих активный флюид, резкие изменения скорости метаморфических реакций могут быть вызваны изменениями напряженного состояния литосферы. При этом между разными объемами пород может происходить перераспределение флюида, катализирующего эклогитизацию. Данное явление могло быть характерным и для других осадочных бассейнов, но оно остается в них еще не выявленным из-за недостаточного разрешения региональных хроностратиграфических шкал.

Во многих осадочных бассейнах на разных континентах в ордовике неоднократно происходили крупные регрессии и трансгрессии. При почти стабильном уровне океана на основной части ордовика эти события указывают на частое проявление быстрых поднятий и погружений коры на платформах с амплитудами до 100—200 м. На нескольких уровнях такие движения проявлялись синхронно на разных континентах. Так, на рубеже раннего и среднего ордовика во многих бассейнах происходила регрессия, а переход от среднего ордовика к позднему ордовика сопровождался трансгрессией. Синхронность таких событий в разных бассейнах неоднократно имела место и в другие эпохи фанерозоя. Это и навело исследователей на мысль о связи регрессий и трансгрессий с глобальными изменениями уровня Мирового океана. Постепенно начало выясняться, что амплитуда таких событий в разных областях была неодинаковой, и это обстоятельство несовместимо с представлениями об их эвстатической природе. Тем не менее подавляющее большинство ученых продолжает связывать быстрые регрессии и трансгрессии в осадочных бассейнах с эвстатическим фактором.

Результаты исследований, проведенных авторами здесь и в других работах [Artyushkov et al., 2000; Артюшков, Чехович, 2002, 2004], показывают, что в эпохи крупных регрессий и трансгрессий, проявлявшихся на разных континентах, существовали также бассейны с медленным и крайне мелководным осадконакоплением, где палеоглубины изменялись слабо. Отсюда следует, что значительных изменений уровня океана в это время не происходило, а регрессии и трансгрессии в других осадочных бассейнах были обусловлены вертикальными движениями коры. Возникает, однако, новая серьезная проблема — с каким механизмом или механизмами были связаны быстрые вертикальные движения коры одного знака, но разной интенсивности, проявлявшиеся синхронно или почти синхронно на разных континентах во многих областях, но отнюдь не повсеместно.

Быстрыми изменениями глубины моря в осадочных бассейнах было обусловлено образование многочисленных неструктурных (стратиграфических) ловушек для нефти и газа. Размещение таких ловушек контролируется расположением древних береговых линий. При поиске ловушек предполагается, что перемещения древних береговых линий были вызваны крупными глобальными изменениями уровня океана. В действительности эти перемещения были связаны главным образом с вертикальными движениями земной коры регионального масштаба. Поэтому методика поиска неструктурных ловушек нуждается в изменении.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 06-05-65197) и программы Отделения по наукам о Земле РАН № ОНЗ-1.

ПРИЛОЖЕНИЕ

ОЦЕНКИ МАКСИМАЛЬНО ВОЗМОЖНЫХ АМПЛИТУД ЭВСТАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

Изменения глубины воды в осадочных бассейнах на величину b сопровождаются изостатическими движениями земной коры. В крупном бассейне глубина воды при этом изменяется на величину

$$\Delta h_b^1 = [\rho_m / (\rho_m - \rho_b)] b, \quad (\text{П.1})$$

где ρ_m — плотность мантии, ρ_b — плотность воды. При $\rho_m = 3350$ кг/м³, $\rho_b = 1030$ кг/м³

$$b = 0.69 \Delta h_b^1. \quad (\text{П.2})$$

Осушение дна, располагавшегося на глубине h_b^0 , происходит при понижении уровня океана на $\Delta h_b > h_b^0$. В ордовике регрессии в Северо-Эстонской зоне существовали только на рубеже тремадока и аренига, а также в хирнанте. На остальной части ордовика глубина моря была не больше ~ 10 м и осушения дна не

происходило. При этом, как следует из соотношения (П.2), в крупном морском бассейне амплитуда резких регрессий не могла превышать ~ 7 м.

