

Тектонические вертикальные движения и осадочное заполнение бассейнов на син- и пострифтовом этапах развития литосферы

© *В. В. Гончар, 2017*

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина
Поступила 23 января 2017 г.

Виконано одновимірне чисельне моделювання ізостатичних реакцій літосфери на термальне піднімання її підшви (активний рифтинг) і поєднане з ним формально незалежне стоншення кори. Обговорено еволюційні криві швидкостей вертикальних рухів і зсувів межі поділу. Залежно від уведеного індексу швидкості стоншення кори $n=0,1\div 3$ виділено спектр поверхневого виразу: від склепінного рифту через проміжні форми ($n=0,8\div 1,5$) до глибоководних западин. У зв'язку з проблематикою палеотектонічних реконструкцій осадкових басейнів змодельовано вертикальні рухи, що супроводжуються осадонакопиченням. Розглянуто ситуації, коли синрифтове осадонакопичення і занурення істотно поступаються пострифтовому. Досліджено можливості створення умов та еволюції континентального і морського накопичення відкладів у межах різних режимів рифтогенезу. З метою подолання обмежень, властивих методиці сучасного бекстрипінгу, апробовано розширений варіант прямого моделювання, що базується на принципі «вільного» накопичення відкладів, обліку фаціальної неоднорідності розрізу за вертикаллю і стратиграфічних незгідностей.

У моделі, що пояснює формування перм-тріасової осадкової колонки за западини Ебро (Іберія), відтворено палеогеографічні особливості накопичення відкладів: континентального в пермі і ранньому тріасі з переходом у морське наприкінці середнього тріасу, а також розкрито невизначеність стратиграфічних неузгідностей пізньої пермі. Відповідно, передбачається складний характер активного рифтогенезу, що складається з двох етапів; для другого (пізньопермського) передбачається варіювання режиму у вигляді трьох фаз з різними індексами стоншення кори.

Осадонакопичення і занурення південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини, яка характеризується аномально високими потужностями кам'яновугільних відкладів, у першому наближенні відтворено у межах моделі, що охоплює рифтогенне занурення у пізньому девоні та пострифтове термальне — у карбоні. Отримані зміни глибини моря співвіднесено з інформаційними підрозділами кам'яновугільного чохла та з інтенсивністю вугленакопичення.

Ключові слова: вертикальні рухи, занурення осадкових басейнів, одновимірне моделювання, осадонакопичення, бекстрипінг, басейн Ебро (Іберія), Дніпровсько-Донецька западина.

Все сложное просто, просто сложное
Д. Шуров. *Простые вещи*

Введение. Как преобразуется вертикальное движение, если на тектоническую составляющую накладывается осадочный процесс? Как формируется осадочная колонка в рамках взаимодействия тектонического и седиментационного факторов погружения? Эти и другие вопросы являются ключевыми в бассейновой тектонике. С ними связана не только проблема формирования осадочных серий, но и весьма сложная задача реконструкции тектонической составляющей движений по наблюдаемой стратиграфической записи. Ответы, получаемые в рамках моделирования, будут варьировать, в частности, в зависимости от принимаемых условий седиментации. При максимальном упрощении предполагается полная осадочная компенсация, когда поверхность осадочной колонки «удерживается» на нулевой отметке вертикальной шкалы — уровне моря. Этому принципу часто следуют в рамках бэкстриппинга, когда есть основания полагать, что величины морских погружений и континентальных поднятий пренебрежимо малы по сравнению с влиянием осадочной толщи [van Wees et al., 1996; Стифенсон и др., 1997; Vargas et al., 2009; Baur et al., 2010 и др.]. Проверить допустимость такого упрощения в большинстве случаев не представляется возможным, поэтому точность и однозначность выводов бэкстриппинга вызывают сомнения, особенно когда получаемая на выходе кривая тектонического погружения имеет малоамплитудный характер.

Другой критической точкой прямого и обратного моделирования, тесно связанной с первой, является вопрос о формационной принадлежности

осадочных отложений, выполняющих исследуемый прогиб. Формации определяются в первую очередь литофациальной (палеогеографической) обстановкой в бассейне осадконакопления, а также тектонической вокруг него. Уровень (глубина) осадконакопления — один из решающих факторов в реализуемой формационной картине [Хаин, 1973]. Отказ от формационного анализа в бассейновой тектонике априори ослабляет исследование, лишая его геотектонического диапазона. В случае с юго-восточной частью Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) [Стифенсон и др., 1997; Стовба, Майстренко, 2000; Стовба, 2008], игнорирование формационной составляющей способствовало тому, что остался без должного внимания вывод, определяющий угленосную толщу второй половины раннего — позднего карбона как нижнюю паралическую молассу [Хаин, 1977]. С учетом же его становится ясно, что каменноугольный прогиб юго-востока ДДВ следует включать в систему краевых прогибов Восточно-Европейского кратона, допуская для него механизмы погружения краевых прогибов [Nikishin et al., 1996].

Независимо от масштабов прогибаний литосферы идея интерпретации кривой тектонического погружения в бэкстриппинге проста: относительно крутые участки относят на счет растяжения литосферы, более пологие трактуют как проявления пострифтового остывания [Van Wees et al., 1996; Стифенсон и др., 1997; Vargas et al., 2009; Baur et al., 2010 и др.]. Однако исследование границы перехода от рифтогенеза к пострифтовому погружению показало [Гончар, 2013], что в достаточ-

но широком спектре обстановок можно ожидать более сильное погружение в начале пострифтового этапа, чем в ходе предшествующего рифтинга. Это отсылает нас к вопросу о расширении спектра возможных вертикальных движений при рифтогенезе. В свое время, выходя за рамки узкого понимания проблемы, В. Г. Казьмин обозначил как ключевую дилемму морфотектоники рифтов противоположение континентальных рифтов, развивающихся с формированием высоких поднятий и без них [Казьмин, 1990]. Образование высоких плато он сопоставил со слабым растяжением коры и компенсационным подъемом астеносферы, рифтов без поднятия — со значительным и быстрым растяжением континентальной литосферы. В настоящее время роль мощности коры в определении знака и интенсивности вертикальных движений при рифтогенезе рассматривается как ключевая [Ziegler, Cloetingh, 2006; Галушкин, 2007]. Допуская свободное варьирование мощности коры, можно ожидать разнообразный, в пределе — непрерывный, ряд его поверхностного выражения. Осуществляя такой предельный переход в восприятии процесса, приходим к обобщенному описанию поверхностных реакций литосферы. Для реализации данного подхода было привлечено одномерное численное моделирование вертикальных движений, в основу которого положена схема активного рифтогенеза, предполагающая воздействие на литосферу восходящего мантийного потока, а утонение коры вводится как формально автономный процесс.

Чтобы преодолеть недостатки традиционного бассейнового анализа, следует отказаться от упрощающего принципа компенсирующего осадконакопления, рассматривая отклоне-

ние поверхности осадконакопления от нулевой отметки в любом масштабе («свободное» осадконакопление). При этом возможно моделировать фациальные изменения разреза по вертикали — переход от континентального к морскому осадконакоплению, и наоборот, что существенно сближает получаемые модельные осадочные разрезы с реальными. Все это автоматически выводит моделирование на более высокий уровень. Теперь, чтобы получить выводы о тектонике, следует воспроизвести в рамках прямого моделирования основной седиментационный процесс с его известными (пусть приближенно) параметрами: гипсометрией осадконакопления (фациальными особенностями) и размывами. Возможности такого расширенного прямого моделирования демонстрируются на примерах пермско-триасового бассейна Эбро в Испании и девон-каменноугольного юго-восточной части ДДВ, для которых подбираются эндогенные обстановки, параллельно рассматриваются некоторые проблемы истории их осадочного заполнения.

Методика одномерного численного моделирования вертикальных синрифтовых движений литосферы.

Компьютерная реализация процесса активного континентального рифтогенеза сопряжена с большими вычислительными трудностями. Для исследований в рамках первого приближения численный алгоритм по возможности был максимально упрощен. Принято, что граница литосферы и астеносферы является фазовой, так что ее смещение вверх при рифтогенезе осуществляется вследствие плавления мантийных пород в подошвенном слое литосферы под влиянием восходящего теплового потока (мантийного плюма) [Crough, Thompson, 1976; Зорин, Лепина, 1984;

Moreschal, Gliko, 1991]. Другими словами, положение подошвы литосферы определяется пересечением геотермы и солидуса мантии (1300 °С). Эффект мантийного плюма создавался путем мгновенного увеличения температуры в подошве литосферы до уровня принятой температуры аномальной мантии (1500 °С), при этом между двумя поверхностями вводился высокоградиентный пограничный слой мощностью 1,2 км. Далее методом конечных элементов решалась одномерная задача кондуктивного теплопереноса для литосферы.

Предполагалось, что утонение коры направляется в общем случае суммой факторов: 1) внешним механическим растяжением (вклад пассивного рифтинга); 2) растяжением, генерируемым гравитационной неустойчивостью астеносферного выступа [Артюшков, 1972]; 3) замещающим и метаморфогенным действием мантийных магм [Артюшков, 1993; Ziegler, Cloetingh, 2004]; 4) поверхностной эрозией. Следует также иметь в виду действующее в противоположном направлении вулканическое наращивание мощности коры. Скорость утонения коры задавалась произвольно, ее граничные значения определялись сравнением параметров модельных и природных рифтогенов. Учитывая обобщенный характер параметра утонения коры, не обуславливаемого свойствами модели, речь здесь должна идти о режимах рифтогенеза. Выяснение геодинамической подоплеку того или иного типа развития требует отдельного исследования.

После каждого шага расчета подошва литосферы переносилась в точку с температурой солидуса. После прекращения мантийного апвеллинга одновременно прекращалось утонение коры и включался пострифтовый

процесс затухания температурной аномалии в литосфере и астеносфере, для этого фиксировалась температура в подошве астеносферного слоя. Вертикальные смещения границ определялись в приближении локальной изостатической компенсации без учета веса воды (тектоническое погружение). Когда точка поверхности опускалась ниже нуля, для сравнения рассчитывалась также кривая с учетом веса воды (морское погружение). Получаемые кривые вертикальных движений приложимы к центральным частям (сводам, депоцентрам) рифтогенов и наследующих их осадочных бассейнов, где, в первую очередь, следует ожидать выполнения условия локальной изостатической компенсации.

Было проведено тестовое сравнение результатов, которые дают методики автора и работы [Moreschal, Gliko, 1991] (рис. 1, а), а также работ [Crough, Thompson, 1976; Зорин, Лепина, 1984] (рис. 1, б). В первом случае сравнение проводится с привлечением косвенных данных о скоростях подъема кровли астеносферы в позднекайнозойском Восточно-Африканском (Кенийском) рифте и позднедевонском рифте ДДВ, полученных на основе петрологического анализа [Wendlandt, Morgan, 1982; Усенко, 2004]. Результаты по глубинам зарождения магм и возрасту вулканитов двух рифтов расходятся в точности (что естественно), но в принципе не противоречат друг другу, что вписывается в идею о подобии Восточно-Африканского и Днепровско-Донецкого рифтов [Ляшкевич, 1977]. Начальное магмообразование, которое сопоставляют с первыми проявлениями рифтогенеза, происходит на глубине 180—185 км в случае Кенийского рифта, 190—200 км в случае ДДВ. Следующие проявления

фиксируются с большим отрывом по глубине (в интервале 60—75 км), так что важный в диагностическом отношении этап быстрого начального продвижения астеносферы вверх остается неосвещенным. Далее темп изменения глубин очагов магмоотделения существенно замедляется. В случае Кенийского рифта глубины магм последовательно уменьшаются, достигая в конце современной подошвы коры (30—35 км), тогда как для ДДВ фикси-

руется возвращение очагов на глубину 100—140 км после 20 млн лет эволюции, что позволяет говорить о двух этапах рифтогенеза [Усенко, 2004].

В работе [Moreschal, Gliko, 1991] авторы добились весьма точного следования теоретической кривой движения фазовой границы точкам магмообразования Кенийского рифта (см. рис. 1, а), при этом, правда, им пришлось вводить в модель некоторые экстраординарные параметры. Для характеристики используемого метода приведена кривая с лабораторной теплопроводностью мантии [Кутас и др., 1989]. Она показывает несколько замедленную скорость подъема в течение первых 15 млн лет эволюции, но величина этого отклонения (до 10 км) явно мала по сравнению с разрешением природных данных. После 15 млн лет эта кривая несколько превышает референтную траекторию и к 25 млн лет выходит к подошве коры. В целом она удовлетворительно аппроксимирует данные по Кенийскому рифту и ДДВ.

Было проведено также сравнение теоретических кривых подъема астеносферы применительно к исходной литосфере мощностью 120 км. Получено практическое совпадение результата настоящей статьи с данными предшественников [Crough, Thompson, 1976; Зорин, Лепина, 1984] (рис. 1, б). Контрольные характеристики подъема для природных рифтов, развивающихся на такой относительно тонкой литосфере, к сожалению, пока неизвестны.

Режимы рифтогенеза и вертикальные тектонические движения — крайние и промежуточные типы. Моделировалась эволюция континентальной литосферы малой (кора 25 км, мантия 55 км), средней (кора 30 км, мантия 90 км) и большой (кора 40, мантия 140 км) мощности литосфе-

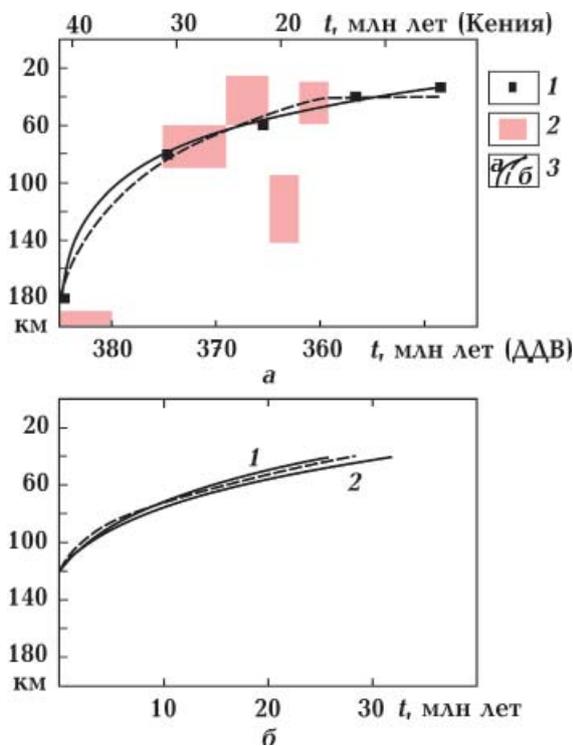


Рис. 1. Тестирование предлагаемого подхода для исходной литосферы мощностью 185 км; 1—2 — данные о глубине и времени формирования магм в Кенийском (1) и Днепровско-Донецком (2) рифтах (по [Wendlandt, Morgan, 1982; Усенко, 2004]); 3 — теоретическая кривая подъема границы литосфера/астеносфера для Кенийского рифта (а) [Moreschal, Gliko, 1991] и траектория подъема границы, полученная с помощью используемой модели (б) и сравнение результатов расчета термального утонения литосферы мощностью 120 км из работ [Crough, Thompson, 1976] (1), [Зорин, Лепина, 1984] (2) и используемой модели (3) (б).

