

ГЕОЛОГИЯ НЕФТИ И ГАЗА

**ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СОЛЯНОГО ТЕКТОГЕНЕЗА В КЕМБРИЙСКИХ  
ОТЛОЖЕНИЯХ ПРЕДЬЕНИСЕЙСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА (Западная Сибирь)**

**Ю.Ф. Филиппов, В.В. Лапковский, Б.В. Лунев**

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

На основе численного моделирования плотностных разрезов верхнепротерозойско-палеозойского Предьенисейского осадочного бассейна показана достаточность гравитационного механизма в формировании линейных деформационных структур. Определены основные условия их возникновения и развития. Применявшиеся вариации начальных параметров моделей и сравнительный анализ полученных форм говорят о важной структурообразующей роли доломитовых прослоев в разрезе кембрийских эвапоритов, а специфика развития структур обусловлена особенностями седиментации бассейна и дальнейшего тектонического развития региона в целом. Сделан вывод о роли тектонического воздействия соседних складчатых зон как вероятном механизме запуска соляного тектогенеза.

*Соляная структура, гравитационный механизм, численное моделирование, верхнепротерозойско-палеозойские отложения, Предьенисейский осадочный бассейн.*

**NUMERICAL MODELING OF SALT TECTOGENESIS IN THE CAMBRIAN DEPOSITS (PR<sub>3</sub>-PZ)  
OF THE CIS-YENISEI SEDIMENTARY BASIN (West Siberia)**

**Yu.F. Filippov, V.V. Lapkovskii, and B.V. Lunev**

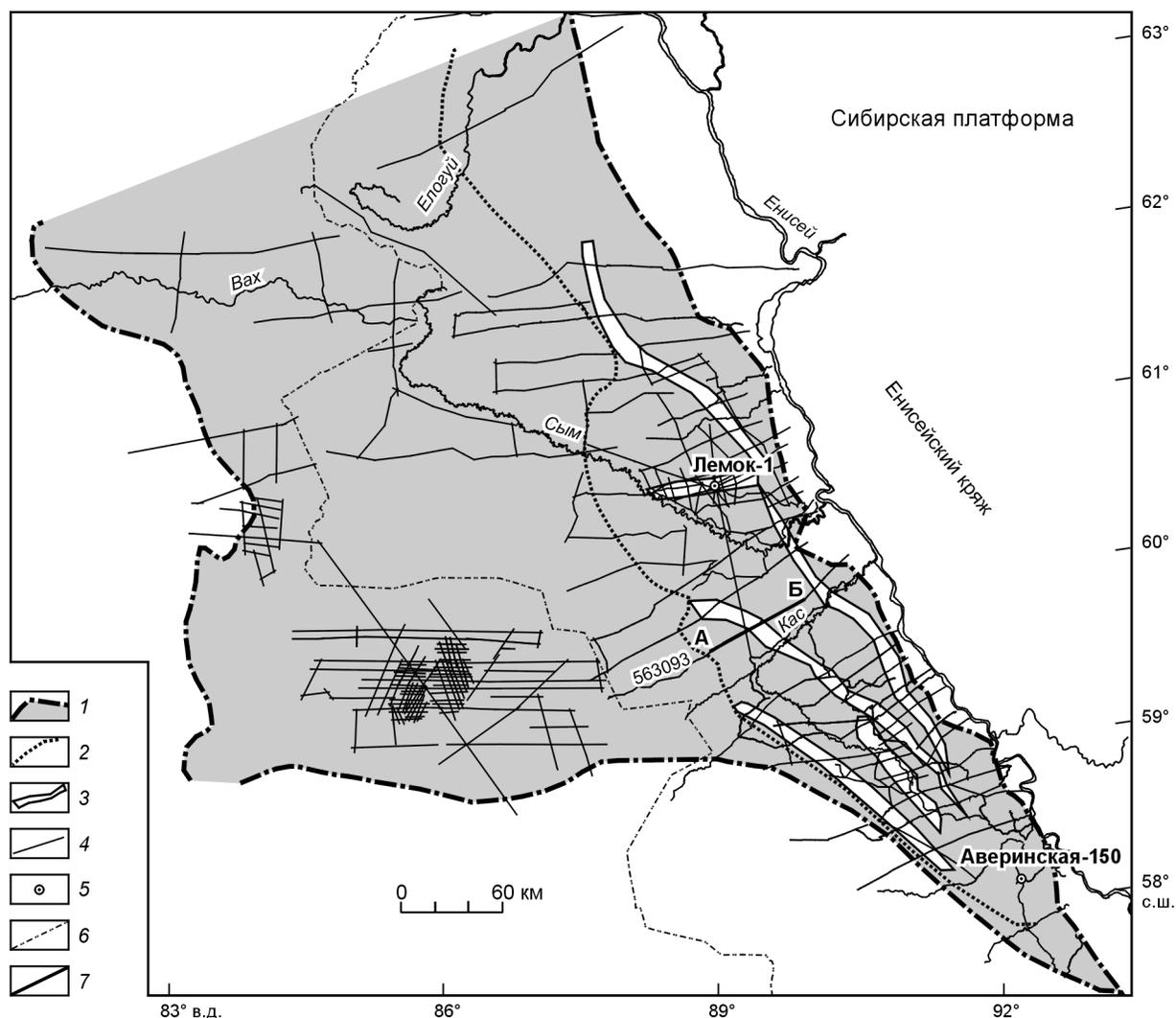
Density sections of the Upper Proterozoic-Paleozoic cis-Yenisei sedimentary basin were numerically modeled to show that the gravity mechanism was sufficient to bring about linear deformation structures. The main conditions of their formation and development have been determined. Comparative analysis of the results of modeling with variations in initial parameters shows an important role of dolomite interbeds in the formation of structures in the section of Cambrian evaporates. The specific evolution of the structures was related to the specific basin sedimentation and the subsequent tectonic evolution of the region as a whole. The conclusion has been drawn that the tectonic influence of neighboring folded zones might have triggered salt tectogenesis.