Северо-Эстонская зона находилась на краю бассейна. При эвстатических флуктуациях изменение нагрузки в региональном масштабе в ней было меньше, чем в крупном бассейне, простирающемся во все стороны от осадочных разрезов. В таких условиях уменьшение глубины воды Δh_b при понижении уровня океана было несколько больше, чем в крупном бассейне. Ввиду того, что конфигурация ордовикского бассейна и распределение на площади эффективной толщины упругой части литосферы [Вигор, Диамент, 1995] достоверно неизвестны, достаточно точно определить связь между Δh_b^1 и b не удастся. Поэтому в настоящей работе мы ограничиваемся условием $b \leq h_b^0$, завышающим возможные значения b . Ввиду того, что $h_b^0 \approx 10$ м очень невелико, ошибка в определении b при этом не превышает нескольких метров, что много меньше амплитуды эвстатических событий, предполагаемых для ордовика [Ross, Ross, 1995].

Отложения ордовика в Северо-Эстонской зоне испытали уплотнение под нагрузкой вышележащих осадков силура и девона, впоследствии размытых. Анализ карт распределения мощностей палеозойских осадков [Ruiga et al., 2003] и скважинного материала [Nestor et al., 2001] показывает, что мощность срезанных осадков не превышала 300—400 м. Изменение пористости пород c с глубиной z обычно оценивается с помощью соотношения [Korvin, 1984]:

$$c(z) = c(0) \exp(-z/d), \quad (\text{П.3})$$

где $c(0)$ — пористость породы на поверхности, а d — некоторое значение глубины, характерное для данной породы. Для песков, которые накапливались в тремадоке, часто принимаются значения [Sclater, Christie, 1980; Ershov et al., 1998] $c(0) \approx 0.4$, $d \approx 4$ км. Для известняков, формировавшихся с аренига, $c(0) \approx 0.2$, $d \approx 2.6$ км. На глубине $z = 0.5$ — 0.6 км пески уплотняются на 5—6 %, а известняки — примерно на 4 %. Среднее уплотнение отложений тремадока и аренига равно 5 %. Для отложений второй половины лланвирна — первой половины карадока среднее уплотнение карбонатов можно принять равным 4 %. Среднее уплотнение отложений вышележащей части ордовика равно 3.3 %.

Карбонаты нижнего и среднего палеозоя в Восточной Сибири были перекрыты мощным слоем триасовых траппов, в дальнейшем сильно эродированных, и поэтому они испытали значительное уплотнение. В районах 1—4 современная пористость карбонатов силура оценивается в 5 % [Разрезы..., 1992]. Расположенные ниже породы ордовика должны иметь более низкую пористость. Положим условно пористость карбонатов первой половины ордовика равной 3 %, тогда при их начальной пористости в 20 % они должны были уплотниться в 1.2 раза.

ЛИТЕРАТУРА

- Артюшков Е.В.** Геодинамика. М., Наука, 1979, 328 с.
- Артюшков Е.В.** Физическая тектоника. М., Наука, 1993, 456 с.
- 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., Чехович П.А., Тарлинг Д.Х.** О природе изменений палеоглубин в эпиконтинентальных морских бассейнах // Докл. РАН, 2003, т. 388, № 4, с. 515—520.
- 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, № 4, с. 513—517.
- Бородкин В.Н., Брехунцов А.М., Нестеров И.И., Нечепуренко Л.В.** Региональные геологические модели неокомского клиноформного комплекса севера Западной Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. М., ВНИИОЭНГ, 2003, № 4—5, с. 50—61.
- Брехунцов А.М., Танинская Н.В., Шиманский В.В., Хафизов С.Ф.** Литолого-фациальные критерии прогноза коллекторов ачимовских отложений Восточно-Уренгойской зоны // Геология нефти и газа, 2003, № 3, с. 2—10.
- Буко А.** Эволюция и темпы вымирания. М., Мир, 1979, 320 с.
- Использование** событийно-стратиграфических уровней для межрегиональной корреляции фанерозоя России / Ред. Т.Н. Корень. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2000, 166 с.
- Каныгин А.В., Москаленко Т.А., Ядренкина А.Г., Абаимова Г.П., Семенова В.С., Сычев О.В., Тимохин А.В.** Ордовик Сибирской платформы. Фауна и стратиграфия Ленской фациальной зоны. Новосибирск, Наука, 1989, 216 с.

Корень Т.Н. Проблемы общей стратиграфической шкалы ордовикской системы // Региональная геология и металлогения, 2002, № 15, с. 14—25.

Ордовик Сибирской платформы (опорный разрез на р. Кулюмбе) / Ред. Б.С. Соколов. М., Наука, 1982, 224 с.

Ордовик западной части Иркутского амфитеатра / Ред. А.М. Обут. М., Наука, 1984, 159 с.