ры (рис. 2) (параметры см. в таблице). Результаты по первой подгруппе сравнимы с рифтогенами, заложенными на мезо-кайнозойских континентальных плитах, по второй — на палеозойских, по третьей — на докембрийских платформах. Время длительности рифтогенеза устанавливалось равным 15, 20 и 25 млн лет, что в целом соответствует средним значениям времен, за которые астеносфера путем проплавления достигает подошвы коры (фиксация длительности активного рифтинга задает определенный сценарий развития, что надо учитывать при интерпретации результатов).

Для каждой модели показаны временные графики (сверху вниз): скорости тектонических вертикальных движений поверхности литосферы (в верхней половине — подъем поверхности), смещения поверхности литосферы (пунктирная линия ниже нулевой отметки — нагрузка водой (морское погружение)), границ литосферы. Для сравнения вынесены литосферные колонки некоторых природных рифтов: К — Кенийского, НР — Нижнего

Рейна, Пн — Паннонской впадины (по [Гирдлер, 1981; Молодые..., 1994; Artemieva, 2006; Cloeting et al., 2010; Yegorova, Starostenko, 2002]).

В ходе моделирования прослеживалось изменение во времени скоростей вертикальных движений поверхности, траекторий точек поверхности, подошвы коры и подошвы литосферы. На основании вариаций принимаемой эффективной скорости утонения коры $u = n \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$ выделено пять характерных рифтогенных режимов с параметрами $n=0,1, 0,8, 1, 1,5$ и 3 . Крайние члены описывают режимы, близкие по выводимым характеристикам к двум крайним типам современных природных рифтогенов: сводовым континентальным рифтам ($n=0,1$) и субокеаническим впадинам ($n=3$). Тектонотипом первых можно считать Восточно-Африканскую систему (Кенийский рифт), вторых — Тирренский субокеанический бассейн. На полученные графики изменения мощностей вынесены соответствующие им литосферные колонки, а также литосферные колонки некоторых «квазирифтов»

Таблица параметров

Параметр	Константа	Астеносфера	Литосферная мантия	Кора	Чехол	Вода
Плотность, кг/м ³	—	3340*	3340*	2700	2550	1030
Теплопроводность, Вт/(м·К)	—	4	3,8	2,5	1,8	—
Производство тепла, мкВт/м ³	—	—	0,005·10 ⁻⁶	0,4·10 ⁻⁶	—	—
Температуропроводность, м ² /с	1,6·10 ⁻⁵	—	—	—	—	—
Тепловое расширение, град ⁻¹	3·10 ⁻⁵	—	—	—	—	—

* Плотность на поверхности.

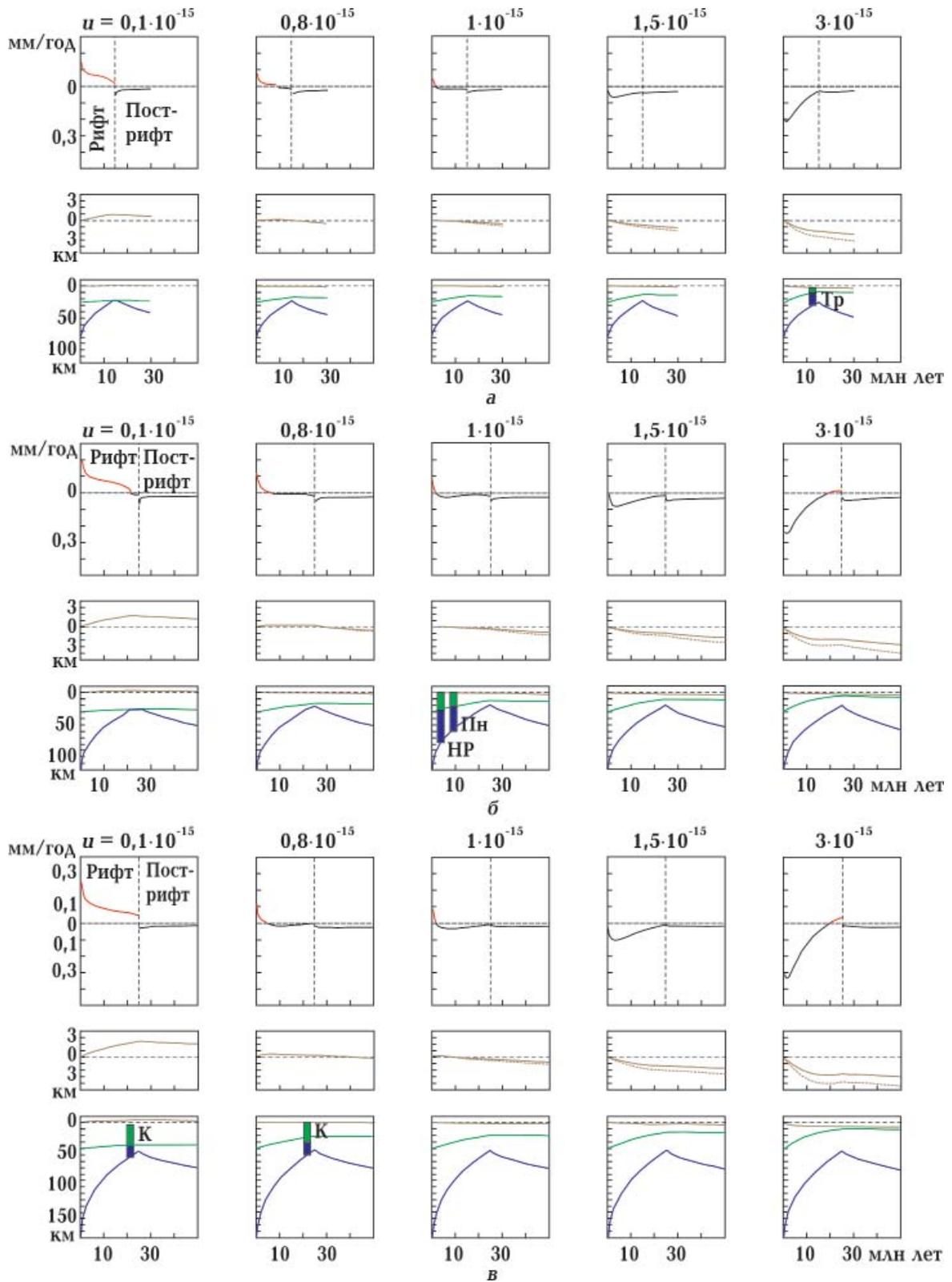


Рис. 2. Результаты расчета колонки литосферы на этапах активного рифтогенеза и пострифтового остывания для исходной литосферы мощностью 80 (а), 120 (б) и 180 (в) км. Значения скорости эффективного утонения коры u вверх характеризуют выделяемые режимы рифтогенеза.

(Паннонская впадина, область Нижнего Рейна), которые попадают в зону промежуточных режимов с $n=0,8—1,5$. Эта категория является наименее изученной и представляет особый интерес в контексте задачи выявления нестандартных рифтогенов. Обратимся к последовательному описанию каждого режима.

1) $n=0,1$; сводовый рифт. При такой достаточно низкой скорости утонения коры, сопровождающей подъем кровли астеносферы, с самого начала происходит подъем поверхности и формирование высокого рельефа, максимум которого для тонкой литосферы составляет чуть более 1 км и достигается к 12 млн лет, что соответствует достижению астеносферой подошвы коры, для средней — 2 км и достигается к 20 млн лет, для толстой литосферы — 2,5 км к 25 млн лет. Далее, в соответствии с заданным условием длительности рифтогенеза, астеносфера остается на уровне коры, но при этом знак вертикального движения поверхности коры меняется и она начинает очень медленно погружаться. Рост поднятий происходит при экспоненциально понижающейся скорости всплывания поверхности литосферы. Начало пострифтового этапа знаменуется переходом к погружению, которое, однако, даже после 25 млн лет остывания мантии не приводит к нивелированию высокого положения кровли литосферы.

2) $n=0,8$; слабо поднятый рифт. Усиление скорости утонения коры приводит к существенному ослаблению поднятия, которое на пике не превышает первых сотен метров. В скоростях вертикальных движений это отражается сначала в быстром снижении скорости поднятия, затем — в быстром (через 7 млн лет) переходе к погружению литосферы — медленному (0,01—0,02 мм/

год) на рифтовом этапе, несколько более быстрому (0,03—0,05 мм/год) на пострифтовом. Причем, в случае среднемошной литосферы начало пострифтового погружения ознаменовано переходом кровли литосферы через нулевую отметку в область абсолютного погружения, что означает морские бассейновые условия. Здесь становится также заметно, что утонение коры приводит к замедлению темпов подъема астеносферы, и в случае утолщенной литосферной мантии астеносфера завершает рифтовый этап ниже подошвы коры на 20 км.

В качестве природного аналога режимам с $n=0,1÷0,8$ подходит современная Восточно-Африканская рифтовая система. Сопоставление осредненной литосферной колонки ее Кенийской ветви (20 км мантии и 30 км коры [Гирдлер, 1981]) с эволюционными кривыми толстой литосферы (рис. 2, в) показывает, что наиболее близкое их совпадение достигается к 20 млн лет после начала рифтогенеза. При этом получается разброс: при минимальном индексе скорости утонения коры $n=0,1$ недостаточной оказывается наблюдаемая мощность коры, а при более продвинутом утонении ($n=0,8$) мощность коры природного рифта выше, чем в модели. Следовательно, режим Кенийского рифта системы можно определить как промежуточный в координатах двух рассмотренных типов.

3) $n=1,0$; слабое рифтогенное погружение. Здесь направленность вертикальных движений устанавливается одного знака почти сразу и после 2 млн лет весьма слабого выраженного подъема происходит морское погружение. Причем на син- и пострифтовом этапах скорость ее мала и примерно одинакова (0,02—0,03 мм/год), что показывает пример неразличимости син-

и пострифтового перехода. Величина тектонического погружения к концу пострифтового этапа достигает около 1 км. Соответствующими промежуточному рифтогенному режиму с $n=1,0$ могут быть названы области литосферы Паннонской впадины и Нижнего Рейна, о чем говорит соотношение их колонок с моделями для тонкой литосферы, показанное на рис. 2, б.

4) $n=1,5$; умеренное рифтогенное погружение. Отличительная особенность данного режима — заметное ускорение погружения, которое наблюдается на начальном этапе рифтогенеза в интервале до 2—3 млн лет, когда скорость тектонического погружения переходит через максимум в 0,07—0,09 мм/год; затем следует экспоненциальное снижение и к концу рифтового периода она уменьшается на порядок. В результате глубина моря достигает 1,5—2,5 км. В случае средней литосферы пострифтовый этап начинается с заметного ускорения погружения (0,05 мм/год), тогда как тонкая и толстая литосферы продолжают погружаться с той же минимальной скоростью. Поведение границы раздела кора/мантия таково, что реликтовый останец синрифтовой литосферы на пике подъема увеличивается; за установленное время астеносфера не достигает коры и в случае тонкой литосферы.

5) $n=3$; сильное рифтогенное погружение. Этот крайний случай характеризует близкий к максимальному в природе темп рифтогенного погружения, что приводит к глубинам морского изостатического погружения порядка 3 км. Кора утоняется до 3—5 км (уровень субокеанической впадины), при этом подъем астеносферы еще больше отстает от подошвы коры на пике. Неожиданной особенностью данного режима является инверсия вертикаль-

ного движения средней и толстой литосфер, которая выражается в смене знака и подъеме фундамента в течение последних 10 млн лет синрифтового развития, когда скорости поднятий достигают 0,025 мм/год. Этап рифтогенеза сменяется слабо ускоренным погружением пострифтового этапа. Тектонотипом данного режима можно рассматривать впадину Тирренского моря, развивающуюся на тонкой литосфере в течение последних 10 лет [Вержбицкий, 1996]. Для модели литосферы исходной мощностью 80 км (рис. 2, а) достижение равенства расчетной структуры и литосферной колонки Тирренского моря достигается к 12 млн лет.

Движения, создаваемые последовательным сочетанием пассивного и активного рифтинга. Как видно, ситуация с выбором модели рифтогенеза при палеотектоническом анализе осадочных бассейнов не так однозначна: «карты путает» вероятность проявления промежуточных форм, когда на первый план по скоростям выходит пострифтовое погружение. Промежуточные формы могут проявиться и в случае последовательной смены двух основных механизмов рифтогенеза — термального утонения и растяжения (пассивного рифтогенеза). Модель пассивного рифтинга (модель МакКензи) широко применяется в моделировании и реконструкции осадочных бассейнов [van Wees et al., 1996; Стифенсон и др., 1997; Vargas et al., 2009; Baur et al., 2010 и др.]. Однородное растяжение литосферы порождает только нисходящие вертикальные перемещения поверхности разной интенсивности, поэтому оно не применимо (с некоторыми оговорками) к анализу рифтогенов, связанных с поднятием литосферы.

На рис. 3 показаны модели, в кото-

рых происходит смена во времени фазы начального растяжения литосферы фазой термального подъема астеносферы (рис. 3, а) и, наоборот, начального термального подъема последующим растяжением (рис. 3, б). Длительность фазы активного рифтинга составляет 10 млн лет при скорости эффективного утонения коры $u=0,1 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$, пассивного — 5 млн лет при скорости растяжения $\dot{\epsilon}=3 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$. В результате получаем дискретный характер изменения скоростей погружения и ломаные траектории вертикальных движений при рифтогенезе. В первом случае быстрое погружение в начале рифтинга за счет растяжения литосферы прерывается инверсией и движением поверхности вверх вследствие «передачи управления» рифтогенезом активному мантий-

ному механизму. При противоположном переходе активный рифтогенез стартует положительными вертикальными движениями, смена его пассивным рифтингом приводит к быстрому погружению, которое в установленных рамках не успевает пересечь нулевую отметку, так что морское осадконакопление относится уже к пострифтовому этапу.

