

И.А. ГАРАГАШ, Л.И. ИОАНСОН, А.Е. ШЛЕЗИНГЕР

ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ, СВЯЗАННЫЕ С ГОРИЗОНТАЛЬНЫМИ ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ДВИЖЕНИЯМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Среди осадочных бассейнов, связанных с горизонтальными тектоническими движениями земной коры, выделяются три типа: рифтовые, линейного спрединга и присдвиговые. Приведены основные особенности их строения и распространения, а также математические модели механизма образования. Выделенные осадочные бассейны характеризуются заметными отличиями своего строения, геотектонического положения и механизма образования.

Среди осадочных бассейнов, связанных с горизонтальными тектоническими движениями земной коры, можно выделить три типа. Первые два из них создаются вторичными вертикальными движениями, возникающими за счет горизонтального растяжения земной коры (рифты) и сдвиговых перемещений (присдвиговые бассейны). Третий тип связан с раздвижением земной коры и образованием отрицательных форм рельефа в виде топодепрессии (линейный спрединг). Подобные бассейны имеют существенно меньшее площадное распространение по сравнению с осадочными бассейнами, созданными первичными вертикальными движениями [10].

Рифтовые осадочные бассейны, относящиеся к первому типу, образуются за счет процессов растяжения континентальной консолидированной земной коры, сопровождающихся вторичными вертикальными конседиментационными движениями. При растяжении континентальной консолидированной коры ее нижняя, более пластичная, часть испытывает относительно равномерное утонение. В верхней, более вязкой и хрупкой, части растяжение проявляется дискретно, в отдельных изолированных зонах, формируя листрические (ковшеобразные) сбросы. Движущиеся по ним блоки приводят к вторичному прогибанию, осевая зона которого непосредственно прижата к листрическому сбросу. При удалении от листрических сбросов происходит постепенное ослабление и затухание вторичного конседиментационного прогибания, что выражается в утонении компенсирующих осадочных отложений и возникновению веерообразных слоев [3]. Таким образом, эпиконтинентальные осадочные рифтовые бассейны представляют обычно линейные однокрылые грабены, сложенные мелководноморскими и континентальными толщами. Крутые крылья таких грабенов образованы листрическими сбросами, а пологие крылья — веерообразными слоями. В поперечнике размеры грабенов обычно не превышают нескольких десятков километров при протяженности до нескольких десятков и сотен километров. Рифтовые осадочные бассейны отличаются относительной кратковременностью развития, как правило, не превышающего нескольких десятков миллионов лет. Однако ри-

фейские рифты существовали на протяжении сотен миллионов лет. К типичным рифтовым бассейнам относятся позднеюрско-раннемеловые грабены дна акватории Северного моря, триас-раннеюрские грабены Тургая, Урала, Аппалач, грабены континентальных окраин Атлантики и другие структуры.

Дискретное растяжение коры реализуется образованием пологого листрического сброса, в котором одно крыло соскальзывает вниз. Эта модель простого сдвига [21] изображена на рис. 1. Упрощенная геометрия разреза позволяет связать глубину осадочного бассейна h со смещением формулой:

$$h \approx 2 \frac{H}{L} u.$$

Чем протяженней бассейн L , тем меньше его глубина h при одном и том же смещении блока земной коры u .

Осадочные бассейны линейного спрединга возникают при резком высокоамплитудном раздвиге, приводящему к разрыву континентальной консолидированной коры. Если этот процесс не сопровождается океаническим орогенезом (или последний сильно редуцирован) создаются линейные топодепрессии дна акватории [8, 9]. Они ограничива-