*Salt structure, gravity mechanism, numerical modeling, Upper Proterozoic-Paleozoic deposits, cis-Yenisei sedimentary basin*

**ВВЕДЕНИЕ**

По результатам сейсмических исследований и глубокого бурения, выполненных в последнее время в Кеть-Елогуйском междуречье на юго-востоке Западной Сибири, было подтверждено предполагаемое ранее [Наливкин, 1933; Белоусов, 1948; Фомичев, 1948; Косыгин, Лучицкий, 1960; Соколов, 1960; Накоряков, 1961; Боголепов, Шевцов, 1962; Яншин, 1965] наличие погруженных под мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской геосинеклизы верхнепротерозойско-палеозойских комплексов, характерных для осадочного чехла западной части Сибирской платформы [Бененсон, 1989; Дашкевич, Каштанов, 1990; Каштанов, Филиппов, 1994; Сараев и др., 2000; Елкин и др., 2001, 2003; Филиппов, 2001; Конторович и др., 2003]. Отложения имеют суммарную мощность 8—9 км и образуют Предьенисейский осадочный бассейн площадью более 300 тыс. км<sup>2</sup> (рис. 1).

Важным элементом строения комплекса в южной части бассейна является наличие своеобразных структур в вендско-кембрийской части разреза — протяженных в плане антиклиналей с соляным ядром (предсказанных по результатам гравиметрических исследований еще в начале 90-х годов прошлого столетия Н.Н. Дашкевичем) с крутопадающими крыльями на фоне преимущественно спокойного, субгоризонтального залегания слоев (рис. 2). Отличительной особенностью таких структур является резкое увеличение («раздув») мощности соляных пластов усольской свиты (нижний кембрий) и воздымание надсолевых отложений с некоторым сокращением их мощности на крутопадающих бортах. Наряду с такого типа структурами зафиксированы и несколько иные по строению формы (Иштыкская антикли-



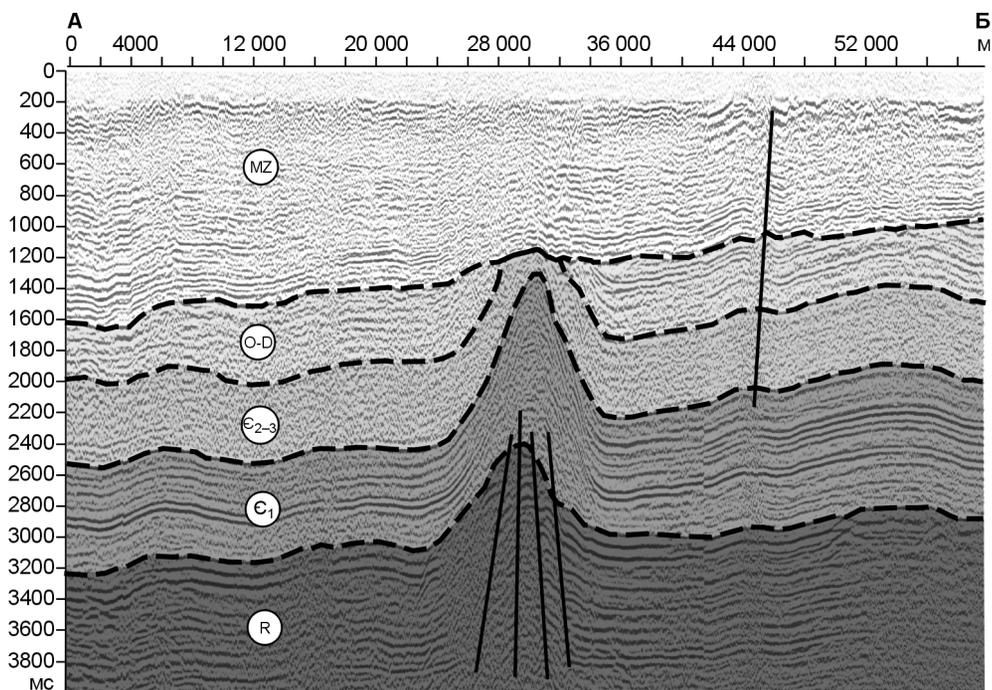
**Рис. 1. Схема распространения соляных структур в Предьенисейском осадочном бассейне.**

1 — границы распространения Предьенисейского осадочного бассейна, 2 — западная граница распространения соленосных кембрийских отложений, 3 — соляные валлообразные структуры, 4 — линии сейсмопрофилей МОГТ, 5 — скважины, вскрывшие соленосные отложения, 6 — административные границы, 7 — линия сейсмостратиграфического разреза А—Б.

наль), где «раздув» соляного пласта менее резкий, при этом отсутствует выраженный градиент мощностей надсолевых отложений. Кроме того, эти формы занимают обособленное положение в плане и палеорельефе.

Перспективность комплекса в нефтегазоносном отношении обуславливает закономерный интерес к исследованию строения, генезиса и геодинамических характеристик этих структур. С одной стороны, контрастность антиклиналей, «раздув» мощности эвапоритовой пачки в их ядрах и ряд других характеристик заставляют относить их к объектам соляной тектоники, сформированным благодаря всплыванию низкоплотного гравитационно неустойчивого соляного слоя в более плотной среде. С другой стороны, отсутствие грибообразных форм, характерных для зрелых соляных диапиров (что можно было бы ожидать, исходя из возраста отложений), отсутствие выраженной периодичности (характерной длины волны), уединенность антиклинальных структур, их линейность и конкордантность региональным тектоническим границам и нарушениям вызывает у некоторых исследователей сомнения в отнесении данных структур к объектам соляной тектоники.

Недостаточный учет всех механизмов и факторов (включая формационный состав) и, как следствие, формализованный подход к оценке дислоцированности осадочных комплексов может привести, по нашему мнению, к неверной оценке тектонической природы всего региона. В этой связи характерна работа Е.В. Смирнова [1998], в которой только на основании расчетов индекса дислоцированности зоны распространения доюрских комплексов в левобережье Енисея отнесены автором к типично складчатым областям (в отличие от платформенных восточнее Енисейского кряжа).



**Рис. 2. Фрагмент сейсмостратиграфического разреза по линии профиля 563093 (А—Б) с характерной соляной структурой.**

В настоящей работе предпринята попытка более детального анализа имеющихся деформаций и, в частности, оценки роли соляного тектогенеза в образовании соляных структур с использованием численного моделирования этого процесса применительно к конкретным условиям данного региона, реализуемого в авторском программном пакете «Диапир-2».

