

УДК 551.465: 551.243

© В. В. Гончар, 2011

Институт геофизики им. С.И. Субботина, НАН Украины, Киев

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СКОРОСТЕЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ (идентификация «термального» шельфа)

Скорости шельфового осадконакопления в условиях термального погружения использованы для определения режимов погружения, величин коэффициента остывания и коэффициента утонения современного Каркинитского (СЗ шельф Черного моря) и фрагментов двух древних осадочных бассейнов – Карпатского и палеозойского Преддобруджинского. В истории бассейнов на основе стратиграфической записи выделены периоды термального шельфового погружения. Величины коэффициента остывания использованы для установления природы фундамента и выяснения палеотектонической позиции древних осадочных комплексов.

Введение. В контексте проблематики развития осадочных бассейнов в разных отношениях внимания заслуживает скорость осадконакопления. При изостатической компенсации нагрузка осадочного чехла в глубоководных условиях определяет тектонику погружения [6]. В шельфовых условиях ситуация обратная – свойственное шельфу соответствие темпов накопления осадка и погружения [1, 15] делает шельфовую часть стратиграфической колонки информативной в отношении параметров погружения. В описании термального погружения ключевым является коэффициент остывания k , который связывает мощность новообразованной литосферной мантии с временем остывания и ранее использовался в основном для определения мощности океанической литосферы [11, 14, 18]. Сфера применимости данного коэффициента расширяется, если использовать его косвенную контролирующую роль в накоплении осадка. Это позволяет в рамках термальной модели обосновывать геодинамическую ситуацию, получать палеотектоническую привязку осадочного разреза, наконец, предположив исходную мощность литосферы, восстановить элементы глубинного разреза в области шельфа: положение подошвы континентальной литосферы и подошвы новообразованной литосферной мантии.

Связь скорости осадконакопления на шельфе с параметрами термального погружения. Отличием шельфового осадконакопления является выработка постоянного профиля равновесия морского дна под действием волн (фиксация поверхности осадочной колонны). Это обеспечивает соответствие между величиной тектонического (в нашем случае – термального) погружения фундамента и мощностью накапливающегося осадочного чехла [1, 15]. На основании выражения для скорости изменения глубины морского дна в рамках изостатической термальной модели погружения (см. [6]), получим уравнение скорости осадконакопления на шельфе

$$v'_s = \frac{k(\rho_m - \rho_a)}{2\sqrt{t}(\rho_a - \rho_s)}, \quad (1)$$

где ρ_s , ρ_m , ρ_a – средние плотности осадочного чехла, новообразованной литосферной мантии и астеносферы соответственно, t – время остывания, k – коэффициент остывания с размерностью км/млн. лет^{1/2}, связанный с относительной температурой в кровле остывающей мантии и пространственным параметром остывания (см. [7, 14]). Первоначально коэффициент остывания k был задействован в определении мощности океанической литосферы [11, 18]; в работе [7] он был обобщен на случай пассивной континентальной окраины (рифта) и использовался для установления мощности подстилающей термальной литосферы. С помощью k , как будет показано ниже, можно также определить коэффициент утонения β . Более широкие возможности палеотектонического анализа возникают из сопоставления теоретического поля скоростей термального шельфового осадконакопления (уравнение (1)) с данными по таким скоростям в осадочных бассейнах.

Кривые изменения скорости шельфового осадконакопления во времени для различных k вынесены на диаграммы, с помощью которых анализируются природные данные (рис. 1, А, рис. 2, А и Б). Скорость последовательно снижается от первоначальных весьма высоких величин (выше 0.3 мм/год), до минимальных ($\ll 0.1$ мм/год); темпы снижения замедляются со временем. При расчетах плотность астеносферы бралась исходя из температуры 1500°C ($\rho_a = 3200$ кг/м³), ρ_m рассчитывалась при температуре в подошве новообразованной литосферной мантии 1300°C; ρ_s принята равной 2600 кг/м³. Следует заметить, что плотность новообразованной литосферной мантии ρ_m в вертикальном сечении обусловлена k , так как рассчитывается в функции разности температур в кровле и подошве новомантийного слоя.