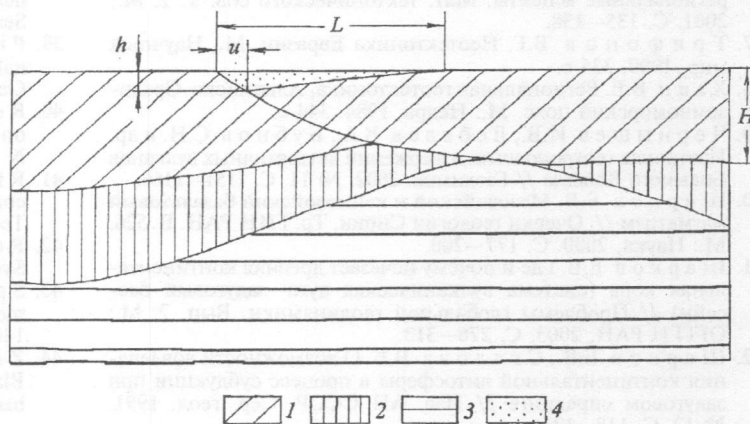


Рис. 1. Модель образования осадочного бассейна при сдвиге по листрическому разлому: 1 — консолидированная кора и осадочный чехол, 2 — мантийная литосфера, 3 — астеносфера, 4 — осадочный бассейн

ются крутыми флексурно-разрывными бортовыми зонами, выраженными в рельефе и палеорельефе соответственно склонами и палеосклонами. Осадочные бассейны линейного спрединга выполняются глубоководными толщами турбидитов, пелагических образований, склоновыми клиноформами, отложениями склонового шлейфа и подстилаются магматическими породами океанического слоя. Типичный пример осадочного бассейна линейного спрединга — центральная часть дна акватории юга Красного моря [2]. По периферии он выполнен мощными глубоководными толщами эвапоритов среднего—верхнего миоцена, ограниченными с запада и востока палеосклонами. Центральная часть осадочного бассейна складывается плиоцен-четвертичными турбидитами, палеосклонами для которых служат эвапориты среднего—верхнего миоцена. В осевой зоне бассейна обнажаются современные базальты. Осадочный бассейн линейного спрединга дна акватории юга Красного моря образовался за счет трех кратковременных импульсов раздвига, наиболее древний из которых разорвал домиоценовые отложения. Последующие импульсы раздвинули эвапориты среднего—верхнего миоцена и плиоцен-четвертичные турбидиты и привели к формированию современных океанических базальтов, еще не перекрытых осадками. Импульсам раздвижения предшествовали незначительные вертикальные поднятия. Высокоамплитудный раздвиг формирует мантийная конвекция.

Ниже приведена математическая модель образования осадочного бассейна в результате раздвижения литосферы (рис. 2). Пластическое течение при утонении мантийной литосферы передается на верхнюю кору через промежуточную ослабленную нижнюю кору. В результате подошва верхнего слоя оказывается нагруженной системой волокущих касательных усилий, которые приводят к расхождению блоков земной коры и образованию топодепрессии. При увеличении начального размера зоны локализации пластического течения в литосфере $2a$ на величину u происходит погружение поверхности по системе субвертикальных разрывов на величину h . Последнюю можно оценить с помощью соотношений:

$$h = u \frac{H_1}{2a} [1 - \exp(-\lambda a) \operatorname{ch} \lambda x] \text{ при } -a < x < a,$$

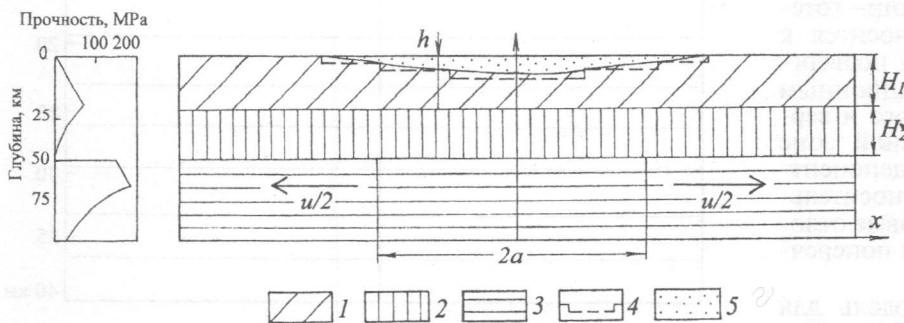


Рис. 2. Модель образования топодепрессии при пластическом растяжении литосферы. Слева показан график изменения прочности пород с глубиной: 1 — верхняя консолидированная кора и осадочный чехол, 2 — нижняя консолидированная кора, 3 — мантийная литосфера, 4 — рельеф дна, 5 — топодепрессия

$$h = u \frac{H_1}{2a} \exp(-\lambda x) \operatorname{sh} \lambda a \text{ при } |x| > a,$$