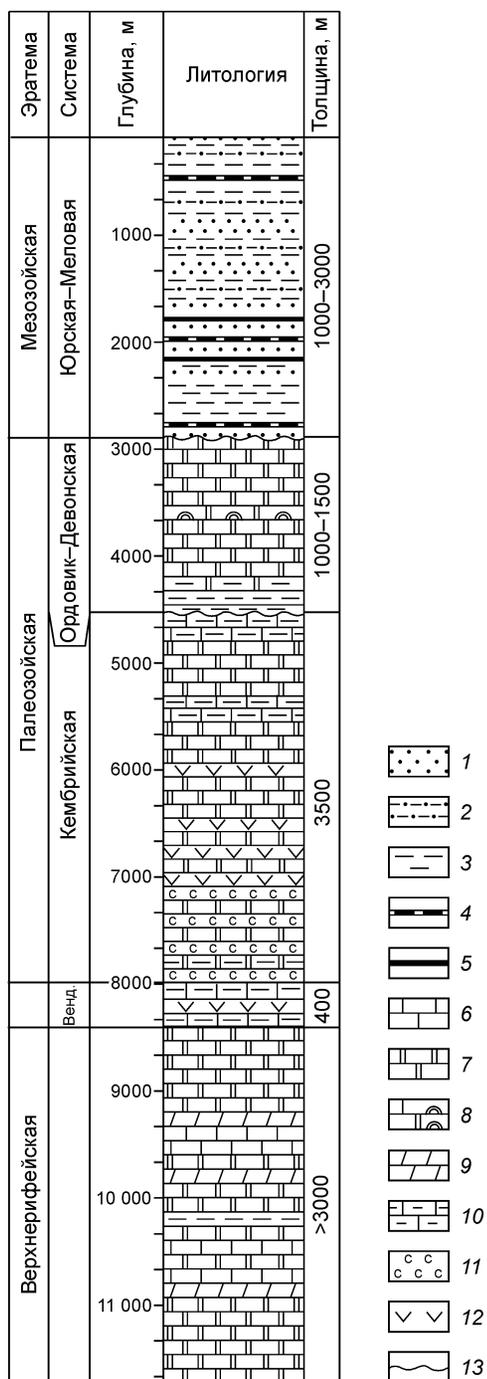
#### **ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА И ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ БАССЕЙНА**

Сейсмостратиграфический анализ профилей МОГТ, комплексное изучение керна и материалов ГИС единичных скважин в этом регионе позволяют представить геологический разрез в следующем виде.

Нижняя (подсолевая) часть платформенного комплекса представлена терригенно-карбонатными отложениями верхнего рифея и венда, общая мощность которых составляет свыше 3500 м (рис. 3). Выше залегает 700-метровая нижнекембрийская толща, состоящая из переслаивания мощных (до 70 м) пачек галийных солей и доломитов с примесью терригенной составляющей, объединенная в усольскую свиту. Верхняя часть нижнекембрийского разреза представлена переслаивающимися карбонатными отложениями и ангидритами общей мощностью 1500 м и в целом аналогична нижнекембрийскому разрезу юго-запада Сибирской платформы, где он представлен бельской, булайской и ангарской свитами. Средний и верхний отделы кембрия вскрыты скважинами не полностью, но с учетом сейсмических данных их мощность достигает не менее 1300 м. Отложения представлены в основном терригенно-карбонатными разностями и по аналогии с Сибирской платформой объединены в эвенкийскую свиту. Сверху кембрийская толща согласно перекрывается комплексом не вскрытых на сегодня скважинами отложений мощностью около 1500 м. Их возраст условно принимается за ордовик—девон, а о литологическом составе можно судить только по смежным районам Сибирской платформы, где они вскрыты скважинами, а также выходят на дневную поверхность. На данной территории комплекс сохранился только в депрессионных структурах, а его верхние слои большей частью размыты.

Местами в разрезе присутствуют маломощные (первые сотни метров) отложения различного литологического состава (преимущественно терригенно-карбонатные), относимые к позднему девону и несогласно перекрывающие более древние комплексы.

Еще выше с резким угловым несогласием залегает мезозойский комплекс терригенных осадков, образующий чехол Западно-Сибирской геосинеклизы. Его мощность здесь варьирует от 0 до 3 км, постепенно увеличиваясь в западном направлении. Стоит также отметить, что отложения юрского комплекса могут отсутствовать над некоторыми антиклинальными структурами доюрского этажа.



**Рис. 3. Сводная геологическая колонка Предбайкальского осадочного бассейна.**

1 — песчаники, 2 — алевролиты, 3 — глины, аргиллиты, 4 — углистые, 5 — угли, 6 — известняки, 7 — доломиты, 8 — известняки (доломиты) органогенные, 9 — мергели, 10 — известняки глинистые, 11 — соль (галит), 12 — ангидрит, 13 — перерывы в осадконакоплении, стратиграфические несогласия.

Сходство геологического строения, геодинамических режимов и палеогеографических условий осадконакопления бассейна и западных окраин Сибирской платформы логично объясняется в рамках модели, предполагающей наличие здесь жесткого блока с континентальной корой, присоединившегося к платформе на рубеже раннего и среднего неопротерозоя (около 850 млн лет) и развивавшегося с ней позднее как единое целое. Структурно-фациальный анализ осадочных комплексов показывает, что в целом район с этого времени развивался в относительно спокойной тектонической обстановке, и только в позднекаледонское и герцинское время тектоническая активность прилегающих с юга и запада Томь-Кольванской и Алтае-Саянской складчатых зон сказалась на структурной перестройке нижнепалеозойского плитного комплекса. Небольшие движения по ослабленным межблоковым зонам, которые, вероятно, носят глубинный и долгоживущий характер, привели к линейным деформациям осадочных комплексов и создали достаточные возмущения для активации соляного тектогенеза. Тем не менее относительно жесткий фундамент консолидированного с платформой массива и удаленность от активных зон не позволили существенно нарушить платформенную структуру чехла в целом.

При выборе плотностной модели разреза использовались данные, полученные ранее ГП «Гравиметрическая экспедиция № 3».

Исходя из указанных характеристик разреза и особенностей геодинамики региона, были рассчитаны несколько моделей возможного образования солянокупольных структур в таких условиях.

#### МЕТОДИКА МОДЕЛИРОВАНИЯ

Деформация пород осадочного чехла платформы, происходящая в результате архимедового всплывания низкоплотных соляных отложений, моделируется в настоящей работе как ползущее течение неоднородной по плотности высоковязкой жидкости, находящейся в однородном поле силы тяжести.

