

УДК 551.24

ВНУТРИПЛИТНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ ЮГО-ВОСТОКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И СЕВЕРО-ВОСТОКА ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МОРФОЛОГИИ И ОБСТАНОВОК ФОРМИРОВАНИЯ

© 2004 г. В. Е. Вержбицкий, М. Л. Копп

Представлено академиком Ю.Г. Леоновым 09.06.2003 г.

Поступило 16.06.2003 г.

К настоящему времени появилось много свидетельств в пользу того, что внутриплитные дислокации развиваются в связи с событиями, происходящими на межплитных границах, особенно коллизионных [1–11]. Вместе с тем многие проблемы происхождения внутриплитных дислокаций еще далеки от своего разрешения, и в том числе вопрос о генезисе своеобразных структур северо-востока Индийского океана: судя по особенностям возраста и динамики формирования, они также развивались в связи с коллизией плит [11–15], но при этом не только сильно удалены от границы столкновения, но даже занимают полностью изолированное положение внутри Индо-Австралийской мегаплиты. Многие особенности строения и условия формирования океанских внутриплитных структур раскрываются нами посредством сравнения с гораздо лучше изученными континентальными, образцом которых можно считать структуры платформенной области Юго-Восточной Европы (Скифская плита и юго-восток Восточно-Европейской) [2–9]. В заключительной части работы будет предложена гипотеза, объясняющая механизм формирования дислокаций Индийского океана.

Дислокации платформенной области Юго-Восточной Европы занимают пространство к северу от Кавказа и Копетдага, начиная с Кряжа Карпинского и Мангышлака на юге до Жигулей на севере. В последние годы бурением установлено интенсивное смятие фундамента и чехла Скифской плиты в районе Азовского моря (С.В. Попович, 1998 г.). Давно известны Доно-Медведицкие, Саратовские и Жигулевские дислокации. Во всех этих местах смято осадочное выполнение палеозойских авлакогенов [8], раздав-

ливавшееся блоками фундамента. Характерно, что самые крупные внутриплитные взбросо-надвижки вроде Жигулевского и Елшанско-Сергиевского лучше всего выражены именно на уровне кровли фундамента и нижней части чехла и постепенно затухают вверх. Хотя это часто объясняют древностью их заложения и повторными подвижками, имеются аргументы в пользу того, что перечисленные глубинные деформации имеют кайнозойский возраст и их постепенное затухание вверх по разрезу вызвано тем, что они исходят из глубин кристаллического фундамента [3–5].

Ряд признаков указывает на то, что зоны дислокаций образовались при горизонтальном сжатии. Помимо доказанных бурением и геофизикой [6, 7] взбросо-надвигов, об этом свидетельствуют и особенности структурного рисунка: разветвления в виде виргаций, коленообразные изгибы, кулисное строение и др. [2–4]. Все эти черты невозможно объяснить без допущения сдвиговой деформации, проявляющейся хотя бы где-то на глубине. На наличие горизонтальной компоненты новейших разломов указывает характерная геометрия их линий [2, 3]. И наконец, об этом же свидетельствует структурно-кинематическое изучение трещиноватости [2–5]. Использование всех этих подходов позволило разделить новейшие разрывы по кинематическому типу (рис. 1).

Имеются и свидетельства того, что сжатие было вызвано давлением с юга, от Периаравийской коллизионной области: 1) цикличность внутриплитного структурообразования строго синхронизируется с фазами раскрытия Красноморского рифта и жесткой коллизии в Кавказско-Копетдагском отрезке Альпийского пояса [1, 2, 5]; 2) судя по ориентировке внутриплитных структур сдвига и сжатия (см. рис. 1), последнее простиралось близмеридионально, т.е. так же, как и в ближайшем сегменте Альпийского пояса; растяжение же, фиксируемое пологими сбросами, было направлено субширотно и, следовательно, ассоциировалось с меридиональным сжатием; 3) область наиболее