где $\lambda = \sqrt{\frac{E_2}{E_1 H_1 H_2}}$, E_1 — модуль упругости верхней

коры, E_2 — модуль упругости нижней коры, H_1 — мощность консолидированной коры, H_2 — мощность нижней консолидированной коры, sh — гиперболический синус и ch — гиперболический косинус. Отсюда следует, что максимальная глубина связана с раздвижением литосферы зависимостью:

$$h_{\max} = u \frac{H_1}{2a} [1 - \exp(-\lambda a)].$$

Горизонтальные перемещения вдоль параллельных и субпараллельных сдвигов разных направлений приводят к возникновению между сдвигами зон конседиментационного прогибания за счет вторичных вертикальных нисходящих тектонических движений, образующих присдвиговые осадочные бассейны (pull-apart basin) [4—7, 11—21]. Подобные бассейны в последнее время привлекают особое внимание исследователей в связи с особенностями проявления сдвиговой тектоники в целом.

Выявленные присдвиговые осадочные бассейны имеют различный возраст от докембрийского до плиоцен-четвертичного. Типичные присдвиговые бассейны обладают ромбовидной формой, но среди них встречаются и клиновидные. Как правило, это узкие (шириной до нескольких десятков километров) вытянутые структуры, ограниченные породившими их сдвиговыми нарушениями по простиранию и поперечными сбросами в тыловых частях. Для присдвиговых осадочных бассейнов характерны специфические особенности строения осадочного чехла. Осадочное выполнение в таких бассейнах отличается резко асимметричным распределением мощностей. Осевая зона их максимальных значений смещена к главному ограничивающему сдвигу. Одним из характерных признаков этих структур является миграция депоцентра в процессе формирования бассейна в соответствии со смещением по сдвиговому нарушению, ответственному за образование данного бассейна. Миграция депоцентра вовлекает новые источники сноса в процессе седиментации в бассейне, что обуславливает сложную фаціальную картину и петрографию осадочного выполнения.

Поэтому даже небольшие по площади бассейны характеризуются резкими фаціальными изменениями и широким фаціальным разнообразием.

Присдвиговые бассейны могут содержать очень мощное осадочное выполнение по сравнению с его размерами. Кроме того, из-за миграции депоцентров, стратиграфические мощности осадочного чехла в некоторых бассейнах достигают колоссальных величин, намного превышающих наблюдаемые мощности. Особенностью рассматри-

ваемых бассейнов является их относительно короткая геологическая жизнь, не более двух геологических эпох (несколько десятков миллионов лет). Наряду с большими мощностями осадочных чехлов, это предполагает высокую скорость осадконакопления, в среднем 2,5–3,0 м/1000 лет, хотя известны и рекордные значения скорости седиментации до 50–114 см/1000 лет [17].

Важнейшая особенность присдвиговых бассейнов — их приуроченность к верхней части коры и отсутствие глубоких корней в нижележащих толщах коры и тем более в верхней мантии. К некоторым из них применяется термин «thin-skinned» (буквально — тонкокожий). Таким образом, принципиальным отличием рассмотренных бассейнов от других структур этого класса является механизм формирования, связанный с непосредственным проявлением внутрикоровых подвижек, хотя и инициированных более масштабными, глобальными геодинамическими процессами. Напротив, при формировании рифтовых бассейнов и осадочных бассейнов линейного спрединга главную роль играют глубинные процессы, затрагивающие всю земную кору и подкоровую часть литосферы.

Особенностью пространственного размещения присдвиговых бассейнов является, с одной стороны, их строгая избирательность, связанная с исключительной приуроченностью к сдвиговым зонам, с другой стороны, индифферентность по отношению к вмещающему геотектоническому региону. Поэтому присдвиговые бассейны встречаются в различных и, более того, контрастных по структурному статусу геодинамических обстановках.