Такой подход стал уже общепринятым [Danes, 1964; Nasir, Dabbousi, 1978; Woigt, Neugebauer, 1980; Zaleski, Julien, 1992; Исмаил-Заде, 2000; Ismail-Zadeh et al., 2004; Исмаил-Заде, Крупский, 2006; Мартынов, Танирбергенов, 2006; Massimi et al., 2007]. В соответствии с теоремой Нолла [Астарита, Марруччи, 1978], в первом приближении такое течение вполне корректно описывается уравнениями Навье—Стокса для несжимаемой ньютоновой жидкости. При этом, в силу малости чисел Фруда и Рейнольдса, уравнение движения принимает стационарную форму, так что ползущее течение представляется как последовательность квазистационарных (не квазистатических!) состояний, связанных между собой благодаря уравнению баланса массы, сохраняющему производную по времени. Полагая, что жидкость занимает полупространство, ограниченное свободной поверхностью, задача формулируется следующим образом:

$$\eta \nabla^2 \mathbf{v} - \nabla p = -\rho \mathbf{g}, \quad (1)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{v} = 0, \quad (2)$$

$$(\tau_{ij} n_j = 0) z = h, \quad (3)$$

$$(\mathbf{v} \cdot \mathbf{n} = 0) z = h, \quad (4)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\mathbf{v} \cdot \nabla \rho. \quad (5)$$

Подразумевается: полупространство  $z_3 \leq h$  в осях  $X, Y, Z$ ;  $t$  — время;  $h$  — возмущенная поверхность полупространства (неизвестна, подлежит расчету и последующему сравнению с наблюдаемой топографией);  $\mathbf{n}$  — вектор единичной нормали к этой поверхности;  $\mathbf{g} = \{0, 0, -g\}$ ,  $g = \text{const} > 0$  — сила тяжести;  $\rho$  и  $p$  — возмущения плотности и давления (по сравнению с гидростатическим состоянием);  $\mathbf{v}$  — скорость течения;  $\tau_{ij}$  — тензор напряжений;  $\eta$  — вязкость.

Данная задача является нелинейной по граничным условиям, так как они сформулированы на возмущенной поверхности, причем возмущение это неизвестно и подлежит определению для каждого момента времени вместе с полем течения. Однако, благодаря малости характерной амплитуды возмущений поверхности ( $H$ ) по сравнению с их горизонтальными размерами ( $L$ ), возможна широко используемая в подобных задачах [Woidt, Neugebauer, 1980; Zaleski, Julien, 1992] линейаризация с точностью до величин порядка ( $H/L$ ) в виде так называемого сноса граничных условий на плоскость, соответствующую поверхности невозмущенного полупространства. Формальное обоснование такой линейаризации дано в работах [Лунев, 1996; Мясников, Фадеев, 1980]. Таким образом, решается задача:

$$\begin{aligned} \eta \nabla^2 \mathbf{v} - \nabla p &= -\rho \mathbf{g}, \\ \nabla \cdot \mathbf{v} &= 0, \\ (\tau_{zx} = \tau_{zy} = 0) z &= 0, \end{aligned} \quad (6)$$

$$(v_z = 0) z = 0, \quad (7)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\mathbf{v} \cdot \nabla \rho.$$

Вязкость мы рассматриваем здесь как константу по следующим причинам. Во-первых, реально вопрос о различиях эффективной вязкости осадочных пород в рамках исследуемого процесса недостаточно хорошо изучен и не исключено, что верхние асимптоты эффективной вязкости (при очень медленной деформации) у разных пород близки и оцениваются величиной порядка  $10^{20}$ — $10^{21}$  Па [Jackson, Talbot, 1986]. Серьезным свидетельством в пользу этого служит то, что классической формой зрелых соляных куполов во всех регионах их развития является «гриб», а, как известно, такая форма характерна для ситуации, когда вязкости всплывающего и вмещающего слоев близки (иначе, развивается либо «пузырь» в случае меньшей вязкости всплывающего вещества, либо — «палец» в случае его большей вязкости). Во-вторых, для случая однородной вязкости решение основной задачи — отыскания стационарного поля течения и соответствующего возмущения свободной поверхности — удается получить аналитически в виде функций Грина [Лунев, 1991], что позволило создать высокоэффективную вычислительную программу, позволяющую быстро моделировать развитие самых разных, сложных распределений плотности среды, максимально приближенных к геологическим реалиям.

Используемая в настоящей работе вычислительная программа «Диаспир-2», разработанная авторами, реализует двухмерный вариант решения данной задачи. Работа программы организована следующим образом. Вначале для заданного распределения плотности в виде набора тел произвольной формы (в виде замкнутых или разомкнутых слоев), характеризующихся определенными значениями плотности, для любой выбранной точки полупространства рассчитывается вектор скорости течения среды. Вычисление представляет собой свертку для данной точки полученного аналитически фундаментального решения задачи для единичной точечной аномальной массы ( $\delta$ -функция Дирака) с заданным распределением плотности. Прежде всего, скорость течения рассчитывается для точек границ заданных тел. Затем интегрируется уравнение сохранения массы — определяется новая конфигурация границ, возникающая за малый промежуток времени, выбранный с учетом полученных значений скорости течения и сложности границ. Таким образом получается новое распределение плотности, которое вновь сворачивается с фундаментальным решением для получения нового поля скорости течения и так далее. В результате имеем эволюцию разреза. Поскольку в нашем случае нет нужды каждый раз производить расчет по сетке, покрывающей всю область вычислений, то густота задания точек вычисления на границах тел может быть сколь угодно высокой и изменяться в зависимости от сложности границы и разности скоростей в соседних точках. Это позволяет добиваться высокой точности расчета движения границ при разумном расходе машинного времени. Кроме того, по желанию можно производить по заданной сетке расчет полей вектора скорости течения среды, тензора скорости деформации и тензора негидростатического напряжения, а также — возмущения свободной границы (рельеф поверхности) и аномалии гравитационного поля. Эти

вычисления могут производиться для любого выбранного момента времени в эволюции разреза, для всей исследуемой области или любой ее части.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

На первом этапе была реализована «классическая» модель образования диапиров. Известно, что для их формирования необходима гравитационная неустойчивость разреза и наличие начальных возмущений. Диапир с одиночным начальным возмущением развивался через несколько стадий. За счет перераспределения вещества вблизи возмущения приподнятая часть всплывающего слоя начинала утолщаться. Туда поступало легкое вещество из соседних областей, где за счет оттока начинали формироваться компенсационные впадины (рис. 4, *а*). Эти впадины имели характерный горизонтальный размер, который зависит от толщины легкого слоя. Для относительно тонкого слоя характерен и меньший размер впадин.