Син- и пострифтовое осадконакопление при различных режимах рифтогенеза. Компенсирующее осадконакопление. Данная простейшая ситуация полной осадочной компенсации погружения фундамента (обстановка шельфа) демонстрирует специфику рифт-пострифтового перехода (рис. 4), ее прототип в образе тектонического погружения и параметры модели см. на рис. 2, в. Отметим принципиальные моменты. При скорости утонения коры $u=0,8 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$ осадконакопление стартует в условиях развитого пострифтового процесса. Ему предшествует рифтинг с низким (до 500 м) подъемом, который мог сопровождаться размывом фундамента. Скорости осадконакопления пострифтового этапа умеренные — от 1,1 до 0,06 мм/год; в результате к 25 млн лет остывания литосферы накапливается 1,9 км пострифтовых отложений. Если не распознан предшествующий скрытый рифтинг (без существенного погружения и морского осадконакопления), то обнаруженная осадочная серия может быть ошибочно признана рифтогенной в рамках существующей в бэкстриппинге традиции соотнесения начальных фаз ускоренного погружения с растяжением литосферы [Стифенсон и др., 1997; Vargas et al., 2009]. При скорости $1 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$ осадконакопление начинается со второй половины рифтового этапа, причем скорость осадконакопления

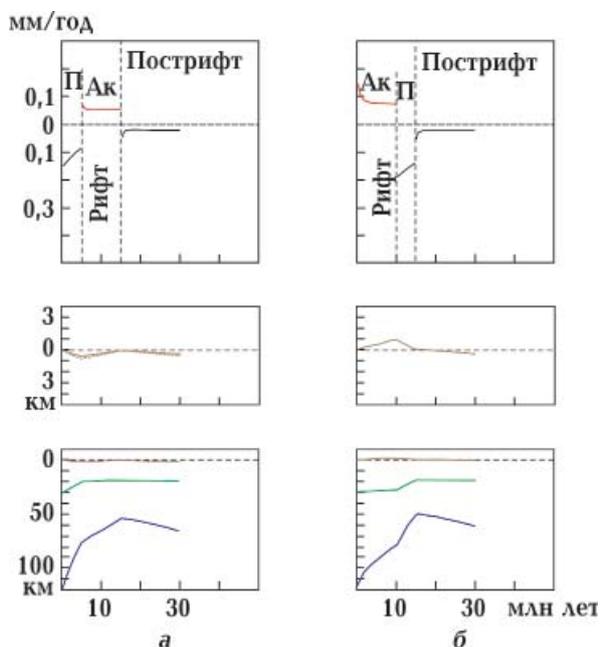


Рис. 3. Модели рифтогенеза с фазами попеременного действия пассивного (П) и активного (Ак) механизмов: а — пассивный предшествует активному, б — наоборот. Значения скоростей утонения коры и растяжения литосферы фиксированы: $u=0,1 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$ и $\dot{\epsilon}=3 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$.

низкая: 0,04—0,06 мм/год. Начало пострифтового опускания знаменуется скачком скоростей до 0,19 мм/год и, соответственно, усилением прогибания. Здесь еще больше предпосылок ошибочного отнесения пострифтовой серии к синрифтовой со всеми вытекающими последствиями в плане полеотектонических реконструкций. Только $u=1,5 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$ запускает погружение практически с самого начала рифтогенеза. В результате формируется синрифтовая серия с экспоненциально снижающейся скоростью осадконакопления от 0,3 до 0,03 мм/год. На нее ложится пострифтовая серия, стартующая с усилением скорости до 0,13 мм/год и последующим ее плавным снижением до 0,08 мм/год. В итоге за 50 млн лет эволюции накапливается полная син-пострифтовая серия мощностью 6 км. Экспоненциальная кри-

вая скорости осадконакопления при рифтогенезе также несет в себе подвох — значительное снижение скорости к концу рифтогенеза может считываться как атрибут пострифтового этапа.

Режим с предельным (для континентального рифтинга) значением $u=3 \times 10^{-15} \text{ с}^{-1}$ приводит к проявлению наибольшей скорости осадконакопления, которая вначале превышает 1,0 мм/год, но быстро снижается и к 19 млн лет пересекает нулевую отметку. Происходит инверсия вертикального движения фундамента, его подъем и, соответственно, размыв чехла. До конца рифтового этапа оказываются размывшими порядка 700 м верхних синрифтовых осадков. На размывтой поверхности рифтовой серии начинают откладываться с большим стратиграфическим перерывом осадки пострифтового этапа (скорость порядка 0,1 мм/год). Об-

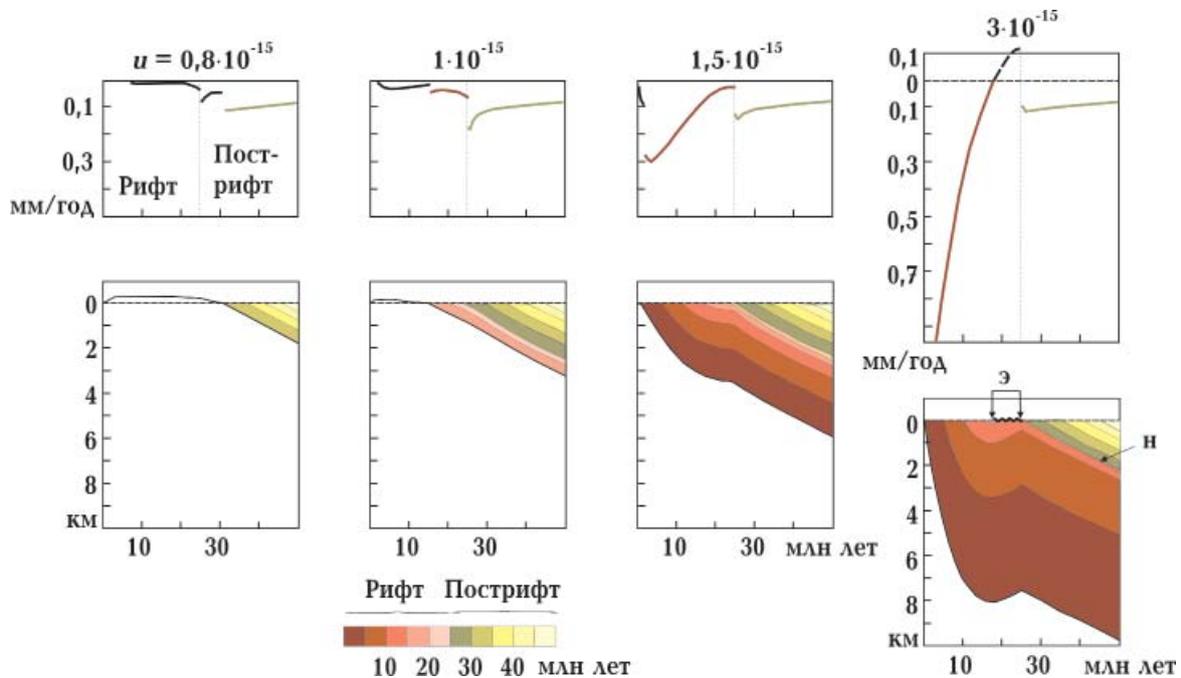


Рис. 4. Модели компенсированного осадконакопления на син- и пострифтовом этапах для активного рифтинга. Вверху — скорости фундамента (э — эрозия в конце рифтового этапа; н — поверхность стратиграфического несогласия (размыв) в основании пострифтовой серии).

шая мощность рифт-пострифтовой серии после 50 млн лет эволюции достигает почти 10 км, из них — около 7,5 км рифтовых. При этом величина хиатуса в итоге составляет около 13 млн лет. В этом случае также есть большой риск принять за этап рифтогенеза пострифтовую серию, тем более залегающую на размытой поверхности.

«Свободное» осадконакопление и фациальная неоднородность колонки. Под «свободным» осадконакоплением понимается невыполнение условия полной седиментационной компенсации тектонического погружения, реализующееся в формах морского и континентального осадконакопления. Фактор тектоники в этом случае может влиять на скорость седиментации опосредованно. Ситуация некомпенсированного осадками погружения проявлена в бассейнах мира весьма широко, особенно это выражено для субокеанических впадин, длительно развивающихся в глубоководном состоянии в условиях термального опускания литосферы [Гончар, 2011]. В разрезе осадочного бассейна «свободное» осадконакопление проявляется в изменении фаций глубинности по вертикали, когда формируются трансгрессивные и регрессивные серии, тогда как строгим индикатором седиментационной компенсации является противоположное — фациальная однородность колонки [Хаин, 1973]. Пострифтовое погружение субокеанических впадин в долгосрочной перспективе проявляется морской регрессивной серией, приводящей к обмелению бассейна. В качестве наиболее типичной для рифтогенеза следует рассматривать трансгрессивную серию, наиболее выразительную в случае перехода от континентального к морскому осадконакоплению. В рамках предпринятого обобщенного моделиро-

вания, приняв среднюю скорость осадконакопления 0,14 мм/год (характеризующую современные субокеанические впадины [Гончар, 2011]), получим потенциальные фациальные схемы син- и пострифтового осадконакопления (рис. 5). В случае рифтогенеза промежуточного типа ($u=1 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$) с самого начала формируется регрессивная континентальная серия, при возрастании скорости до $1,5 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$ происходит качественный скачок и осадконакопление с начала рифтогенеза развивается по трансгрессивному типу, имея характер мелководноморского (рис. 5, а). Максимум глубины моря (400 м) в этом случае достигается к 15 млн лет, после чего происходит седиментационная инверсия и начинается постепенное обмеление бассейна. При двукратном увеличении скорости утонения коры осадочная некомпенсированность погружения ярко выражена: к 3 млн лет рифтогенеза глубина моря достигает 1 км, к 14 млн лет глубоководность превышает 2 км. Далее начинается повышение уровня седиментации, скорость которого существенно замедляется на рубеже пострифтового перехода. Важно отметить, что моделям континентального осадконакопления, несмотря на погружение фундамента, соответствуют восходящие тектонические движения кровли литосферы (см. рис. 2, б).

Характерным для рассмотренных примеров син- и пострифтового осадконакопления является невозможность (в рамках заданных условий) получения трансгрессивной серии с переходом от континентального к морскому осадконакоплению. Напротив, только морское трансгрессивное осадконакопление возможно в случае пассивной модели рифтогенеза (рис. 5, б), границей которому служит пострифтовый переход при малых и умеренных значе-

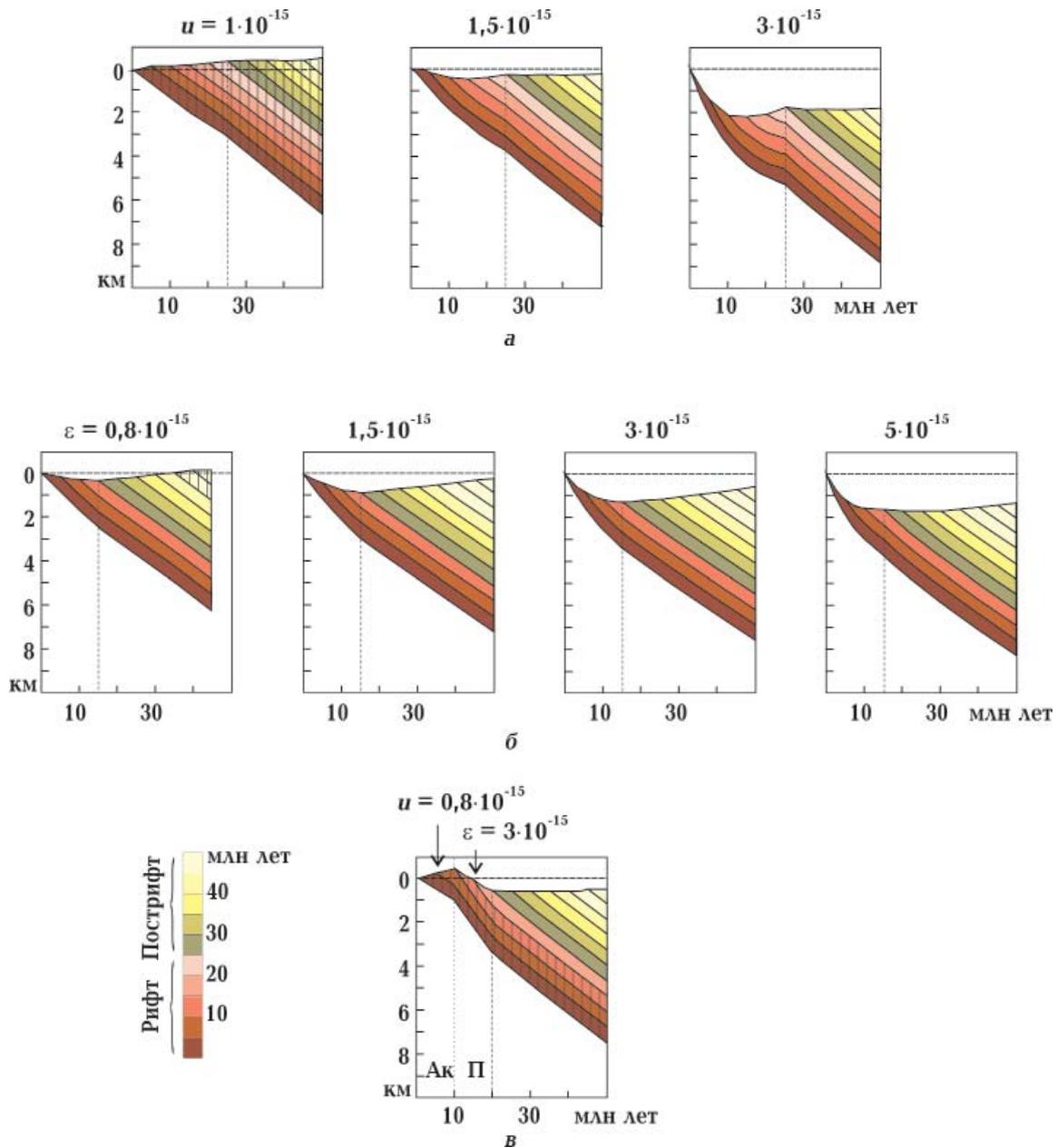


Рис. 5. Модели «свободного» осадконакопления на син- и пострифтовом этапах, дающие изменение уровня седиментации (фаций глубинности): а — активный рифтогенез, б — пассивный рифтогенез; в — схема последовательных фаз активного (Ак) и пассивного (П) рифтинга, моделирующая трансгрессивный переход от континентального к морскому осадконакоплению, континентальные осадки заштрихованы.

