

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, ПАЛЕОКЛИМАТ И ГАЗОНОСНОСТЬ

УДК 550.8:551.762/763 (571.1)

ПАЛЕОБАТИМЕТРИЯ ПОЗДНЕЮРСКО-НЕОКОМСКОГО БАСЕЙНА СЕВЕРА
ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ВЛИЯНИЕ НА НЕЕ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ

С.В. Ершов

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

Проведены палеобатиметрические реконструкции волжско-неокомского бассейна севера Западной Сибири. Представленная автором методика учитывает не только скорости тектонического прогибания дна бассейна и седиментации, но также процессы уплотнения осадков и их вещественный состав, колебания уровня Мирового океана и процессы изостазии. Рассмотрена роль каждого из факторов, влияющих на глубину палеобассейна. Выделен ряд этапов формирования неокомского клиноформного комплекса Западной Сибири, отличающихся режимами осадконакопления, погружения дна бассейна и характером изостатической компенсации.

Поздняя юра, неоком, клиноформа, палеобатиметрия, изостазия, Западно-Сибирский осадочный бассейн.

PALEOBATHYMETRY OF THE LATE JURASSIC–NEOCOMIAN BASIN IN NORTHERN
WEST SIBERIA AND THE IMPACT OF NATURAL PROCESSES

S.V. Ershov

Paleobathymetrical reconstructions were performed for the Volgian–Neocomian basin in northern West Siberia. The proposed technique takes into account a number of factors, such as the rates of basin subsidence and sedimentation, sediment lithification and types of lithology, sea level fluctuations, and isostasy. The role of each factor controlling the depth of the paleobasin is considered. The study reveals several stages of formation of the Neocomian clinoform complex of West Siberia, with different regimes of basin subsidence, sedimentation, and isostatic compensation.

Late Jurassic, Neocomian, clinoform, paleobathymetry, isostasy, West Siberian sedimentary basin

ВВЕДЕНИЕ

Вопросы батиметрии древних палеобассейнов имеют не только фундаментальное, но и прикладное значение. В последние годы у геологов-нефтяников очень большую популярность приобрело бассейновое моделирование, которое используется при изучении истории геологического развития регионов, решении задач, связанных с вопросами генерации, миграции, аккумуляции углеводородов и в конечном итоге помогает оценить перспективы нефтегазоносности тех или иных территорий. Одним из необходимых условий такого компьютерного моделирования является определение количественных параметров скоростей погружения фундамента бассейна осадконакопления. С этой целью используется бэкстриппинг-метод (backstripping), разработанный А. Уоттсом и В. Рианом [Watts, Ryan, 1976] и впоследствии развитый в работе М. Стеклера и А. Уоттса [Steckler, Watts, 1978]. Он основан на том, что шаг за шагом, послойно в обратном направлении с учетом накопления и уплотнения осадка, изостазии, колебаний уровня Мирового океана и палеобатиметрии, анализа перерывов и несогласий восстанавливается история погружения бассейна. Одним из недостатков метода является его зависимость от качества и количества палеобатиметрических данных, которые в бассейнах некомпенсированного типа далеко не всегда удается надежно определить.

В Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции одной из главных нефтематеринских толщ является высокоуглеродистая баженовская свита волжско-нижеберриасского возраста. До сих пор не существует однозначного представления об условиях ее формирования. Одни считают, что она формировалась в мелководном бассейне [Мазур, 1980; Фомичев, 2006; и др.]. Большинство исследователей придерживается мнения, что баженовская свита накапливалась в относительно глубоководном эпиконтинентальном палеобассейне некомпенсированного типа с признаками сероводородного заражения [Конторович, 1976; Булыникова и др., 1978; Брэдучан и др., 1986; Конторович и др., 2013; и др.]. Согласно представлениям Ю.В. Брэдучана, А.В. Гольберта, Ф.Г. Гурари и многих других геологов, внутренние области баженовского моря были переуглублены до псевдоабиссальных глубин [Брэдучан и др., 1986]. По результатам тафономических и палеоэкологических исследований они достигали 400—500 м. В.А. Захаров [2006] не исключает, что глубины палеобассейна могли превышать 500 м, а В.С. Бочкарев утверждает, что в Уренгойском районе глубина баженовского моря достигала 750 м [Бочкарев, Федоров, 1985; Бочкарев, 1999]. Таким образом, согласно представлениям разных авторов, максимальная глубина бассейна колебалась от первых десятков метров и до 700—750 м.

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ БАТИМЕТРИИ ПАЛЕОБАССЕЙНОВ

Существуют разные методы определения батиметрии палеобассейнов. Наиболее распространены литологические и палеонтологические методы, основанные на геологических индикаторах. В качестве последних, например, могут выступать текстуры пород или сообщества организмов, обитавших в определенных батиметрических условиях. Существуют методы определения палеоглубин, базирующиеся на анализе катен бентоса [Захаров, Шурыгин, 1985], на изучении прочностных характеристик раковин головоногих моллюсков [Hewitt, Westermann, 1986], методы, в основу которых положены количественные критерии отношения численности, видового и родового разнообразия организмов [Зорина, Старцева, 2010]. Некоторые исследователи применяют комплексный подход, используя для определения палеоглубин одновременно геологические, геохимические и литолого-фациальные данные, откалиброванные на заключительном этапе биоиндикаторными методами [Сенников и др., 2011]. Е.Ю. Барабошкин и А.С. Никульшин [2006] пытались оценить палеоглубины альбского бассейна Русской плиты, основываясь на анализе сифонального индекса прочности аммонитов, тафономической и седиментологической интерпретации разрезов.

Один из геологических методов, который позволяет оценить палеоглубину некомпенсированного бассейна, исходит из высоты клиноформ, наблюдаемых на сейсмических профилях. Подобная методика апробировалась на неогеновых клиноформах Северного моря [Laurson et al., 1997; Huuse, 2002]. Под высотой клиноформ эти исследователи понимают вертикальное расстояние между подстилающими клиноформу отложениями (bottomsets) и бровкой клиноформы (clinoform breakpoint) или слоями, залегающими в кровле клиноформы (topset beds). Комплексирование сейсмологического и биофациального анализов показало, что высота клиноформ вполне адекватно отражает палеобатиметрию бассейна, в котором происходило их накопление. Восстановление палеоглубин морского бассейна по форме кайнозойских клиноформ проводились также А.В. Ершовым в Майкопском бассейне Восточного Предкавказья [Ershov et al., 1998].

Еще один метод решения задачи о величине некомпенсированного осадконакопления и палеоглубине морских бассейнов был разработан В.С. Бочкаревым и Ю.Н. Федоровым [1985], названный авторами методом скользящего ноль-уровня палеоморя. Он основан на том, что выбираются две поверхности между морскими и континентальными отложениями с известной датировкой — одна выше, другая ниже уровня с некомпенсированным осадконакоплением. Зная мощность отложений между этими поверхностями и время, за которое сформировалась эта толща, можно получить среднюю скорость прогибания бассейна. Глубина палеобассейна на любой момент времени определяется как разность между величиной прогибания, равной произведению средней скорости прогибания на время, и толщиной отложений, которые за это время сформировались. Согласно этому методу, максимальная глубина баженовского моря Западной Сибири в начале берриаса отмечалась в районе Уренгоя и составляла 700—750 м.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ГЛУБИНУ ПАЛЕОБАССЕЙНОВ, И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Методы определения глубин, основанные на использовании современных толщин пластов, которые исследователи наблюдают в обнажениях или в разрезах скважин, дают приблизительную, а иногда и очень далекую от истины оценку. Те процессы, которые учитываются в бэкстриппинг-методе при анализе тектонического погружения (изостазия, уплотнение осадка и пород, колебания уровня Мирового океана), как и сама тектоника, в разной степени влияли на глубину палеобассейна. Используя элементы этого метода, на упрощенных геологических моделях автором сделана попытка оценить влияние

вышеперечисленных процессов на формирование глубин позднеюрско-неокомского бассейна Западной Сибири.

Изостазия — это гидростатическое равновесное состояние земной коры. Термин был введен в 1889 г. К. Деттоном, хотя сами изостатические модели были предложены еще в 1855 г. Дж. Эри и Ф. Праттом [Короновский, 2001]. Эти модели отличались тем, что по теории Ф. Пратта блоки земной коры имеют разные плотности и высоту, а по теории Дж. Эри — одинаковую плотность и разную высоту. В первом случае блоки плавают на тяжелом субстрате (магме), во втором — погружаются в него на различную глубину.

По утверждению некоторых исследователей, в настоящее время только 9 % суши и 1 % акватории океанов находится в состоянии, где нарушено изостатическое равновесие [Кропоткин, 1972]. Это свидетельствует о том, что при нарушении равновесия, с точки зрения масштаба геологического времени, оно восстанавливается достаточно быстро. Изучение районов современных оледенений показало, что время восстановления равновесия составляет 10—100 тыс. лет [Артемьев, 1969]. Как было показано Е.В. Артюшковым [1979], время установления равновесия в земной коре в значительной степени зависит от размера неоднородности и мощности компенсационного слоя. По его мнению, восстановление равновесия может занять от нескольких сотен лет для неоднородностей размером в несколько сот километров до нескольких десятков тысяч лет для неоднородностей порядка нескольких тысяч километров [Артюшков, 1969]. Э.Э. Фотиади с коллегами [1980] подразделили процесс установления равновесия на две стадии. На основе математического моделирования изостатического регулирования они определили, что на первом этапе происходит изостатическое всплывание в течение 1—1000 тыс. лет, а на втором — гравитационное растекание, время которого на 3—4 порядка больше.

Различают несколько разновидностей изостазии — лито-, гидро-, термо- и гляциоизостазия. Остановимся только на первых двух разновидностях, когда равновесное состояние земной коры нарушается массами вновь накопившегося осадка (литоизостазия) или воды при изменении глубины бассейна (гидроизостазия). Термоизостазия возникает при изменении теплового потока, в результате чего меняется температура пород и, как следствие, их плотность. В наших расчетах условимся, что на протяжении поздней юры и раннего мела тепловой поток на территории Западно-Сибирского бассейна существенно не менялся. Кроме того, данные по климату юрского и мелового периодов свидетельствуют об отсутствии в этом регионе ледников, что позволяет нам исключить также гляциоизостазию.

Фундаментальная формула изостазии М. Стеклера и А. Уоттса [Steckler, Watts, 1978], в основе которой лежит локальная модель изостазии по типу Эри, выглядит следующим образом:

$$Y = S^0 \left(\frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m - \rho_w} \right) + W_d - \Delta_{SL} \left(\frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_w} \right), \quad (1)$$

где Y — тектоническое прогибание, S^0 — толщина накопившегося разуплотненного осадка, W_d — глубина бассейна к концу накопления осадка, Δ_{SL} — изменение уровня Мирового океана за время накопления осадка, ρ_m , ρ_w и ρ_s — плотности соответственно мантии, морской воды и осадка. В основе формулы лежит равенство, полученное при процедуре бэкстриппинга (реконструкции истории погружения бассейна) (рис. 1).

$$S^0 \rho_s + W_d \rho_w = Y \rho_w + (W_d + S^0 - \Delta_{SL} - Y) \rho_m. \quad (2)$$

Для того чтобы вычислить величину тектонического прогибания (Y) необходимо исключить влияние не только литоизостазии, но и гидроизостазии, а таковая в этой формуле присутствует, поскольку предполагается, что пространство, возникшее при прогибании дна, заполнилось водой (см. рис. 1). Допустим, уровень моря был постоянным и осадконакопления не происходило ($S^0 = 0$ и $\Delta_{SL} = 0$), в таком случае глубина бассейна и тектоническое погружение, согласно формуле (1), будут равны, что не соответствует действительности. При тектоническом прогибании дна бассейна и заполнении образующегося пространства водой под действием столба воды будет происходить дополнительно его погружение. Для того чтобы это учесть, надо представить, что во время тектонического погружения вновь возникающее аккомодационное пространство ничем не заполнялось, т. е. исключить из формулы (2) член ($Y \rho_w$). Любое заполнение этого объема, будь то осадок или морская вода, привело бы к процессам изостазии. С учетом этой поправки формула (1) должна выглядеть следующим образом:

$$Y = S^0 \left(\frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m} \right) + W_d \left(\frac{\rho_m - \rho_w}{\rho_m} \right) - \Delta_{SL}. \quad (3)$$

Рис. 1. Схематичная диаграмма реконструированного седиментационного разреза с нагрузкой и без нагрузки осадочного чехла, по [Steckler, Watts, 1978].

Усл. обозн. см. в тексте.

Из формулы (3) следует, что при отсутствии колебаний уровня Мирового океана и осадконакопления тектоническое погружение будет меньше, чем глубина бассейна. Подставив значение плотности астеносферы в слое изостатической компенсации и плотности морской воды (соответственно $\rho_m = 3.33$ и $\rho_w = 1.03$ г/см³), получим, что $Y = 0.69W_d$ или $W_d = 1.45Y$, т. е. глубина бассейна за счет гидроизостазии будет почти в полтора раза больше тектонического погружения. Это соответствует выводам А. Блума, который на основе изучения положения древних береговых линий, пришел к выводу, что прогибание дна в результате действия водной нагрузки составляет примерно треть от столба воды [Bloom, 1967].

