

УДК 551.242

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ДЕЛИМОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЕЕ ОТРАЖЕНИЕ В ОБЛАСТЯХ ДИФFUЗНОГО РИФТИНГА

© 2024 г. М. Г. Леонов*

*Геологический институт РАН, Москва, Россия,***E-mail: mgleonov@yandex.ru*

Изучение явления фрагментирования, делимости горных пород имеет большое значение для понимания сущности сейсмического процесса, решения задач горнопромышленной индустрии, выявления параметров и механизмов разломно-трещинной тектоники. Принципиально значимый вклад в разработку этого направления был внесен академиком Михаилом Александровичем Садовским. Обычно проблема делимости рассматривается в контексте разломно-трещинной тектоники, однако делимость определяется не только линейными структурами (разломами, линеаментами), но и существованием трехмерных геологических провинций с характерным только для этих провинций структурно-вещественным наполнением. Эта разновидность делимости практически не изучена. В статье приведено описание областей ареального рифтинга: Провинции бассейнов и хребтов (Северная Америка), Селенгино-Витимской зоны (Западное Забайкалье), Зондского шельфа (Малайский архипелаг), являющихся элементами объемной делимости земной коры и в то же время обладающих внутренней делимостью более высокого ранга. В основу исследования положен сравнительный структурно-тектонический анализ с использованием как авторского, так и литературного материала. Рассмотренные в статье объекты образуют тектонически обособленные линзовидно-плоскостные геологические тела, обладающие индивидуальной морфоструктурой, геологической историей и геодинамическими условиями формирования. Они ограничены разломными зонами и представлены структурным парагенезом хрупко-пластического диффузного (рассредоточенного) сдвига, для которого характерно фрагментирование горных масс на систему линейно упорядоченных поднятий и прогибов. Существование подобных морфоструктурных ансамблей (парагенезов) отражает 3D тектоническую делимость корового масштаба.

Ключевые слова: ареальный рифтогенез, тектоническая делимость, земная кора, разлом, сдвиг, тектоника.

Для цитирования: Леонов М.Г. Структурно-тектоническая делимость земной коры и ее отражение в областях диффузного рифтинга // Динамические процессы в геосферах. 2024. Т. 16. № 3. С. 74–91. http://doi.org/10.26006/29490995_2024_16_3_74

Введение

С середины XX века широкий размах приобрели исследования в области механики разрушения. Разработка проблемы разрушения ведется и в области наук о Земле, имея большое значение для понимания сущности сейсмического процесса, решения задач горнопромышленной индустрии, выявления параметров и механизмов разломно-трещинной тектоники. Одним из аспектов геомеханики разрушения является фрагментирование земной коры, принципиально значимый вклад в разработку которого был внесен академиком Михаилом Александровичем Садовским, создавшим учение о блоковой делимости («кусковатости») породных сообществ, слагающих земную кору [Садовский, 1979; 2004; Садовский и др., 1987; Садовский и др., 1988].

Проблема тектонической делимости рассматривается в тектонофизике [Гзовский, 1975; Гончаров и др., 2005], мезомеханике [Панин, 1998; Гольдин, 2002], механике разломов [Разломообразование..., 1991; Шерман, 2012; Кочарян, 2016], фрактальной геометрии [Вадковский и др., 2003; Sergeev, 2016; Леонов, 2022; Turcotte, 1977]. Делимость земной коры находит отражение в особенностях рельефа, тектонической структуре, распределении геофизических полей и пр. [Кац, Полетаев, 1986].

Тектоническая делимость иерархична и имеет различную размерность от «нано» [Соболев и др., 2016] до «мега» масштаба [Мазарович, Соколов, 2004; Шерман, 2012] и свойственна как всей верхней оболочке Земли, так и ее отдельным сегментам и структурам, что было, в частности, показано на примере структуры осадочных бассейнов и их гранитного фундамента [Леонов, 2022]. Характерно также наличие постоянного шага между структурами одного ранга, что отражает некоторые общие закономерности деструкции земной коры [Чебаненко, 1977; Шерман, 2012].

Большинство работ, в которых прямо или косвенно затронуты проблемы тектонической делимости, касаются трещинно-разломной тектоники, что, учитывая распространенность и выраженность разломов в структуре земной коры, вполне естественно. В то же время, даже беглый взгляд на морфоструктуру земной поверхности (рис. 1) или на ее геологическое строение (рис. 2) позволяет понять, что делимость определяется не только линейными структурами (разломами, линеаментами, зонами концентрированной деформации), но и существованием трехмерных геологических провинций, имеющих различное структурно-вещественное наполнение.