Термальному погружению предшествует этап рифтогенеза, в ходе которого исходная литосфера утоняется как в результате растяжения, так, вероятно, и продвижения фронта плавления [17]. Контакт астеносферы с «холодной» литосферой в используемой модели [7] предусматривает установление термального погранслоя, в котором верхняя граничная температура определяется линейным градиентом температуры в исходной литосфере. Отсюда – зависимость коэффициента утонения литосферы β от k в выражении, описывающем профильное изменение последнего [7],

$$k = k_m \frac{H_l(1 - 1/\beta) - y_s}{H_l - y_{sm}},$$

где H_l – уровень компенсации (исходная мощность литосферы), k_m и y_{sm} – референтные значения коэффициента остывания и глубины подошвы чехла океанической литосферы, y_s – глубина подошвы чехла изучаемого разреза. Температуре аномальной мантии 1500°C при температуре солидуса базальта 1300°C соответствует $k_m = 8.51$ [7]. Величины y_{sm} и y_s малы по сравнению с H_l , ими можно пренебречь. Тогда результат не зависит от H_l , и мы получаем более универсальную зависимость

$$\beta = \frac{k_m}{k_m - k}, \quad (2)$$

которая позволяет легко, не прибегая к многовариантным вычислениям, определять приближенные значения коэффициента утонения на основе коэффициента остывания, полученного, в свою очередь, из анализа скоростей шельфового осадконакопления. Последние детерминированы минимальным набором априорных данных (длительность остывания и основные плотности в (1)).

Определение стадии термального шельфа и коэффициента k для современных и древних осадочных бассейнов. Тектонические приложения. Решить обратную задачу обнаружения шельфовой стадии в стратиграфической записи осадочного бассейна и определить на ее основе k можно, вынося скорости осадконакопления на диаграмму теоретических скоростей термального шельфа. Ниже рассмотрены три примера такой реконструкции: современного морского бассейна (Каркинитский прогиб на СЗ шельфе Черного моря) и двух фрагментов древних прогибов (Преддобруджинского палеозойского и Карпатского). Современный прогиб интересен тем, что позволяет проконтролировать результат определения коэффициента остывания на основе скоростей осадконакопления доступным в его случае численным методом [7]. Фрагменты древних осадочных прогибов анализируются с целью установления их палеотектонической позиции.

Рассматривались региональные стратиграфические колонки, на основании указанных в них мощностей и соответствующих временных интервалов определялась кажущаяся (или эффективная) скорость осадконакопления. Если в колонке указывался диапазон изменений мощности для стратиграфического интервала, бралось его среднее значение. Предполагалось, что осадочные образования не уплотняются при погружении, поэтому при определении скорости не проводилось предварительное разуплотнение. Правильность такой постановки подтверждена полученными результатами.

Каркинитский прогиб СЗ шельфа Черного моря. На диаграмме (см. рис. 1, А) отрезками для каждого стратиграфического интервала показаны скорости осадконакопления, определенные для Гамбурцевской и Голицынской площадей по данным [4], и скорости, полученные из сводного стратиграфического разреза Северного Причерноморья и северо-западного шельфа Черного моря [3]. Начало термального погружения соотнесено с началом сеномана (97 млн. лет). Из распределения скоростей по данным первого источника с очевидностью вытекает, что в истории погружения депоцентра существовал интервал времени от кампана до позднего эоцена, в течение которого скорости устойчиво следовали теоретической кривой k 6, последовательно снижаясь от 0.05 до 0.03 мм/год. Этот отрезок эволюции можно трактовать как стадию шельфового термального погружения. Данные сводного стратиграфического разреза [3] дают «отскок» скоростей в средней части этого интервала в сторону увеличения, тогда как в начальный (кампан) и конечный (эоцен) периоды они вполне сопоставимы со скоростями по данным [4] и также приближены к кривой теоретической скорости осадконакопления k 6.

Вариации скорости в пределах выделенного интервала шельфового термального осадконакопления могут быть объяснены совмещением в сводном разрезе участков с разными параметрами погружения. Колебания глубины моря также могут искажать связь скорости осадконакопления и погружения фундамента: в случае трансгрессии скорость осадконакопления может превышать теоретическую шельфовую, в случае регрессии и размыва – наоборот.

Предшествующую шельфовому этапу начальную стадию термального погружения (сеноман-коньяк) следует рассматривать как стадию морского бассейна с глубиной, превышающей критические 200 м, темпы осадконакопления в течение которой менялись независимо от скорости погружения фундамента. С позднего эоцена скорость осадконакопления, по-видимому, вновь выходит из-под контроля термального погружения, однако это не значит, что шельфовые условия осадконакопления прекратились. Причиной может быть начавшаяся тектоническая активизация в регионе, продолжившаяся в олигоцене – квартере в связи с аравийской коллизией. То есть, можно заключить на основании рассматриваемой диаграммы, что погружение Каркинитского прогиба с позднего эоцена происходило под влиянием тектонических сил. Этот вывод совпадает с данными работы [16].