Второй момент, который не учитывает формула (1) М. Стеклера и А. Уоттса, это первоначальная глубина бассейна. Исходя из этой формулы, она представляется как равная нулю. Если ввести в формулу глубину бассейна на начало накопления осадка (W_d^0), то выражение (3) приобретет следующий вид:

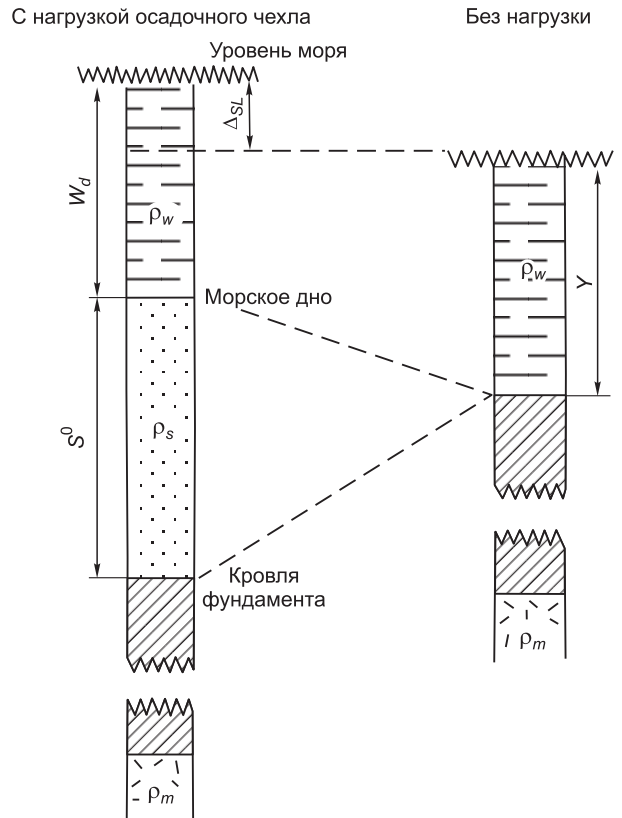
$$Y = S^0 \left(\frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m} \right) + (W_d - W_d^0) \left(\frac{\rho_m - \rho_w}{\rho_m} \right) - \Delta_{SL}. \quad (4)$$

Согласно этой формуле, часть уравнения, отвечающая за гидроизостазию, может быть как отрицательной, так и положительной, в зависимости от того какая глубина была больше, начальная или конечная. В случае, когда они равны, при отсутствии эвстатических колебаний уровня моря мы получаем компенсированное осадконакопление, характеризующееся доминированием литоизостатических процессов. Допустим, что средневзвешенная плотность (ρ_s) вновь накопившегося осадочного слоя с учетом насыщения порового пространства морской водой составляет 2.05 г/см³, а $\rho_m = 3.33$ г/см³, то $Y = 0.38S^0$, т. е. только около 40 % толщины осадка будет обусловлено тектоническим и 60 % изостатическим факторами, при условии, что подстилающие отложения не испытывают уплотнения. В действительности, как будет показано ниже, уплотнение подстилающих пород может существенно изменять это соотношение в сторону уменьшения роли тектоники почти в два с половиной раза.

Процессы изостазии земной коры наблюдаются не только в наше время. Следуя законам физики, они протекали и в геологическом прошлом, в том числе и в мезозое на территории Западной Сибири. Ряд исследователей [Игошкин, Шлезингер, 1990; Шпильман и др., 1993; Ковылин и др., 1998; Нежданов и др., 2000; Шлезингер и др., 2006; и др.] отмечали, что неокомские клиноформы при накоплении создавали дополнительное изостатическое погружение. Изостатическое прогибание бассейна Западной Сибири было подтверждено также геосейсмическим моделированием [Павлова и др., 1990]. На основе численного двумерного моделирования в работе [Конторович и др., 20146] было показано, что за время формирования неокомских клиноформных отложений Западной Сибири в бассейне с изначальной глубиной 250 м с учетом изостазии могла накопиться мощность осадков более 1000 м.

В волжско-неокомское время в разных районах Западно-Сибирского бассейна отмечалось несколько моделей изостатической компенсации. Рассмотрим их особенности без учета эвстатического фактора, поскольку его причины имеют планетарный характер и только осложняют процессы изостазии, протекающие в бассейне.

Первый тип изостазии типичен для глубоководных зон. В Западно-Сибирском палеоморе в волжское и раннеберриасское время к ним относились области накопления баженовской, тутлеймской и,



частично, гольчихинской свит. Особенностью этих областей являлась очень низкая скорость осадконакопления. Конец юрского периода был временем тектонического покоя как для самой плиты, так и для ее обрамления, где происходило выравнивание рельефа [Казаринов, 1958; Конторович и др., 1967; и др.]. Это определило небольшие толщины осадков, сформировавшихся в это время. В берриас—готериве во внутренних частях бассейна еще оставались области с низкой скоростью седиментации, в которых формировались глинистые осадки подачимовской пачки.

Если воспользоваться формулой (4), то при $\Delta_{SL} = 0$ и при малых значениях S^0 и W_d^0 основной остается та часть формулы, которая отвечает за гидроизостазию $Y = 0.69W_d$. При тектоническом погружении дна происходило углубление бассейна, которое усиливалось гидроизостатическими процессами. Максимальная площадь этой зоны отмечалась в волжское время в момент накопления бажендовской свиты и ее аналогов. В течение неокома в результате проградации клиноформного комплекса в глубь бассейна площадь зоны сокращалась вплоть до баррема, когда произошла окончательная компенсация бассейна.

Второй тип изостазии характерен для зон лавинной седиментации. В конце волжского времени произошла активизация тектонических процессов в областях сноса [Казаринов, 1958; Конторович и др., 1975]. Объемы сносимого в Западно-Сибирское море обломочного материала существенно возросли. Основная доля осадочного материала с берриаса по готерив отлагалась в области перехода мелководной области моря в глубоководную, образуя клиноформы. Клиноформное строение типично для куломзинской, мегионской, сортымской и ахской свит.

Зонами лавинной седиментации в Западно-Сибирском бассейне можно считать депоцентры накопления региональных клиновидных тел неокома. Время их формирования оценивается примерно в 0.4—1.5 млн лет, а толщина может превышать 500 м. Накопление основной массы осадков в самих депоцентрах протекало в более короткие сроки, поскольку проходило в регрессивную фазу седиментационного цикла, а во время трансгрессий основная область накопления осадков смещалась в мелководную шельфовую часть. Ширина таких депоцентров составляет примерно от 20—40 км в центральных районах бассейна до 200 км на Ямале, а протяженность с юга на север достигает почти 1500 км. Проградация клиноформного комплекса в глубь бассейна проходила циклически, прерываясь во времена кратковременных эвстатических подъемов уровня Мирового океана. Пульсирующая литоизостатическая «волна», сопровождавшая проградацию клиноформ в течение волжско-барремского времени, прошла со стороны Сибирской платформы и Алтая в направлениях Урала и Карского моря со средней скоростью 30—50 км/млн лет, достигая на территории Гыдана, Ямала и некоторых районов Северного Приобья своего максимума 100—120 км/млн лет.

Особенностью второго типа изостазии, как и гляциоизостазии, является малое влияние на нее тектонического фактора. Время накопления клиновидных тел было столь коротким, что амплитуда тектонического погружения за это время составляла незначительную величину. Главным фактором изостазии зон лавинной седиментации в глубоководном бассейне являлось замещение водной массы массой осадка, в результате чего резко увеличивалась нагрузка на дно бассейна. В.Е. Хаин [1973] указывал, что при отсутствии тектонических движений, и если не принимать во внимание эвстатические колебания уровня Мирового океана, дно бассейна с начальной глубиной в 100 м поднимется до уровня моря после отложения 500 м осадка. В приведенных автором расчетах, если пренебречь тектоническим погружением и эвстатическими колебаниями ($Y = 0$, $\Delta_{SL} = 0$), то при условии, что на этом этапе произошла полная компенсация глубоководного бассейна в пределах зоны лавинной седиментации ($W_d = 0$), формула (4) приобретает следующий вид:

$$0 = S^0 \left(\frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m} \right) - W_d^0 \left(\frac{\rho_m - \rho_w}{\rho_m} \right),$$

откуда следует, что

$$W_d^0 = S^0 \left(\frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m - \rho_w} \right).$$

Таким образом, можно примерно оценить глубину палеобассейна на момент накопления конкретного клиновидного тела. Если принять, что $\rho_w = 1.03$, $\rho_s = 2.05$, а $\rho_m = 3.33$ г/см³, то $W_d^0 = 0.56S^0$. Следует учесть два момента, во-первых, S^0 — это толщина осадка, а не уплотненной породы, наблюдаемой в настоящее время в разрезах скважин или обнажений. Во-вторых, определенные таким образом палеоглубины для тел разного возраста будут отражать глубину бассейна для разных моментов времени и напрямую их нельзя совместно использовать для палеобатиметрических построений на какое-то единое время.

Третий тип изостазии отмечается в зоне компенсированного осадконакопления. К ней относятся области накопления вартовской, усть-балыкской, сангопайской, заполярной, ереямской, тангаловской,

черкашинской свит и верхов свит, нижняя часть которых характеризуется клиноформным строением. По мере заполнения осадками глубоководного волжско-неокомского бассейна Западной Сибири она расширялась с такой же скоростью, с какой уменьшалась глубоководная зона.

В отличие от второго, третий тип изостазии, как и первый, зависит от тектонического погружения, только вновь образуемое аккомодационное пространство заполнялось не морской водой, а осадком. Если принять, что $\Delta_{SL} = 0$, а $W_d = W_d^0 = 0$, то формула (4) приобретет вид

$$Y = S^0 \left(\frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m} \right)$$

или при $\rho_s = 2.05 \text{ г/см}^3$, $\rho_m = 3.33 \text{ г/см}^3$, $Y = 0.38S^0$, о чем уже упоминалось выше. При компенсированном осадконакоплении изостатические силы являются производными от тектонических и величина изостатического погружения в этой зоне будет прямо пропорциональна тектоническому. В случае гипотетического прекращения тектонических движений на какой-то территории через некоторое короткое в геологическом отношении время в ее пределах наступит полная компенсация бассейна осадочным материалом, следом за ней изостатическое равновесие и она превратится в область транзита обломочного материала.

Зоны, в которых протекали разные типы изостазии, являются в некоторой степени условными, четких границ между ними не существует. Между ними отмечаются переходные зоны, в плане совпадающие с областями аккумулятивного склона и глубоководных конусов выноса.

Уплотнение осадочных пород. Еще один природный процесс, который необходимо учитывать при палеогеологических и, в частности, при палеобатиметрических реконструкциях, это уплотнение осадка и пород, о чем отмечалось многими исследователями [Вассоевич, 1960; Нестеров, 1965; и др.]. Первичная толщина осадочного слоя, т. е. толщина в момент завершения его осадконакопления, и современная толщина, образовавшаяся после литификации осадка, могут отличаться в несколько раз. Это зависит от многих причин, в частности, от гранулометрического и минерального составов осадка, физико-химических и термодинамических условий, в которых происходило его уплотнение и т. д. Н.В. Логвиненко и Л.В. Орлова [1987], например, отметили, что диагенез осадков зависит также и от скорости осадконакопления. При большой скорости он не успевает завершиться и образуется мощная зона диагенеза.

Применительно к Западной Сибири исследованиями уплотнения пород с целью палеогеологических реконструкций занимались И.И. Нестеров [1965], А.Э. Конторович с соавторами [Вышемирский и др., 1971], Г.И. Алексеев с коллегами [1982]. Ими были предложены методы, расчетные формулы и номограммы, использованные автором в работе, с помощью которых можно вычислять первичную, вторичную и разуплотненную толщины пород.

Для того чтобы учесть уплотнение пород при палеобатиметрических реконструкциях, необходимо принять несколько условий, позволяющих упростить эту процедуру. Во-первых, при погружении происходит только механическое уплотнение осадка, без каких-либо химических процессов, во-вторых, поровое давление не превышает гидростатическое, в-третьих, при уплотнении не происходит горизонтального расширения. Таким образом, уплотнение осадка будет напрямую зависеть от глубины.

При накоплении каждого нового слоя осадка подстилающая толща осадочных пород испытывает уплотнение. С уменьшением пористости она теряет часть содержащихся в этих порах воды, как бы увеличивая аккомодационное пространство на этот объем.

Допустим, что толща подстилающих пород представлена одним большим слоем, хотя можно задать модель с любым количеством слоев. Пусть R^0 и R — толщины, а ρ_r^0 и ρ_r — средневзвешенные плотности слоя соответственно до и после уплотнения. Тогда величина уплотнения, если принять плотность

пластовых вод близкой к плотности морской воды, равна $\Delta_R = R^0 - R = R^0 \left(\frac{\rho_r - \rho_r^0}{\rho_r - \rho_w} \right)$. В случае многослойной модели общее уплотнение осадочной толщи будет равно сумме уплотнений всех слоев: $\Delta_R = \sum_{i=1}^n R_i^0 \left(\frac{\rho_{ri} - \rho_{ri}^0}{\rho_{ri} - \rho_w} \right)$. В случае компенсированного осадконакопления весь объем воды, в том числе и тот, который образовался в результате уплотнения подстилающих пород, замещается вновь отложившимся осадком.

С учетом уплотнения пород, подстилающих новый слой, формула (4) будет выглядеть следующим образом:

$$Y = S^0 \left(\frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m} \right) + (W_d - W_d^0 - \Delta_R) \left(\frac{\rho_m - \rho_w}{\rho_m} \right) - \Delta_{SL} \quad (5)$$

или

$$Y = S^0 \left(\frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m} \right) + \left(W_d - W_d^0 - \sum_{i=1}^n R_i^0 \left(\frac{\rho_{ri} - \rho_{ri}^0}{\rho_{ri} - \rho_w} \right) \right) \left(\frac{\rho_m - \rho_w}{\rho_m} \right) - \Delta_{SL}.$$

После того как в формулу М. Стеклера и А. Уоттса (1) введены необходимые члены уравнения, отвечающие за глубину бассейна и уплотнение пород, а также внесена поправка на гидроизостазию, можно вывести уравнения, рассчитывающие палеоглубину бассейна. Исходя из формулы (5) получим, что палеоглубина бассейна (конечная (W_d) или исходная (W_d^0)) равна

$$W_d = W_d^0 - S^0 \left(\frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m - \rho_w} \right) + \Delta_R + (\Delta_{SL} + Y) \left(\frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_w} \right) \quad (6)$$

или

$$W_d^0 = W_d + S^0 \left(\frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m - \rho_w} \right) - \Delta_R - (\Delta_{SL} + Y) \left(\frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_w} \right). \quad (7)$$

Таким образом, для того чтобы определить глубину некомпенсированного бассейна необходимо иметь шесть параметров: первичную толщину слоя (S^0), т. е. толщину на момент окончания его накопления, его плотность (ρ_s), уплотнение подстилающих осадков и пород за время формирования слоя (Δ_R), начальную (W_d^0) или конечную (W_d) глубину бассейна в зависимости от способа ее вычисления, изменение уровня Мирового океана (Δ_{SL}), а также амплитуду тектонического прогибания (Y).