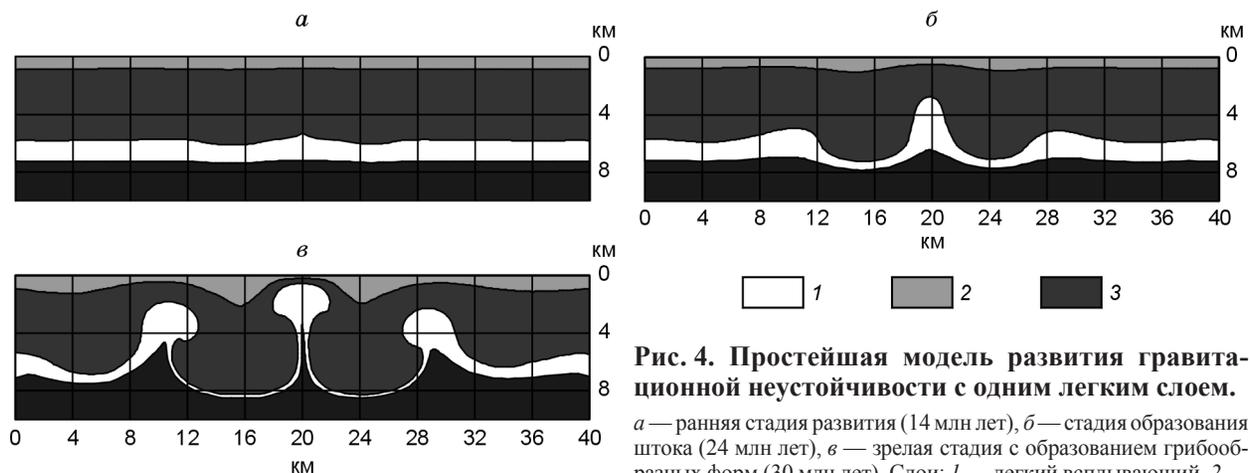
На дальних (по отношению к начальной точке роста) краях впадин образовывались точки роста следующих диапиров. Так закладывалась волна горизонтальной последовательности растущих куполов (см. рис. 4, *б*). Далее происходил преимущественно вертикальный рост диапира и формирование его крутопадающих склонов.

Достигая верхних — менее уплотненных и, соответственно, более легких — слоев диапир приобрел характерную грибообразную форму. Одновременно с этим на краях компенсационных впадин происходил быстрый рост новых диапиров (см. рис. 4, *в*).

Как отмечено во введении, у дислокаций Предьенисейского бассейна имеется ряд особенностей по сравнению с типичными проявлениями соляной тектоники. Во-первых, мы имеем вытянутые в плане валы (вытянутая форма подобных дислокаций может быть обусловлена распределением начальных плотностных неоднородностей). Во-вторых, вертикальные сечения некоторых валов похожи скорее на раздувы слоя, напоминающие подушечные формы. В-третьих, в Предьенисейском бассейне встречаются валы, разделенные весьма значительными расстояниями (до нескольких десятков километров), что в несколько раз больше той горизонтальной длины волны, которая образуется при моделировании и которая характерна для многих бассейнов с развитой солевой тектоникой. В-четвертых, в Предьенисейском бассейне не встречены зрелые формы с опрокинутыми залеганиями слоев, которые могли бы развиваться при столь длительном времени захоронения эвапоритов, начиная, как минимум, с верхнего кембрия.

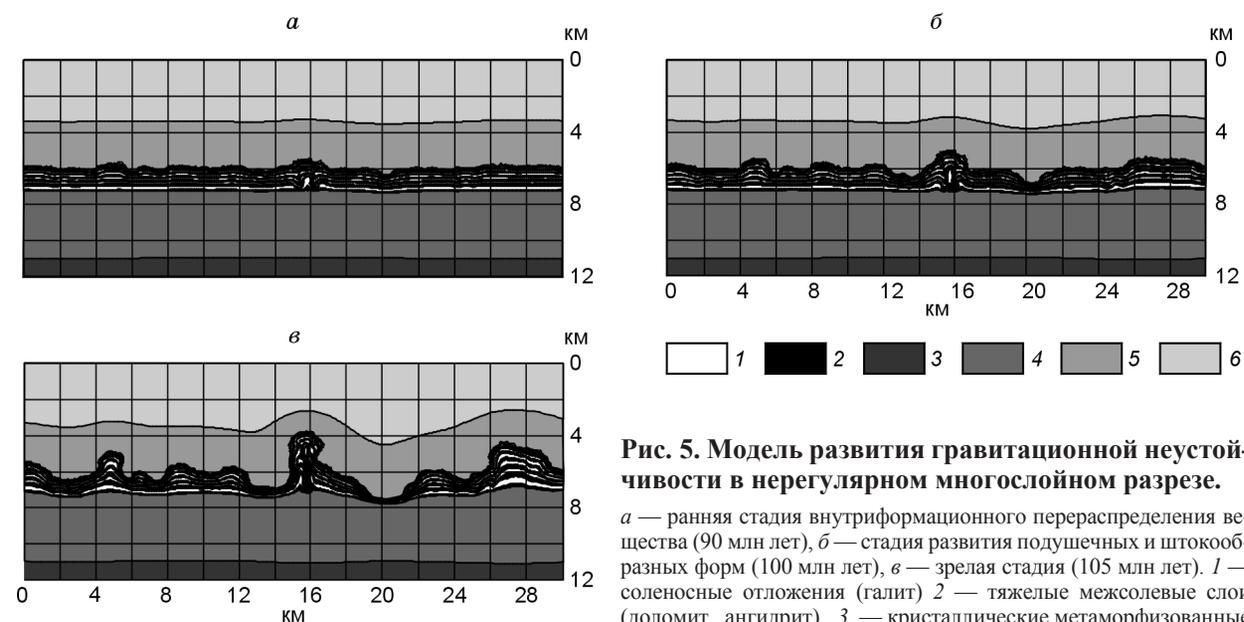
Следующим шагом параметры моделируемого объекта были в большей степени приближены к реальным. Для этого был проделан вычислительный эксперимент со следующими предположениями. Вся нижняя часть разреза — доусольская — сложена плотными, преимущественно карбонатными отложениями с плотностью 2.7—2.85 г/см<sup>3</sup>. Усольская свита (мощностью около 1300 м) сложена эвапоритами (с прослоями карбонатных пород) со средней плотностью 2.6 г/см<sup>3</sup>. Она перекрыта преимущественно карбонатными (с прослоями ангидритов) породами нижнего—верхнего кембрия (мощностью около 2500 м) с плотностью порядка 2.7 г/см<sup>3</sup>. Еще выше залегают терригенно-карбонатные (ордовик—девон) породы со средней плотностью 2.5 г/см<sup>3</sup>. Мезозойская часть разреза в модель не включалась, поскольку основная фаза образования соляных структур проходила в доюрское время.