Коэффициент утонения литосферы ϵ , соответствующий $k = 6$, составит, согласно (2), 3.4. Такое, более чем 3-кратное утонение означает, что при нормальной мощности литосферы 130 км, в конце рифтогенеза кровля аномальной мантии поднялась до уровня 40 км. В первом приближении такой подъем вполне соответствует дифференцированному типу синрифтового вулканизма в пределах Скифской плиты [9], развитие которого требует, чтобы кровля аномальной мантии достигала уровня континентальной коры, обеспечивая плавление последней [8, 17].

Коэффициенты k и β для современного морского бассейна с известным положением кровли и подошвы чехла могут быть получены итерационным методом [7], если предположить ряд ключевых параметров, включая мощность и среднюю плотность исходной литосферы. Воспользуемся этой возможностью для проверки полученных значений. Расчет выполнен для меридионального сейсмического разреза Каркинитского прогиба (рис. 1, Б), взятого из работы [20]. При итерационном подборе необходим дополнительный независимый критерий, ограничивающий многовариантность. В его качестве было выбрано условие первоначального мелководноморского (менее 100 м) рифтового бассейна. Результат при $H_l = 145$ км, средней плотности литосферы 3197 кг/м^3 , мощности коры 35 км показан на рис. 1, В. Значения k в центральной части впадины заключены в интервале 5.5 – 6.2, что хорошо согласуется с определением на основе скоростей осадконакопления. Комбинируя результаты двухмерного моделирования и анализа скоростей осадконакопления, поместим на разрез Каркинитского прогиба модельные стратиграфические колонки «термальной» шельфовой серии, отвечающие разным профильным значениям k (рис. 1, Б, В). Получаемый в результате теоретический осадочный разрез (как часть полного разреза) может служить дополнительным аргументом при решении проблем стратиграфической корреляции данных сейсморазведки МОГТ.

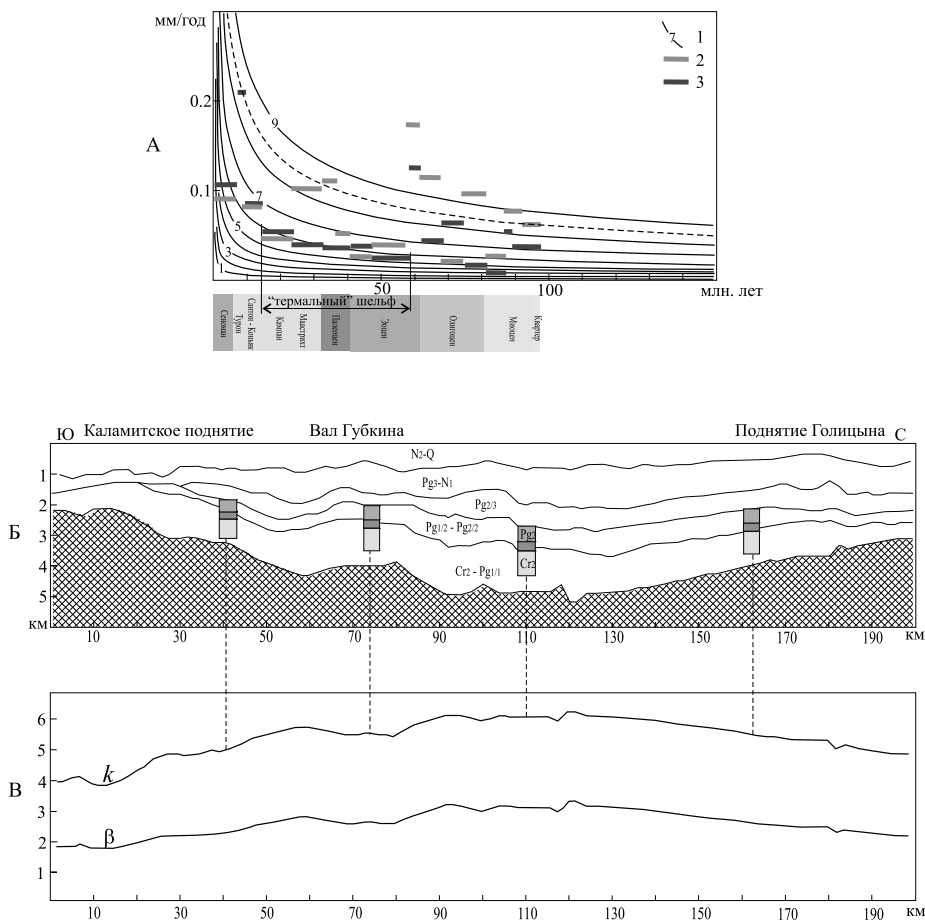


Рис. 1. Скорости осадконакопления и реконструкция шельфовой серии Каркинитского прогиба (СЗ шельф Черного моря).