Первые три параметра (S^0 , ρ_s и Δ_R), как отмечалось выше, автор вычислял по методике Г.И. Алексеева и его коллег [1982] с учетом четвертичного оледенения, в результате чего из-за большой толщины ледников породы северных районов Западной Сибири оказались переуплотнены. Учитывалось также, что при больших глубинах столб воды создает дополнительное давление и способствует уплотнению пород.

Глубины мелководного бассейна с компенсированным осадконакоплением. Для вычисления глубины некомпенсированного бассейна необходимо использовать такие интервалы разреза, чтобы вторая глубина (в начале или в конце интервала) была известна или определена с минимальными ошибками. Для таких расчетов можно взять любой из мелководных пластов. На основе сравнительного анализа современных и древних физико-географических обстановок осадконакопления А.И. Сидоренковым [1979] было показано, что в мезозойских морях Западной Сибири максимальная отметка иловой границы составляла 35—45 м. Близкую оценку привел Н.Х. Кулахметов с соавторами [1983]. Они считают, что покровные песчано-алевритовые осадки неокома Западной Сибири формировались на глубинах до 30 м. Использование палеогеографических карт и глубин иловой границы вполне достаточно для вычисления палеоглубин, любые погрешности приведут к незначительным ошибкам.

Эвстатика. Как отмечалось выше, еще один фактор, который напрямую влияет на глубину бассейна, — эвстатические колебания уровня Мирового океана. В областях некомпенсированного и компенсированного осадконакопления они дают разный изостатический эффект. В первом случае наблюдается либо увеличение, либо уменьшение столба морской воды, вызывающие нарушение гидроизостатического равновесия. В областях компенсированного осадконакопления при повышении уровня океана вновь образующееся аккомодационное пространство заполняется осадком, а при понижении происходит его эрозия, что в обоих случаях сопровождается эффектами литоизостазии.

Для оценки влияния эвстатического фактора на глубину палеобассейна на территории Западной Сибири в юрско-меловое время были использованы результаты, полученные совместно российскими и американскими геологами в конце 1990-х — начале 2000-х годов [Sahagian et al., 1996; Pinous et al., 1999, 2001] (рис. 2). Количественная оценка эвстатики Мирового океана ими была проведена на материалах по Русской платформе и Западно-Сибирской плите. Результаты показали, что амплитуда колебаний Мирового океана в юрский и меловой периоды была примерно в 2.5 раза меньше, чем амплитуда, полученная в работе [Nag et al., 1988] при изучении пассивных окраин. На рис. 2 в качестве условной точки отсчета для кривых эвстатики взят максимум регрессии в батское время.

Тектоническое погружение. Следующий параметр, который необходимо вычислить, это величина тектонического погружения Y (общее погружение бассейна за минусом литоизостатического уплотнения подстилающих пород). Тектоническое погружение один из важных факторов, влияющих на формирование глубины палеобассейна, и самый сложный параметр в расчетах. Существуют несколько альтернативных методов вычисления амплитуды, каждый из них имеет свои плюсы и минусы.

Первый метод расчета амплитуды тектонического погружения для интервала с некомпенсированным осадконакоплением предполагает выделение части разреза, снизу и сверху ограниченного пласта-

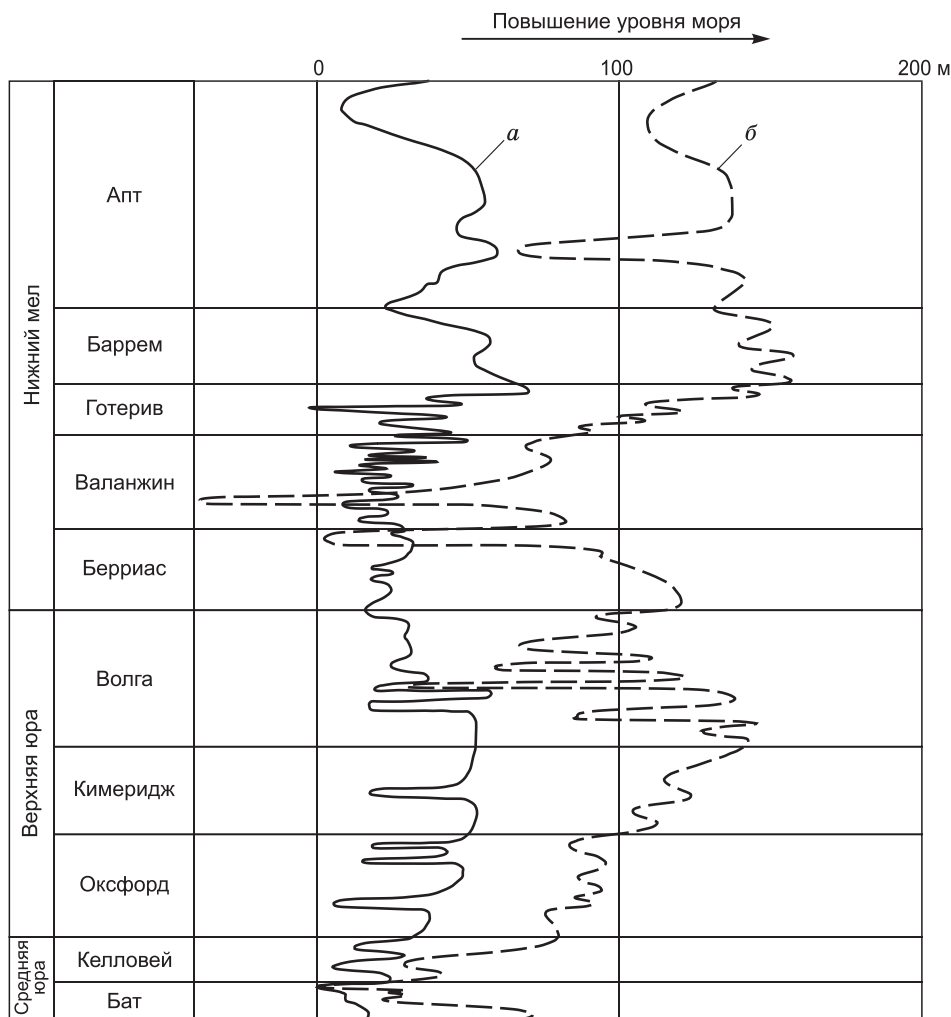


Рис. 2. Кривые эвстатических колебаний уровня Мирового океана в поздней юре и раннем мелу, по [Sahagian et al., 1996; Pinous et al., 1999, 2001] (а) и [Naq et al., 1988] (б) с уточнениями.

ми, сформировавшимися в условиях компенсированного осадконакопления, глубина которых примерно известна. В таком случае можно воспользоваться формулой (5). Недостаток метода, как и в методе скользящего ноль-уровня палеоморя В.С. Бочкарева [Бочкарев, Федоров, 1985], состоит в том, что допускается одинаковая скорость тектонического погружения во время образования всего разреза с некомпенсированным осадконакоплением. Продолжительность существования подобных обстановок в позднеюрско-неокомское время на территории Западно-Сибирского бассейна оценивается от 0 млн лет на периферии бассейна до 36—40 млн лет в районах, где компенсация бассейна произошла в конце гóтерива или в барреме.

Палеоглубину бассейна, в которых тектоническая компонента определена таким методом, можно вычислить двумя способами, воспользовавшись как формулой (6), так и формулой (7). Попробуем определить в одной из скважин палеоглубины бассейна в раннем берриасе и на момент начала накопления клиноформ в этой же точке. Для расчета используем разрез скв. Уренгойская 411 (рис. 3), вскрывшей на забое отложения осадочного триаса. Согласно представлениям В.С. Бочкарева и Ю.Н. Федорова [1985], скважина расположена в области максимальных глубин раннеберриасского бассейна Западной Сибири, которые в районе скважины составляли примерно 600 м.

Согласно расчетам, учитывающим целый ряд параметров и процессов, глубина раннеберриасского бассейна в районе скв. Уренгойская 411 оказалась 175 м при расчете «снизу» (формула (6)) и 165 м при расчете «сверху» (формула (7)). Разница в определении глубин составила порядка 10 м.

Компенсация бассейна на юге Уренгойской площади, где расположена эта скважина, началась в середине раннего валанжина в момент накопления самотлорской региональной пачки. В это время, согласно рассматриваемому методу расчета тектонического погружения, глубины палеобассейна увеличи-

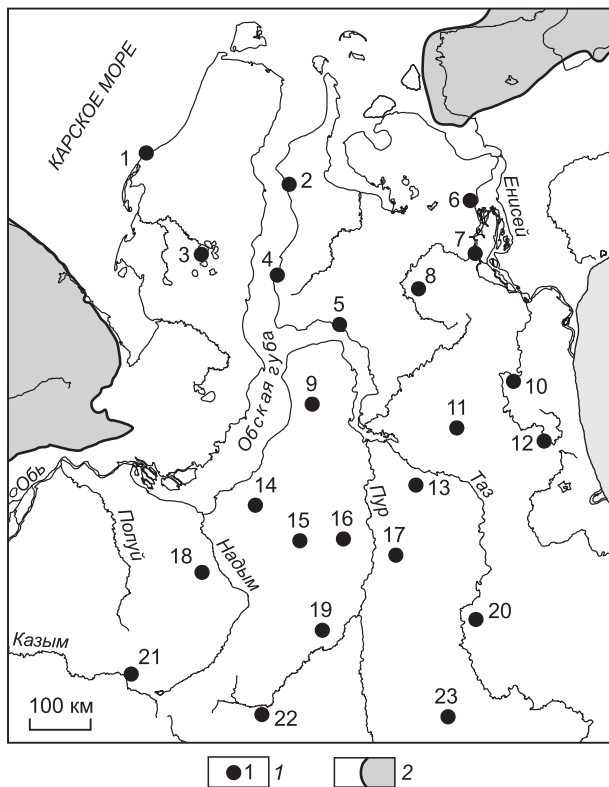


Рис. 3. Схема расположения расчетных скважин.

1 — расчетные скважины, 2 — граница мезозойско-кайнозойского осадочного чехла. Скважины: 1 — Харасавейская 47; 2 — Утренняя 279; 3 — Нейтинская 28; 4 — Геофизическая 52; 5 — Тотаяхинская 25; 6 — Дерябинская 6; 7 — Южно-Носковская 318; 8 — Нанадянская 310; 9 — Ямбургская 500; 10 — Сузунская 4; 11 — Хальмерпаутинская 2099; 12 — Медвежья 316; 13 — Заполярная 83; 14 — Медвежья 183; 15 — Юбилейная 200; 16 — Уренгойская 411; 17 — Геологическая 14; 18 — Хейгинская 4; 19 — Губкинская 38; 20 — Шипалькынская 63; 21 — Лунгорская 31; 22 — Среднеитурская 790; 23 — Холмистая 696.

числясь до 240—250 м. Разница в глубинах между способами «сверху» и «снизу», как и в предыдущем случае, составила около 10 м.

Второй метод расчета амплитуды тектонического погружения для интервала с некомпенсированным осадконакоплением предполагает, что скорость прогибания могла со временем существенно меняться. В районе скв. Уренгойская 411 время некомпенсированного осадконакопления длилось почти 23 млн лет, а компенсация бассейна произошла за 1 млн лет. Можно предположить, что скорость тектонического прогибания в этот относи-

тельно короткий промежуток времени была примерно такой же, как и в момент накопления покровных пластов компенсированного разреза, перекрывающих косослоистую толщу. Эту скорость можно использовать для определения амплитуды тектонического погружения и значит палеоглубин ранневаланжинского бассейна на момент начала накопления клиноформ. Вычисленная таким образом глубина в районе скв. Уренгойская 411 составила 200 м, что существенно ниже (на 40—50 м), чем в первом методе. Объясняется это тем, что скорости тектонического погружения покровных пластов оказались в четыре раза выше, чем средняя скорость погружения в интервале с некомпенсированным осадконакоплением.

Для подсчета палеоглубин раннеберриасского бассейна таким методом необходимо воспользоваться скоростями тектонического погружения в момент накопления васюганского горизонта, который в районе скв. Уренгойская 411 подстилает разрез, сформировавшийся в глубоководном бассейне. Полученная величина составила порядка 60 м, что опять же существенно отличается от глубины в 165—175 м, вычисленной первым методом. Причиной является то, что скорости тектонического прогибания васюганского горизонта оказались в три раза меньше скорости прогибания во время некомпенсированного осадконакопления.

Третий метод предполагает поинтервальную реконструкцию скоростей тектонического прогибания единого большого интервала некомпенсированного осадконакопления. В основе метода лежат результаты исследований М.Я. Рудкевича, Т.И. Гуровой и В.П. Казаринова [Рудкевич, 1969; Казаринов и др., 1969]. Они показали несмотря на то, что в разных районах Западной Сибири скорости погружения отличались друг от друга, общая тенденция и темпы прогибания сохранялись везде. Западно-Сибирская плита длительное время развивалась в основном по общему плану. Согласно их исследованиям, замедленная скорость погружения была характерна для поздней юры и готерив—баррема, а максимальная для валанжина.