Как показал эксперимент, разрез достаточно быстро (порядка 50 млн лет) достиг зрелых стадий развития диапиров. При этом большая часть времени (около 30 млн лет) уходит на начальную («подушечную») стадию роста возмущения. Результат показал, что отмеченные выше различия между реаль-



**Рис. 4. Простейшая модель развития гравитационной неустойчивости с одним легким слоем.**

*а* — ранняя стадия развития (14 млн лет), *б* — стадия образования штока (24 млн лет), *в* — зрелая стадия с образованием грибообразных форм (30 млн лет). Слои: 1 — легкий всплывающий, 2 — легкий слабоуплотненный, 3 — тяжелый.



**Рис. 5. Модель развития гравитационной неустойчивости в нерегулярном многослойном разрезе.**

*a* — ранняя стадия внутриформационного перераспределения вещества (90 млн лет), *б* — стадия развития подушечных и штокообразных форм (100 млн лет), *в* — зрелая стадия (105 млн лет). 1 — соленосные отложения (галит) 2 — тяжелые межсолевые слои (доломит, ангидрит), 3 — кристаллические метаморфизованные

породы основания, 4 — позднепротерозойские преимущественно карбонатные породы, 5 — нижнепалеозойские терригенно-карбонатные породы, 6 — верхнепалеозойские преимущественно терригенные породы.

ными структурами и моделью не устраняются, а геометрия образующихся форм оказывается весьма близкой к типичной — диапировой.

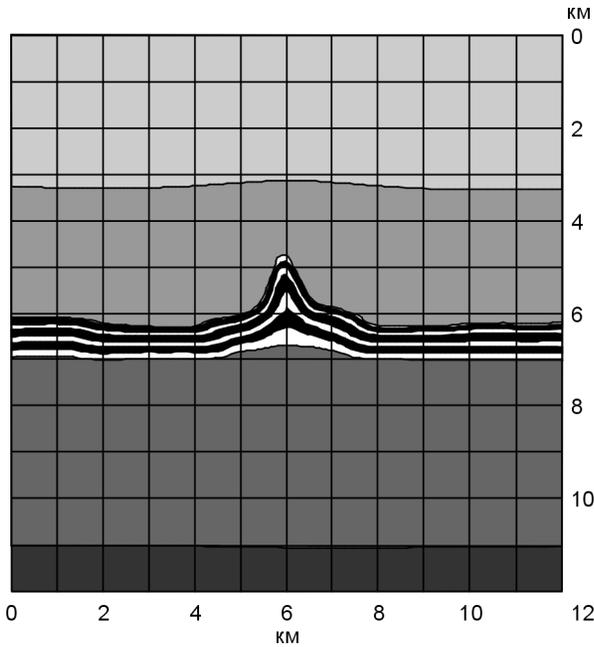
В следующем эксперименте была предпринята попытка проследить, как изменится процесс роста, если модель приблизить к реальной ситуации в еще большей степени. Представим усольскую свиту как переслаивание легких и тяжелых разновидностей пород. В действительности она так и сложена чередованием галитов, ангидритов и доломитов, имеющих диапазон значений плотности от 2.2 до 2.9 г/см<sup>3</sup>. Средняя плотность свиты в принятой модели при этом составляет около 2.6 г/см<sup>3</sup>, но сейчас ее слагают чередующиеся 100-метровые тела плотностью 2.4 и 2.8 г/см<sup>3</sup> (семь легких и шесть тяжелых). Вязкость среды остается одинаковой для обеих моделей. В этом случае мы опять получили результат, схожий с моделью развития однородного слоя.

При другом разделении усольской свиты на 50-метровые слои с плотностью 2.4 и 2.8 г/см<sup>3</sup> развитие модели существенно отклонилось от «классического» образца. Здесь значительно дольше происходило перераспределение вещества в мелких зародышевых поднятиях. В результате на нижних уровнях свиты стали формироваться внутриформационные диапиры, заложенные на небольшом расстоянии друг от друга. Их последующее взаимодействие привело к заметному отклонению полученных структур от диапиров «классических» форм: были получены «подушечные» формы, более характерные для рассматриваемого региона.

Картина развития диапиров еще более усложняется, если слои разной плотности имеют разную толщину или в них присутствует большое число относительно мелких плотностных неоднородностей (например, литологические контакты волнистой формы). На рис. 5 показано, насколько непредсказуемо протекает процесс в этом случае. Мы видим три последовательные стадии роста неоднородного слоя, состоящего из чередования легких тел плотностью 2.4 г/м<sup>3</sup> и тяжелых — плотностью 2.8 г/м<sup>3</sup>. Границы слоев были осложнены серией мелких возмущений. Каждый из пластов пытается сформировать собственную волну всплывающих и погружающихся фрагментов. Взаимодействие развивающихся мелких неоднородностей разных неустойчивых слоев дает сложную общую картину. При этом на одном разрезе с практически одинаковыми толщинами и плотностями слоев могут одновременно формироваться диапиры разной конфигурации, в том числе «подушечные» формы и штоки неправильной геометрии. Этим, в частности, могут объясняться различия вертикальных сечений валов в разных частях бассейна.

Для нерегулярного многослойного разреза с возмущением на верхней границе усольской свиты нам удалось весьма точно воспроизвести характерную форму вала (рис. 6) в субширотном пересечении сейсмического профиля (см. рис. 2).

В другом аналогичном случае (нерегулярный многослойный разрез с более мощными прослоями солей в нижней части) при возмущении на нижней границе усольской свиты были получены специфические формы, характерные для Иштыкской соляной структуры. При этом существенное сокращение мощностей надсолевых доюрских пластов не фиксировалось, что, в частности, отличает данное поднятие от типичных для этого района структур.



**Рис. 6. Модель нерегулярного многослойного разреза с типичной для района гребневидной формой поднятия (30 млн лет).**

Усл. обозн. см. на рис. 5.