А – диаграмма изменения скоростей осадконакопления во времени. 1 – теоретические кривые скоростей шельфового осадконакопления, для которых указано соответствующее значение коэффициента k , 2, 3 – скорости осадконакопления Каркинитского прогиба, полученные на основании стратиграфических разрезов из [2] и [3]. Пунктирная кривая – максимально возможные скорости осадконакопления на шельфе, отвечающие значению $k_m = 8.51$.

Б – сейсмический разрез осадочного чехла Каркинитского прогиба (по [20] с добавлениями). Показаны теоретические стратиграфические колонки в объеме реконструированного термального шельфа для различных профильных значений k .

В – величины коэффициента остывания и коэффициента утонения, полученные итерационным способом

Бориславско-Покутская и Скибовая зоны Карпат. Представлены данные по палеогену Бориславско-Покутской зоны (рис. 2, А), основанные на сводной стратиграфической шкале [2] и стратиграфическом разрезе юго-восточной части Карпат [19]. Начало термального погружения соотносится с ранним неокомом (141 млн. лет). Полученное распределение интервальных скоростей осадконакопления показывает, что шельфовое осадконакопление может быть выделено в эоцене и олигоцене на базе совокупного тренда в интервале теоретических кривых k 7 – k 8. Существенным отклонением в сторону более высоких значений скорости осадконакопления по данным сводной стратиграфической шкалы является интервал в среднем палеоцене

(106–112 млн. лет). Отклонение скоростей к меньшим величинам, до уровня теоретических кривых k_5 и k_6 , получено на временном интервале среднего и позднего эоцена по обоим используемым источникам. Верхний временной предел термальной шельфовой серии Бориславско-Покутской зоны должен совпадать с началом общей орогенической инверсии флишевого бассейна в раннем миоцене [12].

Данные по Скибовой зоне (рис. 2, А) «продлевают» шельфовый тренд скоростей осадконакопления Бориславско-Покутской зоны назад во времени до кампана, однако располагается соответствующая средняя траектория несколько выше кривой k_8 – на уровне $k = 8.2$, что выше среднего уровня для Бориславско-Покутской зоны, составляющего примерно 7.8. Шельфовое осадконакопление в условиях термального погружения в пределах Скибовой зоны, по-видимому, прекратилось в среднем эоцене, так как в это время произошло резкое отклонение скорости от установленного тренда в сторону понижения; в олигоцене она «подскочила» до 0.1 мм/год. Подобная неустойчивость может говорить о приведении в действие тектонических факторов погружения фундамента, например, изгиба плиты вследствие приближения ее к зоне субдукции.

Полученным высоким значениям коэффициента остывания для Бориславско-Покутской зоны ($k = 7 - 8$) соответствуют величины коэффициента утонения от 6 и выше. Это дает приблизительную палеотектоническую привязку обстановки накопления соответствующих ей осадков как нижней части и подножия континентального склона в области максимального утонения континентальной литосферы, фактически на границе с океанической литосферой. Шельфовая серия Скибовой зоны по уровню k еще более приближается к k_m , то есть, – максимально приближена к океанической обстановке.

Полученное приближение экспериментальных скоростей осадконакопления к их максимальным теоретическим значениям, определяемым величиной $k_m = 8.51$, означает, в частности, правильность принятого в этой работе предположения о неуплотняемости осадков с глубиной (по крайней мере, для шельфа). В противном случае, выполнив процедуру предварительного разуплотнения осадочной колонны, мы бы получили скорости, существенно выше теоретически допустимого уровня осадконакопления в пределах термального шельфа.