ниях скорости растяжения литосферы ($\dot{\epsilon} < 3 \cdot 10^{-15} \text{ c}^{-1}$), при больших — трансгрессивная глубоководная серия затягивается в область пострифтового этапа. Только низкая скорость растя-

жения обеспечивает выход к 35 млн лет на континентальные условия седиментации. Таким образом, модели с единственным действующим механизмом утонения литосферной мантии: ак-

тивным (см. рис. 5, а) или пассивным (см. рис. 5, б), предсказывают монотонное в отношении фаций глубинности осадконакопление и, что принципиально, не предполагают континентальный/морской фациальный переход в трансгрессивном осадконакоплении рифтового этапа. Чтобы воспроизвести его, воспользуемся схемой последовательного соединения активного и пассивного механизмов рифтогенеза по примеру модели рис. 3, б. Если допустить (рис. 5, в), что первые 10 млн лет рифтогенеза определялись утонением коры со скоростью $u=0,8 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$ при термальном утонении мантийной части литосферы, а последующие 10 млн лет — общим растяжением литосферы с $\dot{\epsilon}=3 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$, то получим начальное син-рифтовое континентальное осадконакопление в течение 14 млн лет, которое является первоначально регрессивным (идет с повышением гипсометрии кровли осадочной колонны), а затем, с началом фазы пассивного рифтинга, — трансгрессивным, переходящим в морские фации син- и пострифтового этапов.

Приведенные примеры указывают на необходимость уделять внимание фациальным особенностям осадочных разрезов в контексте гипсометрии накопления не только для более точного определения величин тектонического погружения (поднятия), но и для выводов о действовавших тектонических механизмах.

Реконструкция погружений в пермско-триасовом бассейне Эбро (Испания). В пределах современной юго-западной окраины Западной Европы, вдоль Средиземноморского побережья, выявляются реликты пермско-триасовых осадочных бассейнов, выполненных преимущественно терригенными континентальными отложе-

ниями, с переходом в среднем триасе к мелководноморским карбонатным осадкам [Bourquin et al., 2007]. Суммарная их мощность невелика: до 1,5—2 км наблюдаются в Иберии (северо-восток Испании) [Arche, Lopez-Gomez, 1996; Vargas et al., 2009], при этом на разрезах фиксируются как минимум двукратные размывы [Bourquin et al., 2007]. Происхождение этих бассейнов проблематично с геодинамической точки зрения, так как последний период тектономагматической активизации в регионе, с которой можно очевидным образом связать рифтогенез, завершился за 20 млн лет до того в ранней перми (примерно 285 млн лет) [Циглер, 1981; Van Wees et al., 2000].

Было выполнено моделирование погружения и формирования осадочной колонки впадины Эбро (рис. 6, а), расположенной на северо-западе Иберийского бассейна [Arche, Lopez-Gomez, 1996; Vargas et al., 2009; Lopez-Gomez et al., 2010]. Стратегия моделирования строилась на допущении нескольких этапов активного рифтогенеза, для которых также допускалось внутреннее разделение на фазы, характеризующиеся разными режимами. Последние определялись вариацией скорости утонения. Исходя из разреза и общей известной ситуации в Европе в перми и триасе [Циглер, 1981], можно предполагать наличие минимум двух раздельных проявлений рифтогенеза: в позднем карбоне — ранней перми и в поздней перми. Первый приурочен к региональной активизации, когда обширно проявились вулканические процессы в обстановке диффузного сдвигового тектогенеза [Циглер, 1981; McCann et al., 2006]; в разрезе исследуемого бассейна ему соответствует базальный слой кислых вулканитов мощностью до 100 м (рис. 6, а, I). Дли-

тельность первого рифтогенного события принята равной 15 млн лет в интервале 300—285 млн лет, причем накопление эффузивной толщи соотносится с последними 5 млн лет рифтогенеза. Вулканиды перекрываются обломочной серией, накопление которой соотносено с пострифтовым процессом. Второе проявление рифтогенеза отнесено к концу перми (260—245 млн лет), его начало связывается с размывом пострифтовой толщи — первым стратиграфическим несогласием пермской части разреза. Для первого этапа рифтогенеза выбрана скорость утонения коры $0,4 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$ (рис. 6, б); второй этап характеризуется варьированием коэффициента (т. е. режимов рифтогенеза) в порядке трех фаз с $n=0,6$; $0,7$ и $0,4$ и длительностью 3, 7 и 5 млн лет соответственно. Выбранные параметры в целом обеспечивают (при заданных скоростях седиментации) континентальные условия осадконакопления в течение перми, раннего и большей части среднего триаса, что соответствует литофациальным особенностям разреза и палеогеографии региона [Bourquin et al., 2007]. Скорость утонения коры $0,6 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$ в начале второго этапа пермского рифтогенеза приводит к подъему фундамента и размыву, увеличение ее до $0,7 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$ приводит к погружению фундамента и накоплению синрифтовой толщи конгломератов и сменяющих их алевролитов (см. рис. 6, а). Последняя фаза с $u=0,4 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$ обеспечивает новый подъем и эрозию, которая сменяется в разрезе уже пострифтовой серией раннего триаса. В обоих случаях рифтогенез протекает на фоне термального подъема подошвы литосферы исходной мощностью 120 км (см. рис. 6, б). К концу первого этапа кровля астеносферы поднимается до уровня 55 км, в конце перми она оказывается

на уровне 32 км, остаточная мощность литосферной мантии составляет при этом порядка 10 км, т. е. моделирование дает достаточно продвинутый уровень рифтогенного преобразования тектоносферы к концу перми при том, что вулканических проявлений в регионе в это время не зафиксировано, за исключением грабена Осло [Циглер, 1981].

Полученную величину утонения литосферы в модели можно проверить независимо с помощью методики анализа скоростей пострифтового осадконакопления [Гончар, 2011, 2013]. Сопоставление скоростей триасовой части разреза с теоретическими кривыми скоростей шельфового осадконакопления (рис. 7, в) показывает их следование в диапазоне траекторий $k=5 \div 7$ (пространственного коэффициента остывания). Оценив коэффициент утонения литосферы по формуле $\beta=8,5/(8,5-k)$ с $k=6$, получаем $\beta=3,4$, что при исходной мощности 120 км даст конечную мощность утоненной литосферы 36 км, а это практически совпадает с полученной в нашей модели. Данный результат также косвенно свидетельствует в пользу пострифтовой природы триасовых отложений.

Таким образом, в модели, объясняющей происхождение пермо-триасовой осадочной колонки Иберии, в отличие от предшествующих построений [Arche, Lopez-Gomez, 1996; Vargas et al., 2009; Lopez-Gomez et al., 2010], воспроизводятся палеогеографические особенности осадконакопления: континентальное в перми и раннем триасе с переходом в морское в конце среднего триаса, а также раскрывается неопределенность стратиграфических несогласий поздней перми. Остается сравнить выводы о тектоническом погружении, полученные здесь, с аналогичными выводами, сделанными в рамках

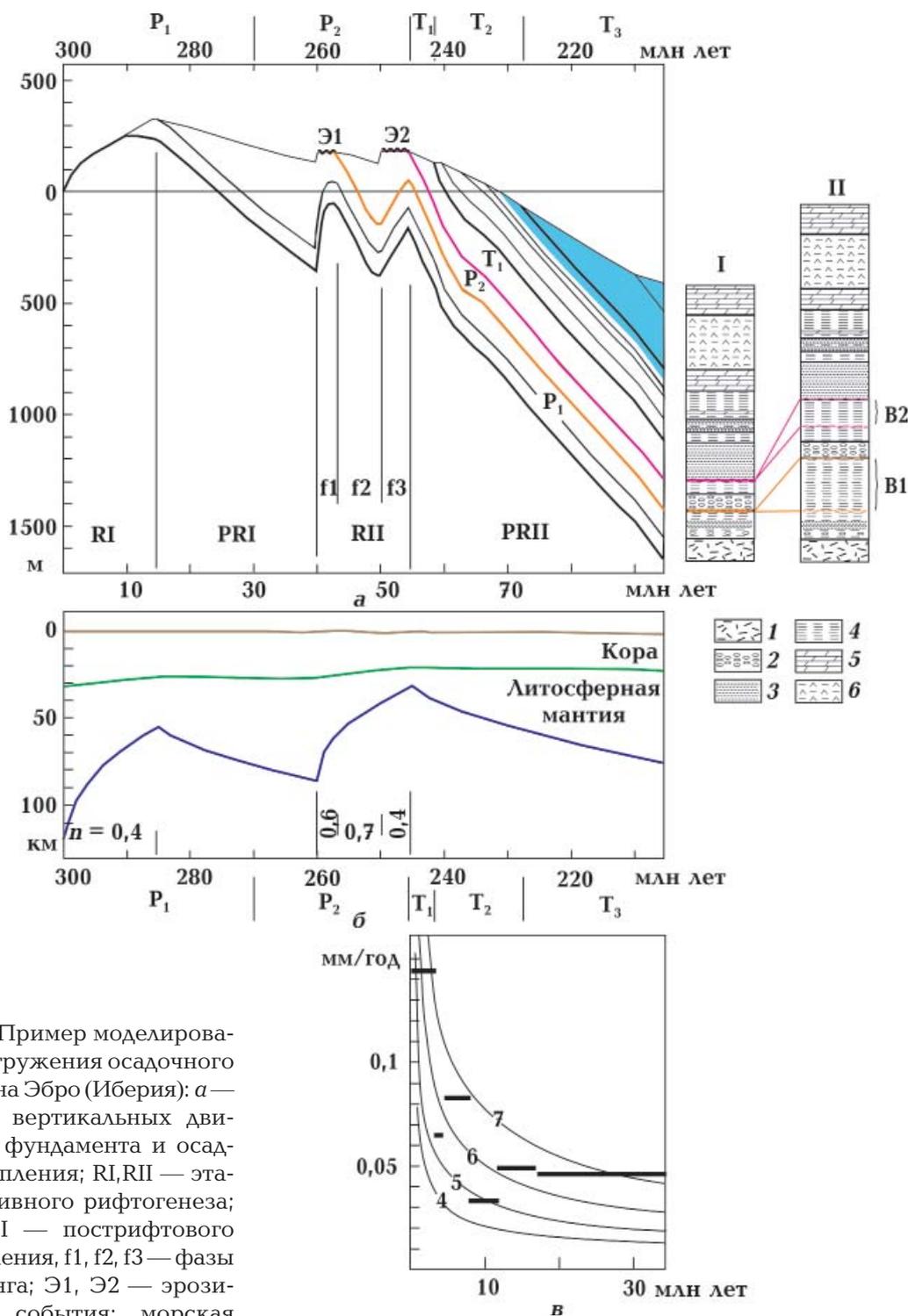


Рис. 6. Пример моделирования погружения осадочного бассейна Эбро (Иберия): а — модель вертикальных движений фундамента и осадконакопления; RI, RII — этапы активного рифтогенеза; PRI, PRII — пострифтового погружения, f1, f2, f3 — фазы рифтинга; Э1, Э2 — эрозионные события; морская часть модельного разреза тонирована (I — наблюдаемый осадочный разрез северо-западной части впадины Эбро (по [Vargas et al., 2009]), II — тоже, но с восстановленными эродированными отложениями (B1, B2); 1 — вулканиты, 2 — конгломераты, 3 — песчаники, 4 — глины, 5 — доломиты, 6 — эвапориты); б — смещение границ литосферы в модели; для этапов рифтогенеза показаны принятые величины индекса утонения коры n ; в — диаграмма скоростей осадконакопления для триасовой части моделируемого разреза; оцифрованные кривые — теоретическая скорость компенсированного осадконакопления в условиях пострифтового остывания литосферы [Гончар, 2013].

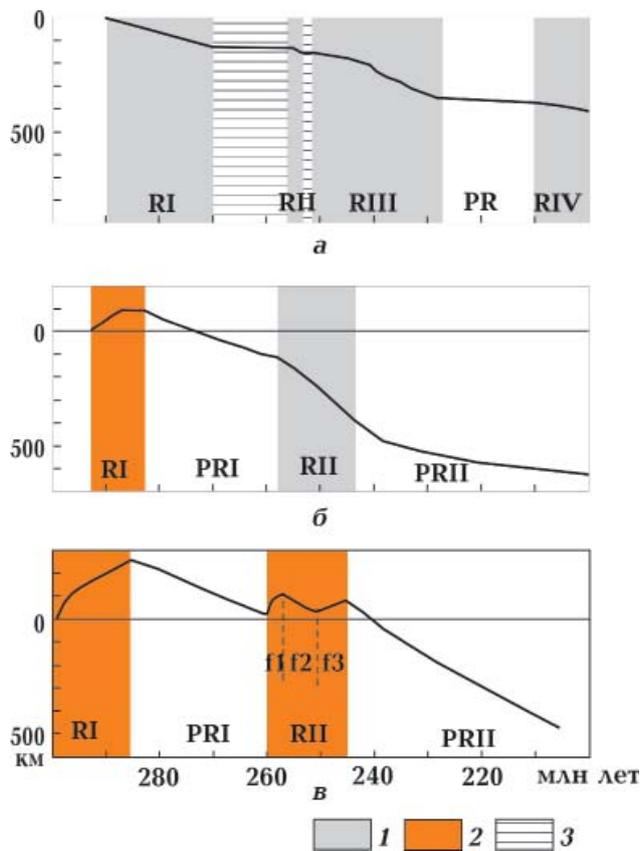


Рис. 7. Сравнение кривых тектонического погружения для пермско-триасовых бассейнов Западной Европы: *а* — участка Молина де Арагон в Иберии [Vargas et al., 2009]; *б* — скважины в пределах Южно-пермского бассейна северо-западной части Европы [van Wees et al., 2000]; *в* — впадины Эбро в настоящей статье (1, 2 — этапы пассивного и активного рифтогенеза соответственно, 3 — периоды тектонически неопределенного развития бассейна в связи с размывом отложений [Vargas et al., 2009]).

бэкстриппинга (см. рис. 7). Первые две кривые отражают непосредственный подбор прямым моделированием кривых тектонического погружения, полученных по стандартной методике для пермско-триасовых бассейнов Иберии [Vargas et al., 2009] и СЗ Франции [Van Wees et al., 2000]. В первом случае, «не мудрствуя лукаво», авторы традиционно отнесли крутые участки кривой погружения к рифтовым событиям (RI—RIV), пологие — к пострифтовым;

стратиграфические отрезки, осложненные размывом, обозначены как неопределенные в плане механизма тектогенеза. В уже упоминавшейся работе [Van Wees et al., 2000], посвященной анализу погружения Южно-пермского бассейна северо-запада Европы, приняв во внимание отсутствие прямых геологических доказательств существенного растяжения коры, более значимую роль в создании потенциала погружения отнесли к рифтогенному событию в ранней перми [Циглер, 1981; McCann et al., 2006]. Было предложена модель с активным термальным утонением литосферной мантии в ранней перми (RI), последующим термальным погружением в средней перми и дополнительным растяжением литосферы в поздней перми — раннем триасе (RII) [Van Wees et al., 2000] (см. рис. 7, б). В этой модели предсказывается начальное син- и пострифтовое положение кривой тектонического движения (RI и частично PRI) выше нулевой отметки, т. е. континентальные условия, что сближает ее с предлагаемым подходом. Правда, авторы заложили допущение о значительной задержке начала осадконакопления, старт которого наступил в конце перми — начале триаса вместе с морской трансгрессией после 20 млн лет седиментационного «молчания», что представляется маловероятным. Недостатками также являются игнорирование размывов в поздней перми и неучет варьирования фациальных условий накопления в поздней перми — триасе. Кривая тектонических движений, соответствующая предлагаемой методике расширенного прямого моделирования (см. рис. 7, в), предсказывает более сложный характер рифтогенеза, обусловленный двумя этапа-

ми активного рифтинга RI и RII, когда для второго (позднепермского) предусматривается варьирование режима в виде трех фаз с различными индексами утонения коры (см. рис. 6). Активный рифтогенез при соответствующем умеренном утонении коры обеспечивает длительное положение тектонической кривой выше нулевой отметки рельефа (континентальные условия), а фазы рифтинга — чередование размыва и осадконакопления.