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова
Российской Академии наук, Москва
Геологический институт
Российской Академии наук, Москва*

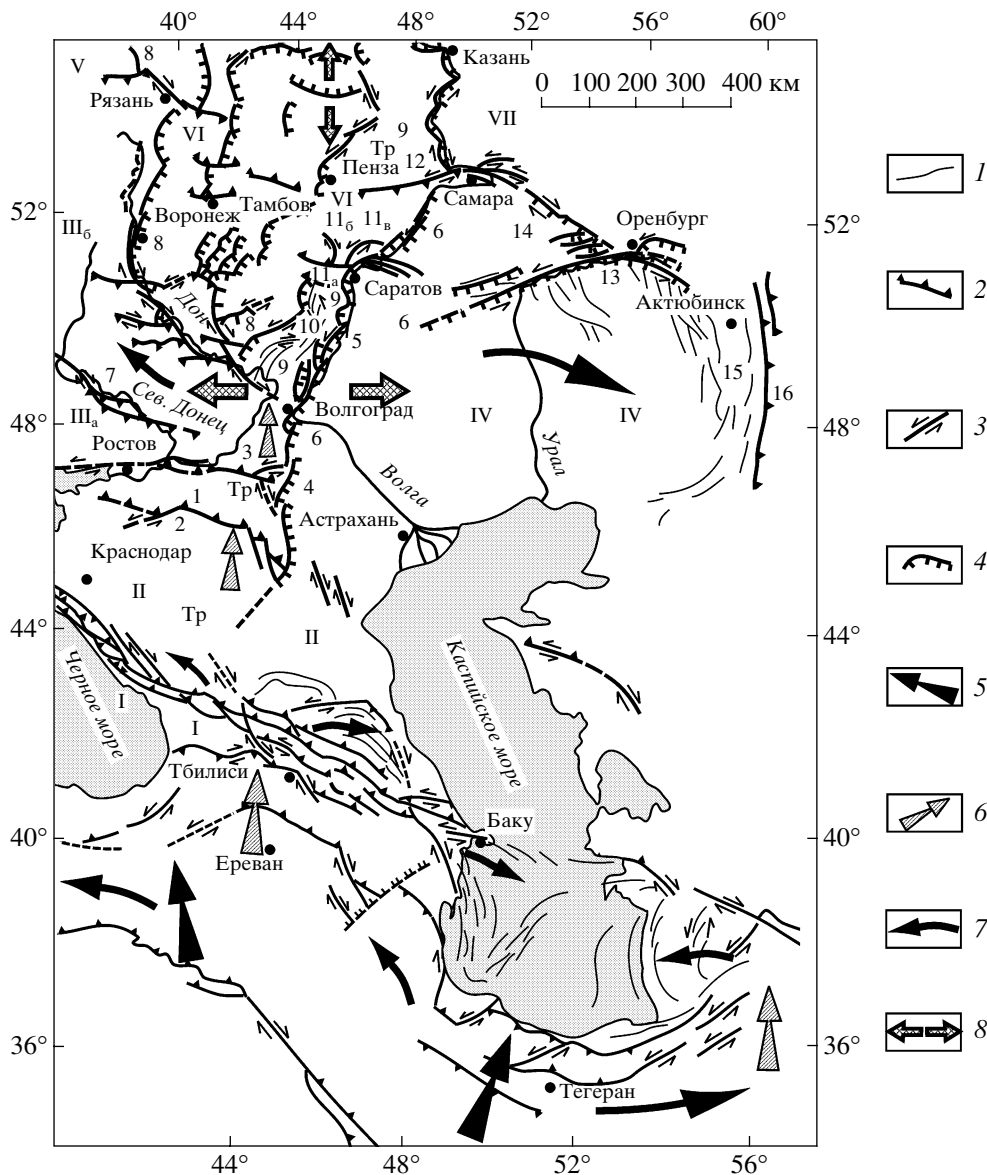


Рис. 1. Геокинематическая карта Каспийского региона для новейшего этапа развития. 1 – мегаскладки и валы; 2 – надвиги и взбросы; 3 – сдвиги; 4 – сбросы; 5 – главное направление давления Аравийской плиты; 6 – локальные участки концентрации давления; 7 – направления латерального выжимания блоков; 8 – направления горизонтального растяжения. Упоминаемые в тексте структуры: элементы тектонического районирования: I – вал Шатского, II – Скифская платформа, III–VII – Восточно-Европейская платформа (III – Сарматский раннепалеозойский щит: III_а – Украинский щит (Ростовский выступ), III_б – Воронежская антеклиз, IV – Прикаспийская синеклиза, V – Московская синеклиза, VI – Пачелмский авлакоген, VII – Серноводско-Абдулинский авлакоген). Внутриплитные новейшие структуры: 1 – Кряж Карпинского (Сальско-Манычский свод), 2 – Манычская надвзбросовая флексура, 3 – Котельниковская гряда, 4 – Ергенинский уступ, 5 – Приволжский уступ, 6 – Западно-Прикаспийский прогиб, 7 – Северо-Донецкий надвиг, 8 – Окско-Донской прогиб, 9 – Приволжское поднятие, 10 – Доно-Медведицкие дислокации, 11 – Саратовские дислокации (11_а – Елшанско-Сергиевская надвзбросовая флексура, 11_б – Слепцовская флексура, 11_в – Хлебновская флексура), 12 – Жигулевские дислокации и одноименный надвиг, 13 – Оренбургский погребенный новейший надвиг, 14 – свод Общего Сырта, 15 – складчатая зона Актюбинского Приуралья, 16 – Мугоджарский взброс. Тр – Транскавказское поперечное поднятие.

сильного коробления коры внутри платформы образует меридиональную полосу напротив Кавказского синтаксиса; 4) отмечается симметричное расположение доменов внутриплитных правых и левых сдвигов относительно некой услов-

ной линии (“оси растекания”), приуроченной к вышеуказанной меридиональной полосе и проецирующейся на Казбекский пережим Большого Кавказа, а далее – на Аравийский выступ (см. рис. 1) и, очевидно, маркирующей место наибольшего