Средний палеозой Преддобруджинского прогиба. Преддобруджинский «прогиб» является, пожалуй, наиболее противоречивым элементом юго-западного плитного обрамления Восточноевропейского кратона. За длительную венд – фанерозойскую историю развития на его пространстве соединились фрагменты перикратона (окраины геосинклинали), краевого и передового прогибов, вулканического пояса, рифта и платформы [3, 10, 12, 13]. Трактовка природы сульфатно-карбонатного комплекса среднего девона – визе, с которым связаны месторождения нефти, также неоднозначна. В работе [13] на основе формационных признаков поддерживается версия среднепалеозойского краевого прогиба, синхронного с герцинскими фазами орогенеза в соседней Добрудже. Квазиплатформенный режим в условиях перикратонного прогибания – такой видится обстановка формирования ком-

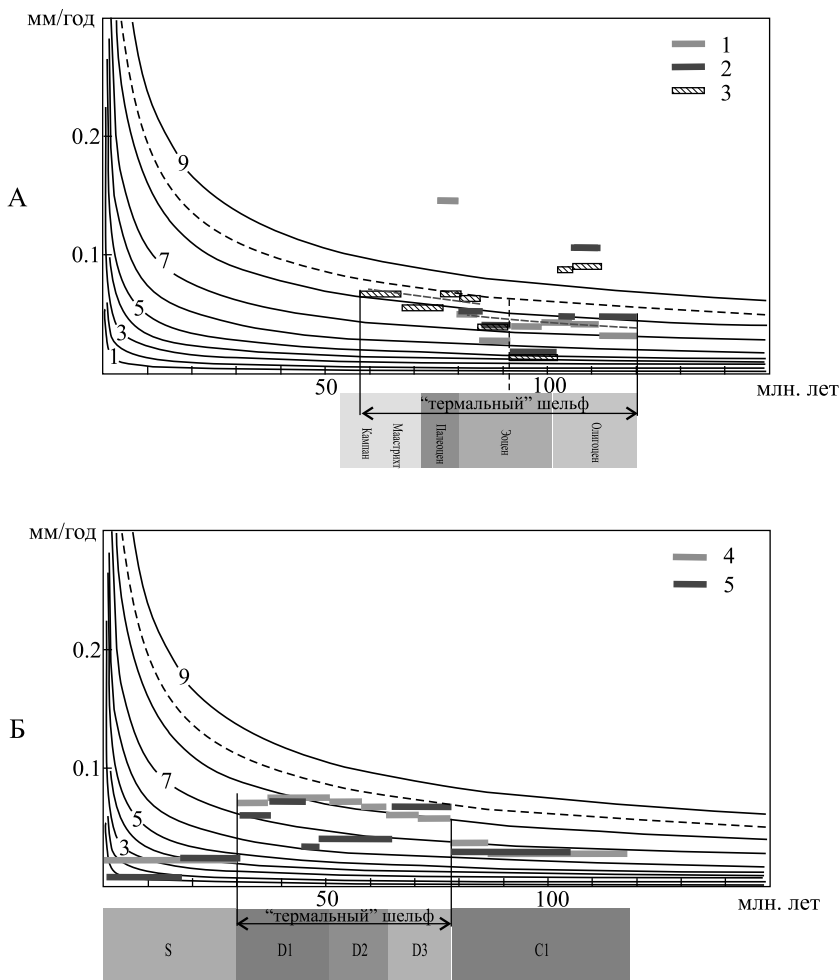


Рис. 2. Скорости осадконакопления и реконструкция шельфовых серий Бориславско-Покутской и Скибовой зон Карпат (А) и Предобруджинского прогиба (Б).

1, 2 – скорости осадконакопления Бориславско-Покутской зоны, полученные по стратиграфическим разрезами из [19] и [2]; 3 – то же для Скибовой зоны по данным [2]; 4, 5 – то же для Предобруджинского прогиба по данным [3] и [4]

плекса авторам сводки [12]. Е.И. Паталаха, проанализировавший генетические признаки развития Предобруджинского прогиба, отметил необычную для краевого прогиба степень деформированности и магматизации палеозойских образований, а также несвойственную платформенно-лагунным условиям осадконакопления значительную (порядка 2.5 км) мощность сульфатно-карбонатных отложений [10]. Как одну из возможных альтернатив он предложил «батиальную» модель формирования комплекса на стыке перикратона с субокеанической впадиной (аналог Прикаспия).

Диаграмма скоростей осадконакопления Предобруджинского прогиба в интервале от силура по ранний карбон (рис. 2, Б) составлена по данным сводного стратиграфического разреза Западного Причерноморья [3] и стратиграфических разрезов палеозоя из [4]. Начало погружения отнесено к раннему силуру (438 млн. лет), с которым связывается начальная стадия развития герцинской геосинклинали [3]. В начале (силур) и в конце (ранний