Условия осадконакопления и погружение юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины. История погружения юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и накопление в ее пределах мощных полифациальных толщ карбона, включая угленосные, не вписывается в простую схему пострифтового развития, последовавшего за позднедевонским рифтогенезом; неопределенности добавляет парадоксально медленное погружение в турнейско-ранневизейское время [Van Wees et al., 1996; Стифенсон и др., 1997; Стовба, Майстренко, 2000; Стовба, 2008]. Для объяснения накопления значительных объемов отложений привлекались схемы с дополнительными актами растяжения (на границе раннего и позднего визе, в серпуховское время, в конце карбона), усиливавшими пострифтовое опускание [Van Wees et al., 1996; Стифенсон и др., 1997], также предполагалось участие оттока девонской соли, освобождавшей пространство для дополнительного погружения [Стовба, Майстренко, 2000; Стовба, 2008].

Хотя в пользу активизаций растяжения в каменноугольном периоде приводились сейсморазведочные данные, нет уверенности в том, что видимые на сейсмических временных разрезах сбросы действительно ответственны

за масштабное погружение литосферы, учитывая в целом ограниченный потенциал тектоники растяжения [Артюшков, 1993]. Кажущееся (в рамках постулата о компенсированном осадконакоплении) медленное погружение бассейна в турне — раннем визе условно было отнесено на счет «фазы тектонического покоя» [Стифенсон и др., 1997; Стовба, 2008], постулирование которой после прекращения рифтогенеза неадекватно ситуации, так как это время, вообще говоря, должно быть отмечено наиболее активными пострифтовыми нисходящими движениями [Гончар, 2013].

По-видимому, следует обратиться к «старому, доброму» формационному анализу, из которого, в частности, следует, что начиная с позднего визе Донбасс и примыкающая к нему юго-восточная часть ДДВ стали местом накопления мощной толщи паралической угленосной молассы, фактически — предгорным прогибом перед герцинским складчатым сооружением и вовлеченным в активизацию восточным участком УЩ [Хаин, 1977]. Как элементы системы краевых прогибов, опоясывающих Восточно-Европейский кратон в позднем палеозое, рассматриваются юго-восток ДДВ и Донбасс авторами работы [Nikishin et al., 1996]. Таким образом, проблемы количественной интерпретации величин нисходящих движений литосферы ДДВ в карбоне можно попытаться решить с привлечением моделей формирования краевых прогибов. Однако представляется, что основная причина противоречий — методическая.

Неточности в реконструкции тектонического погружения, возникающие при игнорировании глубины моря. Формационный, палеогеографический анализ осадочного заполнения ДДВ об-

наруживает закономерное изменение условий седиментации в карбоне с юго-востока на северо-запад и вверх по разрезу: от морских и лагунно-морских до континентальных [Лукин, 1977; Геологическая..., 1993] (рис. 8, а). Определяемый в юго-восточной части ДДВ максимум глубин морского бассейна (200 м и более [Геологическая..., 1993], 500—1000 м [Лукин и др., 2001]) сохранялся на протяжении турне — раннего визе, что отобразилось в формировании терригенно-кремнисто-карбонатной формации с некомпенсированными условиями осадконакопления [Лукин, 1977] (рис. 8, б). Переходной на юго-востоке оказалась следующая, терригенно-угленосная полифациальная формация позднего визе — серпухова, для которой предполагается цикличность условий седиментации: чередование фаз некомпенсированного, относительно глубоководного (известняки), квазикомпенсированного (терригенные породы) и полной компенсации или даже перекомпенсации (угли). Береговая линия, разделявшая континентальное и морское осадконакопление в ДДВ в поздневизейско-серпуховское время, замыкалась к западу от Полтавы. Несмотря на ее высокую мобильность, в целом морские условия к востоку от Полтавы сохранялись стабильными [Dvorjanin et al., 1996; Стомба, 2008]. Какова была глубина моря во второй половине раннего карбона неизвестно, но, скорее всего, не больше, чем в первой.

Можно ли считать глубину моря 200 м и более в осевой части юго-востока ДДВ незначительной, чтобы, отбросив ее как несущественный член уравнения изостатического равновесия, рассчитывать величины тектонического погружения, и насколько ошибочными могут быть такие по-

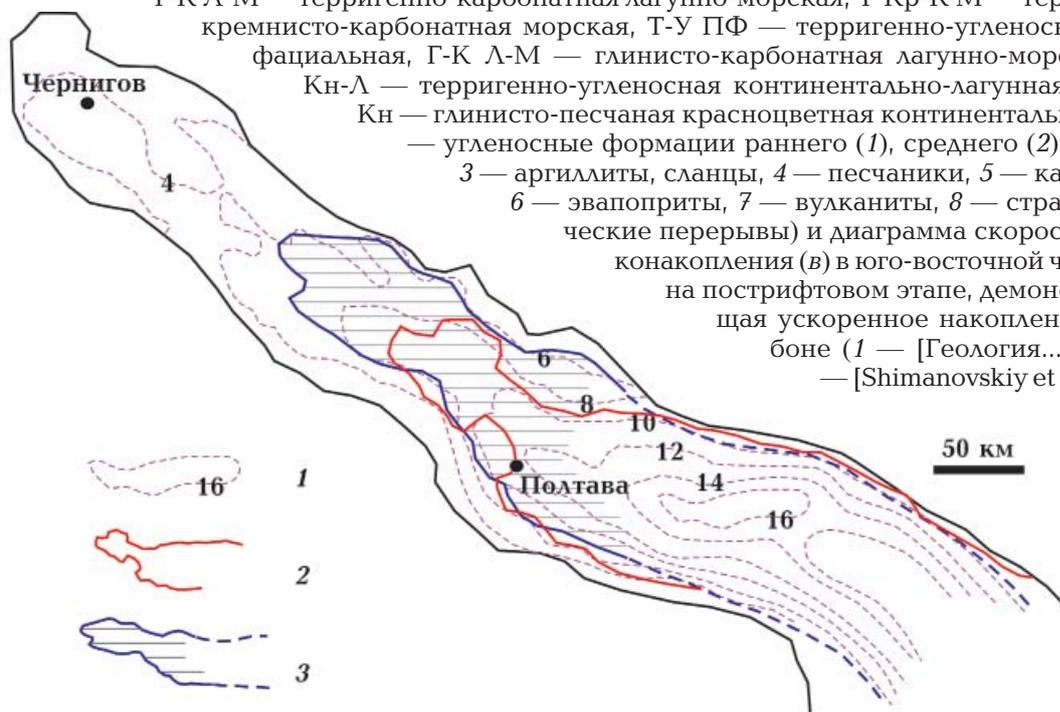
строения и основанные на них выводы? Для примера воспользуемся моделью пострифтового погружения в рамках одномерной задачи остывания мантийного полупространства [Гончар, 2011] (мощности сводного стратиграфического разреза взяты из работы [Shimanovskyy et al., 2004]). Определяемое в данном случае тектоническое погружение соответствует термальному. Моделью предсказывается начальный уровень глубины моря 200 м (рис. 9, а), что обеспечивается пятикратной степенью утонения исходной литосферы и мощностью накопленного позднедевонского синрифтового чехла 5600 м. Далее следует ускоренное погружение депоцентра, к концу турнейского века глубина моря составляет 420 м.

Величина тектонического погружения при локальной изостатической компенсации находится из уравнения [Галушкин, 2007]

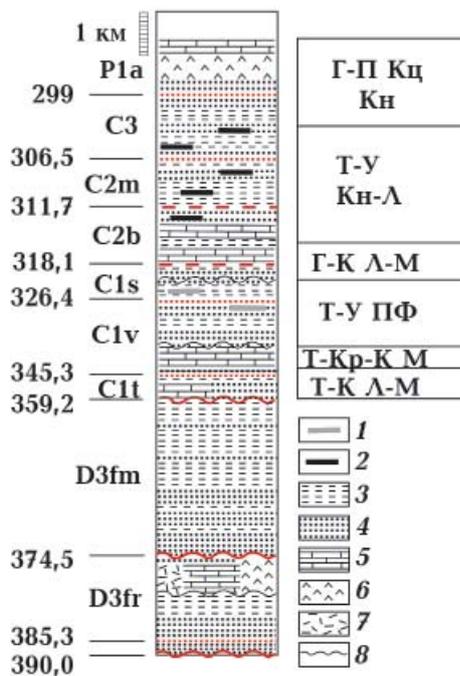
$$h_t = \Delta h_w \frac{\rho_a - \rho_w}{\rho_a} + h_s \frac{\rho_a - \rho_s}{\rho_a}, \quad (1)$$

где $\Delta h_w = h_{w0} - h_w$, h_w и h_{w0} — величины текущего и начального морского погружения, а последнее слагаемое дает вклад чехла (без учета эвстатических колебаний уровня моря). Если игнорируется глубина моря, то тектоническое погружение прямо пропорционально мощности накапливающихся осадочных пород h_s . Принимая $\rho_w = 1030 \text{ кг/м}^3$, $\rho_s = 2550 \text{ кг/м}^3$, $\rho_a = 3200 \text{ кг/м}^3$ и полагая $\Delta h_w = 0$, на основании (1) получим кривую тектонического погружения обратной задачи бэкстриппинга, в которой не учитываются морские глубины (рис. 9, б). Для конца турнейского века, когда мощность чехла составляет 710 м, $h_t = 142 \text{ м}$. Это более чем в два раза меньше, чем в ситуации, учитывающей относительное морское погружение (кривая

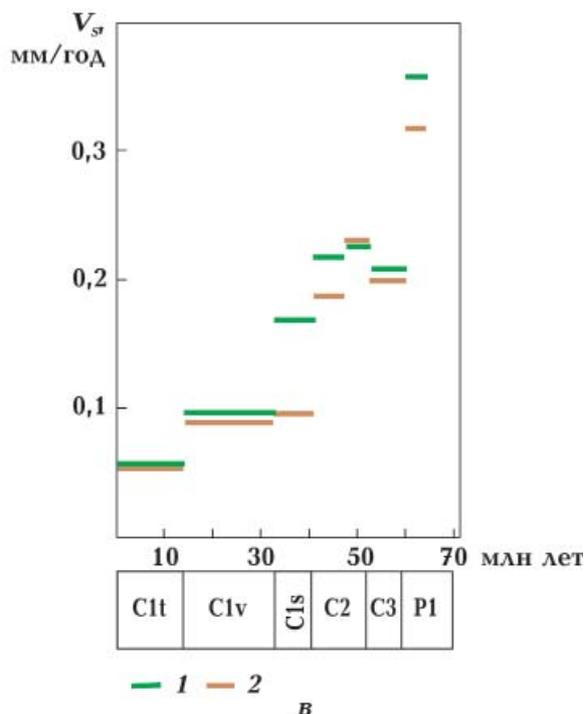
Рис. 8. Схема осадочного выполнения ДДВ с элементами палеогеографии (а): 1 — глубина залегания подошвы осадочного чехла [Атлас..., 1984]; 2 — область некомпенсированного осадконакопления в раннем визе (заштрихована, по [Лукин, 1977] и ее предполагаемое продолжение — штриховые линии); 3 — линия разграничения внешней и внутренней зон литорали Полтавского палеоморя в позднем визе [Стовба, 2008]; сводная стратиграфическая колонка ДДВ (б) (по [Shimanovskiy et al., 2004]), справа — формации каменноугольных отложений (по [Лукин, 1977]): Т-К Л-М — терригенно-карбонатная лагунно-морская, Т-Кр-К М — терригенно-кремнисто-карбонатная морская, Т-У ПФ — терригенно-угленосная полифациальная, Г-К Л-М — глинисто-карбонатная лагунно-морская, Т-У Кн-Л — терригенно-угленосная континентально-лагунная, Г-П Кц Кн — глинисто-песчаная красноцветная континентальная; (1—2 — угленосные формации раннего (1), среднего (2) карбона, 3 — аргиллиты, сланцы, 4 — песчаники, 5 — карбонаты, 6 — эвапориты, 7 — вулканиты, 8 — стратиграфические перерывы) и диаграмма скоростей осадконакопления (в) в юго-восточной части ДДВ на пострифтовом этапе, демонстрирующая ускоренное накопление в карбоне (1 — [Геология..., 1988], 2 — [Shimanovskiy et al., 2004]).



а



б



в

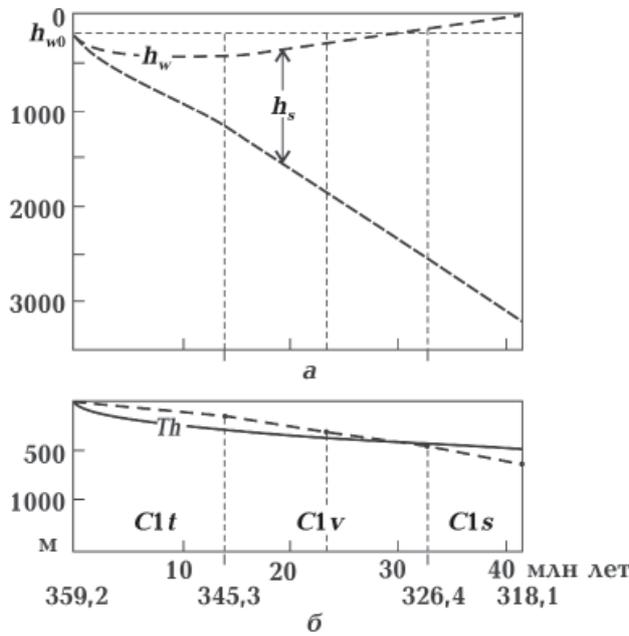


Рис. 9. Пример расчета погружений фундамента и морских глубин депоцентра юго-восточной части ДДВ в раннем карбоне (а) и траектории термального погружения в модели (th) и реконструированного тектонического методом бэкстриппинга без учета морских глубин (пунктир) (б). См. пояснения в тексте.

th). Здесь видно, как получается занижение тектонической составляющей вследствие неучета батиметрической поправки. В конце визейского века относительная глубина моря равна -50 м, мощность чехла 2340 м. Здесь разница в оценках наименьшая. В конце серпуховского века происходит полное обмеление, соответственно относительное изменение глубины моря равно -200 м, а мощность чехла составляет 3200 м. При игнорировании глубины моря $h_t=640$ м, а с ее учетом — 504 м. Таким образом, после недооценки тектонического погружения следует его переоценка. Максимальные величины отклонений составляют около 140 м. Это может показаться несущественным в масштабах долговременного опускания, но этого достаточно, чтобы

кривая бэкстриппинга потеряла характерный экспоненциальный профиль пострифтового термального погружения. Как следствие, неверными будут тектоническая интерпретация этого отрезка истории, основанное на ней прямое моделирование и общие выводы.