С целью выявления закономерностей изменения скоростей тектонического погружения в поздней юре и неокоме в северных районах Западной Сибири были выбраны 23 скважины, расположенные в различных фациальных и структурно-тектонических условиях (см. рис. 3). В верхнеюрско-нижнеаптском разрезе выделены 10 стратиграфических интервалов, соответствующих разным этапам формирования бассейна. Два интервала, отвечающих сиквенсам второго порядка, выделены в верхней юре — один в объеме васюганского горизонта, второй — георгиевского и баженовского, их продолжительность соответственно 7.8 и 16.4 млн лет. Неоком поделен на семь интервалов — от 1.35 до 4.5 млн лет (по 2—3 клиноформы в каждом интервале). Кроме того, вычисления проводились и для алымского горизонта нижнего апта продолжительностью около 3 млн лет. Более дробное деление увеличивает возможную ошибку в расчетах как из-за погрешности в датировке интервалов, так и возможной ошибки в

корреляции разрезов. Интервалы, полностью или частично представленные разрезами некомпенсированного осадконакопления, скорости которых необходимо восстановить, на начальном этапе объединялись в один общий интервал. Подстиляется и перекрывается такой интервал слоями, сформировавшимися в условиях компенсированного осадконакопления.

Для выделенных интервалов по всем скважинам были определены амплитуды и скорости тектонического погружения. С целью выявления закономерностей изменения скорости прогибания использованы только интервалы с компенсированным осадконакоплением и не перекрывающие непосредственно косослоистый разрез клиноформного комплекса. Как будет показано ниже, в интервалах, перекрывающих косослоистый разрез, под действием ряда факторов скорости тектонического прогибания, вычисленные стандартными и приведенными выше в этой работе методами, искажаются. Учитывая, что темпы прогибания в разных районах Западной Сибири могли существенно варьировать, в каждой из скважин была посчитана средняя скорость прогибания в позднеюрско-раннеаптское время и все скорости выделенных интервалов в скважинах пересчитаны в относительные (относительно средней скорости). На рис. 4, а показаны графики относительных скоростей тектонического погружения, в том числе и график средних значений. Как видно из рисунка, несмотря на то, что в разных скважинах присутствуют локальная и региональная составляющие, в целом отмечается общий тренд изменения кривых скоростей, и проведенные построения подтверждают выводы М.Я. Рудкевича, Т.И. Гуровой и В.П. Казаринова [Рудкевич, 1969; Казаринов и др., 1969]. Северные районы Западной Сибири в поздней юре и берриасе характеризовались крайне низкими скоростями тектонического погружения. В валанжине скорости были максимальными, в готериве пониженными, а в барреме и раннем апте низкими, но все же выше, чем в поздней юре. Наибольший разброс скоростей отмечается в готериве, однако при детальном рассмотрении он не имеет хаотичного характера. В этом веке, в отличие от других, на севере Западной

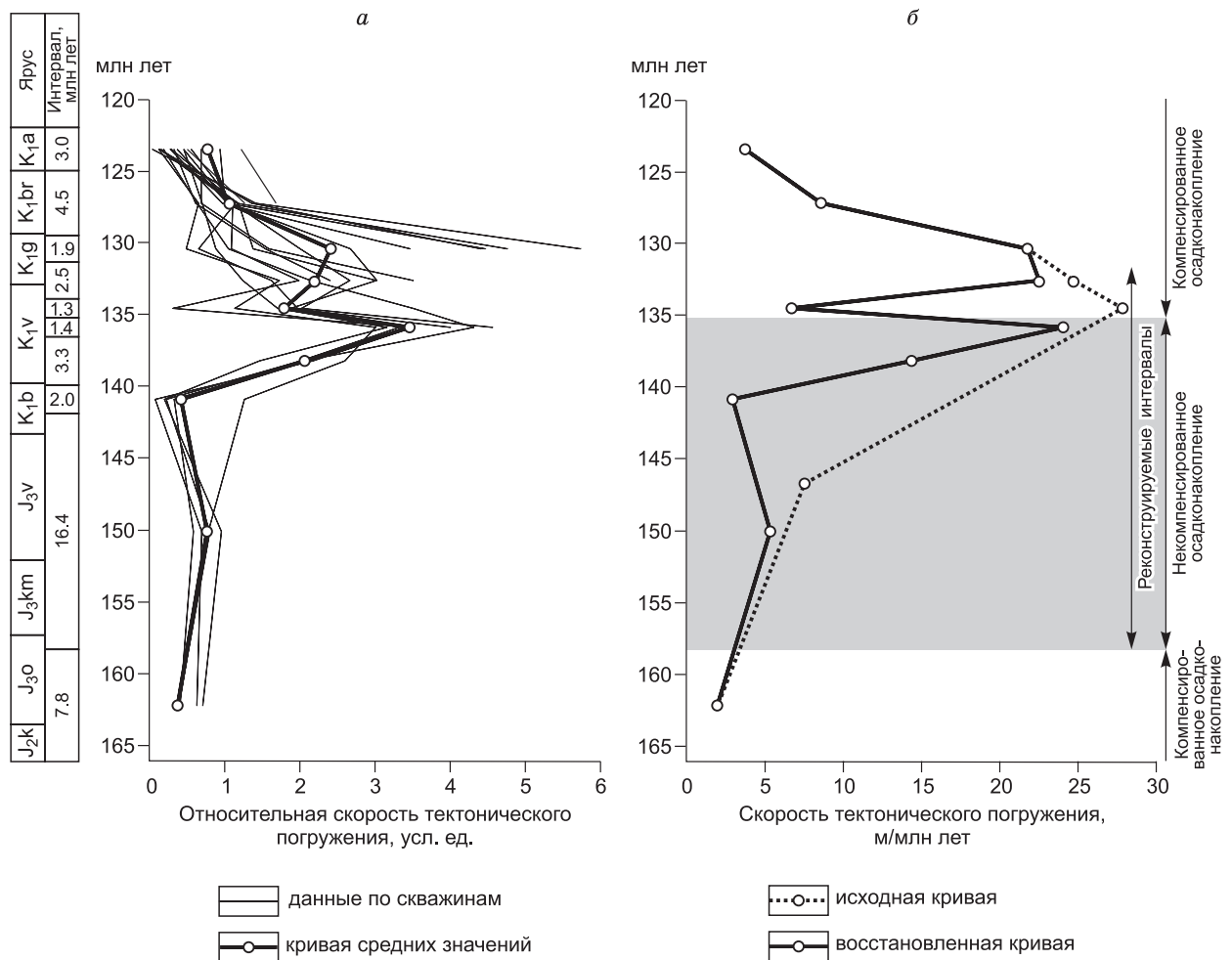


Рис. 4. Графики относительных скоростей тектонического погружения для интервалов компенсированного осадконакопления верхней юры и некома по расчетным скважинам (а) и восстановленная кривая скорости тектонического погружения по скв. Уренгойская 411 (б).

Сибири наиболее ярко проявились региональные составляющие. Максимальные скорости в готериве наблюдаются на западе Енисей-Хатангского регионального прогиба, средние в Надым-Тазовском междуречье, минимальные — на юго-востоке исследуемой территории.

Зная средние скорости тектонического погружения в позднеюрско-раннеаптское время, относительные скорости и длительность больших интервалов некомпенсированного осадконакопления, длительность составляющих его малых интервалов и соотношения их скоростей, посчитанные по разрезам с компенсированным осадконакоплением, можно в каждом из интервалов разреза с некомпенсированным осадконакоплением вычислить ожидаемую скорость как относительную, так и абсолютную. Средняя скорость погружения больших интервалов является ничем иным, как средневзвешенной скоростью малых интервалов.

Сравнительный анализ относительных скоростей тектонического погружения, вычисленных непосредственно в каждой из скважин, и средних скоростей, рассчитанных для всего севера Западной Сибири, которые, как указывалось выше, были определены только по разрезам с компенсированным осадконакоплением, показал, что расчетные скорости интервалов разреза с некомпенсированным осадконакоплением во всех скважинах оказались на 20—50 % ниже ожидаемых. Скорости тектонического погружения в момент накопления покровных мелководных пластов, которые непосредственно перекрывают косослоистую часть разреза, наоборот, в среднем получились почти в 2.3 раза выше. Следующий вверх по разрезу интервал характеризуется повышенными скоростями (относительно средних значений интервалов) в 1.4 раза. И только скорости при накоплении более молодых отложений примерно соответствуют ожидаемым. Резкий скачок в скоростях тектонического прогибания приурочен не к какому-то конкретно стратиграфическому уровню, а к границе разрезов компенсированного и некомпенсированного осадконакопления. Такое вертикальное распределение скоростей прогибания не имеет под собой тектонической природы. Единственным объяснением такого их поведения является то, что в момент завершения компенсации относительно глубоководного бассейна депоцентры осадконакопления не находились в состоянии изостатического равновесия, и расчетные скорости отличаются от реальных.

Зная продолжительность расчетных интервалов и разницу в каждой конкретной скважине между вычисленным значением скорости тектонического погружения и ожидаемой величиной, рассчитанной по соотношениям скоростей мелководного комплекса, можно определить, какая часть амплитуды тектонического прогибания не была уравновешена изостазией. Проведенные исследования показали, в депоцентрах осадконакопления при компенсации бассейна изостатически уравновешивалось в среднем только 73 % от амплитуды тектонического прогибания, произошедшего в период некомпенсированного осадконакопления. Таким образом, в районе депоцентров возникла положительная изостатическая аномалия. При последующем компенсированном осадконакоплении вышележащих покровных слоев амплитуда погружения дна бассейна зависела уже не только от тектонического погружения, литоизостатического погружения вновь накопившегося осадка и уплотнения ранее накопившихся слоев, но и от величины изостатической недокомпенсации, которая возникла при накоплении подстилающей клиноформы. Возможно, этим в разрезе неокома Западной Сибири объясняются повышенные толщины ундатем (горизонтально-слоистая мелководная часть клиноформ), перекрывающих депоцентры нижележащих клиноформ. Как отмечалось выше, время затухания изостатического возмущения зависит от размера неоднородности и мощности компенсационного слоя [Артюшков, 1969, 1979]. Остаточная изостатическая аномалия может существовать продолжительное время. Время ее затухания при накоплении клиноформ Западной Сибири оценивается до 3—4 млн лет. В результате лавинной седиментации формирование депоцентров осадконакопления происходило в течение 0.5—1.5 млн лет. За это время изостатическая компенсация, как отмечалось выше, составила в среднем 73 %. В последующие 2 млн лет компенсировалось еще 22 % и затем в течение 1—2 млн остальные 5 %. О природе этих аномалий будет сказано ниже.

Для восстановления реальной скорости тектонического прогибания была использована система уравнений. В ее основе лежит равенство

$$\frac{v_0}{\bar{v}_0} = \frac{1}{2} \left(\frac{v_1}{\bar{v}_1} + \frac{v_2}{\bar{v}_2} \right), \quad (8)$$

где v_0 и \bar{v}_0 — реальная расчетная (для конкретной скважины) и средняя (для севера Западной Сибири) относительные скорости тектонического прогибания интервала некомпенсированного осадконакопления. v_1 и \bar{v}_1 , v_2 и \bar{v}_2 — аналогичные скорости для первого и второго интервалов покровного мелководного комплекса, перекрывающих депрессионный тип разреза. Предполагается, что общая тенденция прогибания примерно соответствует закономерностям изменения средних скоростей в позднеюрское и неомское время. В свою очередь,

$$v_0 = \frac{Y_0 + \Delta Y}{vt_0}, \quad v_1 = \frac{Y_1 - k_1 \Delta Y}{vt_1}, \quad v_2 = \frac{Y_2 - k_2 \Delta Y}{vt_2}, \quad (9)$$

где Y_i — амплитуды тектонического прогибания, вычисленные исходя из предположений об изостатическом равновесии во время накопления исследуемых интервалов, t_i — длительность этих интервалов, ΔY — разность между реальной и расчетной (кажущейся) амплитудами, v — средняя скорость тектонического прогибания в позднеюрско-раннеаптское время в конкретной скважине. Коэффициенты k_1 и k_2 отражают, какая часть изостатической аномалии была компенсирована при накоплении первого интервала мелководного комплекса, а какая второго, т. е. $k_1 + k_2 = 1$. Вычисляются они эмпирическим путем. По результатам исследования расчетных скважин при длительности первого интервала 2 млн лет $k_1 = 0.82$, а $k_2 = 0.18$. При уменьшении продолжительности интервала первый коэффициент будет уменьшаться, а при увеличении увеличиваться. В случае, если длительность первого интервала превысит 4 млн лет, $k_1 = 1$, а $k_2 = 0$.

Подставив уравнения (9) в формулу (8) и проведя ее преобразование, получим

$$\Delta Y = \frac{t_0 \bar{v}_0 (t_1 \bar{v}_1 Y_2 + t_2 \bar{v}_2 Y_1) - 2 Y_0 t_1 t_2 \bar{v}_1 \bar{v}_2}{2 t_1 t_2 \bar{v}_1 \bar{v}_2 + t_0 \bar{v}_0 (k_2 t_1 \bar{v}_1 + k_1 t_2 \bar{v}_2)}.$$

Если компенсация изостатической аномалии произошла полностью во время накопления первого слоя, уравнение будет иметь вид

$$\Delta Y = \frac{t_0 \bar{v}_0 Y_1 - t_1 \bar{v}_1 Y_0}{t_0 \bar{v}_0 + t_1 \bar{v}_1}.$$

После того как было получено значение ΔY , можно вычислить реальную амплитуду тектонического прогибания, а, соответственно, относительную и абсолютную скорости как для большого интервала, так и составляющих его малых интервалов. На рис. 4, б показаны графики скоростей тектонического погружения в скв. Уренгойская 411 до и после реконструкции. Вычислив через скорости интервалов и их продолжительность реальные амплитуды тектонического прогибания к концу формирования баженновской свиты и к началу формирования клиноформ и подставив их в формулу (6), можно наконец получить значения палеоглубин.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Вычисленные с использованием вышеописанного поинтервального метода расчета амплитуд тектонического погружения палеоглубины бассейна свидетельствуют, что в районе скв. Уренгойская 411 в раннем берриасе к концу формирования баженновской свиты они достигали немногим более 150 м. Это примерно на 10—20 м меньше, чем значение глубины, посчитанной первым способом (по средней скорости интервала).