давления Аравийского индентора в данном пересечении; 5) присутствует общая для последнего и находящейся к северу платформенной полярности динамо-кинематических зон, возникающих при индентации [1, 2]: смена с юга на север стресс-режимов – надвигового (Загрос, Тавр, юг Кавказа), сдвигового (север Турции и Ирана, Кавказ) и сбросового (северные предгорья Кавказа и Копетдага, Каспийский регион). В таком аспекте рассматриваемые внутриплитные дислокации с их преимущественно сбросовым и сбросо-сдвиговым стилем строения (см. рис. 1) замыкают данный латеральный ряд.

Таким образом, новейшие внутриплитные дислокации платформенной области Юго-Восточной Европы развивались одновременно и в связи с коллизией плит в соседнем сегменте Альпийского пояса. Принципиальные особенности их расположения и кинематики контролируются меридиональной осью растекания, маркирующей место приложения наибольшего давления Аравийской плиты. Вместе с тем региональный структурный рисунок осложняется за счет местных неоднородностей геологической среды. Например, позиция частных зон дислокаций бывает задана ослабленными зонами, прежде всего, древними авлакогенами, выполненными податливыми к деформации осадочными породами. Симметричное расположение структур разной кинематики относительно меридиональной оси слегка нарушено из-за влияния крупных платформенных структур I ранга: наибольшие сжатие и неотектонический подъем отмечаются на западе рассматриваемой платформенной территории, в районе древнего Сарматского щита, а растяжение и прогибание – на востоке, около Прикаспийской синеклизы. Очевидно, там, где перемещавшиеся с юга на север блоки фундамента (судя по приуроченности внутриплитных очагов землетрясений [4], скольжение происходило на глубинах 7–10 км и ниже) наткнулись на мощную кору Украинского щита и Воронежского массива, возникало избыточное сжатие. Там же, где они встречали утоненную кору Прикаспийской синеклизы, коллизионное давление реализовалось преимущественным образованием структур растяжения.