Воспроизведение морского погружения юго-восточной части ДДВ (базовая модель). В геодинамическом плане трудно представить более элементарную модель: этап рифтогенеза с монотонным утонением коры (скорость $1,1 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$) и последующим пострифтовым погружением вплоть до конца каменноугольного периода (рис. 10). В исходном состоянии литосфера содержит слои коры и мантии мощностью 43 и 137 км соответственно. Длительность рифтогенеза установлена равной $26,1$ млн лет, что соответствует позднему девону (International Stratigraphical Chart, 2004). Пострифтовая эволюция прослеживалась до конца карбона. Скорости осадконакопления вводились на основании мощностей стратиграфических подразделений сводной колонки ДДВ [Shimanovskyy et al., 2004], эффект уплотнения пород при погружении не учитывался. При оценке получаемых результатов по осадконакоплению ориентиром служили формационные характеристики чехла ДДВ [Лукин, 1977] (см. рис. 8, б), а также данные об интенсивности угленакопления, установленные для соседнего Донбасса [Феофилова, Левенштейн, 1963] (см. ниже). Рифтогенез завершается $2,5$ -кратным утонением коры и ее конечная мощность составляет 17 км (рис. 10, а), что примерно совпадает с мощностью, определяемой для юго-восточной части ДДВ сейсморазведочными методами [Чекунов и др., 1991].

Сравнение движения подошвы литосферы в модели с данными о глубинах генерации рифтогенных магм показывает удовлетворительную аппроксимацию подъема кровли астеносферы.

Кривые тектонического погружения и его скорости (рис. 10, б) отражают вклад эндогенных сил и его динамику. Траектория тектонического погружения включает рифтовый отрезок

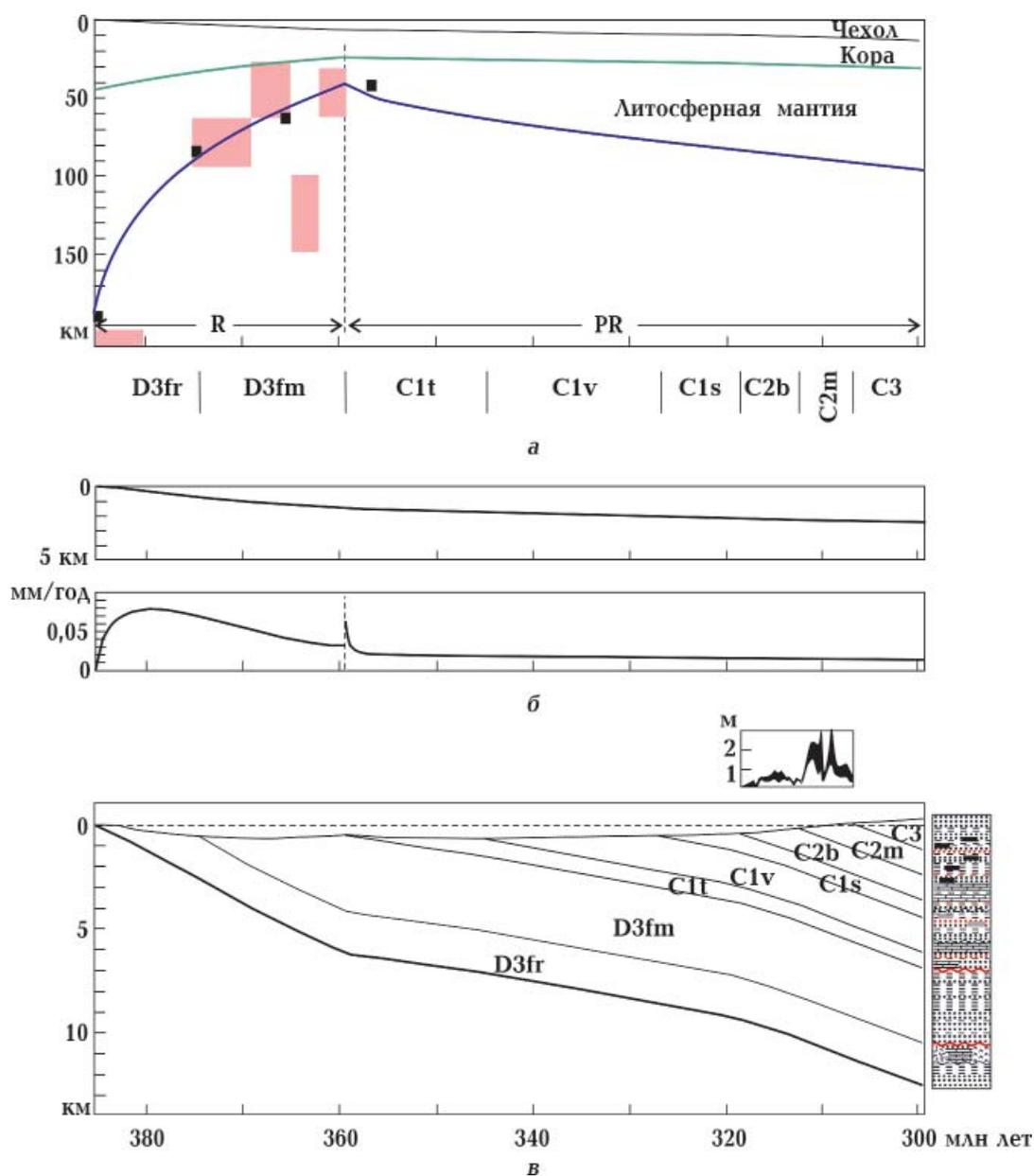


Рис. 10. Модель погружения осевой зоны юго-восточной части ДДВ: а — эволюции литосферы (показаны положения очагов магмы при формировании рифтов Восточной Африки и ДДВ, по [Wendlandt, Morgan, 1982; Усенко, 2004] (см. рис. 1, а)); кривые тектонического погружения (вверху) и его скорости (б) и осадконакопление (в) (вверху — график изменения средней мощности угольных пластов во времени для паралической угленосной формации Донбасса [Феофилова, Левенштейн, 1963]).

основного накопления глубин, который незаметно переходит в пострифтовый. Последнее связано с тем, что скорость тектонического погружения, сначала возраставшая до величины 0,08 мм/год, к концу рифтового этапа существенно падает. Начало пострифтового этапа отмечено кратковременным всплеском скорости, которая затем быстро стабилизируется на уровне 0,02 мм/год.

Рифтовый этап в первые 3 млн лет отмечается (рис. 10, в) начальным медленным опусканием, которое усиливается, приводя к относительно глубоководному осадконакоплению. Максимум глубины моря в 650 м достигается к концу первой половины фамена; далее из-за замедления тектонического погружения происходит обмеление и к концу девона морское дно поднимается до 400 м. Пострифтовое погружение, вследствие ограниченного поступления осадочного материала в раннем карбоне, начинается с опускания морского дна. Максимальные глубины моря на пострифтовом этапе (до 600 м) не противоречат данным о некомпенсированном глубоководном осадконакоплении в раннем карбоне [Лукин, 1977; Геологическая..., 1993; Лукин и др., 2001]. Они достаточны для того, чтобы создать пространство для морского накопления осадков раннего и среднего карбона, не прибегая к фазам дополнительного растяжения. Медленный подъем дна на пострифтовом этапе начинается с раннего визе, в конце первой половины московского века достигается нулевая отметка и далее следует континентальное осадконакопление, охватывающее конец среднего и поздний карбон. В финале отметки уровня осадконакопления достигают 300 м выше нуля.

Сопоставление с формационным подразделением разреза каменно-

угольного чехла ДДВ (по А. Е. Лукину) дает следующее соотношение формаций и палеоглубин (см. рис. 8, б и 10, в): группе морских формаций турне — начала башкирского века соответствуют глубины от 600 до 300 м. Определяемая далее терригенно-угленосная континентально-лагунная формация развивается при глубинах от 300 м до 0, захватывая в конце положительные отметки континентального рельефа до 200 м в середине позднего карбона. Поднятию выше 200 м соответствует красноцветная континентальная формация позднего карбона — ранней перми.

Важным фациальным маркером являются обстановки угленакопления [Крашенинников, 1957]. Раннекарбоновая угленосная формация развита локально в виде достаточно узкой полосы вдоль юго-западного фланга ДДВ, в направлении к осевой части бассейна угольные пласты исчезают, замещаясь флишеидной толщей [Феофилова, Левенштейн, 1963; Корреляция..., 1972]. Так что эта обстановка угленакопления, внесенная авторами работы [Shimanovskyy et al., 2004] в сводный разрез, не показательна для рассматриваемого депоцентра, где в это время господствовали морские условия, что и демонстрирует модель. Наступившая среднекаменноугольная эпоха принесла кардинальные изменения в палеогеографическую обстановку, что хорошо читается в пределах Донецкой части бассейна [Феофилова, Левенштейн, 1963; Корреляция..., 1972]. В результате сформировалась мощная, широко распространенная угленосная формация среднего карбона, угли которой отличаются устойчивым составом, а угольные пласты — исключительной площадной выдержанностью. Показательным для обоснования приводимой модели по-

гружения юго-восточной части ДДВ представляется график средней мощности пластов угля во времени, составленный для Донецкого бассейна [Феофилова, Левенштейн, 1963] (см. рис. 10, в). Допустимость привлечения данных по Донбассу подтверждается тем, что все его основные угольные пласты прослеживаются и в пределы ДДВ [Майданович, Радзивилл, 1984]. Начало башкирского века отмечено пологим подъемом графика мощности пластов, не достигающего в середине века 1 м. В московском веке угленакopление достигает максимума, отмеченного двумя крутыми пиками, до 3 м средней мощности. Начальному этапу умеренного угленакopления в модели соответствует обстановка обмеления от 300 до 100 м; наиболее мощное угленакopление приходится на переходные условия от мелководноморских (менее 100 м) к лагунным (около 0 м) и далее к континентальным (до 200 м) условиям.

Обсуждение. Моделирование показало, что «парадоксы» каменноугольного осадконакопления в юго-восточной части ДДВ исчезают, если используется прямое моделирование погружения исходной платформенной литосферы сначала в рифтовых, а затем в пострифтовых условиях при «свободном» осадконакоплении. Появляется возможность сопоставлять прогнозную глубину моря с литофациальными данными о палеобатиметрии. Кажущиеся малые скорости опускания в начале каменноугольного периода могут быть следствием недооценки тектонического погружения при игнорировании морских глубин. Выполненное моделирование дает величину порядка 600 м глубины для максимума на рубеже турнейского и визейского веков, что соответствует выводам литологов о палеобатиметрии в раннем

карбоне: от 200 до 1000 м [Геологическая..., 1993; Лукин и др., 2001]. В дальнейшем эффект «свободного» осадконакопления отражается в замедленном обмелении, когда запаса пространства погружения, созданного ранним пострифтовым этапом, хватает, чтобы вместить морские осадки визейского и серпуховского ярусов раннего карбона и почти весь средний карбон.

Переходная тенденция накопления угленосной паралической формации среднего карбона в принципе удовлетворяет требуемым палеогеографическим условиям накопления угольных пластов в чередовании с песчаными и карбонатными слоями — седиментационной цикличности, отражающей чередование условий болотного, аллювиально-лагунного и морского осадконакопления [Крашенинников, 1957]. Такая периодичность, скорее всего, является следствием ритмических колебаний уровня моря, вызванных климатическими условиями и другими факторами. Типичные значения коротко- и среднепериодических (десятки — сотни тыс. лет) колебаний уровня моря изменяются от нескольких десятков до 100—150 м [Боуэн, 1981; Шимкус, 2005; Naq et al., 1987].

Выход осадконакопления на континентальные условия с превышениями над уровнем моря более 200 м в позднем карбоне может потребовать введения в пострифтовую модель дополнительного механизма погружения, чтобы уменьшить масштаб поднятия. В этой связи следует обратить внимание на определение юго-восточной части ДДВ и Донбасса как краевых прогибов в позднем палеозое [Хаин, 1977; Nikishin et al., 1996]. Действительно, размыв и резкая смена формационной принадлежности отложений на рубеже раннего и позднего визе и после-

довавшее затем нарастание скоростей осадконакопления (см. рис. 8, в) заставляют задуматься о масштабах тектонических причинах этих изменений. Как известно, в это время начались глобальные орогенические события, ознаменовавшие переход южной окраины Восточно-Европейской платформы из пассивной в активную, с наращиванием гранитно-метаморфического слоя, аккрецией и метаморфизмом осадочных отложений, мощным вулканизмом [Хаин, 1977; Белов, 1981; Nikishin et al., 1996]. Начало роста аккреционной призм на границе Восточно-Европейской платформы и океана Палеотетис могло дать толчок к усилению осадконакопления в пределах краевой части ДДВ и определить иной формационный облик формирующегося чехла. Подтверждающим элементом здесь служит указание на изменение источников сноса обломочного материала в период формирования угленосной молассы [Лукин, 1977]: первоначально (с позднего визе до начала среднего карбона) бассейн питали удаленные источники, со второй половины башкирского века резко начали преобладать обломки, представляющие фундамент УЩ. Весьма вероятно, что удаленным источником служил молодой аккреционный ороген на юге. По мере нарастания аккреции и усиления давления на Восточно-Европейскую платформу (а может быть, и вследствие наступившей коллизии) в орогеническое развитие вступил южный борт ДДВ — сформировался Азовский выступ, размыв которого изменил состав поступающих обломков.

Учитывая изложенное, функционирование юго-восточной части ДДВ как краевого прогиба (разумеется, в составе Большого Донбасса) можно разделить на две фазы: формационную и

геодинамическую. Первая отразилась в резкой смене состава осадков со второй половины визе, вторая должна означать подключение типичного для краевых прогибов механизма погружения форланда. Здесь пока непонятно, когда и в каких масштабах действовал этот дополнительный (компрессионный) механизм погружения в ДДВ, но в пределах Донецкого бассейна, где мощность средне-позднекаменноугольных отложений существенно выше, его влияние более очевидно.