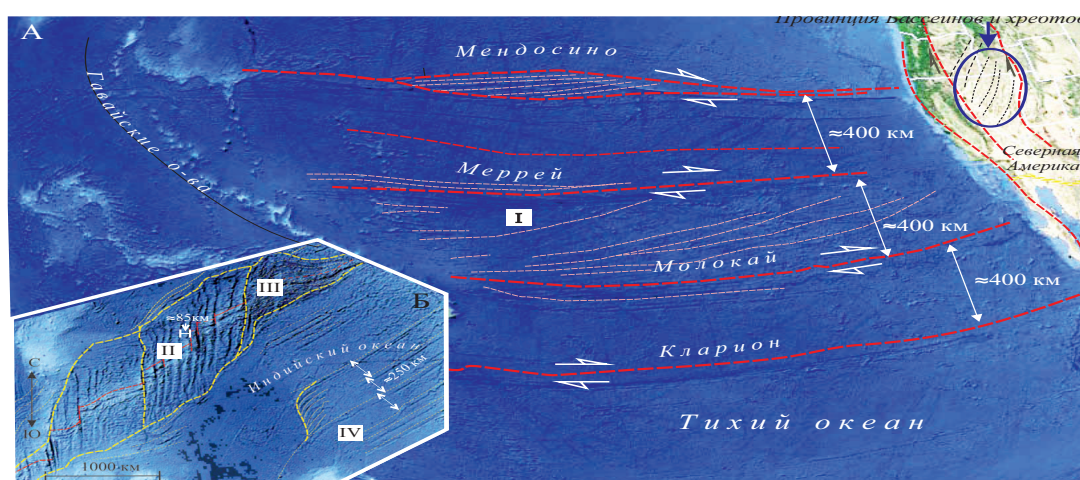


Рис. 1. Разноранговая тектоническая делимость коры (А) – восточной части Тихого и (Б) – юго-западной части Индийского океанов. Римские цифры в белых квадратах – сегменты океанической коры с внутренней делимостью различного ранга (ресурс Google PRO)

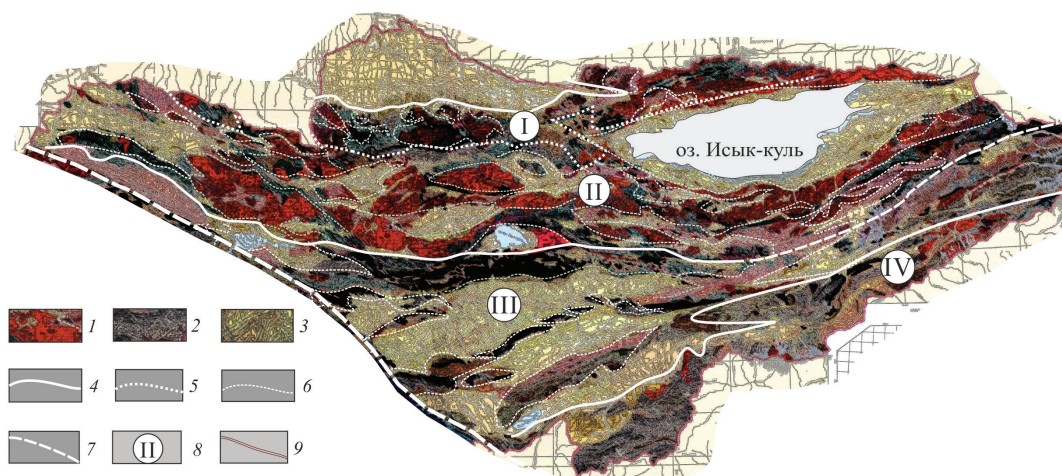


Рис. 2. Морфоструктурная сегментация коры Тянь-Шаня (компьютерная стилизация Геологической карты Кыргызской республики [Геологическая..., 2008]). 1–3 – основные вещественно-морфоструктурные комплексы: 1 – преимущественно гранитные массивы, 2 – комплексы каледонско-герцинского фундамента, 3 – комплексы мезозойско-кайнозойского чехла; 4–7 – структурные линии: 4 – тектонические границы морфоструктурных провинций первого ранга, 5 – границы морфоструктурных провинций второго ранга, 6 – структурные линии третьего ранга, 7 – Таласо-Ферганский разлом; 8 – провинции с различной формой делимости: I – петельчато-блоковой, II – линзовидно-линейной, III – линзовидно-ячеистой, IV – линейно-петельчатой

Делимости такого рода в некоторой степени могут соответствовать понятию «структурно-формационная зона» и «террейн», но обсуждать вопросы понятийной базы в краткой статье возможности нет. Подобная разновидность делимости – условно назовем ее «объемной делимостью» – практически не исследована ни со стороны феноменологической, ни с позиций исторической геодинамики [Мазарович, Соколов, 2004]. В этой работе, на основе регионального геологического материала, рассмотрены структуры, являющиеся элементами объемной делимости земной коры и к тому же обладающие внутренней делимостью более высокого ранга. Показательными объектами такого рода являются области ареального (рассредоточенного, диффузного) рифтинга [Борукаев, 1999], такие как Провинция бассейнов и хребтов (Северная Америка), Селенгино-Витимская зона (Западное Забайкалье), Зондский шельф Южно-Китайского моря.