Дислокации северо-востока Индийского океана. Крупнейшая из известных в океанах Индоокеанская зона неоген-четвертичных внутриплитных компрессионных дислокаций и ассоциирующихся с ними геофизических аномалий охватывает значительные части Центральной котловины и Восточно-Индийского хребта (рис. 2). В Центральной котловине выделяются следующие типы структур [9, 11–15]: 1) пологие (1° – 3°), синусоидальные в поперечном сечении мегаскладки с длиной волны в первые сотни километров и вертикальной амплитудой 1–2 км; 2) южно- и севервергентные взбросы и надвиги

и ассоциирующие с ними асимметричные гребневидные приразломные складки с углами падения крыльев до 15° – 17° , шириной до 5–15 км; 3) диагональные сдвиги: правые – северо-западного, левые – северо-восточного простирания. Согласно [15], сместители взбросо-надвигов постепенно выполаживаются с глубиной и, по-видимому, переходят в единую поверхность срыва на уровне раздела Мохо [12].

Большинство исследователей считают, что охарактеризованный ансамбль структур формировался в обстановке горизонтального сжатия, исходившего от коллизионной границы Индо-Австралийской и Евразийской мегаплит [9, 11–15], о чем свидетельствует меридиональная ориентировка оси укорочения. При этом, по Shamot-Rooke et al., 1993 г., в расположенной непосредственно южнее Индостана части области деформаций (западнее 82° в.д.) преобладает южная (“гималайская”) вергентность взбросов и надвигов. Время и периодичность формирования внутриплитных структур (в Центральной котловине проявились три фазы деформаций с возрастом 7–8, 3–4 и 0.8 млн. лет назад [14; Krishna et al., 2001 г.]) согласуются с эпохой завершения складчатости в Гималаях и начала их общего воздымания (10–5 млн. лет). Очевидно, произошедшее к концу миоцена упрочнение коры орогена уже не могло реализоваться скучиванием масс внутри него и привело к распространению коллизионных деформаций далеко в стороны от самой границы плит, как к северу, так и к югу. Конкретное же размещение дислокаций в океане, по мнению ряда авторов [11–15], отчасти зависело от древних (додеформационных) неоднородностей литосферы. Так, по данным математического моделирования [14], концентрация позднеальпийских напряжений на существенном удалении от северной коллизионной границы каким-то образом была обусловлена наличием в Центральной котловине позднемелового вулканотектонического поднятия Афанасия Никитина. Согласно [15], структурными неоднородностями на новейшем этапе явились и поверхности синспрединговых сбросов прото-Центрально-Индийского спредингового хребта, которые при сжатии преобразовались во взбросо-надвиги, что объясняет субпараллельность простираний внутриплитных дислокаций и развитых здесь линейных магнитных аномалий позднемелового–среднеэоценового возраста. Очевидную структуроконтролирующую роль играли и древние субмеридиональные трансформные разломы (рис. 2): в ряде случаев они резко обрывают новейшие структуры сжатия или меняют стиль их морфоструктуры [11–13].