Проведенные исследования по всем расчетным скважинам по изложенной выше методике показали, что в раннем берриасе к концу формирования баженновской свиты в северных районах Западной Сибири существовал бассейн глубиной до 200 м (рис. 5, а). Наибольшие глубины в расчетных скважинах зафиксированы на Юбилейной и Ямбургской площадях (180—190 м). На Гыдане и западе Енисей-Хатангского регионального прогиба они составляли 100—150 м, на Ямале — до 130 м.

Если рассматривать глубину палеобассейна в течение всего времени накопления баженновской свиты и ее аналогов, то на разных площадях максимальная глубина могла отмечаться в разное время, в зависимости от скорости тектонического погружения и темпа осадконакопления. Отметки максимальных глубин приурочены к двум уровням — к средней волге, когда отмечался максимальный подъем уровня Мирового океана в поздней юре (см. рис. 2), или раннему берриасу, ко времени последнего подъема уровня моря перед завершением формирования баженновской свиты.

Для того чтобы ответить на вопрос о максимальной глубине Западно-Сибирского палеобассейна в раннемеловое время, в расчетных скважинах были проведены соответствующие вычисления с учетом поправок на изостатические аномалии. В каждой из скважин определялась глубина на момент максимального подъема уровня океана (во времена которых формировались региональные пачки глин), предшествующий началу лавинной седиментации в точке расчета. Как показали исследования, области максимальных глубин на конец формирования баженновской свиты примерно оставались таковыми вплоть до второй половины раннего валанжина, до того момента, когда в их пределах началось образование клиноформного комплекса, сопровождавшееся уменьшением глубин. В это время глубины неокомского бассейна достигали 370—380 м. В районе скв. Уренгойская 411 в момент начала накопления клиноформ

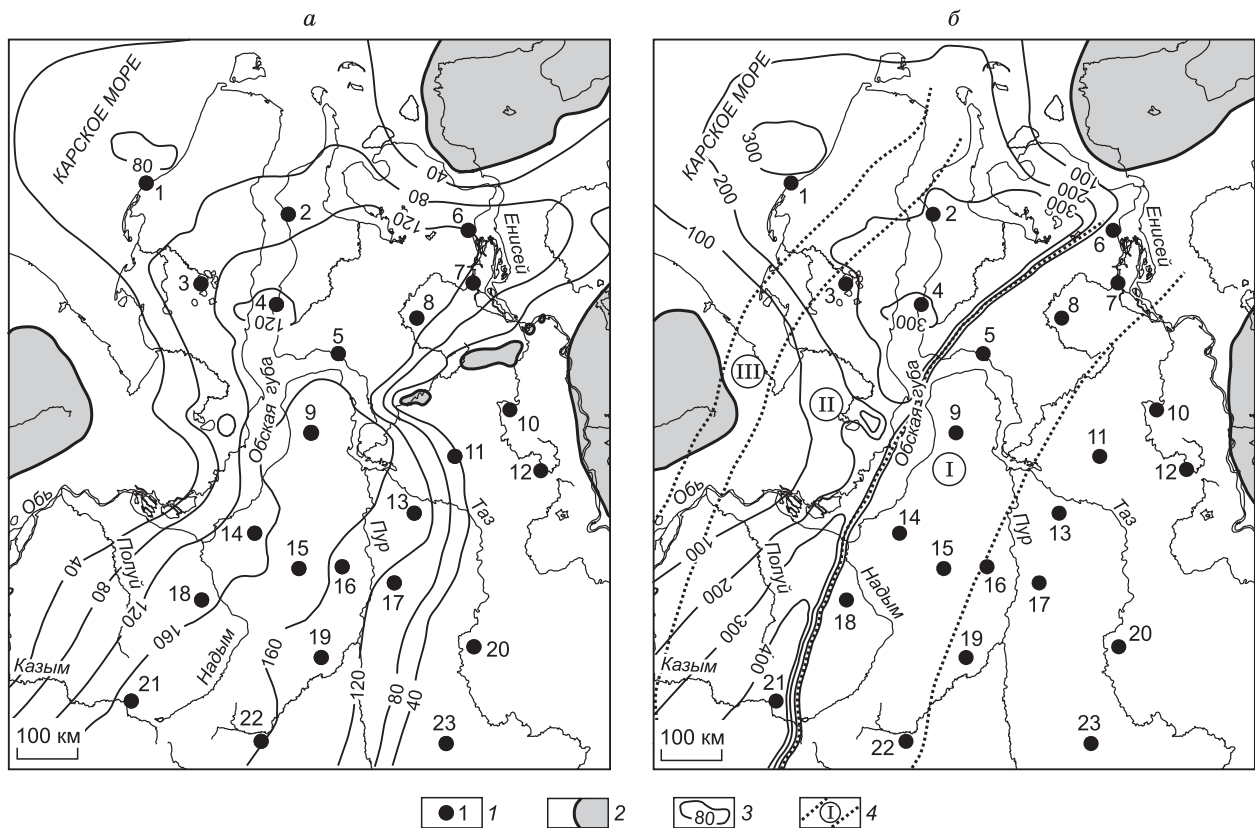


Рис. 5. Палеобатиметрические схемы северных районов Западной Сибири раннего берриаса (конец формирования баженовской свиты и ее возрастных аналогов) (а) и раннего готерива (время формирования пимской региональной пачки глин) (б).

1 — расчетные скважины (см. на рис. 3); 2 — суша; 3 — изобаты (м); 4 — контуры изостатических аномалий в соответствии с региональной упругой моделью изостатической компенсации Венинг-Мейнеса: I — положительные аномалии депоцентов осадконакопления, II — отрицательные аномалии предфронтальных прогибов, III — положительные аномалии компенсационных поднятий.

они составляли около 270 м, что на 20—30 м больше, чем глубины, вычисленные по средней скорости интервала с некомпенсированным осадконакоплением без учета изостатических аномалий.

По мере того как области лавинной седиментации смещались на запад и северо-запад, часть бассейна к западу от них продолжала прогибаться, оставаясь еще в области некомпенсированного осадконакопления. В раннем готериве на западе и севере Западной Сибири обособились две относительно глубоководные впадины [Конторович и др., 2014а]. В южной впадине в пределах исследуемого района на севере Фроловского и Приобско-Надымского фациальных районов во время накопления пимской региональной пачки при максимальном стоянии уровня моря глубины палеобассейна достигли 400—430 м, после чего при возросших темпах седиментации они стали уменьшаться. В северной впадине углубление бассейна происходило до конца готерива. Во время накопления арктической региональной пачки на севере Ямала и прилегающей акватории Карского моря глубины палеобассейна составляли немногим более 350 м.

Сравнивая три варианта подсчета палеоглубин, используя разные методы расчета амплитуды тектонического прогибания по данным разреза скв. Уренгойская 411, можно констатировать, что второй метод, основанный на использовании скоростей тектонического прогибания ближайшего интервала с компенсированным осадконакоплением, приводит к очень большим погрешностям в вычислениях в сторону уменьшения глубин. При использовании первого метода происходит на 10—15 % завышение палеоглубин баженовского моря вследствие того, что усредненная скорость тектонического прогибания всего интервала некомпенсированного осадконакопления выше, чем в позднеюрское время. Палеоглубина неокомского моря, рассчитанная по этой методике в скв. Уренгойская 411, наоборот, на 5—10 % меньше. Разница образуется главным образом за счет учета изостатической аномалии. Как будет пока-

зано ниже, существуют еще некоторые изостатические процессы, при учете которых эта ошибка на самом деле может составить 15—25 %.

Из всех факторов, определяющих глубину палеобассейна, скорость тектонического прогибания и скорость осадконакопления являются, безусловно, решающими факторами. В позднеюрско-неокомское время отмечаются две диаметрально противоположные ситуации. В волжское время при низкой скорости тектонического прогибания сформировался некомпенсированный бассейн вследствие крайне низкой скорости седиментации и большой продолжительности этого этапа формирования бассейна. На крайнем севере Западной Сибири некомпенсированный режим осадконакопления установился еще в келловее. Компенсированное осадконакопление происходило в узкой полосе вдоль границ бассейна. В валанжине и готериве раннего мела скорость прогибания бассейна возросла в несколько раз, однако область некомпенсированного осадконакопления начала уменьшаться, пока в барреме окончательно не исчезла. Это связано с тем, что в это время скорость осадконакопления приняла характер лавинной седиментации, объемы поступающего в бассейн обломочного материала существенно превышали объем вновь образуемого аккомодационного пространства.

Оценить степень влияния уплотнения подстилающих пород и эвстатических колебаний уровня моря на глубину бассейна можно только в бассейне с некомпенсированным осадконакоплением, поскольку в противном случае при любых значениях этих параметров глубина бассейна будет близкой к нулю. Обнулیم поочередно эти параметры в проведенных расчетах палеоглубин на конец формирования баженовской свиты и оценим, как они изменятся.

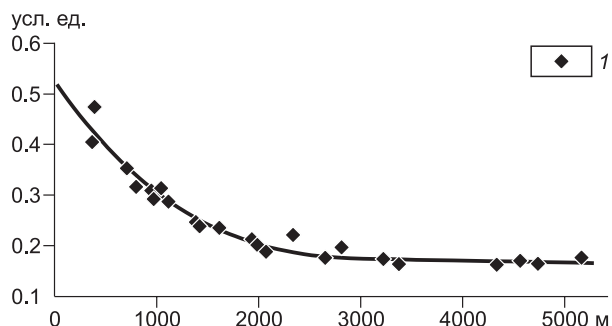
Вклад уплотнения пород в глубину бассейна зависит как от толщины и плотности накопившегося осадка, так и подстилающих нелигифицированных пород. В расчетных скважинах в среднем он составил порядка 25 %, изменяясь от 1 % в районах с небольшой толщиной верхнеюрских отложений до 100 % в районах с активным прогибанием бассейна, большим объемом поступающего осадка и большой толщиной подстилающих нижнесреднеюрских и триасовых пород, как, например, западные районы Енисей-Хатангского регионального прогиба. Если бы верхнеюрские отложения подстилали литифицированные породы палеозоя или кристаллический фундамент, то в этом районе в течение поздней юры и неокома происходило только компенсированное осадконакопление.

Уплотнение подстилающих пород при накоплении нового слоя очень важный параметр не только для определения палеоглубины бассейна, но и для расчета величины тектонического прогибания или его скорости, что важно при проведении палеотектонических реконструкций. Оценить значение этого параметра можно наглядно с помощью графика, построенного по данным расчетных скважин (рис. 6). На графике показана зависимость отношения величины тектонического прогибания в позднеюрско-неокомское время к суммарной современной толщине этих пород от суммарной современной толщины подстилающих триасовых и нижнесреднеюрских пород. В разрезах, где верхнеюрско-неокомские отложения залегают на фундаменте, вклад тектонического прогибания в современную толщину комплекса составляет более 50 %, а в разрезах, в которых они подстилаются нижнесреднеюрскими и триасовыми отложениями современной толщиной более 3 км, вклад уменьшается до 15—16 %. Этот вывод имеет большое значение для палеотектонических реконструкций. Если два блока земной коры, в которых происходит компенсированное осадконакопление терригенных пород одинакового состава, погружаются с одинаковой скоростью, но в одном из них основание представлено кристаллическим фундаментом или древними литифицированными породами, а в другом — поверхностью толщи нелигифицированного, ранее отложившегося осадка, то в конечном итоге за одинаковое время в пределах этих блоков сформируются осадочные комплексы разной толщины. Разница в толщине между ними будет тем больше, чем больше будет толщина подстилающих нелигифицированных пород во втором блоке. Поэтому над древними выступами фундаментов даже в молодых осадках может наблюдаться слоистость по типу конседиментационной, хотя реальной причиной ее характера будет именно уплотнение подстилающих пород.

Эвстатический фактор при формировании глубины бассейна в позднеюрско-неокомское время в Западной Сибири в целом играл меньшую роль, чем другие. Тем не менее его вклад составлял в среднем примерно 15 %. Повышенная роль эвстатики отмечается в готериве и особенно в барреме, где она до-

Рис. 6. Зависимость отношения величины тектонического прогибания в позднеюрско-неокомское время к суммарной толщине пород этого комплекса от суммарной толщины подстилающих триасовых и нижнесреднеюрских пород.

1 — значения, вычисленные по данным расчетных скважин.



стигает 40 %. На это время приходится значительное повышение уровня Мирового океана, которое фиксируется разными исследователями по материалам разных бассейнов (см. рис. 2). Подъем уровня океана совместно с гидроизостатическим эффектом привел к увеличению глубины некомпенсированной части бассейна, располагавшейся в то время на севере Ямала и в акватории Карского моря, более чем на 100 м.

Во всех расчетах, приведенных выше, использована классическая локальная модель изостазии по типу Эри, согласно которой земная кора представляется в виде независимых блоков одной плотности и разной высоты, погруженных в мантию на разную глубину. Эта модель подходит для описания изостатических процессов некомпенсированного осадконакопления, когда на огромной площади отмечаются низкие темпы седиментации. Поэтому палеобатиметрическая схема раннего берриаса (см. рис. 5, а), по мнению автора, адекватно отражает глубины палеобассейна, сложившиеся на тот момент. В случае формирования клиноформ за очень короткий промежуток времени (0.5—1.5 млн лет) происходит образование осадочных тел, достигающих в депоцентрах толщины в несколько сот метров. Для этой геологической ситуации применима региональная упругая модель изостатической компенсации Венинг-Мейнеса. Он представил литосферу в виде упругой пластины. Согласно этой модели, под влиянием нагрузки прогибается не только локальный участок, на который действует нагрузка, но и сопредельные районы. За область прогибания как реакция на изгиб литосферы образуются компенсационные поднятия. Амплитуда изгиба, радиус воздействия нагрузки на литосферу, скорость прогибания в основном зависят от величины этой нагрузки, размеров тела, жесткости литосферы, вязкости мантии и высоты компенсационного слоя. В случае крайне низкой жесткости литосферы она будет прогибаться на каждом из участков в зависимости от высоты столба осадков и воды, тогда мы получим изостазия по типу Эри. В противоположном случае, при крайне жесткой литосфере, она будет держать любую нагрузку не прогибаясь, т. е. изостазия будет отсутствовать.