Следующий пример (рис. 7) демонстрирует возможную связь соляных структур с крупными линейными дизъюнктивами взбросонадвигового характера, которые, как уже отмечалось, могли здесь возникнуть в результате тангенциальных тектонических напряжений со стороны Алтае-Саянской складчатой области. При этом в зоне разлома могло происходить удвоение разреза усольской свиты и создаваться значительная плотностная неоднородность, которая, простираясь вдоль линии всего разлома, являлась изначально линейно вытянутым естественным зародышем будущего диапира. В левой части рис. 7, *а* схематично показано начальное состояние плотностного разреза, возникающее в результате надвига. Правая часть рис. 7, *б* демонстрирует результат эволюции данной модели. Мы видим, что на

месте надвига сформировался солевой шток, причем даже на этапе его значительной зрелости, на расстоянии в несколько десятков километров подобные образования отсутствуют. Этим, в частности, можно объяснить значительные расстояния между соляными валами в Предьенисейском бассейне — здесь они трассируют крупные тектонические нарушения. Вне этих нарушений соляные структуры если и формируются, то не достигают зрелых стадий, а при сильной внутренней плотностной дифференциации усольской свиты, которая сопровождается порядковыми различиями свойств текучести собственно солей и переслаивающих их доломитов, все потенциалы роста реализуются очень медленно и локально.

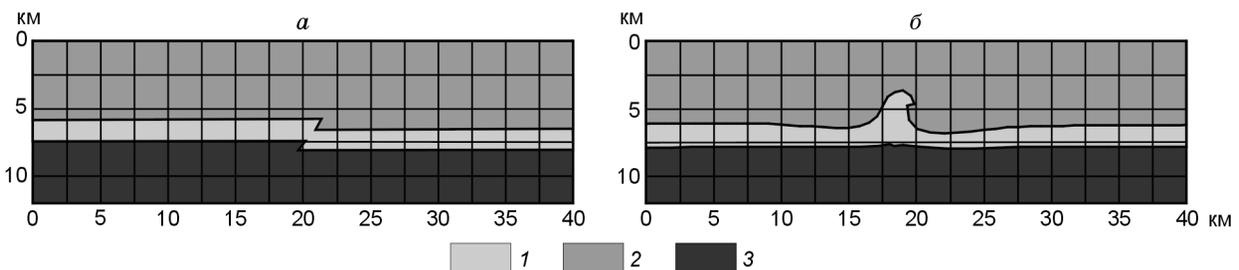
## ВЫВОДЫ

Численное моделирование показывает, что наблюдаемые антиклинальные структуры в Предьенисейском осадочном бассейне, скорее всего, являются результатом развития гравитационной неустойчивости эвапоритов усольской свиты относительно перекрывающих толщ.

Специфика их развития обусловлена особенностями седиментации бассейна и дальнейшего тектонического развития региона в целом.

Применявшиеся вариации начальных параметров моделей и сравнительный анализ полученных форм говорят о важной структурообразующей роли доломитовых прослоев в разрезе кембрийских эвапоритов. Благодаря такой многослойности практически все соляные структуры в регионе недоразвиты до «классических» стадий диапиризма. При этом неоднородность мощностей отдельных прослоев в разрезе могла являться причиной наблюдаемой нерегулярности образования соляных структур.

С другой стороны, наблюдаемый низкий контраст средней плотности эвапоритовой толщи с перекрывающими отложениями потребовал достаточно сильных начальных возмущений для эффективного запуска архимедового механизма. Поскольку длительный период тектонической стабильности района не позволял таким возмущениям возникать и развиваться, то реализоваться диапиризм смог только в поздней



**Рис. 7. Модель образования соляного диапира в надвиговзбросовой зоне.**

*а* — увеличение мощности легкого слоя, *б* — формирование одиночного соляного диапира (90 млн лет).

1 — легкий всплывающий слой, 2 — тяжелый перекрывающий слой, 3 — тяжелый подстилающий слой.

каледонское и герцинское время, когда тектоническая активизация со стороны соседних складчатых областей породила возмущения достаточной амплитуды. Ярко выраженная линейность, конформная границам примыкающей с юго-запада Алтае-Саянской складчатой зоны и Енисейского кряжа на востоке, является аргументом в пользу структуроконтролирующей роли тангенциальных внешних воздействий.

По-видимому, современный облик структуры осадочного чехла в этом регионе явился результатом полигенетического формирования, обусловленного взаимодействием внешних тектонических факторов, и проявления собственно соляного тектогенеза. Первоначально (в позднекаледонское время) внешние тектонические напряжения реализовались в формировании сети межблоковых субвертикальных подвижек и сопутствующих малоамплитудных разломов, которые инициировали соляной тектогенез. Наиболее выразительные соляные структуры могли возникать при удвоении мощности солей в результате подвижек преимущественно взброснадвигового характера. В конце палеозоя вновь катализированное силами сжатия образование валообразных структур проходило под контролем как вертикальных движений, так и двустороннего сжатия (роль тектонического упора могли играть древние структуры Енисейского кряжа). Аналогом подобных структур можно считать систему прибортовых валообразных структур, связанных с соляной тектоникой, в Присяяно-Енисейской синеклизе Сибирской платформы, находящейся в 150 км к востоку (по другую сторону Енисейского кряжа). Процессы соляной тектоники в тех районах также вызвали весьма значительные перестройки структурного плана соленосных и, следовательно, вышележащих горизонтов и обусловили появление протяженных линейных антиклинальных структур (Жигаловский и Литвинцевский валы Ангаро-Ленской ступени, Троицко-Михайловский вал Присяяно-Енисейской синеклизы и др.). Кроме того, отметим, что в южной части Непско-Ботуобинской антеклизы была обнаружена генетическая связь линейных асимметричных соляных структур с широко развитыми в них взбросами и надвигами.

Контрастным по сравнению с рассмотренными структурами выглядит на разрезе и в плане другая соляная структура — Иштыкская антиклиналь, выделенная недалеко от устья р. Сым, где пробурена скв. Лемок-1. Основными ее отличиями являются поперечное к основной массе валов субширотное положение в плане, неизменный, в отличие от других, градиент мощностей надсолевых комплексов, более пологая форма апикальной части поднятия, отсутствие юрского чехла над ним. По своим морфологическим признакам она близка к так называемому ахинскому типу соляных структур, тектонотипом которой является Ахинская антиклиналь Качугской зоны Ангаро-Ленской ступени на юге Сибирской платформы. По-видимому, ее образование связано с более поздними переориентированными тектоническими напряжениями, реализовавшимися в виде субширотного межблокового нарушения, и породившими возмущение мощности эвапоритовой толщи с последующим архимедовым всплыванием соляных масс без нарушения целостности перекрывающих осадков. Образовавшаяся положительная структура коробчатой формы была выведена выше базиса эрозии уже в юрское время, что и привело к современной ситуации, когда меловые отложения чехла ложатся на эродированную поверхность среднего—верхнего кембрия.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Астарита Дж., Марруччи Дж.** Основы гидромеханики неньютоновских жидкостей. М., Мир, 1978, 309 с.