Помимо перечисленных частных случаев структурного контроля, нам хотелось бы обратить внимание на интересный факт гораздо более общей приуроченности внутриплитных дислокаций к области напротив южной вершины треугольного Ин-

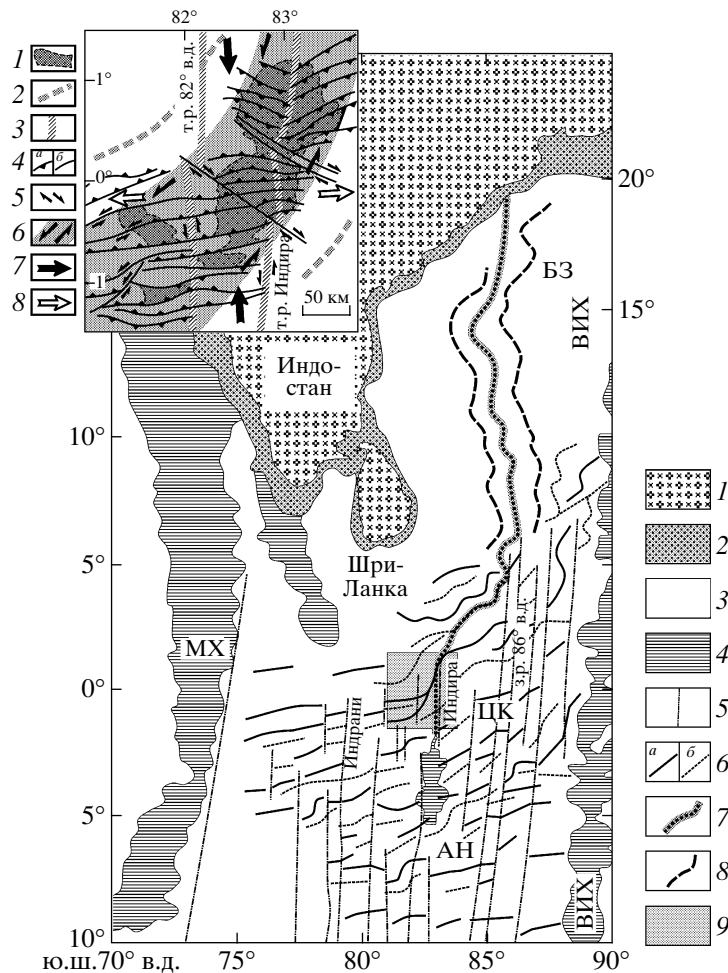


Рис. 2. Тектоническая схема области внутриплитных деформаций в Центральной котловине Индийского океана. Составлена с использованием [9, 11–15]. 1, 2 – континентальная литосфера: 1 – область суши, 2 – область шельфа и континентального склона; 3 – океаническая литосфера; 4 – внутриплитные океанические поднятия; 5 – позднемиоценовые–среднеэоценовые пассивные трансформные разломы; 6 – оси поднятий (антиклинальных складок) (а) и депрессий (синклинальных складок) (б); 7 – ось Хребта 85° в.д.; 8 – оси положительных гравитационных аномалий, ассоциирующихся с северной частью Хребта 85° в.д.; 9 – участок, показанный на врезке. ЦК – Центральная котловина; БЗ – Бенгальский залив; ВИХ – Восточно-Индийский хребет, МХ – Мальдивский хребет, АН – поднятие Афанасия Никитина. На врезке – структурно-кинематическая карта участка области деформаций (полигон Ш-22-П); составлена по [12, 13] с изменениями. 1 – основные интенсивно дислоцированные антиклинальные поднятия; 2 – оси слабо дислоцированных синклинальных прогибов; 3 – древние трансформные разломы; 4 – разрывные нарушения: а – взбросо-надвиги, б – субвертикальные; 5 – характер сдвиговых смещений по разломам; б – зона диффузного левостороннего сдвига; 7, 8 – направления: 7 – активного горизонтального сжатия; 8 – пассивного горизонтального растяжения.

достанского микроконтинента (рис. 2) – что позволяет предполагать более активную по сравнению со всеми другими причинами роль последнего в деформации. В данном месте зона внутриплитных структур расширяется до 1500 км и характеризуется наиболее отчетливым компрессионным стилем деформации. По удалении же к западу и востоку от меридиана южного выступа Индостана (вместе с о. Шри-Ланка) ширина и степень деформированности зоны в пределах Центральной котловины снижаются. Линейные структуры в виде крупной дуги-сигмоиды, на восточном фланге которой сжатие уступает место левому сдвигу, огибают обращенное к югу острие Индостана.