В современном мире явление упругой изостазии фиксируется в виде сопряженных положительных и отрицательных изостатических аномалий силы тяжести. Отмечается она также в прогибании земной коры вокруг крупных водохранилищ. По данным В.В. Тетельмина [2009], радиус такого прогибания может достигать 60 км, а на расстоянии от 60 до 150 км от осевой линии водохранилища образуются компенсационные поднятия. Проявляется упругая изостазия также перед фронтом ледников в виде пониженных участков и депрессий рельефа, заполненных обширными озерами [Короновский, 2001]. Ширина таких зон, как и в предыдущем случае, достигает 50—60 км. Интересны расчеты Е.В. Артюшкова [1969] для четвертичного оледенения, характерного для Западно-Сибирской низменности. При толщине наступающего ледника, достигающей 1000—1500 м на расстоянии 100 км от краевой зоны, кора оказывается опущенной не только под ледником, но и за его пределами в зоне шириной примерно 100 км. Согласно представлениям Е.В. Артюшкова, поднятия за пределами ледника образовывались за счет выдавливания астеносферного вещества при наступлении ледника.

А. Уоттсом [Watts, 1989] на основе математических расчетов с использованием быстрого преобразования Фурье для проградационного комплекса клиноформ был вычислен радиус прогибания земной коры в соответствии с моделью упругой изостазии. При начальной глубине бассейна 750 м, первичной толщине клиноформы 1000 м, плотности пород 2.6 г/см^3 и эластичной толщине земной коры 10 км он составил 69 км.

Радиус прогибания земной коры в региональной упругой модели изостазии, как отмечалось выше, в первую очередь определяется изгибной жесткостью литосферы, зависящей от ее эффективной упругой толщины, т. е. толщины той части литосферы, в которой она проявляет упругие свойства. Изгибная жесткость литосферы (D) определяется формулой

$$D = \frac{ET_e^3}{12(1-\nu^2)},$$

где T_e — эффективная упругая толщина литосферы, E — модуль Юнга, ν — коэффициент Пуассона. T_e как под океанами, так и под континентами намного меньше, чем сейсмическая толщина литосферы [Watts, Zhong, 2000]. По данным В.В. Тетельмина [2009], в большинстве случаев она не превышает 30—40 км. Под океанами T_e почти совпадает с толщиной сейсмогенного слоя, а под континентами их соотношение остается до сих пор не ясным [Watts, Burrov, 2003]. Если в современное время ее можно вычислить по гравитационным аномалиям, то какова упругая толщина литосферы Западной Сибири была в мезозое вычислить довольно проблематично.

Оценить радиус прогибания земной коры под депоцентрами неоконских клиноформ можно косвенным способом. Региональная модель изостазии предполагает, что области отрицательных и положительных аномалий, которые возникают при изгибе литосферы в результате нагрузки, в региональном плане компенсируют друг друга. Как отмечалось выше, проведенные расчеты показали, что изостатиче-

ские аномалии, которые появлялись при накоплении депоцентов клиноформ на севере Западной Сибири, затухали около 4 млн лет. Наиболее вероятная их природа и есть проявление упругой изостазии. После того как область накопления депоцентов смещалась на расстояние, превышающее радиус прогибания литосферы, устанавливалось изостатически равновесное состояние. Средняя величина скорости проградации клиноформ в районе исследования в неокоме составляла 40—50 км/млн лет. Таким образом, за 4 млн лет бровка клиноформ смещалась на расстояние 160—200 км. Можно предположить, что со стороны некомпенсированной части бассейна образовывалась соразмерная область прогибания, где возникала отрицательная изостатическая аномалия. Более 80 % аномалии приходилось на первые 80—100 км. На остальных 80—100 км отклонение профиля дна от профиля, если бы прогибание происходило при изостазии по типу Эри, было незначительным. Полученные результаты очень близки к расчетам Е.В. Артюшкова [1969] для четвертичного оледенения Западно-Сибирской низменности, о которых упоминалось выше. Ледник мощностью 1000—1500 м создает такую же нагрузку, как осадочное тело первичной толщиной 450—650 м, что соизмеримо с депоцентрами неокомских клиноформ.

Радиус прогибания литосферы может изменяться в некотором диапазоне. На него кроме главного фактора (упругой жесткости литосферы) могут оказать определенное влияние величина нагрузки, тектонические границы, некоторые другие причины, в частности, размеры бассейна, если они соизмеримы с длиной волны. При радиусе прогибания литосферы в 160—200 км длина волны (λ) составляла 430—530 км. Это означает, что в Енисей-Хатангском региональном прогибе шириной 250—350 км и зоне его сочленения с Западно-Сибирской плитой радиус прогибания литосферы при накоплении клиноформ мог быть существенно меньше. Что касается ширины зоны компенсационных поднятий, то, по данным [Watts, 1983], она составляет примерно 2/3 от радиуса прогибания, т. е. в нашем случае 100—130 км.

Для того чтобы определить окончательную палеоглубину бассейна, необходимо к ранее проведенным вычислениям (W) внести поправку (dW) на изгиб литосферы (рис. 7). Она может быть как положительной в префронтальных изостатических прогибах, т. е. увеличивать глубину бассейна, так и отрицательной в областях компенсационных поднятий. Исходными данными являются радиус прогибания литосферы под нагрузкой (в среднем 180 км), изостатическое прогибание (Y_i), которое в расчетных скважинах достигает 370 м, в среднем по скважинам составляет 150 м, а также расстояние от бровки клиноформы до ее перехода в суббулевые толщины (L). Оно зависит как от высоты клиноформ, так и от их морфологии и колеблется обычно от 30 до 70 км, достигая на севере Ямала 80 км. Поскольку это расстояние в несколько раз меньше радиуса прогибания, то осадки дистальных частей клиноформ не могли полностью компенсировать образующиеся изостатические прогибы. На сейсмических профилях выклинивание клиноформ выражено в виде подошвенного прилегания отражающих неокомских горизонтов к кровле баженовской свиты. Топографию дна бассейна при изгибе литосферы можно представить, пользуясь методом аналогий, исходя из топографии подошвы крупных клиновидных осадочных тел в современных бассейнах [Stewart et al., 2000]. Поскольку каждая новая клиноформа наращивает проградационный комплекс, а не является самостоятельной нагрузкой на ранее изостатически уравновешенную литосферу, то ее упругое прогибание не будет носить симметричного характера. Профиль дна бассейна в восточном направлении, где за областью прогибания уже установилось равновесное изо-

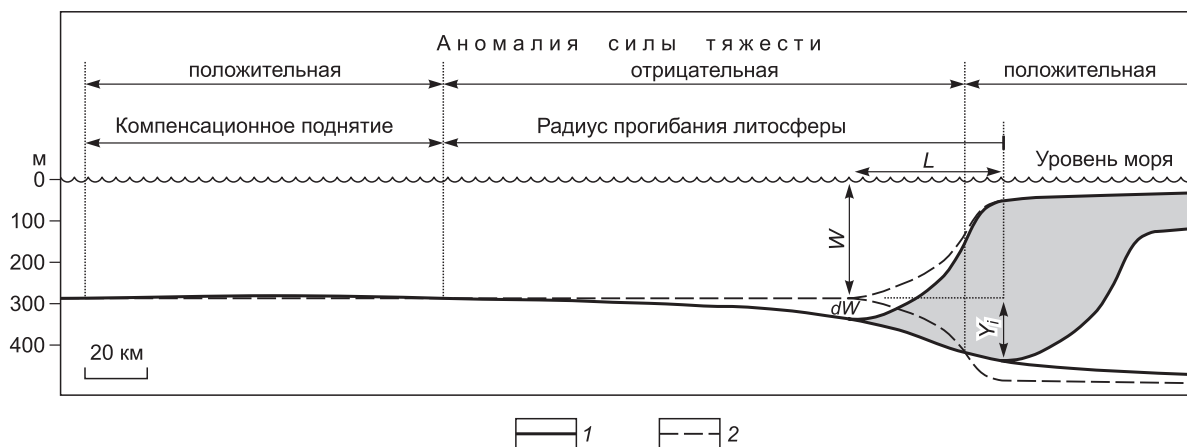


Рис. 7. Схематичные модели формирования клиноформы в случае локальной и региональной изостазии (без учета уплотнения подстилающих пород).

L — расстояние от бровки клиноформы до ее перехода в суббулевые толщины, W — глубина бассейна при локальной изостазии, dW — увеличение глубины бассейна за счет прогибания литосферы, Y_i — изостатическое прогибание. 1, 2 — контуры клиноформы и дна бассейна в случае региональной (1) и локальной (2) изостазии.

статическое состояние, будет приближаться к профилю, который сформировался бы при локальной модели изостазии. При заполнении палеобассейна Западной Сибири вместе с областью лавинной седиментации, продвигающейся на запад, в этом же направлении смещались предфронтальные области отрицательных и положительных изостатических аномалий.

На рис. 7 для сравнения показаны две схематичные модели клиноформы при накоплении в условиях локальной и региональной изостазии без учета уплотнения подстилающих пород ($\Delta_R = 0$). При L , равном от 30 до 80 км, поправка dW к глубине бассейна W составляет от 0.15 до 0.50—0.60 от величины изостатического прогибания Y_i и по данным расчетных скважин на севере Западной Сибири не превышает 80 м. Применительно к скв. Уренгойская 411 в середине раннего валанжина перед началом накопления клиноформ на юге Уренгойской площади такая поправка могла достигать 50—60 м, а окончательная глубина бассейна порядка 320 м. Что касается севера Фроловского и Приобско-Надымского фациальных районов, где, согласно проведенным выше расчетам, в раннем готериве отмечались максимальные глубины позднеюрско-неокомского бассейна Западной Сибири, то величина поправки в этом районе составляет 40—80 м, а максимальные глубины бассейна с ее учетом 470—480 м (см. рис. 5, б). Аналогичные цифры для Южно-Карской депрессии на конец готерива составляют 20 и 370 м.

Некоторые исследователи [Бородкин и др., 1998, 2007] считают, что глубина неокомского бассейна Западной Сибири в районе Уренгоя достигала 100—300 м для верхней части аккумулятивного склона и до 800—900 м и более в его основании. Учитывая все вышеупомянутые факторы, современная вторичная толщина клиноформы, заполнившей бассейн такой глубины, без покровных мелководных пластов превышала бы 1.1 км, это в 2—3 раза больше, чем толщина клиноформ, которые наблюдаются в этом районе.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные исследования показали, что процесс формирования неокомского клиноформного комплекса Западной Сибири в пределах каждой отдельной локальной площади можно разделить на шесть этапов разной продолжительности. В разных частях бассейна в одно и то же время отмечались разные этапы этого процесса. На первом этапе при длительном и медленном погружении бассейна при крайне низкой скорости седиментации в условиях изостатического равновесия происходило формирование некомпенсированного бассейна (рис. 8). Максимальная продолжительность этапа составляла около 36 млн лет на северо-востоке Ямала и прилегающей акватории Карского моря.

Второй этап характеризуется образованием изостатических компенсационных поднятий (см. рис. 7, 8). Амплитуда таких поднятий была очень незначительна и, вероятнее всего, не превышала 10 м. Они могли не отражаться в палеорельефе в виде самостоятельных положительных структурных форм, а осложнять существующие палеоструктуры. В районах с высокими темпами тектонического прогибания область компенсационных поднятий представляла собой участки бассейна, в пределах которых они были замедлены минимум на 20 %. Исходя из скоростей проградации клиноформного комплекса, на севере Западной Сибири длительность второго этапа на разных площадях составляла от 0.5 до 3 млн лет. В это время образуется положительная изостатическая аномалия.

Для третьего этапа, в отличие от предыдущего, наоборот, характерно форсированное прогибание дна бассейна и образование изостатических предфронтальных прогибов (см. рис. 8) с отрицательной изостатической аномалией. На этом этапе темпы прогибания в 1.2—2.5 раза превышали тектонические. Длительность этапа составляла от 1.5 до 8 млн лет.

Четвертый этап начинается с увеличения темпа седиментации, который приобретает лавинный характер. В течение этапа за счет поступления большого объема осадочного материала происходит обмеление бассейна (см. рис. 8). Завершается он началом формирования покровных пластов мелководного комплекса и установлением режима компенсированного осадконакопления. К концу этапа в пределах возникшего депоцентра осадконакопления образуется положительная изостатическая аномалия. Длительность этапа составляла 0.5—1.5 млн лет, в некоторых случаях уменьшаясь до 0.3 млн лет в районах палеоподнятий и увеличиваясь до 3 млн лет в депрессиях. Общие темпы прогибания могут превышать тектонические в 4 раза.

Пятый этап характеризуется компенсированным осадконакоплением (см. рис. 8). Вследствие наличия положительной изостатической аномалии, затухающей к концу этапа, величина погружения превышает тектоническое и изостатическое, которое должно было наблюдаться в случае локальной изостазии. Длительность этапа составляла от 1 до 6 млн лет, но большей частью не превышала 4 млн лет. Шестой этап наступал с установлением изостатического равновесия в условиях режима компенсированного осадконакопления.

Определив по расчетным скважинам глубины позднеюрско-неокомского палеобассейна Западной Сибири, можно ответить на вопрос, насколько правомерно использование широко распространенного среди геологов метода определения палеоглубин по современной высоте или толщине клиноформ.