Попов Л.Е., Хазанович К.К., Боровко Н.Г., Сергеева С.П., Соболевская Р.Ф. Опорные разрезы и стратиграфия кембро-ордовикской фосфоритоносной оболочевой толщи на северо-западе Русской платформы. Л., Наука, 1989, 222 с.

Пылма Л. Сравнительная литология карбонатных пород ордовика Северной и Средней Прибалтики. Таллин, Валгус, 1982, 164 с.

Разрезы и фауна силура севера Тунгусской синеклизы / Ред. Б.С. Соколов. Новосибирск, Наука, 1992, 193 с.

Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Лопушинская Т.В., Хромых В.Г., Базарова Л.С., Бериир А.Я., Ковалевская Е.О. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Силур Сибирской платформы. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000, 403 с.

Тесаков Ю.И., Каньгин А.В., Ядренкина А.Г., Симонов О.Н., Сычев О.В., Абаймова Г.П., Дивина Т.А., Москаленко Т.А. Ордовик северо-запада Сибирской платформы. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003, 260 с.

Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. М., Недра, 1980, 463 с.

Фации и фауна силура Прибалтики / Ред. Д.Л. Кальо. Таллин, Изд-во АН ЭССР, 1977, 287 с.

Эйнасто Р.Э. Система перерывов в силуре Северной Прибалтики // Геология и палеонтология / Ред. Б.С. Соколов. Л., Наука, 1989, с. 142—153.

A Geologic Time Scale 2004 / Eds. F.M. Gradstein, J.G. Ogg, A.G. Smith. New York, Cambridge Univ. Press, 2004, 589 p.

Ahrens T.J., Schubert G. Gabbro-eclogite reaction rate and its geophysical significance // Rev. Geophys. Space Phys., 1975, v. 13, p. 383—400.

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., 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., 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, 2000, v. 320, p. 375—407.

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. Kluwer, Dordrecht, 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) // Intern. J. Earth Sci. 2004, v. 93, p. 144—162.

Beresi M. S. Ordovician cycles and sea level fluctuation in the Precordillera Terrane, western Argentina // Global perspectives on Ordovician geology / Eds. B.D. Webby, J.R. Laurie. Rotterdam, Balkema, 1992, p. 337—344.

Bergstrom S.M., Finney S.C., Chen X., Goldman D., Leslie S.A. Three new Ordovician global stage names // Lethaia, 2006, v. 39, № 3, p. 287—288.

Brandano M., Corda L. Nutrients, sea level and tectonics: constrains for the facies architecture of a Miocene carbonate ramp in central Italy // Terra Nova, 2002, v. 14, № 4, p. 257—262.

Brenchley P.J., Marshall J.D., Harper D.A.T., Buttler C.J., Underwood C.J. A late Ordovician (Hirnantian) karstic surface in a submarine channel, recording glacioeustatic sea-level changes: Meifod, central Wales // Geol. J., 2006, № 41, p. 1—22.

Brett C.E., Boucot A.J., Jones B. Absolute depths of Silurian benthic assemblages // Lethaia, 1993, v. 26, p. 25—40.

Burgess P.M., Gurnis M., Moresi L.N. Formation of sequences in the cratonic interior of North America by interaction between mantle, eustatic, and stratigraphic processes // Geol. Soc. Amer. Bull., 1997, v. 109, p. 1515—1535.

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—327.

Chen X., Gutiérrez-Marco J.C., Albanesi G.L. Subcommission on Ordovician Stratigraphy (SOS) Annual Report for 2005 // Ordovician News, 2007, № 24, p. 1—4.

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

Cooper R.A., Nowlan G.S., Williams S.H. Global stratotype and point for base of the Ordovician System // *Episodes*, 2001, v. 24, № 1, p. 19—28.

Crowley T.J., North G.R. *Paleoclimatology*. New York, Oxford Univ. Press, 1991, 339 p.

Dean W.T., Martin F. Ordovician biostratigraphic correlation in southern Turkey // *Global perspectives on Ordovician geology* / Eds. B.D. Webby, J.R. Laurie. Rotterdam, Balkema, 1992, p. 195—203.

Diecchio R.J., Brodersen B.T. Recognition of regional (eustatic?) and local (tectonic?) relative sea-level events in outcrop and gamma-ray logs, Ordovician, West Virginia // *Tectonic and eustatic controls on sedimentary cycles: SEPM concepts in sedimentology and paleontology* / Eds. J.M. Dennison, F.R. Etnensohn, 1994, № 4, p. 171—180.