карбон) погружения скорости осадконакопления близки по обоим источникам и составляют от 0.01 до 0.04 мм/год. Результаты расходятся для девонского периода. Отчетливыми признаками термального шельфового погружения в девоне обладает тренд скоростей сводного разреза; разброс значений по данным второго источника не опровергает эту ситуацию в принципе, хотя дает основание для их дальнейшего уточнения. Пока же есть основания заключить, что значения k для сульфатно-карбонатного комплекса девона изменяются в интервале 6 – 8. Эти высокие величины не совместимы с гипотезой квазищитового прогиба. Девонский комплекс Преддобруджинского прогиба по установленным величинам коэффициента остывания является аналогом флишеидных образований Бориславско-Покутской и Скибовой зон Карпат, сходной должна быть и его палеотектоническая позиция – шельфовая карбонатная надстройка на терригенном осадочном основании континентального склона, в зоне перехода от континентальной к океанической литосфере. Таким образом, получает подтверждение гипотеза о периокеанической природе сульфатно-карбонатного комплекса [10]. Тогда в современной позиции на краю Восточноевропейской платформы его следует рассматривать как аллохтон фронтальной части аккреционного орогена Северной Добруджи. В этом контексте понятны и высокая степень деформации, и значительная мощность этого комплекса.

Модель шельфового комплекса пассивной континентальной окраины. Палеотектоническая позиция шельфовых образований Преддобруджинского прогиба и Карпат демонстрируется на основе простой численной модели пассивной континентальной окраины. Построения осуществлялись на основе уравнений локального изостатического равновесия морского осадочного бассейна в условиях термального погружения [7]. Был задан профиль утоненной континентальной и переходной литосферы в типичном масштабе современной пассивной окраины, характеризуемый коэффициентом утонения β (рис. 3, А и Б). Коэффициент k определялся с помощью соотношения (2). Осадконакопление на шельфе регулировалось условием равновесия осадочной колонны:

$$h(\rho_a - \rho_s) = H_l(1 - 1/\beta)(\rho_l - \rho_a) - k\sqrt{t}(\rho_m - \rho_a),$$

где h – мощность чехла, ρ_l – средняя плотность литосферы. Вне шельфа скорость осадконакопления задана постоянной, равной средней скорости для субокеанических впадин – 0.14 мм/год [6].

На рис. 3, А показан результирующий (после 70 млн. лет эволюции) глубинный разрез, на рис. 3, В – осадочный чехол. Пассивная окраина этого возраста приблизительно соответствует стадии завершения термального шельфового осадконакопления в случае Преддобруджинского прогиба (середина позднего девона), в отношении же Карпатского флишевого бассейна модель демонстрирует этап начального формирования шельфовой серии Скибовой зоны, вступившей в этот процесс, надо полагать, вслед за Бориславско-Покутской зоной. Отложения термального шельфа образуют полувеер, раскрывающийся в сторону океанического бассейна. Максимальная мощность шельфовых отложений (до 2.5 км) достигается в центральной части шельфа и приблизительно соответствует мощности среднепалеозойско-