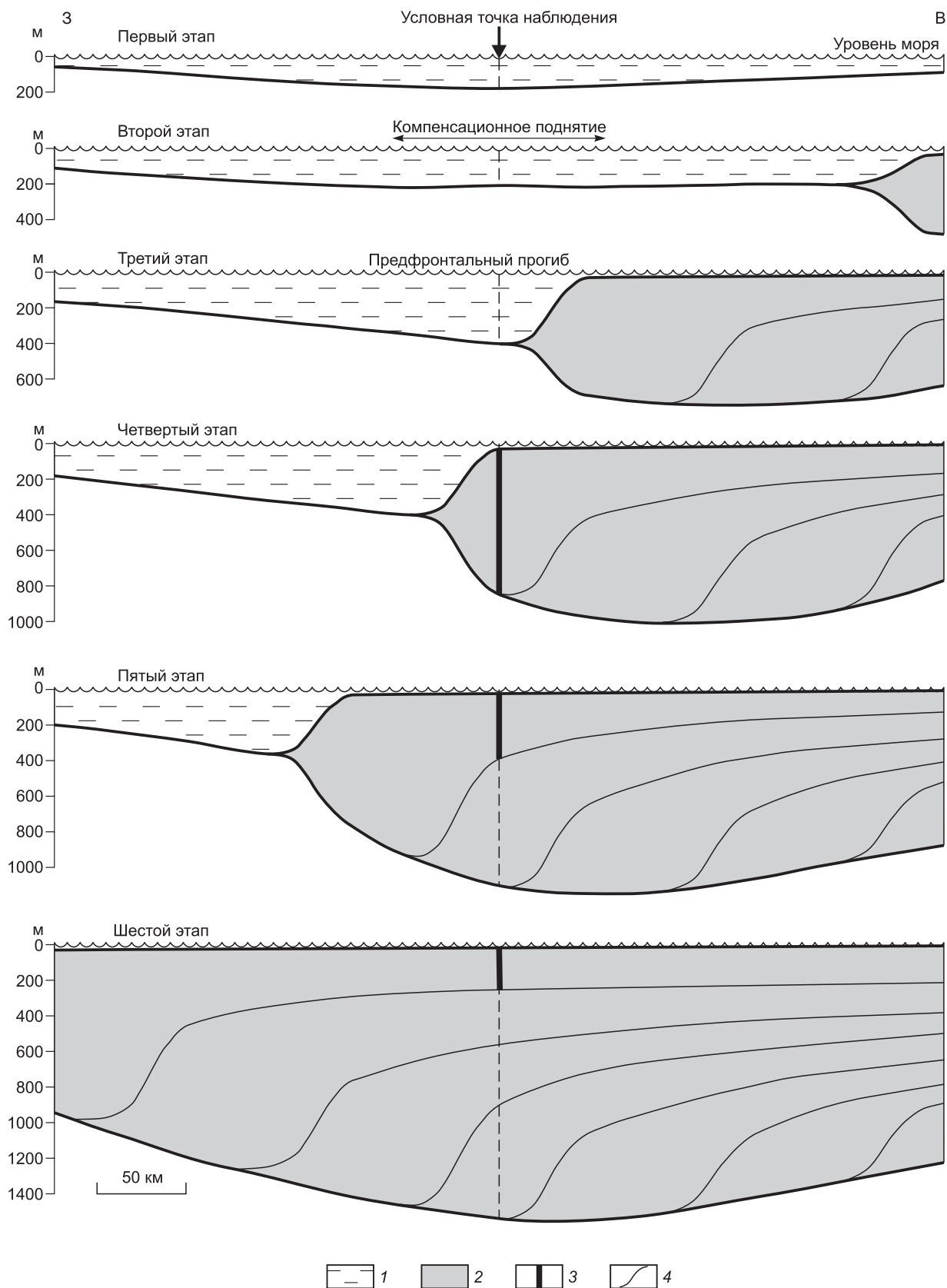


Рис. 8. Этапы формирования неокомского клиноформного комплекса Западной Сибири.

1 — морской бассейн; 2 — меловые осадки; 3 — часть разреза, сформировавшаяся за время соответствующего этапа; 4 — границы условных клиноформ.

Выше уже отмечалось, что комплексирование сейсмологического и биофациального анализов неогеновых отложений Северного моря показало, что высота клиноформ вполне адекватно отражает палеобатиметрию бассейна, в котором происходило их накопление [Laurson et al., 1997; Huuse, 2002]. Для анализа неокомских клиноформ Западной Сибири была использована суммарная толщина клинотем и фондотем — геологических тел, соответствующих обстановкам накопления склона и ложа бассейна. Применительно к разрезу неокома Западной Сибири это толщина между кровлей баженовской свиты и подошвой первого покровного пласта, перекрывающего косослоистую часть разреза, т. е. тот комплекс пород, который накопился в относительно глубоководном бассейне. Из анализа исключены мелководные отложения, накопившиеся после его компенсации.

На рис. 9, а по данным расчетных скважин показано соотношение современных суммарных толщин клинотем и фондотем клиноформ и палеоглубин бассейна для двух событий — на конец формирования баженовской свиты и ее возрастных аналогов и на начало формирования клиноформ. Как следует из рисунка, распределение точек не имеет какой-либо закономерности. В первом случае все точки независимы от толщины клиноформ в основном соответствующую области палеоглубин от 100 до 200 м. Во втором случае распределение имеет вид облака. Однако, если территорию исследования поделить на несколько регионов, отличающихся тектоническим строением и литолого-фациальными особенностями строения мезозойских отложений, и точки сгруппировать по региональному признаку, то картина изменится (см. рис. 9, б). Незначительное количество точек в каждой из выделенных групп не позволяет делать выводы с абсолютной уверенностью, но тем не менее можно утверждать, что в каждом из регионов наблюдается нелинейная зависимость толщин клиноформ от палеоглубин бассейна. Наиболее близки эти параметры на севере Фроловской и Среднеобской нефтегазоносных областей (НГО). В северном направлении наблюдается тенденция опережающего увеличения параметра толщины по отношению к палеоглубине. В осевой части Енисей-Хатангского регионального прогиба толщина клиноформ в два раза превышает палеоглубину. Для каждого из регионов есть свой определенный интервал толщин, ближе всего соответствующий палеоглубине бассейна, в котором формировались клиноформы. Для севера Фроловской и Среднеобской НГО это большие глубины более 450 м, для Надым-Тазовского меж-

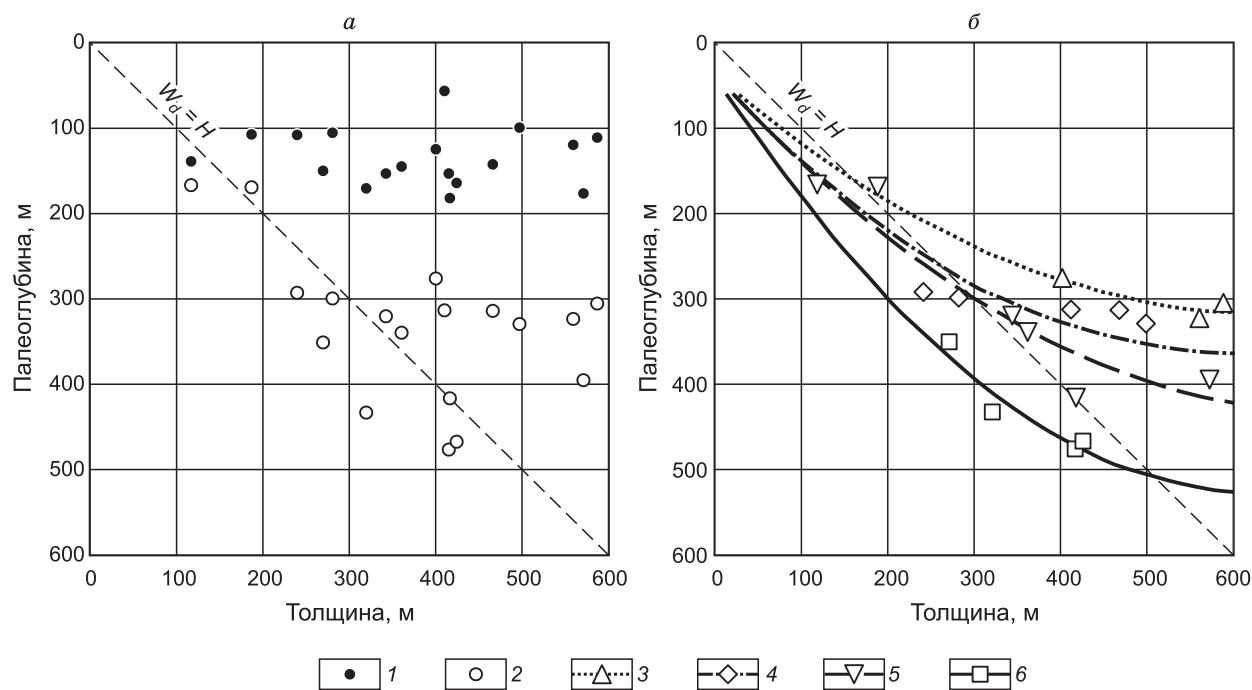


Рис. 9. Соотношение современных суммарных толщин (H) клинотем и фондотем клиноформ и палеоглубин бассейна (W_d) для северных районов Западной Сибири в целом (а), а также графики зависимости этих параметров для разных регионов в отдельности (б).

1, 2 — соотношение современных суммарных толщин клинотем и фондотем клиноформ и палеоглубин бассейна: 1 — на конец формирования баженовской свиты и ее возрастных аналогов, 2 — на начало формирования клиноформ; 3—6 — графики зависимости современных суммарных толщин клинотем и фондотем клиноформ от палеоглубин бассейна на начало формирования клиноформ для разных регионов: 3 — западные районы Енисей-Хатангского регионального прогиба, 4 — Ямало-Гыданский регион, 5 — Надым-Тазовское междуречье, 6 — север Фроловской и Среднеобской НГО.

дуречья они составляют около 300 м, для Ямала и Гыдана — 250—300 м, а для западных районов Енисей-Хатангского прогиба — 150—200 м.

Как показал анализ, этот метод не является универсальным, хотя в отдельных частях бассейна и для определенных интервалов глубин величины толщин клиноформ и палеоглубин на момент начала их формирования могут быть очень близкими. Что касается палеоглубин бассейна на конец формирования баженовской свиты и ее возрастных аналогов, то никаких зависимостей с величинами толщин клиноформ не отмечается. Объясняется это тем, что между концом формирования баженовской свиты и началом лавинной седиментации, в результате которой сформировались клиноформы, существовал длительный период времени с крайне низкой скоростью седиментации и сильными вариациями скоростей тектонического погружения (до 5 раз). Продолжительность этого периода в разных районах бассейна была различна и могла превышать 10 млн лет. Поэтому определение палеоглубин баженовского моря по толщинам клиноформ не имеет под собой никакой основы.

При вычислении палеоглубин бассейна очень важным является вопрос определения точности метода. На достоверность определений в первую очередь влияют параметры, которые прямо или косвенно учитываются при расчете в первоначальных формулах (6) и (7) — плотность и состав накопившегося осадка, а также подстилающих пород, уплотнение подстилающих пород, толщина четвертичного ледникового покрова, амплитуда эвстатических колебаний и тектонического погружения и т. д. Разные варианты подсчета палеоглубин (с учетом и без учета изостатических аномалий, с изменением до 10 % расчетных параметров, с использованием средней скорости тектонического прогиба для всего интервала с некомпенсированным осадконакоплением и поинтервальной дифференциацией скоростей в соответствии с распределением скоростей в мелководном комплексе) дают разброс значений всего ± 40 м. На точность определений палеоглубин влияет и поправка учета изгиба земной коры, согласно региональной упругой модели изостатической компенсации, зависящей от радиусов прогиба и компенсационных поднятий, морфологии профиля литосферы после прогиба. Учитывая величину изостатического прогиба, расстояние от бровок клиноформ до их перехода в субнулевые толщины, возможная ошибка оценивается раза в два меньше, чем предыдущая.

Некоторые моменты не учитывались при расчетах. Например, литосфера может длительно выдерживать определенные нагрузки, не образуя прогиба с изостатической компенсацией. По данным Е.В. Артюшкова [1967], такая нагрузка может достигать 10 кг/см², что примерно соответствует осадочному слою первичной толщиной до 50 м. Это означает, что в некоторых районах процесс изостатического прогиба мог начинаться после накопления некоторого осадочного слоя, т. е. был сдвинут по времени с началом лавинной седиментации. По данным Н.В. Короновского [2001], изостатически также не компенсируются неровности, длина которых менее 100 км.

Проведенные исследования показали, что несмотря на некоторые упрощения в расчетах и допустимые погрешности, вопреки широко распространенным представлениям глубины волжско-берриаского бассейна не могли достигать 500 м, неокомского 1000 м, а были существенно меньше.

ВЫВОДЫ

1. На палеобатиметрию волжско-неокомского бассейна Западной Сибири значительное влияние оказали не только скорости тектонического прогиба дна бассейна, но также вещественный состав и первичная толщина как осадков, накопившихся в период стадии некомпенсированного осадконакопления, так и подстилающих осадков, а, кроме того, процессы разуплотнения, уплотнения, колебания уровня Мирового океана, скорости седиментации и процессы изостазии. Их роль во времени и от района к району могла существенно меняться.

2. Изостатические процессы, которые активно протекали в позднеюрско-раннемеловом бассейне Западной Сибири, на разных этапах формирования клиноформ сопровождался появлением отрицательных и положительных аномалий. Всего в процессе формирования неокомского клиноформного комплекса Западной Сибири в пределах каждой отдельной локальной площади выделяются до шести этапов, отличающихся режимами осадконакопления, погружения дна бассейна и характером изостатической компенсации.

3. В раннем берриасе к концу формирования баженовской свиты и ее возрастных аналогов максимальные глубины палеобассейна на севере Западной Сибири отмечались в районах Юбилейной и Ямбургской площадей и достигали почти 200 м. Эти районы оставались самыми глубокими вплоть до середины и конца раннего валанжина, соответственно, до того момента, когда в их пределах началось формирование клиноформного комплекса, сопровождавшееся уменьшением глубин. В это время на указанных площадях глубины бассейна достигали 400—420 м.