Dronov A.V., Koren T.N., Popov L.E., Tolmacheva T.Ju., Holmer L.E. Uppermost Cambrian and Lower Ordovician in Northwestern Russia: sequence stratigraphy, sea level changes and bio-events // *Ordovician Odyssey* / Eds. J.D. Cooper, M.L. Droser, S.L. Finney. Short Papers for the 7th Int. Symp. Ordovician System. Pacific Section, SEPM, Fullerton, CA, 1995, p. 319—322.

Erdtmann B.D. Early Ordovician eustatic cycles and their bearing on punctuations in early nematophorid (planctic) graptolite evolution // *Global bio-events: lecture notes in Earth sciences 8* / Ed. O.H. Walliser. Berlin-Heidelberg, Springer-Verlag, 1986, p. 139—152.

Ershov A.V., Brunet M.-F., Nikishin A.M., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Kosova S.S. Evolution of the Eastern Fore-Caucasus basin during the Cenozoic collision: burial history and flexural modelling // *Epicratonic basins of Peritethian platforms* / Eds. S. Crasquin-Soleau, E. Barrier. Peri-Tethys Memoir 4. Paris, Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, 1998, v. 179, p. 111—130.

Field meeting Estonia / Eds. D. Kaljo, H. Nestor. Tallinn, An Excursion Guidebook, 1990. 210 p.

Finney S.C., Ethington R.L. Global Ordovician Series boundaries and global event biohorizons, Monitor Range and Roberts Mountains, Nevada // *Geol. Soc. Amer. Field Guide*, 2000, Ser. 2, p. 301—318.

Fischer A.G. The Lower cyclothems of the Alpine Triassic // *Kansas Geol. Surv. Bull.*, 1964, v. 169, p. 107—149.

Fortey R.A. Global earlier Ordovician transgressions and regressions and their biological implications // *Aspects of the Ordovician System* / Ed. D.L. Bruton. Oslo, Palaeontol. Contrib. Univ., 1984. № 295, p. 37—50.

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.

Global perspectives on Ordovician geology / Eds. B.D. Webby, J.R. Laurie. Rotterdam, Balkema, 1992, 524 p.

Goiter J. D. Ordovician petroleum in Australia in relation to eustasy // *Global perspectives on Ordovician geology* / Eds. B.D. Webby, J.R. Laurie. Rotterdam, Balkema, 1992, p. 433—443.

Gorbatshev R., Bogdanova S. Frontiers in the Baltic Shield // *Prec. Res.*, 1993, v. 64, p. 3—21.

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

Hambrey M.J. The Late Ordovician—Early Silurian glacial period // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1985, v. 51, 273—289.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // *Science*, 1987, v. 235, p. 1156—1167.

Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B., Jacquin T., de Graciansky P.C., Vail P.R. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins // *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins* / Eds. P.C. Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin, P.R. Vail. Tulsa, SEPM, 1998, SEPM Spec. Publ., № 60, p. 3—13.

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

Harris M.T., Schultz T., Sheehan P.M., Ainsaar L., Nõlvak J., Hints L., Männil P., Rubbel M. The Upper Ordovician of Estonia: facies, sequences and basin evolution // *WOGOGOB-2004 conference materials* / Eds. O. Hints, L. Ainsaar. Tartu, Tartu Univ. Press, 2004, p. 37—38.

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

Johnson M. E., Lescinsky H. L. Depositional dynamics of cyclic carbonates from the Interlake Group (Lower Silurian) of the Williston Basin // *Palaaios*, 1986, v. 1, № 2, p. 111—21.

Kaljo D., Hints L., Martma T., Nõlvak J. Carbon isotope stratigraphy in the latest Ordovician of Estonia // *Chem. Geol.*, 2001, v. 175, p. 49—59.

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

Männil R., Meidla T. The Ordovician System of the East European Platform (Estonia, Latvia, Lithuania, Byelorussia, parts of Russia, the Ukraine and Moldova) // The Ordovician System of the East European Platform and Tuva (Southeastern Russia) / Eds. B.D. Webby, R.J. Ross, Y.Y. Zhen. *Int. Union Geol. Sci. Publ.*, 1994, v. 28 A, p. 1—52.