Типичный пример присдвиговых осадочных бассейнов — нижнемеловые грабенообразные прогибы на юго-востоке Корейского п-ова, приуроченные к зонам двух крупных левосторонних сдвигов [1]. Наиболее хорошо изучен осадочный бассейн Ендонт. Он вытянут вдоль конседиментационных сдвигов, амплитуда которых превышает 45 км, на расстояние до 45 км при поперечнике 8–10 км и сложен терригенными, в меньшей степени вулканогенными породами, среди которых в бортовых зонах преобладают конгломераты, брекчии, грубые песчаники, сменяющиеся к центральной части более тонкими разностями. В осадочном чехле бассейна общей мощностью до нескольких сотен метров выделяются два седиментационных комплекса со смещенными по латерали депоцентрами. Нижний из них датируется валанжин—готеривским возрастом, а верхний относится к апту—альбу. Слои в бортовых зонах подверглись интенсивным постседиментационным деформациям вплоть до опрокинутого и вертикального залегания. К центральной зоне дислоцированность ослабевает, и депоцентрам седиментации соответствуют относительно пологие синклинали. Нижнемеловые отложения осложнены диагональными и поперечными разрывными нарушениями.

Разработана математическая модель для образования присдвигового бассейна. Как показано в [5], небольшие впадины со значительным растяжением (pull-apart basins) формируются в результате значительных сдвиговых перемещений вдоль крупного разлома

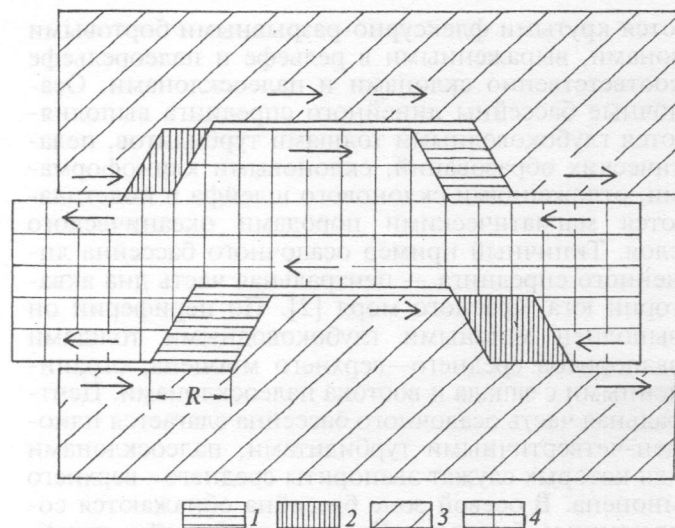


Рис. 3. Зоны растяжения (1) и сжатия (2) между кулисно расположенными сегментами правых и левых сдвигов, 3 — блоки, 4 — средний блок

двух жестких литосферных блоков (рис. 3). Такая ситуация возникает, когда разлом состоит из многочисленных, кулисно расположенных линейных отрезков. В местах сочленения отрезков разлома концентрируются напряжения, приводящие к расстрескиванию земной коры и ослаблению эффективных механических свойств. В результате развития относительного смещения блоков в местах растяжения возникают тектонические депрессии и вздутия в местах сжатия.

Для моделирования образования депрессий в земной коре при относительном сдвиге по разлому рассмотрим кору толщиной 40 км, состоящую из верхней упругой консолидированной коры и осадочного чехла и нижней упругопластической консолидированной коры (рис. 4). Первая из них содержит ослабленную зону, возникшую