Таким образом, последний здесь, как и на севере, в Гималаях, сильно отклоняет в плане структурные линии и в данном смысле выглядит как индентор, либо, во всяком случае, жесткий упор для перемещаемых по горизонтали масс.

Особенно наглядно зона левостороннего сдвига в пределах смыкающего крыла упомянутой сигмоиды выражена в районе древнего разлома Индира [13]. Последний разделяет область дислокаций на две части – западную и восточную. В пределах западной дислокации складки ориентированы субширотно, т.е. ортогонально к трансформным разломам, но примерно параллельно южной границе

Индостана, восточной – направление структур сжатия постепенно отклоняется к северо-восточному и, на крайнем востоке, даже меридиональному. Интерпретация сейсмических материалов по данному участку [13] установила наличие здесь широкой полосы расщепленного левостороннего скашивания север-северо-восточного простираения, с более мелкими правыми (антитетическими) сдвигами северо-западной ориентировки внутри (см. рис. 2, врезка). Формирование находящегося в этой же области погребенного под мощной толщей осадочных пород Хребта 85° в.д. обычно связывают с прохождением Индийской плиты в мелу над горячей точкой [12]. Вместе с тем имеются признаки того, что современная конфигурация хребта сформировалась не без участия новейшей тектоники. Хорошо заметно, в частности, что хребет в плане повторяет форму охарактеризованной структурной дуги внутриплитных дислокаций и, как и она, облекает южный контур Индостанского субконтинента.

Обсуждение результатов. Несмотря на различный характер корового субстрата внутриплитные дислокации юго-востока Восточно-Европейского кратона и северо-востока Индийского океана обладают общими чертами. Те и другие формировались при горизонтальных напряжениях: сжатия либо ассоциирующего, поперечного к нему, растяжения. При этом субмеридиональная ориентировка главного укорочения, общность структурного рисунка внутриплитных дислокаций с таковым в ближайших сегментах Альпийско-Гималайского пояса, их одновременность кульминационной фазе жесткой коллизии – все это заставляет предполагать, что и там и там внутриплитные новейшие структуры возникли при прямом воздействии последней. Давление плит-инденторов определяло общие условия возникновения этих структур, конкретная же их локализация и там и там часто зависела от древних неоднородностей деформируемого субстрата.

Однако, если нахождение внутриплитных дислокаций Восточно-Европейской платформы перед фронтом давления двигавшегося к северу Аравийского микроконтинента не вызывает вопросов, и они здесь занимают ту же структурную позицию, что и неоднократно описанные эпиплатформенные структуры Центральной Азии перед перемещавшимся к северу Индостанским субконтинентом, то возникновение компрессионных дислокаций в тылу последнего (где, скорее, должна существовать обстановка растяжения) представляется уже довольно загадочным. Мы полагаем, что объяснить этот удивительный феномен можно только, если допустить либо некоторый реактивный откат к югу самого Индостанского индентора из зоны столкновения в Гималаях, либо, если учесть принцип относительности движения, его некоторое застревание в зоне суб-