4. В пределах исследуемой территории максимальные глубины позднеюрско-неокомского палеобассейна зафиксированы в раннем готериве (время накопления пимской региональной пачки при макси-

мальном стоянии уровня моря) на севере Фроловского и Приобско-Надымского фациальных районов и достигали 470—480 м. Область повышенных глубин на рубеже готерива и баррема (время накопления арктической региональной пачки) зафиксирована также на севере Ямала и прилегающей акватории современного Карского моря, где они достигали 370 м.

5. Важную роль в формировании современных толщин нижних покровных пластов неокомского комплекса сыграли изостатические аномалии, образовывавшиеся в районах депоцентров осадконакопления, в результате чего общая скорость погружения дна бассейна во время накопления этих пластов превышала тектоническую в 2—4 раза. Время затухания таких аномалий большей частью не превышало 4 млн лет.

6. Высота и толщина верхнеюрско-неокомских клиноформ Западной Сибири напрямую не отражают палеоглубину бассейна, в котором они формировались, однако между этими параметрами существует нелинейная зависимость. Отношение современной толщины косослоистой части разреза (от кровли баженовской свиты и ее возрастных аналогов до подошвы нижнего покровного пласта) к палеоглубине бассейна на момент начала формирования клиноформ в разных частях бассейна может меняться в направлении от периферии к центру бассейна от 0.5 до 2.0. Определение глубин образования баженовской свиты по высоте и толщине клиноформ не имеет под собой никакой основы, ввиду наличия между концом формирования баженовской свиты и началом лавинной седиментации длительного периода времени (до 10 и более млн лет) с крайне низкой скоростью седиментации и сильными вариациями скоростей тектонического погружения (до 5 раз).

Работа выполнена при поддержке гранта НШ-402.2014.5.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев Г.И., Андреев В.Н., Горелов А.А., Казьмин Л.Л. Методы изучения уплотнения терригенных пород при палеогеологических реконструкциях. М., Наука, 1982, 144 с.

Артемьев М.Е. Проблемы изостази // Вестн. АН СССР, 1969, № 12, с. 46—52.

Артюшков Е.В. Об установлении изостатического равновесия земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 1, с. 3—16.

Артюшков Е.В. Четвертичные оледенения и трансгрессии в Западной Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 7, с. 98—114.

Артюшков Е.В. Геодинамика. М., Недра, 1979, 332 с.

Барабошкин Е.Ю., Никульшин А.С. К палеобатиметрии альбского бассейна Русской плиты // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология, 2006, № 2, с. 9—16.

Бородкин В.Н., Бочкарев В.С., Мишульский М.И. Модернизированный метод общего тектонического анализа мощностей ачимовской толщи Западной Сибири // Изв. вузов. Нефть и газ, 1998, № 2, с. 11—19.

Бородкин В.Н., Брехунцов А.М., Нестеров И.И. (мл.), Корнев В.А., Храмцова А.В., Палкина А.С., Кочергин М.О. Литолого-фациальная характеристика сейсмофациальных комплексов неокома севера Западной Сибири // Горные ведомости, 2007, № 10, с. 36—52.

Бочкарев В.С. Палеобатиметрические условия формирования ачимовской толщи Западной Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений, 1999, № 5, с. 23—27.

Бочкарев В.С., Федоров Ю.Н. Палеобатиметрия Западно-Сибирского бассейна на конец времени накопления баженовской свиты // Строение и нефтегазоносность баженинов Западной Сибири. Тюмень, ЗапСибНИГНИ, 1985, с. 35—41.

Брадучан Ю.В., Гольберт А.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А., Булынникова С.П., Климова И.Г., Месежников М.С., Вячкилева Н.П., Козлова Г.Э., Лебедев А.И., Нальняева Т.И., Турбина А.С. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность) / Ред. В.С. Вышемирский. Новосибирск, Наука, 1986, 217 с.

Булынникова С.П., Гольберт А.В., Климова И.Г., Конторович А.Э., Полякова И.Д., Решетникова М.А., Турбина А.С. Палеобиофаии нефтегазоносных волжских и неокомских отложений Западно-Сибирской плиты / Под ред. А.В. Гольберта, А.Э. Конторовича. М., Недра, 1978, 87 с. (Тр. СНИИГиМСа, вып. 248).

Вассоевич К.Б. Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых осадков // Новости нефтяной техники. Сер. геология, 1960, № 4, с. 11—15.

Вышемирский В.С., Конторович А.Э., Трофимук А.А. Миграция рассеянных битумоидов. Новосибирск, Наука, 1971, 167 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 143).

Захаров В.А. Условия формирования волжско-берриасской высокоуглеродистой баженовской свиты Западной Сибири по данным палеоэкологии // Эволюция биосферы и биоразнообразия. К 70-летию А.Ю. Розанова. М., Творчество научных изданий КМК, 2006, с. 552—568.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н. Метод реконструкции рельефа дна и глубин морских палеобассейнов на основе анализа катен бентоса // *Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеобассейны и их обитатели.* Новосибирск, Наука, 1985, с. 97—107.

Зорина С.О., Старцева Г.Н. Биофашии бентосных фораминифер, палеобатиметрия и секвенс-стратиграфия среднеюрских-нижнемеловых отложений востока Русской плиты (район Татарско-Шатрашанской скважины 1, Республика Татарстан) // *Литосфера*, 2010, № 4, с. 81—93.

Игошкин В.П., Шлезингер А.Е. Неокомские клиноформы Западной Сибири и причины их возникновения // *Докл. АН СССР*, 1990, 312, № 5, с. 1191—1195.

Казаринов В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958, 324 с.

Казаринов В.П., Бгатов В.И., Гурова Т.И., Казанский Ю.П., Будников В.И., Акульшина Е.П., Ван А.В., Герасимов Е.К., Герасимова Л.М., Дивина Т.А., Конторович А.Э., Косолобов Н.И., Лизалек Н.А., Матухин Р.Г., Матухина В.Г., Перозио Г.Н., Родин Р.С., Шматко А.В. Выветривание и литогенез. М., Недра, 1969, 456 с.

Ковылин В.М., Кондратьев И.К., Федотова О.В., Шлезингер А.Е. Неантиклинальные ловушки Западно-Сибирской плиты по данным региональной сейсмостратиграфии и динамического анализа волнового поля // *Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений*, 1998, № 2, с. 2—6.

Конторович А.Э. Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности. М., Недра, 1976, 249 с. (Тр. СНИИГГиМСа, вып. 229).

Конторович А.Э., Бабина Н.М., Богородская Л.И., Винокур Б.Г., Зимин Ю.Г., Колганова М.М., Липницкая Л.Ф., Луговцов А.Д., Мельникова В.М., Парпарова Г.М., Рогозина Е.А., Стасова О.Ф., Трушков П.А., Фомичев А.С. Нефтепроизводящие толщи и условия образования нефти в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. Л., Недра, 1967, 223 с. (Тр. Сер. Нефтяная геология, вып. 50).

Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К., Сурков В.С., Трофимук А.А., Эрвье Ю.Г. Геология нефти и газа Западной Сибири. М., Недра, 1975, 680 с.

Конторович А.Э., Конторович В.А., Рыжкова С.В., Шурыгин Б.Н., Вакуленко Л.Г., Гайдебурова Е.А., Данилова В.П., Казаненков В.А., Ким Н.С., Костырева Е.А., Москвин В.И., Ян П.А. Палеогеография юры Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде // *Геология и геофизика*, 2013, т. 54 (8), с. 972—1012.

Конторович А.Э., Ершов С.В., Казаненков В.А., Карогодин Ю.Н., Конторович В.А., Лебедева Н.К., Никитенко Б.Л., Попова Н.И., Шурыгин Б.Н. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде // *Геология и геофизика*, 2014а, т. 55 (5—6), с. 745—776.

Конторович В.А., Лапковский В.В., Лунев Б.В. Модель формирования неокомского клиноформного комплекса Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции с учетом изостазии // *Геология нефти и газа*, 2014б, № 1, с. 67—74.

Короновский Н.В. Изостазия // *Соросовский образовательный журнал*, 2001, № 11, т. 7, с. 73—78.

Кропоткин П.Н. Изостазия и рельеф Земли, Луны, Марса // *Докл. АН СССР*, 1972, т. 206, № 6, с. 1420—1422.

Кулахметов Н.Х., Никитин В.М., Ясович Г.С., Валицкий Ю.И. Особенности корреляции шельфовых отложений неокома Среднего Приобья с применением сейсморазведки МОГТ // *Геология нефти и газа*, 1983, № 5, с. 44—48.

Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л., Недра, 1987, 237 с.

Мазур В.М. Условия образования баженовской свиты // *Нефтеносность баженовской свиты Западной Сибири*. М., ИГиРГИ, 1980, с. 183—196.

Нежданов А.А., Пономарев В.А., Туренков Н.А., Горбунов С.А. Геология и нефтегазоносность ачимовской толщи Западной Сибири. М., Изд-во Академии горных наук, 2000, 245 с.

Нестеров И.И. Уплотнение глинистых пород // *Советская геология*, 1965, № 12, с. 69—80.

Павлова Т.Ю., Михайлов Ю.А., Мушин И.А., Кулагин А.В. Комплексное геосейсмическое моделирование неокомских клиноформ Западной Сибири // *Геология и геофизика*, 1990 (8), с. 21—26.

Рудкевич М.Я. Тектоника Западно-Сибирской плиты и ее районирование по перспективам нефтегазоносности. М., Недра, 1969, 280 с. (Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 14).

Сенников Н.В., Обут О.Т., Буколова Е.В., Толмачева Т.Ю. Литолого-фациальная и биоиндикаторная оценки глубины формирования раннепалеозойских осадочных бассейнов Палеоазиатского океана // *Геология и геофизика*, 2011, т. 52 (10), с. 1488—1516.

Сидоренков А.И. Седиментологические аспекты формирования неантиклинальных ловушек в морском мезозое Западной Сибири // *Особенности строения литологически и стратиграфически экрани-*

рованных залежей нефти и газа в мезозое Западно-Сибирской равнины. Тюмень, ЗапСибНИГНИ, 1979, с. 6—36.

Тетельмин В.В. Воздействие строительства крупных гидроузлов на изостатическое состояние земной коры // Гидротехническое строительство, 2009, № 11, с. 46—50.

Фомичев А.С. Глубина и биопродуктивность баженковского моря // Горные ведомости, 2006, № 5, с. 20—24.

Фотиади Э.Э., Колмогорова П.П., Колмогоров В.Г., Ладынин А.В., Тычков С.А. Современные вертикальные движения, изостазия и плотностная неоднородность литосферы Южной Сибири // Современные движения земной коры: теория, методы, прогноз. М., Наука, 1980, с. 45—51.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., Недра, 1973, 512 с.

Шлезингер А.Е., Гладенков Ю.Б., Захаров В.А. К оценке новых методических приемов секвенс-стратиграфического анализа // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2006, т. 14, № 6, с. 117—120.

Шпильман В.И., Мясникова Г.П., Трусов Л.Л. Перерывы при формировании неокомских клиноформ в Западной Сибири // Геология нефти и газа, 1993, № 6, с. 2—5.

Bloom A.L. Pleistocene shorelines: A new test of isostasy // Bull. Geol. Soc. Amer., 1967, v. 78, № 12, p. 1477—1494.

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

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change // Sea-level changes: an integrated approach. Tulsa, SEPM Special Publication 42, 1988, p. 71—108.

Hewitt R.A., Westermann G.E.G. Function of complexly fluted septa in ammonoid shells. I. Mechanical principles and functional models // Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Abh., 1986, v. 172, № 1, p. 47—69.

Huuse M. Late Cenozoic palaeogeography of the eastern North Sea Basin: climatic vs tectonic forcing of basin margin uplift and deltaic progradation // Bull. Geol. Soc. Denmark, Copenhagen, 2002, v. 49, p. 145—170.

Laursen G.V., Konradi P.B., Bidstrup T. Foraminiferal and seismic interpretations of the palaeoenvironment of a profile in the North Sea // Bull. Geol. Soc. France, 1997, v. 168, p. 187—196.

Pinous O.V., Karogodin Y.N., Ershov S.V., Sahagian D.L. Sequence stratigraphy, facies, and sea level change of the Hauterivian productive complex, Priobskoe Field (West Siberia) // AAPG Bull., 1999, v. 83, № 6, p. 972—989.

Pinous O.V., Levchuk M.A., Sahagian D.L. Regional synthesis of the productive Neocomian complex of West Siberia: Sequence stratigraphic framework // AAPG Bull., 2001, v. 85, № 10, p. 1713—1730.

Sahagian D., Pinous O.V., Olfieriev A.G., Zakharov V.A. Eustatic curve for the Middle Jurassic—Cretaceous based on Russian Platform and Siberian stratigraphy: zonal resolution // AAPG Bull., 1996, v. 80, № 9, p. 1433—1458.

Steckler M.S., Watts A.B. Subsidence of the Atlantic-type continental margins off New York // Earth Planet. Sci. Lett., 1978, v. 41, p. 1—13.

Stewart J., Watts A.B., Bagguley J.G. Three-dimensional subsidence analysis and gravity modelling of the continental margin offshore Namibia // Geophys. J. Int., 2000, v. 141, p. 724—746.

Watts A.B. The strength of the Earth's crust // J. Mar. Sci. Technol., 1983, v. 17, № 1, p. 5—17.

Watts A.B. Lithospheric flexure due to prograding sediment loads: Implications for the origin of offlap/Onlap patterns in sedimentary basins // Basin Res., 1989, № 2, p. 133—144.

Watts A.B., Ryan W.B.F. Flexure of the lithosphere and continental margin basins // Tectonophysics, 1976, v. 36, p. 24—44.

Watts A.B., Zhong S. Observations of flexure and the rheology of oceanic lithosphere // Geophys. J. Int., 2000, v. 142, p. 855—875.

Watts A.B., Burov E.B. Lithospheric strength and its relationship to the elastic and seismogenic layer thickness // Earth Planet. Sci. Lett., 2003, v. 213, p. 113—131.