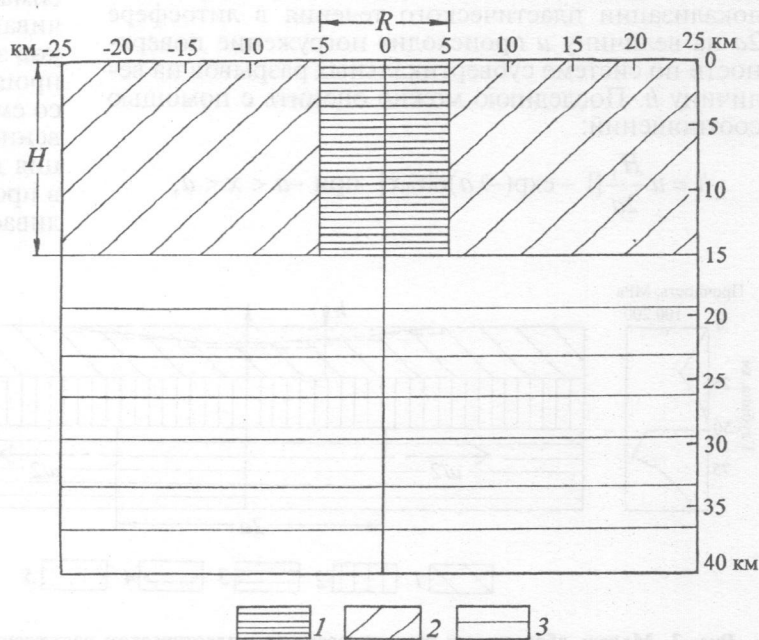


Рис. 4. Модель земной коры с зоной растяжения: 1 — ослабленная присдвиговая зона растяжения, 2 — верхняя консолидированная кора и осадочный чехол, 3 — нижняя консолидированная кора

за счет сдвиговых напряжений и характеризуется следующими параметрами: плотность ρ 2700 кг/м³, модуль сдвига, G 5,8·10⁹ Па, объемный модуль упругости K 9,3·10⁹ Па. Область растяжения упругопластическая с плотностью ρ 2700 кг/м³, модулем сдвига G 5,8·10⁹ Па, объемным модулем упругости K 9,3·10⁹, сцеплением c 4,5·10⁷ Па и углом внутреннего трения ϕ_s 25°.

Для решения используется метод конечных разностей. Модель разбивается на 3900 элементов. Область растягивается в горизонтальном направлении. Расчет ведется с учетом симметрии задачи для половины области. На рис. 5 показана эволюция зоны растяжения с первоначальной шириной 10 км при относительном сдвигении литосферных плит вдоль разлома на 15 км. На рисунке показана только половина модели вследствие симметрии деформаций.

Приведенные данные показывают, что в зависимости от начальных размеров ослабленной зоны граница верхней и нижней коры на разных стадиях развития осадочного бассейна движется по-разному. Интересно, что дно осадочного бассейна может приподниматься при больших сдвигах. Серия расчетов позволила проанализировать, как изменяется глубина бассейна H при увеличении относительного сдвига по разлому L . Вначале глубина бассейна растет практически линейно с увеличением сдвига, однако затем бассейн перестает углубляться и далее происходит только утонение верхней консолидированной коры и осадочного чехла. Этот процесс мало зависит от начальных размеров ослабленной зоны R в месте сочленения отрезков разлома.

Таким образом, выделенные осадочные бассейны характеризуются заметными отличиями строения, геотектонического положения и механизма образования.