Предлагаемый в настоящей работе принцип расширенного прямого моделирования погружений (вместо обратного моделирования в бэкстриппинге) предполагает включение в анализ стратиграфических несогласий. В сводных стратиграфических колонках присутствует серия таких несогласий (размывов), влияние которых ослабевает с северо-запада к юго-востоку и от бортов к оси впадины [Вакарчук, Гавриш, 1991], поэтому, не все из размывов могут быть значимыми для рассматриваемой зоны ДДВ. Наиболее крупным считается предкаменноугольный региональный перерыв, сопровождающийся угловым несогласием, который протягивается и в Донбасс, с ним связаны изменения структурного плана, формирование коры выветривания [Вакарчук, Гавриш, 1991; Кабышев, Клочко, 1991]. Таким образом, в будущем, в первую очередь следует учесть именно перерыв на рубеже девона и карбона.

Заключение и выводы. Обобщение и анализ режимов континентального рифтогенеза по признаку вертикальных движений были выполнены на основе представлений о совместном действии термального утонения литосферной мантии (активной составляющей рифтинга) и формально независимого мультифакторного утонения

коры. Такой упрощающий подход позволил, абстрагируясь от конкретики механизмов рифтогенеза (во многом проблемных), сосредоточить внимание на потенциальном разнообразии режимов изменения литосферы и их диагностических параметрах. Разнообразие в формах проявления рифтогенеза на поверхности создается варьированием скорости утонения коры, при этом установлен достаточно узкий диапазон индекса этой скорости n , управляющего формой рифтогенеза — от 0,1 до 3 — в выражении $u = n \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$. Обозначенные крайними значениями $n=0,1$ и 3 границы соответствуют известным крайним формам континентального рифтогенеза: сводового рифта с высоким положительным рельефом (тектонотип современной Восточно-Африканской рифтовой системы) и глубоководной субокеанической впадины (тектонотип Тирренского морского бассейна). Так как нет формального запрета на колебания скорости утонения коры во всем исследованном диапазоне, следует ожидать, что наряду с «истинными» рифтами существуют промежуточные формы рифтогенеза, чье поверхностное выражение в разной степени нивелировано. Часть из них можно назвать скрытыми или квазирифтами, критериями выделения которых для современной Земли являются высокое положение границы раздела литосфера/астеносфера, слабо выраженный положительный рельеф или незначительное погружение, умеренно утоненная кора. В их случае максимумы погружений литосферы и осадочного заполнения образующейся впадины переносятся на пострифтовый этап. С этим связаны потенциальные трудности при палеотектоническом распознавании рифтогенных бассейнов промежуточного типа, что в первую очередь

требует более тщательного подхода в разделении син- и пострифтовых осадочных серий.

В связи с проблематикой палеотектонических реконструкций на основе анализа стратиграфической записи погружения апробирован расширенный вариант прямого моделирования осадочного бассейна, базирующийся на принципе «свободного» осадконакопления (отказ от условной фиксации поверхности седиментации), как следствие — на учете фациальных особенностей разреза по вертикали, разделении континентальных и морских серий, моделировании размывов и перерывов. Использование указанных особенностей существенно влияет (по принципу обратной связи) на выбор модели — количество, длительность, динамику проявлений этапов рифтогенеза, длительность разделяющих их периодов пострифтового погружения. К появлению новых неопределенностей следует относиться как к неизбежной плате за увеличение объективности в палеотектоническом исследовании.

В модели, объясняющей происхождение пермо-триасовой осадочной колонки Иберии, в отличие от предшествующих построений, воспроизводятся палеогеографические особенности осадконакопления: континентальное в перми и раннем триасе с переходом в морское в конце среднего триаса, а также раскрывается неопределенность стратиграфических несогласий поздней перми. Предсказывается сложный характер рифтогенеза, обусловленный двумя этапами активного рифтинга RI и RII, когда для второго (позднепермского) предусматривается варьирование режима в виде трех фаз с различными индексами утонения коры. Активный рифтогенез, при соответствующем

умеренном утонении коры, обеспечивает длительное положение тектонической кривой выше нулевой отметки рельефа (континентальные условия), а фазы рифтинга — чередование размыва и осадконакопления.

Особенности осадконакопления и погружения юго-восточной части ДДВ, характеризующейся аномально высокими мощностями каменноугольных отложений, в первом приближении воспроизводятся в рамках простой модели, включающей рифтогенное погружение в позднем девоне и пострифтовое термальное опускание. При истощенном поступлении осадочного материала это сводится к морскому некомпенсированному погруженному состоянию с глубинами моря до 600 м

на рубеже турне и визе. Пострифтовые условия, возможно с наложенной обстановкой краевого прогиба с начала среднего карбона, способствовали замедленному обмелению морского бассейна и выходу на континентальные условия в конце среднего карбона. Получаемые в рамках модели изменения глубины моря сопоставлены с формационными подразделениями каменноугольного чехла ДДВ и интенсивностью угленакопления. Задействованные механизмы погружения соответствуют основным общепризнанным геодинамическим обстановками южной окраины Восточно-Европейской платформы в среднем—позднем палеозое и не содержат никаких дополнительных гипотез.

Список литературы

- Артюшков Е. В. Происхождение больших напряжений в коре. *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1972. № 8. С 3—25.
- Артюшков Е. В. Физическая тектоника. Москва: Наука, 1993. 456 с.
- Атлас геологического строения и нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины. Под ред. Ю. А. Арсирия. Киев: Изд. Мингео УССР, 1984. 190 с.
- Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. Москва: Наука, 1981. 212 с.
- Боуэн Д. Четвертичная геология. Москва: Мир, 1981. 270 с.
- Вакарчук Г. И., Гавриш В. К. Перерывы и несогласия в разрезе палеозоя Днепровско-Донецкой впадины. *Геолог. журн.* 1991. № 1. С. 119—130.
- Верхбицкий Е. В. Геотермический режим и тектоника дна акваторий вдоль Альпийско-Гималайского пояса. Москва: Наука, 1996. 131 с.
- Галушкин Ю. И. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. Москва: Научный мир, 2007. 456 с.
- Геологическая история территории Украины. Палеозой. Под ред. П. Д. Цегельнюк. Киев: Наук. думка, 1993. 199 с.
- Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Стратиграфия. Гл. ред. Е. Ф. Шнюков. Киев: Наук. думка, 1988. 148 с.
- Гирдлер Р. У. Сравнение Восточно-Африканской рифтовой системы пермского рифта Осло. В кн.: *Континентальные рифты*. Москва: Наука, 1981. С. 415—427.
- Гончар В. В. Погружение субокеанических впадин. *Изв. вузов. Геология и разведка*. 2011. № 3. С. 4—14.

- Гончар В. В. Рифтовый и пострифтовый этапы формирования осадочных бассейнов (методика выделения). *Изв. вузов. Геология и разведка*. 2013. № 5. С. 12—19.
- Зорин Ю. А., Лепина С. В. К вопросу о термическом утонении литосферы под континентальными рифтами. *Геология и геофизика*. 1984. № 7. С. 99—106.
- Кабышев Б. П., Клочко В. П. История развития ДДА. Герцинский этап. В кн.: *Блоковая тектоника кристаллического фундамента Днепровско-Донецкого авлакогена*. Киев: Наук. думка, 1991. С. 22—32.
- Казьмин В. Г. Формирование высоких плато в условиях растяжения. В кн.: *Геодинамика внутриконтинентальных горных областей*. Новосибирск: Наука, 1990. С. 329—336.
- Корреляция угленосных отложений и угольных пластов в Донецком бассейне. Отв. ред. А. В. Македонов. Ленинград: Наука, 1972. 112 с.
- Крашенинников Г. Ф. Условия накопления угленосных формаций СССР. Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1957. 292 с.
- Кутас Р. И., Цвященко В. А., Корчагин И. Н. Моделирование теплового поля континентальной литосферы. Киев: Наук. думка, 1989. 191 с.
- Лукин А. Е. Формации и вторичные изменения каменноугольных отложений ДДВ в связи с нефтегазоносностью. Москва: Недра, 1977. 102 с.
- Лукин А. Е., Вакарчук С. Г., Корженев П. М. Турнейско-ранневизейский тектоно-седиментационный комплекс Днепровско-Донецкого авлакогена. *Геол. журн.* 2001. № 1. С. 7—16.
- Ляшкевич З. М. О формационной принадлежности пород Днепровско-Донецкой впадины. В кн.: *Вулканизм и рудные формации Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса*. Киев: Наук. думка, 1977. С. 90—98.
- Майданович И. А., Рагзивилл А. Я. Особенности тектоники угольных бассейнов Украины. Киев: Наук. думка, 1984. 118 с.
- Молодые платформы и альпийский складчатый пояс. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Гл. ред. А. В. Чекунов. Киев: Наук. думка, 1994. 331 с.
- Стифенсон Р. А., Ван Вейс Я. Д., Стомба С. Н., Шимановский В. А. Численное одномерное моделирование тектонического погружения ДДВ в рамках концепции растяжения континентальной литосферы по Мак Кензи. *Геофиз. журн.* 1997. Т. 19. № 3. С. 25—41.
- Стовба С. Н., Майстренко Ю. П. Особенности формирования юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины (данные прямого и обратного двумерного тектонического моделирования). *Геофиз. журн.* 2000. Т. 22. № 2. С. 80—94.
- Стовба С. Н. Геодинамическая эволюция Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса: автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Киев, 2008. 49 с.
- Усенко О. В. Состав магматических пород как отражение глубинного процесса (на примере герцинских геосинклинали Донбасса и рифта Днепровско-Донецкой впадины). *Геофиз. журн.* 2004. Т. 26. № 3. С. 111—119.
- Феофилова А. П., Левенштейн М. Л. Особенности осадко- и угленакопления в нижнем и среднем карбоне Донецкого бассейна. Москва: Изд-во АН СССР, 1963. 175 с.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. Москва: Недра, 1973. 477 с.
- Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. Москва: Недра, 1977. 359 с.
- Циглер П. А. Развитие рифта и впадины Се-

- верного моря. В кн.: *Континентальные рифты*. Москва: Наука, 1981. С. 359—381.
- Чекунов А. В., Пашкевич И. К., Калюжная Л. Т., Рябчун Л. И., Кучма В. Г. Глубинное строение авлакогена. В кн.: *Блоковая тектоника кристаллического фундамента Днепровско-Донецкого авлакогена*. Киев: Наук. думка, 1991. 156 с.
- Шимкус К. М. Процессы осадконакопления в Средиземном и Черном морях в позднем кайнозое. Москва: Научный мир, 2005. 280 с.
- Arche A., Lopez-Gomez J., 1996. Origin of the Permian-Triassic Iberian basin, central-eastern Spain. *Tectonophysics* 266, 443—464. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00202-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00202-8).
- Artemieva I. M., 2006. Global 1°×1° thermal model TC1 for the continental lithosphere: implications for lithosphere secular evolution. *Tectonophysics* 416(1-2), 245—277. doi:10.1016/j.tecto.2005.11.022
- Baur F., Littke R., Wielens H., Lampe C., Fuchs T., 2010. Basin modelling meets rift analysis — a numerical modelling study from the Jeanne d'Arc basin offshore Newfoundland, Canada. *Marine and Petroleum Geology* 27(3), 585—599. doi:10.1016/j.marpetgeo.2009.06.003.
- Bourquin S., Bercovici A., Lopez-Gomez J., Diez J. B., Broutin J., Ronchi A., Durand M., Arche A., Linol B., Amour F., 2007. The Permian-Triassic transition and the onset of Mesozoic sedimentation at the north-western pery-Tethyan domain scale: palaeogeographic maps and geodynamical implications. *J. Iber. Geol.* 33, 221—236.
- Cloetingh S., van Wees J. D., Ziegler P. A., Lenkey L., Beekman F., Tesauro M., Forster A., Norden B., Kaban M., Hardebol N., Bonte D., Genter A., Guillou-Frottier L., Ter Voorde M., Sokoutis D., Willingshofer E., Cornu T., Worum G., 2010. Lithosphere tectonics and thermo-mechanical properties: an integrated modelling approach for Enhanced Geothermal Systems Explorations in Europe. *Earth-Sci. Rev.* 102(is. 3), 159—206. doi:10.1016/j.earscirev.2010.05.003
- Crough S. T., Thompson G. A., 1976. Numerical and approximate solution for lithosphere thickening and thinning. *Earth Planet. Sci. Lett.* 31(3), 397—402.
- Dvorjanin E. S., Samoyluk A. P., Egunova M. G., Zaykovsky N. Ya., Podladchikov Yu. Yu., van den Belt F. J. G, de Boer P. L., 1996. Sedimentary cycles and paleogeography of the Dnieper Donets basin during the late Visean-Serpukhovian based on multiscale analysis of well logs. *Tectonophysics* 268, 169—188.
- Haq B. U., Hardenbol J., Vail P. R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235 (4793), 1156—1167.
- Lopez-Gomez J., Arche A., Vargas H., Marzo M., 2010. Fluvial architecture as a response to two-layer lithospheric subsidence during the Permian and Triassic in the Iberian basin, eastern Spain. *Sediment. Geol.* 223, 320—333. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.11.017>.
- McCann T., Pascal C., Timmerman M. J., Krzywiec P., Lopez-Gomez J., Wetzel A., Czaczyk C. M., Rieke H., Lamarche J., 2006. Post-Variscan (end Carboniferous — Early Permian) basin evolution in Western and Central Europe. In: D. G. Gee, R. A. Stephenson (eds). *European Lithosphere Dynamics*. Geol. Soc. London Spec. Publ. Memories 32. P. 355—388.
- Moreschal J.-C., Gliko A., 1991. Lithospheric thinning and heat flow preceding rifting. *Tectonophysics* 197, 117—126.
- Nikishin A. M., Ziegler P. A., Stephenson R. A., Cloeting 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., 1996. Late Precambrian to Triassic history of the East European Cra-

- ton: dynamics of the sedimentary basin evolution. *Tectonophysics* 268, 23—63.
- Shimanovskiy V. A., Sachsenhofer R. F., Izart A., Li Y.*, 2004. Numerical modelling of the thermal evolution of the northwestern Dnieper-Donets basin (Ukraine). *Tectonophysics* 381(1-4), 61—79. doi:10.1016/j.tecto.2003.10.013.
- Vargas H., Caspar-Escribano J., Lopez-Gomez J., De la Horra R., Arche A., Van Wees J. D., Cloetingh S.*, 2009. Comparison of the Iberian and Ebro basins during Permian and Triassic, eastern Spain: a quantitative subsidence modelling approach. *Tectonophysics* 474(1-2), 160—183. doi:10.1016/j.tecto.2008.06.005.
- Van Wees J. D., Stephenson R. A., Stovba S. M., Shimanovskiy V. A.*, 1996. Tectonic variation in the Dnieper-Donets basin from automated modeling of backstripped subsidence curves. *Tectonophysics* 268(1-4), 257—280.
- Van Wees J. D., Stephenson R. A., Ziegler P. A., Bayer U., Scheck M., McCann T., Gaupp R., Dadlez R., Narkiewicz R., Bitzer F.*, 2000. On the origin of the Sothern Permian basin, Central Europe. *Marine and Petroleum Geology* 17, 43—59. doi:10.1016/S0264-8172(99)00052-5.
- Wendlandt R. F., Morgan P.*, 1982. Lithospheric thinning associated with rifting in East Africa. *Nature* 244, 337—339.
- Yegorova T. P., Starostenko V. I.*, 2002. Lithosphere structure of European sedimentary basins from regional three-dimensional gravity modeling. *Tectonophysics* 346(1-2), 5—21. doi:10.1016/S0040-1951(01)00225-6.
- Ziegler P. A., Cloetingh S.*, 2004. Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. *Earth-Sci. Rev.* 64, 1—50. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252\(03\)00041-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252(03)00041-2).