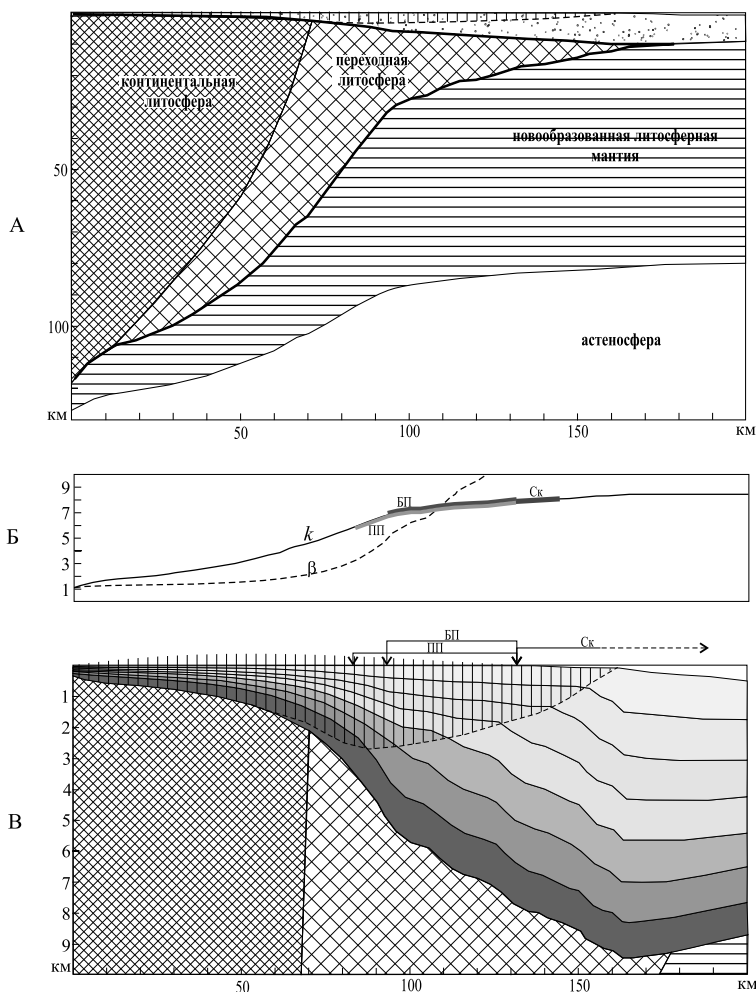


Рис. 3. Численная модель погружения пассивной окраины

А – глубинный разрез на момент 70 млн. лет после начала термального погружения. Точками показан осадочный чехол, вертикальной штриховкой – шельфовые осадки. Жирной линией обведен начальный контур утоненной континентальной литосферы, включающий участок переходного типа. Мощность новообразованной литосферной мантии рассчитывается в модели.

Б – профили коэффициента остывания k и коэффициента утонения литосферы v . Показаны установленные диапазоны коэффициента остывания для палеозойского комплекса Предбурдужинского прогиба (ПП), Бориславско-Покутской (БП) и Скибовой (Ск) зон.

В – строение осадочного чехла. Стратиграфические интервалы проведены через 10 млн. лет. Вертикальной штриховкой обозначен объем осадков термального шельфа. Обозначены границы изучаемых комплексов на основе установленных диапазонов k

го сульфатно-карбонатного комплекса Предбурдужинского прогиба [3, 12]. На графике k отмечены диапазоны величин коэффициента остывания, определенные на основании скоростей осадконакопления (рис. 3, Б). С их помощью можно оценить позицию и получить примерную протяженность соответствующих им зон в пределах модельной осадочной призмы, что и показано на рис. 3, В. Отложения среднепалеозойского комплекса и Бориславско-Покутской зоны накапливались над основной частью склона и континентальным подножием пассивной окраины. Фундаментом им служила

утоненная (до 40 км и менее) рифтогенная литосфера переходного типа, интенсивно деформированная и насыщенная базит-гипербазитовыми интрузиями (иллюстрацией может быть глубинный разрез северного склона Западночерноморской впадины [5]). Отложения Скибовой зоны залегают на остаточном клине рифтогенной литосферы (мощностью 10 км и менее), далее – на фундаменте, представленном (суб)океанической корой. Воспринимать протяженность этих зон в модели можно сугубо условно, предполагая, что полученные для них вариации k отражают совмещение в стратиграфических разрезах пространственно разобщенных участков с разными термальными параметрами. Тем не менее, протяженность среднепалеозойского комплекса Преддобруджинского прогиба получается равной 50 км, фактическая на местности – порядка 60 км [10]. Для Бориславско-Покутской зоны такая оценка дает 40 км длины в пределах шельфа. Шельфовая протяженность Скибовой зоны ограничена 25 – 30 км в его краевой части, далее, вероятно, она простирается в область батиали. Масштаб перемещения слагающих их отложений при покровообразовании должен превышать как минимум поперечный размер континентального склона, то есть 100 – 150 км.

Модель иллюстрирует недостаточность формационных принципов палеотектонического анализа. Парадоксальность ситуации заключается в том, что мелководноморские фации надстраивают, по сути, геосинклинальный осадочный комплекс, залегающий на рифтогенном, магматически и тектонически переработанном фундаменте переходной литосферы и собственно на океанической литосфере. Причиной является проградация шельфа в направлении океанической впадины. В результате субдукции литосферы и аккреции осадочного чехла периокеанические шельфовые отложения будут перемещены в область нормальной континентальной литосферы, где по формальным признакам они вполне могут быть приняты за (квази)платформенный чехол.

Заключение. Прделанный на примере трех осадочных бассейнов разного возраста и генезиса анализ скоростей осадконакопления в контексте механизма термального погружения показал, что данный метод может быть эффективным в установлении режимов погружения. В истории бассейнов на основе стратиграфической записи удастся выделить периоды, когда скорость осадконакопления достаточно точно следовала теоретическим кривым скорости термального шельфового осадконакопления. Основным практическим результатом является независимое, опирающееся на ограниченное число априорных данных, определение коэффициента остывания k , за которым стоит фактически модель глубинного строения и развития бассейна. Данный коэффициент можно использовать как количественный аргумент в спорах о тектонической принадлежности того или иного осадочного комплекса, что было показано на примере Преддобруджинского прогиба. Так, коэффициент k позволяет сначала определить природу основания осадочного комплекса – близость его к платформенному либо океаническому фундаменту; затем с учетом современного положения может быть сделан вывод об автохтонном или аллохтонном залегании; с помощью моделирования можно уточнить исходную позицию осадочного комплекса, определив положение относительно элементов континентального склона и депоцентра. Оценивая

перспективы применения метода скоростей шельфового осадконакопления, следует иметь также в виду возможность использования в сомнительных случаях построения и корреляции разрезов осадочного чехла теоретических стратиграфических колонок, следующих из модели термального шельфового погружения.