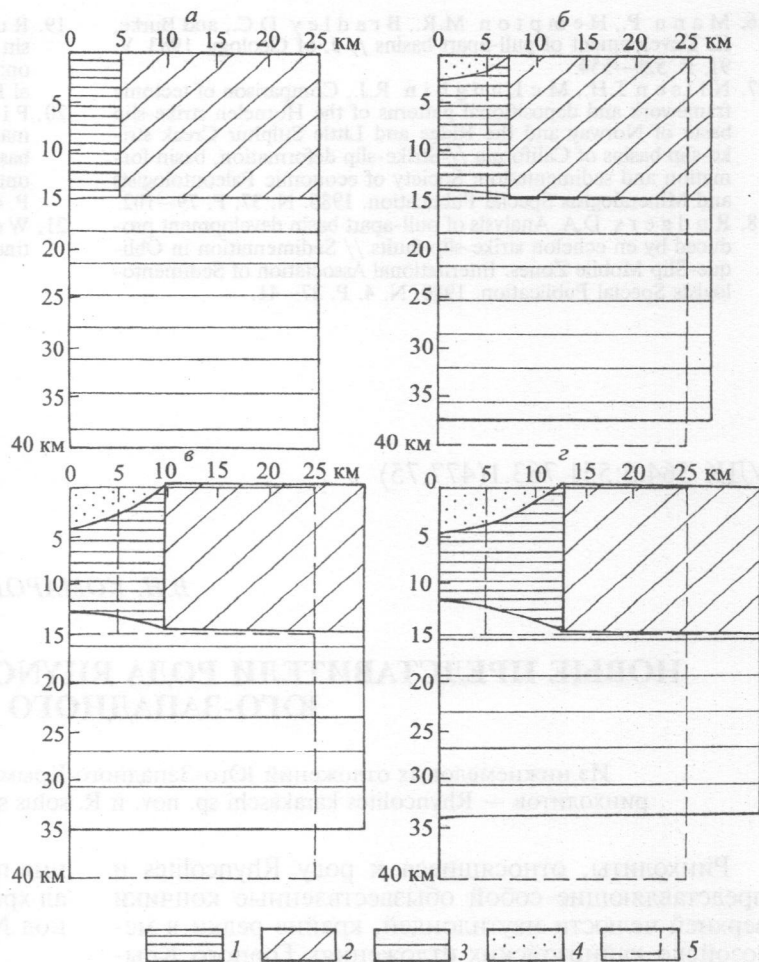


Рис. 5. Зона растяжения (ширина 10 км) в начальном состоянии (а), при растяжении на 2,5 км (б), 5 км (в) и 7,5 км (г): 1 — ослабленная присдвиговая зона растяжения, 2 — верхняя консолидированная кора и осадочный чехол, 3 — нижняя консолидированная кора, 4 — зона топодепрессии, 5 — начальное состояние

Работа выполнена при поддержке РФФИ. Грант № 03-05-64026.

ЛИТЕРАТУРА

- Донг-У Ли, Голубев В.В., Боинг-Су Лу. Меловые синсдвиговые бассейны Юго-Восточной Кореи: стратиграфия, фации, механизм формирования // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. №1. С. 39—47.
- Ельников И.Н., Шлезингер А.Е. Структура осадочного чехла Красного моря в пределах полигона 18 по данным НСП // Бюлл.МОИП. Отд.геол. 1986. Т. 61. В. 219. С. 8—44.
- Жарков С.М., Николаев В.Г. Веерообразные слои как показатели растяжения земной коры // Докл. АН СССР. Сер.геол. 1989. Т. 309. № 8. С. 675—677.
- Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 210 с.
- Спенсер Э.У. Введение в структурную геологию. М.: Недра, 1981. 368 с.
- Тевелев А.В. Тектоника и кинематика сдвиговых зон. Автореферат дис. докт. геол.-мин. наук. М.: Изд-во. МГУ, 2002. 49 с.
- Уткин В.П. Геодинамические аспекты тектонической активизации Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология. 1984. № 5. С. 37—47.
- Шлезингер А.Е. Региональная сейсмостратиграфия. М.: Научный мир, 1998. 143 с.
- Шлезингер А.Е. Геологическая модель срединноокеанических хребтов в разработках российских ученых в свете современных геолого-геофизических материалов // Изв. вузов. Геология и разведка. 1998. № 2. С. 11—15.
- Шлезингер А.Е. Осадочные бассейны и сейсмостратиграфические параметры их выделения. Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 137—145.
- Aydin A., Nurl A. Evolution of pull-apart basin and their scale independence // Tectonics. 1982. V. 1. P. 91—105.
- Burchfiel B.C., Stewart J.H. «Pull-apart» origin of the Central segment of the Death Valley, California // Geol. Soc. of American Bull., 1966. V. 77. N 4. P. 439—441.
- Christie-Blick, N., Biddle, K.T. Deformation and basin formation along strike-slip faults // Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation: Society of economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication. 1985. N. 37. P. 1—33
- Crowell J.C. Origin of the Late Cenozoic basins in Southern California // Tectonics and Sedimentation: Society of economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication. 1974. N. 19. P. 190—204.
- Crowell J.C. Sedimentation along the San-Andreas Fault, California // Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation: Society of economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication. 1974. N. 19. P. 292—303.

16. Mann P., Hempton M.R., Bradley D.C., and Burke, K. Development of pull-apart basins // *J. of Geology*. 1983. V. 91. P. 529—554.
17. Nil sen T.H., McLaughlin R.J., Comparison of tectonic framework and depositional patterns of the Hornelen strike-slip basin of Norway and the Ridge and Little Sulphur Creek strike-slip basins of California // *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation: Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*. 1985. N. 37. P. 79—102.
18. Rodgers D.A. Analysis of pull-apart basin development produced by en echelon strike-slip faults // *Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones: International Association of Sedimentologists Special Publication*. 1980. N. 4. P. 27—41.
19. Royden L.H. The Vienna basin: a thin-skinned pull-apart basin // *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation: Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*. 1985. N. 37. P. 319—338.
20. Pitman W.C., III and Andrews J.A. Subsidence and thermal history of small pull-apart basins // *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation: Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*. 1985. N. 37. P. 45—50.
21. Wernicke B. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // *Can. J. Earth Sci.* 1985. N. 22. P. 108—125.