Vertical tectonic movements and sedimentary filling of basins during syn-rift and post-rift stages of lithosphere development

© V. V. Gonchar, 2017

One-dimensional numerical modeling of isostatic response of lithosphere to thermal uplift of its bottom (active rifting) and interconnected formally independent thinning of the crust has been fulfilled. Evolution curves of vertical movements and interfaces displacements velocities have been examined. Depending on the introduced index of thinning of the crust velocity $n=0,1\div 3$ spectrum of surface expression has been segregated: from the arc rift via annectent forms ($n=0,8\div 1,5$) to deep water depressions. In relation to a set of problems of paleo-tectonic reconstructions of sedimentary basins modeling of vertical movements accompanied by sedimentation was conducted. Situations have been examined when syn-rift sedimentation and dipping are much less than post-rift ones. Possibilities of establishment of conditions and evolution of continental and marine sedimentation within the limits of different regimes of riftogenesis have been investigated. In order to overcome limitations specific to methods of modern back-stripping an expanded variant of direct modeling has been tested based on the principle of «free sedimentation», taking into account facial vertical heterogeneity of the sec-

tion and stratigraphic unconformities. In the model which explains formation of the Permian-Triassic sedimentary column of the Ebro depression (Iberia) paleogeographic features of sedimentation are replicated: it was the continental one in the Permian and early Triassic with transition to marine in the end of Middle Triassic, uncertainty of stratigraphic unconformities of the Late Permian is also revealed. Accordingly, the complicated character of active riftogenesis consisting of two stages is predicted; for the second (Late Permian) variation of regime as three phases with different indices of thinning the crust is provided.

Sedimentation and dipping of southeastern part of DDD which is characterized by abnormally high thicknesses of Carboniferous deposits are replicated at first approximation within the limits of a model including riftogenic dipping in the Late Devonian and the post-rift thermal one in the Carboniferous.

The obtained changes of the sea depths are correlated with formational subdivisions of the Carboniferous cover and the intensity of coal accumulation.

Key words: vertical movements, dipping of sedimentary basins, one-dimensional modeling, sedimentation, back-stripping, Ebro basin (Iberia), Dnieper-Donets depression.

References

- Artyushkov E. V.*, 1972. The origin of large stresses in the cortex. *Izv. AN SSSR. Fizika Zemli* (8), 3—25.
- Artyushkov E. V.*, 1993. Physical tectonics. Moscow: Nauka, 456 p. (in Russian).
- Atlas of the geological structure and oil and gas potential of the Dnieper-Donets Basin*, 1984. Ed. Yu. A. Arsiry. Kiev: Publ. USSR Ministry of Geology, 190 p. (in Russian).
- Belov A. A.*, 1981. Tectonic development of the Alpine folded area in Paleozoic. Moscow: Nauka, 212 p. (in Russian).
- Bowen D.*, 1981. Quaternary geology. Moscow: Mir, 270 p. (in Russian).
- Vakarchuk G. I., Gavrish V. K.*, 1991. Breaks and disagreement in the Paleozoic section of the Dnieper-Donets Basin. *Geologicheskii zhurnal* (1), 119—130 (in Russian).
- Verzhbitskiy E. V.*, 1996. Geothermal mode and the tectonics of a sea-bottom along the Alpine-Himalayan belt. Moscow: Nauka, 131 p. (in Russian).
- Galushkin Yu. I.*, 2007. Modelling of sedimentary basins and the assessment of their petroleum potential. Moscow: Nauchnyy Mir, 456 p. (in Russian).
- The geological history of the territory of Ukraine. Paleozoic*, 1993. Ed. P. D. Tsegelnyuk. Kiev: Naukova Dumka, 199 p. (in Russian).
- Geology and petroleum potential of the Dnieper-Donets Basin*, 1988. Stratigraphy. Ed. E. F. Shnyukov. Kiev: Naukova Dumka, 148 p. (in Russian).
- Girdler R. W.*, 1981. Comparison of the East African Rift System Permian rift Oslo. In: *Continental rifts*. Moscow: Nauka, 415—427 (in Russian).
- Gonchar V. V.*, 2011. Submergence of suboceanic troughs. *Izvestiya vuzov. Geologiya i razvedka* (3), 4—14 (in Russian).
- Gonchar V. V.*, 2013. Rift and post-rift stages of sedimentary basins formation (the method of separation). *Izvestiya vuzov. Geologiya i razvedka* (5), 12—19 (in Russian).
- Zorin Yu. A., Lepina S. V.*, 1984. To a question on a thermal thinning of the lithosphere beneath continental rifts. *Geologiya i geofizika* (7), 99—106 (in Russian).

- Kabyshv B. P., Klochko V. P.*, 1991. History of DDA. Hercynian stage. In: *Block tectonics of the crystalline basement of the Dnieper-Donets aulacogene*. Kiev Naukova Dumka, P. 22—32 (in Russian).
- Kazmin V. G.*, 1990. Formation of the high plateaus under tension. In: *Geodynamics in-land mountain areas*. Novosibirsk: Nauka, P. 329—336 (in Russian).
- Correlation of coal-bearing sediments and coal seams in the Donets Basin*, 1972. Ed. A. V. Macedonov. Leningrad: Nauka, 112 p. (in Russian).
- Krashennnikov G. F.*, 1957. Conditions of accumulation of coal-bearing formations of the USSR. Moscow: Moscow University Press, 292 p. (in Russian).
- Kutas R. I., Tsvyashchenko V. A., Korchagin I. N.*, 1989. Modelling of the thermal field of the continental lithosphere. Kiev: Naukova Dumka, 191 p. (in Russian).
- Lukin A. E.*, 1977. Formation and secondary changes of coal deposits DDD in connection with oil and gas content. Moscow: Nedra, 102 p. (in Russian)
- Lukin A. E., Vakarchuk S. G., Korzhnev P. M.*, 2001. The Turney-Early Visean Tectonic-sedimentation complex of the Dnieper-Donets aulacogene. *Geologicheskii zhurnal* (1), 7—16.
- Lyashkevich Z. M.*, 1977. About the formation type rocks of the Dnieper-Donets Basin. In: *Volcanism and ore formations of the Dnieper-Donets depression and Donbas*. Kiev: Naukova Dumka, P. 90—98 (in Russian).
- Maydanovich I. A., Radziwill A. Ya.*, 1984. Features of tectonics of coal basins of Ukraine. Kiev: Naukova Dumka, 118 p. (in Russian).
- Young platform and Alpine fold belt. The lithosphere of Central and Eastern Europe*, 1994. Ed. A. V. Chekunov. Kiev: Naukova Dumka, 331 p. (in Russian).
- Stephenson R. A., Van Wees J. D., Stovba S. N., Shymanovskiy V. A.*, 1997. Numerical 1-D modelling of tectonic plunge of DDB within the scope of the conception of continental-lithosphere extension according to McKenzie. *Geofizicheskii zhurnal* 19(3), 25—41 (in Russian).
- Stovba S. N., Maystrenko Yu. P.*, 2000. Features of the formation of the south-eastern part of the Dnieper-Donets Basin (data of a direct and inverse 2-D tectonic modeling). *Geofizicheskii zhurnal* 22(2), 80—94 (in Russian).
- Stovba S. N.*, 2008. Geodynamic evolution of the Dnieper-Donets Basin and the Donbas: Dis. Dr. geol. sci. Kyiv, 495 p. (in Russian).
- Usenko O. V.*, 2004. The composition of magmatic rocks as a reflection of deep-seated processes (by the example of the Hercynian geosyncline of the Donbas and the rift of the Dnieper-Donets depression). *Geofizicheskii zhurnal* 26(3), 111—119 (in Russian).
- Feofilova A. P., Lovenshteyn M. L.*, 1963. Features sedimentation and coal accumulation in the Lower and Middle Carboniferous Donets Basin. Moscow: Publ. House of the USSR AS, 175 p. (in Russian).
- Khain V. E.*, 1973. General Geotectonics. Moscow: Nedra, 477 p. (in Russian).
- Khain V. E.*, 1977. Regional Geotectonics. Outside the Alpine Europe and Western Asia. Moscow: Nedra, 359 p. (in Russian).
- Ziegler P. A.*, 1981. Development rift and hollow of the North Sea. In: *Continental rifts*. Moscow: Nauka, P. 359—381 (in Russian).
- Chekunov A. V., Pashkevich I. K., Kalyuzhnaya L. T., Ryabchun L. I., Kuchma V. G.*, 1991. Deep structure aulacogene. In: *Block tectonics of the crystalline basement of the Dnieper-Donets aulacogene*. Kiev: Naukova Dumka, 156 p (in Russian).
- Shimkus K. M.*, 2005. Processes of sedimentation in the Mediterranean and Black Seas

- in the Late Cenozoic. Moscow: Nauchnyy Mir, 280 p. (in Russian).
- Arche A., Lopez-Gomez J., 1996. Origin of the Permian-Triassic Iberian basin, central-eastern Spain. *Tectonophysics* 266, 443—464. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00202-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00202-8).
- Artemieva I. M., 2006. Global 1°×1° thermal model TC1 for the continental lithosphere: implications for lithosphere secular evolution. *Tectonophysics* 416(1-2), 245—277. doi:10.1016/j.tecto.2005.11.022
- Baur F., Littke R., Wielens H., Lampe C., Fuchs T., 2010. Basin modelling meets rift analysis — a numerical modelling study from the Jeanne d'Arc basin offshore Newfoundland, Canada. *Marine and Petroleum Geology* 27(3), 585—599. doi:10.1016/j.marpetgeo.2009.06.003.
- Bourquin S., Bercovici A., Lopez-Gomez J., Diez J. B., Broutin J., Ronchi A., Durand M., Arche A., Linol B., Amour F., 2007. The Permian-Triassic transition and the onset of Mesozoic sedimentation at the north-western pery-Tethyan domain scale: palaeogeographic maps and geodynamical implications. *J. Iber. Geol.* 33, 221—236.
- Cloetingh S., van Wees J. D., Ziegler P. A., Lenkey L., Beekman F., Tesauro M., Forster A., Norden B., Kaban M., Hardebol N., Bonte D., Genter A., Guillou-Frottier L., Ter Voorde M., Sokoutis D., Willingshofer E., Cornu T., Worum G., 2010. Lithosphere tectonics and thermo-mechanical properties: an integrated modelling approach for Enhanced Geothermal Systems Explorations in Europe. *Earth-Sci. Rev.* 102(is. 3), 159—206. doi:10.1016/j.earscirev.2010.05.003
- Crough S. T., Thompson G. A., 1976. Numerical and approximate solution for lithosphere thickening and thinning. *Earth Planet. Sci. Lett.* 31(3), 397—402.
- Dvorjanin E. S., Samoyluk A. P., Egunova M. G., Zaykovsky N. Ya., Podladchikov Yu. Yu., van den Belt F. J. G., de Boer P. L., 1996. Sedimentary cycles and paleogeography of the Dnieper Donets basin during the late Visian-Serpukhovian based on multiscale analysis of well logs. *Tectonophysics* 268, 169—188.
- Haq B. U., Hardenbol J., Vail P. R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235 (4793), 1156—1167.
- Lopez-Gomez J., Arche A., Vargas H., Marzo M., 2010. Fluvial architecture as a response to two-layer lithospheric subsidence during the Permian and Triassic in the Iberian basin, eastern Spain. *Sediment. Geol.* 223, 320—333. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.11.017>.
- McCann T., Pascal C., Timmerman M. J., Krzywicz P., Lopez-Gomez J., Wetzel A., Czaczyk C. M., Rieke H., Lamarche J., 2006. Post-Variscan (end Carboniferous — Early Permian) basin evolution in Western and Central Europe. In: D. G. Gee, R. A. Stephenson (eds). *European Lithosphere Dynamics*. Geol. Soc. London Spec. Publ. Memories 32. P. 355—388.
- Moreschal J. -C., Gliko A., 1991. Lithospheric thinning and heat flow preceding rifting. *Tectonophysics* 197, 117—126.
- Nikishin A. M., Ziegler P. A., Stephenson R. A., Cloeting 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., 1996. Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of the sedimentary basin evolution. *Tectonophysics* 268, 23—63.
- Shimanovskiy V. A., Sachsenhofer R. F., Izart A., Li Y., 2004. Numerical modelling of the thermal evolution of the northwestern Dnieper-Donets basin (Ukraine). *Tectonophysics* 381(1-4), 61—79. doi:10.1016/j.tecto.2003.10.013.
- Vargas H., Caspar-Escribano J., Lopez-Gomez J., De la Horra R., Arche A., Van Wees J.

- D., Cloetingh S.*, 2009. Comparison of the Iberian and Ebro basins during Permian and Triassic, eastern Spain: a quantitative subsidence modelling approach. *Tectonophysics* 474(1-2), 160—183. doi:10.1016/j.tecto.2008.06.005.
- Van Wees J. D., Stephenson R. A., Stovba S. M., Shimanovskiy V. A.*, 1996. Tectonic variation in the Dnieper-Donets basin from automated modeling of backstripped subsidence curves. *Tectonophysics* 268(1-4), 257—280.
- Van Wees J. D., Stephenson R. A., Ziegler P. A., Bayer U., Scheck M., McCann T., Gaupp R., Dadlez R., Narkiewicz R., Bitzer F.*, 2000. On the origin of the Sothern Permian basin, Central Europe. *Marine and Petroleum Geology* 17, 43—59. doi:10.1016/S0264-8172(99)00052-5.
- Wendlandt R. F., Morgan P.*, 1982. Lithospheric thinning associated with rifting in East Africa. *Nature* 244, 337—339.
- Yegorova T. P., Starostenko V. I.*, 2002. Lithosphere structure of European sedimentary basins from regional three-dimensional gravity modeling. *Tectonophysics* 346(1-2), 5—21. doi:10.1016/S0040-1951(01)00225-6.
- Ziegler P. A., Cloetingh S.*, 2004. Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. *Earth-Sci. Rev.* 64, 1—50. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252\(03\)00041-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252(03)00041-2).