**Белоусов В.В.** Общая геотектоника. М., Госгеолиздат, 1948, 599 с.

**Бененсон В.А.** Геолого-геофизические особенности доверхнепалеозойских отложений Западно-Сибирской плиты в связи с их нефтегазоносностью // Геология нефти и газа, 1989, № 12, с. 6—10.

**Боголепов К.В., Шевцов А.П.** К вопросу о тектоническом строении области сопряжения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы // Тектоника Сибири. Т. 1, Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962, с. 130—137.

**Дашкевич Н.Н., Каштанов В.А.** Платформенные отложения палеозоя и подсолевые комплексы докембрия левобережья р.Енисей — новый объект нефтегазопоисковых работ // Докл. АН СССР, 1990, т. 315, № 5, с. 1187—1191.

**Елкин Е.А., Каштанов В.А., Конторович А.Э., Коровников И.В., Кринин В.А., Лучинина В.А., Сараев С.В., Тищенко В.М., Филиппов Ю.Ф., Хоменко А.В.** Схема стратиграфии кембрийских отложений приенисейской части Западной Сибири // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (7), с. 1015—1027.

**Елкин Е.А., Каштанов В.А., Кринин В.А., Сараев С.В., Филиппов Ю.Ф., Хоменко А.В.** Новые опорные разрезы позднего докембрия и палеозоя в предьенисейской части Западно-Сибирской геосинеклизы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) (Материалы науч. совещания 20—23 октября 2003 г.). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2003, с. 92—97.

**Исмаил-Заде А.Т.** Трехмерное моделирование соляного диапиризма: численный подход и алгоритм параллельных вычислений // Вычислительная сейсмология, 2000, вып. 31, с. 62—76.

**Исмаил-Заде А.Т., Крупский Д.П.** Экструзия и гравитационное течение жидкости: применение к соляной тектонике // *Физика Земли*, 2006, № 12, с. 34—42.

**Каштанов В.А., Филиппов Ю.Ф.** Геологическая интерпретация материалов сейсмопрофилирования МОГТ лево- и правобережья Енисея и перспективы нефтегазоносности докембрийских и палеозойских отложений. Новосибирск, 1994, 28 с. (Препр. / ОИГГМ СО РАН).

**Конторович А.Э., Конторович В.А., Филиппов Ю.Ф., Бурштейн Л.М., Каштанов В.А., Хоменко А.В.** Предъенисейская нефтегазоносная субпровинция — новый перспективный объект поисков нефти и газа в Сибири // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)* (Материалы науч. совещания 20—23 октября 2003 г.). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2003, с. 123—127.

**Косыгин Ю.А., Лучицкий И.В.** О принципах выделения древних платформ и положении краевых поднятий в структуре Сибирской платформы // *Геология и геофизика*, 1960 (1), с. 52—57.

**Лунев Б.В.** Напряжения в океанической литосфере, обусловленные плотностными неоднородностями // *Глубинная морская геофизика*. Л., Недра, 1991, с. 29—36.

**Лунев Б.В.** О природе верхнемантийной аномалии плотности под Срединно-Атлантическим хребтом и ее роли в рифтогенезе и спрединге // *Геология и геофизика*, 1996, т. 37 (9), с. 87—101.

**Мартынов Н.И., Танирбергенов А.Г.** Численное моделирование формирования соляных диапиров в земной коре // *Математический журнал*, 2006, т. 6, № 1 (19), с. 67—73.

**Мясников В.П., Фадеев В.Е.** Модели эволюции Земли и планет земной группы. Итоги науки и техники. Физика Земли. М., ВИНТИ, 1980, 232 с.

**Накаряков В.Д.** Строение домезозойского фундамента Приенисейской полосы Западно-Сибирской платформы // *Геология и геофизика*, 1961 (3), с. 27—34.

**Наливкин Д.В.** Геологические районы СССР // *Проблемы советской геологии*, 1933, № 1, с. 35—56.

**Сараев С.В., Хоменко А.В., Филиппов Ю.Ф.** Кембрийский осадочный бассейн на территории юго-восточной части Западно-Сибирской равнины // *Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса* (Материалы I Всероссийского литологического совещания 19—21 декабря 2000 г. М., ГЕОС, 2000, т. 2, с. 190—194.

**Смирнов Е.В.** Количественный анализ дислоцированности рифейских и венд-кембрийских горизонтов зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты в районе Енисейского кряжа // *Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления* (Материалы науч. конф. 1998 г.). Иркутск, ИЗК СО РАН, 1998, с. 121—122.

**Соколов В.Н.** Геология и перспективы нефтегазоносности арктической части Западно-Сибирской низменности // *Тр. НИИГА*, 1960, т. 100, 217 с.

**Филиппов Ю.Ф.** Геология и перспективы нефтегазоносности домезозойских отложений левобережья р. Енисей (Кеть-Елогуйское междуречье): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ИГНГ СО РАН, 2001, 24 с.

**Фомичев В.Д.** Общая схема тектоники Западной Сибири и Восточного Казахстана // *Докл. АН СССР*, 1948, Нов.сер., т. LIX, № 4, с. 735—738.

**Яншин А.Л.** Тектоническое строение Евразии // *Тектоника*, 1965, № 5, с. 7—35.

**Danes F.** Mathematical formulation of salt-dome dynamics // *Geophysics*, 1964, v. XXIX, № 3, p. 414—424.

**Ismail-Zadeh A., Tsepelev I., Talbot C., Korotkii A.** Three-dimensional forward and backward modelling of diapirism: numerical approach and its applicability to the evolution of salt structures in the Pricaspian basin // *Tectonophysics*, 2004, v. 387, p. 81—103.

**Jackson M.P.A., Talbot C.J.** External shapes, strain rates and dynamics of salt structures // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1986, v. 97, p. 305—323.

**Massimi P., Quarteroni A., Saleri F., Scrofani G.** Modeling of salt tectonics // *Comp. Meth. Appl. Mech. Engrng.*, 2007, v. 197/1-4, p. 281—293

**Nasir N.E., Dabbousi O.B.** Fluid dynamics model for salt-dome evolution // *Tectonophysics*, 1978, 47, p. 85—107.

**Woidt W.-D., Neugebauer H.J.** Finite element models of density instabilities by means of bicubic spline interpolation // *Phys. Earth Planet Inter.*, 1980, 21, p. 176—180.

**Zaleski S., Julien P.** Numerical simulation of Rayleigh-Taylor instability for single and multiple salt diapirs // *Tectonophysics*, 1992, 206, p. 55—69.