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

Miller J.F. Cambrian and earliest Ordovician conodont evolution, biofacies, and provincialism // *Conodont biofacies and provincialism* / Ed. D.L. Clark. Geological Society of America, Special Paper, 1984, v. 196, p. 43—68.

Monod O., Kozlu H., Ghienne J.-F., Dean W. T., Günay Y., Le Hérisse A., Paris F., Robardet M. Late Ordovician glaciation in southern Turkey // *Terra Nova*, 2003, v. 15, p. 249—257.

Montanez I.P., Banner J.L., Osleger D.A., Borg L.E., Bosserman, P.J. Integrated Sr isotope variations and sea-level history of Middle to Upper Cambrian platform carbonates: implications for the evolution of Cambrian seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ // *Geology*, 1996, v. 24, p. 917—920.

Nestor H., Einasto R. Ordovician and Silurian carbonate sedimentation basin // *Geology and mineral resources of Estonia* / Eds. A. Raukas, A. Teedumäe. Tallinn, Estonian Acad. Publ., 1997, p. 192—204.

Nestor H., Einasto R., Nestor V., Märss T., Viira V. Description of the type section, cyclicity, and correlation of the Riksu Formation (Wenlock, Estonia) // *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, 2001, v. 50, № 3, p. 149—173.

Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Cloetingh S.A.P.L., Furne A.V., Fokin P.A., Ershov A.V., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Alekseev A.S., Gorbachev V.I., Shipilov E.V., Lankreijer A., Bembinova E.Yu., 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.

Nokleberg W.J., Badarch G., Berzin N.A., Diggles M.F., Hwang D.H., Khanchuk A.I., Miller R.J., Naumova V.V., Obolenskiy A.A., Ogasawara M., Parfenov L.M., Prokopiev A.V., Rodionov S.M., Van H. Open-File Report 2004-1252. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. <http://pubs.usgs.gov/of/2004/1252>.

Paleogeographic Evolution and non-glacial eustasy, Northern South America / Eds. J.L. Pindell, C.L. Drake // *SEPM Special Publication*, Tulsa, 1998, v. 58, 324 p.

Paris F., Elaouad-Debbaj Z., Jaglin J.C., Massa D., Oulebsir L. Chitinozoans and Late Ordovician glacial events on Gondwana // *Ordovician Odyssey* / Eds. J.D. Cooper, M.L. Droser, S.L. Finney. Short Papers for the 7th Int. Symp. Ordovician System. Pacific Section, SEPM, Fullerton, CA, 1995, p. 171—176.

Paul D.H., Pluijm B.A. Structural sequences and styles of subsidence in the Michigan basin // *GSA Bull.*, 1999, v. 111 (7), p. 974—991.

Poprawa P., Sliupa S., Stephenson R., Lazauskienė J. Late Vendian—Early Palaeozoic tectonic evolution of the Baltic Basin: regional tectonic implications from subsidence analysis // *Tectonophysics*, 1999, v. 314, p. 219—239

Posamentier H.W., Allen G.P. Siliciclastic sequence stratigraphy — concepts and applications // *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 2000, v. 7, 216 p.

Proposed global stratigraphic section and point for base of the Ordovician system. International working group on the Cambrian-Ordovician boundary / Eds. A. Cooper, G.S. Nowlan. Calgary, Circular March, 1999, 28 p.

Puura V., Flodén T., Mokrik R. The Baltic Sea basin in the geology of Fennoscandia and Baltic region // *Litosfera*, Vilnius, 2003, № 7, p. 134—137.

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

Ross R. J., James N. P., Hintze L. F., Poole F. G. Architecture and evolution of a Whiterockian (Early Middle Ordovician) carbonate platform, Basin Ranges of western U.S.A. // *Controls on carbonate platform and basin development* / Eds. P.D. Crevello, J.F. Sarg, J.F. Read. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 1989, № 44, p. 167—185.

Slater J.G., Christie P.A.F. Continental stretching, an explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the Central North Sea basin // *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, p. 3711—3739.

Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altai tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*, 1993, v. 364, p. 299—307.

Vyssotski A.V., Vyssotski V.N., Nezhdanov A.A. Evolution of the West Siberian Basin // *Mar. Petrol. Geol.*, 2006, v. 23. P. 93—126.

Watts A.B. *Isostasy and flexure of the lithosphere.* Cambridge, Cambridge Univ. Press, 2001, 458 p.