Институт физики Земли РАН
Геологический институт РАН
Рецензент — В.М. Цейслер

УДК 564.5:551.763.1(477.75)

В.Н. КОМАРОВ

НОВЫЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ РОДА RHYNCOLITES ИЗ НИЖНЕГО МЕЛА ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА

Из нижнемеловых отложений Юго-Западного Крыма приведено описание двух новых видов ринхолитов — *Rhyncolites karakaschi* sp. nov. и *R. solus* sp. nov.

Ринхолиты, относящиеся к роду *Rhyncolites* и представляющие собой обызвестленные кончики верхней челюсти наутилоидей, крайне редки в мезозойско-кайнозойских отложениях Горного Крыма, представлены единичными экземплярами и распределены по разрезу очень неравномерно [2]. Из готерива бассейна р. Бельбек известен *R. belbekensis* (Shimansky), из верхнебарремско-аптских отложений окрестностей с. Верхоречье — *R. besnossovi* (Shimansky). В окрестностях с. Мичурино из верхнего маастрихта известен *R. naidini* (Shimansky), а из датских пород — *R. danicus* Shimansky et Alekseev.

При доизучении коллекции ринхолитов В.Н. Шиманского, хранящейся в Палеонтологическом институте РАН выявлен экземпляр, принадлежащий роду *Rhyncolites* и обнаруженный в 1972 г. А.С. Алексеевым в осыпи верхнебарремско-аптских глин в окрестностях с. Верхоречье. Сравнение с известными таксонами показало, что он с полным основанием может быть отнесен к новому виду.

В 2001 г. в ходе проведения Крымской учебной геологической практики МГГРУ в окрестностях с. Верхоречье в алевритистых глинах нижней части пачки III [1], которая относится к зоне *Himantoceras trinodosum* верхнего валанжина, автором обнаружен ринхолит, также относящийся к роду *Rhyncolites*. Насколько известно [2], это самый древний ринхолит из обнаруженных ранее в Горном Крыму. Сравнение с другими видами показало, что найденный экземпляр также можно отнести к самостоятельному новому виду.

Ниже приведено описание новых таксонов. При измерениях (в мм) использованы традиционные сокращения [8]. Недостаточно хорошая сохранность образцов делает некоторые измерения приблизительными. В этом случае размеры и отноше-

ния приведены в скобках. Исследованный материал хранится в Палеонтологическом институте РАН под № 1265, 4729.

Род *Rhyncolites* Biguet, 1819
Rhyncolites karakaschi Komarov sp. nov.

Название вида в память Н.И. Каракаша.

Г о л о т и п — ПИН, № 1265/292; Юго-Западный Крым, восточная часть Бахчисарайского района, окрестности с. Верхоречье; нижний мел, верхний баррем—апт.

О п и с а н и е (рисунок, а—в). Ринхолит высокий, узкий, крупного размера. Капюшон узкий, ромбовидный, с более длинной передней частью. С дорсальной стороны имеет субтреугольный вид. Боковые края передней части капюшона прямые, угол между ними $\approx 55^\circ$. Режущий край равномерно сильноизогнутый. Боковые края задней части капюшона прямые на большем внешнем своем протяжении, вблизи вершины капюшона довольно сильно изогнутые. Срединный кант капюшона в продольном направлении равномерно слабовыпуклый с тремя отчетливыми уступами нарастания, в поперечном — округленный, с приближением к вершине капюшона становится заметно более сдавленным с боков. Боковые стороны капюшона крутопадающие, различные по степени изогнутости: левое — слабоогнутое, правое — уплощенное. Вершина капюшона приостренная, хорошо обособленная, по всей видимости, одной высоты с вершиной рукоятки. Крылья небольшие, узкие. Их задние кончики немного обломаны. Форму носика определить не удалось из-за неполной сохранности. На поверхности капюшона повсеместно наблюдаются тонкие линии роста, повторяющие ее внешний контур.