дукции. В последнем варианте Индостан должен явиться жестким упором для более быстро подвигающейся к северу океанической литосферы. В том и другом случае в подошве коры Индостанского субконтинента возникнет срыв (или серия срывов по главным геофизическим разделам), сопровождающийся проскальзыванием континентальной части литосферы Индо-Австралийской мегаплиты относительно океанической коры и мантийного подложья, что согласуется с моделью двухъярусной тектоники плит, предложенной (в том числе, и для данного региона) Л.И. Лобковским [12]. Поскольку континентальный фрагмент имеет “корень”, он будет оказывать давление на наклонную границу с соседней океанической областью, т.е. поведет себя в качестве пресса (только не столь мощного, как северный край Индостана, внедрившийся в Центральную Азию); при этом давление будет особенно велико в районе южного (цейлонского) острия Индостана, тогда как вдоль краев должны развиваться сдвиги. Эту точку зрения подтверждают концентрация компрессионных внутриплитных структур прямо напротив южного выступа п-ова Индостан и огибание ими этого выступа на востоке, сопровождающееся попутным левым сдвигом. В данной трактовке структуры северо-востока Индийского океана должны относиться к категории реактивных внутриплитных деформаций компрессионного происхождения [1]. Тот факт, что дислокации захватили прежде всего область к югу и востоку от Индостана, может быть объяснен известным поворотом Индо-Австралийской мегаплиты против часовой стрелки, что неизбежно должно было увеличить давление на востоке зоны индентации, в Ассаме (по сравнению с западом, в Пенджабе) и, соответственно, здесь же усилить и компенсационный откат материала из зоны столкновения.

Выводы. Внутриплитные дислокации юго-востока Восточно-Европейского кратона и северо-востока Индийского океана, несмотря на принадлежность к разным тектоническим областям, обладают общими чертами. Те и другие формировались при горизонтальных напряжениях, вызванных давлением коллидирующих плит, однако первые возникли перед главным фронтом перемещавшегося к северу субконтинента-индентора (в данном случае Аравийского), тогда как вторые связаны с реактивным откатом индентора (здесь Индостанского) из зоны столкновения к югу.

Работа поддержана РФФИ (проекты 02–05–64724, 02–05–64477), грантами Президента РФ (НШ-1982.2003.5 и МК-2487.2003.05), грантом 6-го конкурса-экспертизы РАН 1999 г. (№ 310), Фондом содействия отечественной науке и Программой № 5 ОНЗ РАН “Глубинное строение Земли, геодинамика, магматизм, взаимодействие геосфер”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН; В. 506).
2. *Копп М.Л.* Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 181–218 (Тр. ГИН РАН; В. 511).
3. *Копп М.Л., Тверитинова Т.Ю.* // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. В. 5. С. 18–29.
4. *Копп М.Л., Никонов А.А., Егоров Е.Ю.* // ДАН. 2002. Т. 385. № 3. С. 387–392.
5. *Леонов Ю.Г., Гущенко О.И., Копп М.Л., Расцветаев Л.М.* // Геотектоника. 2001. № 1. С. 36–59.
6. *Лобов В.А., Кавеев И.Х.* Тр. Татар. гос. н.-и. и проект. ин-та нефтяной пром-ти. В. 30. Геология, разработка нефтяных месторождений, физика и гидродинамика пласта. Казань, 1975. С. 27–33.
7. *Машкович Х.А., Шорников Б.Я., Шебалдина М.Г.* // Геология нефти и газа. 1970. № 5. С. 42–46.
8. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.
9. *Nikishin A.M., Cloetingh S., Lobkovsky L.I. et al.* // Tectonophysics. 1993. V. 226. P. 59–72.
10. *Ziegler P.A.* // Tectonophysics. 1987. V. 137. P. 389–420.
11. *Казьмин В.Г., Левченко О.В.* В кн.: Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987. С. 159–175.
12. *Neprochnov Yu. P., Gopala Rao D. et al.* Mem. № 39. Geological Society of India, Bangalore, 1998. 250 p.
13. *Вержбицкий В.Е., Левченко О.В.* // Геотектоника. 2002. № 6. С. 77–94.
14. *Cochran J.R., Stow D.A.V., Auroux C. et al.* Proc. ODP. Sci. Results, № 116: College Station, (Tex.), 1990. 445 p.
15. *Bull J.M., Scrutton R.A.* // J. Geol. Soc. London. 1992. № 149. P. 955–966.