1. Белоусов В.В. Геотектоника. – Москва: Изд-во Московского ун-та, 1976. – 331 с.
2. Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. – Москва: Недра, 1971. – 390 с.
3. Геология шельфа УССР. Нефтегазоносность. – Киев: Наук. думка, 1986. – 152 с.
4. Геология шельфа УССР. Стратиграфия. – Киев: Наук. думка, 1984. – 184 с.
5. Гончар В.В., Козленко Ю.В. Литосфера Западно-Черноморской впадины вдоль профиля ГСЗ-25 по данным изостатического и гравитационного моделирования // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2008. – № 2. – С. 5–21.
6. Гончар В.В. Пострифтовое погружение и возраст субокеанической впадины // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2009. – № 2. – С. 38–53.
7. Гончар В.В. Опыт реконструкции термального погружения Западно-Черноморской впадины // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2010. – № 1. – С. 48–60.
8. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. – Ленинград: Недра, 1977. – 247 с.
9. Ляшкевич З.М., Яцожинский О.М. Мезозойский магматизм и геодинамика Причерноморско-Крымской нефтегазоносной провинции // Геофиз. журнал. – 2007. – № 2. – С. 109–119.
10. Паталаха Е.И., Трофименко Г.Л., Трегубенко В.И., Лебедь Н.И. Проблема краевых прогибов и прогноз УВ. – Киев, 2002. – 251 с.
11. Сорохтин О.Г. Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения литосферных плит // Докл. АН СССР. – 1973. – Т. 208. – № 6. – С. 1338–1341.
12. Тектоника Украины. – Москва: Недра, 1988. – 254 с.
13. Тектоника Северного Причерноморья. – Киев: Наук. думка, 1988. – 163 с.
14. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Ч. 1. – Москва: Мир, 1985. – 370 с.
15. Хаин В.Е. Общая геотектоника. – Москва: Недра, 1964. – 477 с.
16. Хрящевская О.И., Стовба С.Н., Стефенсон Р.А. Одномерное моделирование истории тектонического погружения Черного (северо-западный шельф) и Азовского морей в мелу – неогене // Геофиз. журнал. – 2007. – 29, № 5. – С. 28–49.
17. Mareschal J.-C., Gliko A. Lithospheric thinning, uplift and heat flow preceding rifting // Tectonophysics. – 1991. – 197 – P. 117–126.
18. Parker R.L., Oldenburg D.W. Thermal model of ocean ridges // Nature Phys. Sci. – 1973. – 242, № 122. – P. 137–139.
19. Ващенко В.А. и др. Групповая геологическая съемка м-ба 1: 50 000 водораздельной части Юго-Восточных Карпат. Львов, 1985 (фондовые материалы).
20. Михайлов Ю.А. и др. Региональный сейсмостратиграфический прогноз зон нефтегазоаккумуляции в палеоценовых отложениях СЗ шельфа Черного моря. Симферополь, 1992 (фондовые материалы).

Швидкості шельфового осадонагромадження використано для визначення режимів занурення, величин коефіцієнта остигання і коефіцієнта утонення сучасного Каркінітського (ПнЗх шельф Чорного моря) і фрагментів давніх осадових басейнів – Карпатського та палеозойського Переддобруджинського. В історії басейнів на основі стратиграфічного запису виділено періоди термального шельфового занурення. Величини коефіцієнта остигання використано для встановлення природи фундаменту та визначення тектонічної позиції давніх осадових комплексів.

Velocities of shelf sedimentation are used for estimation of subsidence regimes, values of cool coefficient and thin faktor for new Karkinit basin (NW shelf of the Black Sea) and fragments of two old – Carpathian and Paleozoic Dobrogean – basins. Periods of thermal shelf subsidence were segregated in the basins history. Values of cool coefficient are used to establish the nature of fundament and to reconstruct paleotectonic positions of old sedimentary basins.

Поступила 03.08.2011 г.