Провинция Бассейнов и хребтов

Провинция бассейнов и хребтов (далее – Провинция) [Ирдли, 1954; Лукьянов, 1965; Кук, 1970; Милановский, 1976; Хоуз, Данеш, 1976; Лобковский и др., 2004; Романюк, 2008; Sharp, 1939; Nolan, 1943; Hose, Daneš, 1968; Compton et al., 1977; Lachenbruch, Sass, 1978; Mesozoic..., 1978; Eaton, 1979; Wernicke, 1981; Jones et al., 1992; Thatcher et al., 1999; Flesch et al., 2000; Bennett et al., 2008; Hammond et al., 2016; Zeng, 2022] расположена в юго-западной части Северо-Американского континента, имеет размеры $\sim 600 \times 1000$ км (рисунки 3, 4) и представляет собой горное плато, дифференцированное на систему многочисленных комплементарных хребтов и впадин, образующих своеобразный рельеф. Территория Провинции четко ограничена: на западе – горами Сьерра-Невада, на востоке – Скалистыми горами, на юго-востоке – плато Колорадо, северный борт примыкает к Колумбийскому плато. Западное и восточное ограничения Провинции трассируются субмеридиональными линейными зонами сдвигов и зонами повышенной сейсмичности; территория самой Провинции относительно структур обрамления характеризуется пониженной сейсмической активностью [Кук, 1970].

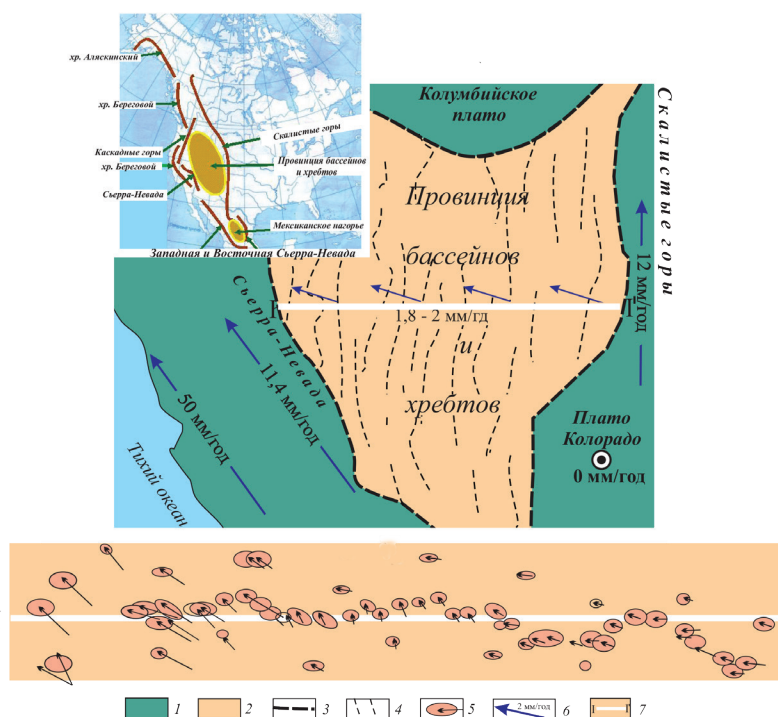


Рис. 3. Положение Провинции бассейнов и хребтов в структуре западной части Северо-Американского континента по [Ирдли, 1954; Лукьянов, 1965; Милановский, 1976]. Профиль GPS по [Bennett et al., 2008; Thatcher et al., 1999; Zeng, 2022] (объяснения в тексте).

1 – структуры обрамления Провинции бассейнов и хребтов, 2 – территория Провинции бассейнов и хребтов, 3 – границы Провинции бассейнов и хребтов, 4 – линии простираения бассейнов и хребтов, 5 – скорости станций GPS относительно стабильного блока Колорадо и эллипсы стандартного отклонения, 6 – скорости станций GPS, усредненные, 7 – линия профиля GPS измерений

Провинция расположена на гетерогенном основании: восточная часть налегает на западный фланг древнего Северо-Американского кратона, западная – на область невадийской и ларамийской орогений, не имеющих, впрочем, прямого отражения в структуре Провинции. В пределах Провинции выделены два структурных этажа: нижний (фундамент) слагает горные хребты и представлен кристаллическими

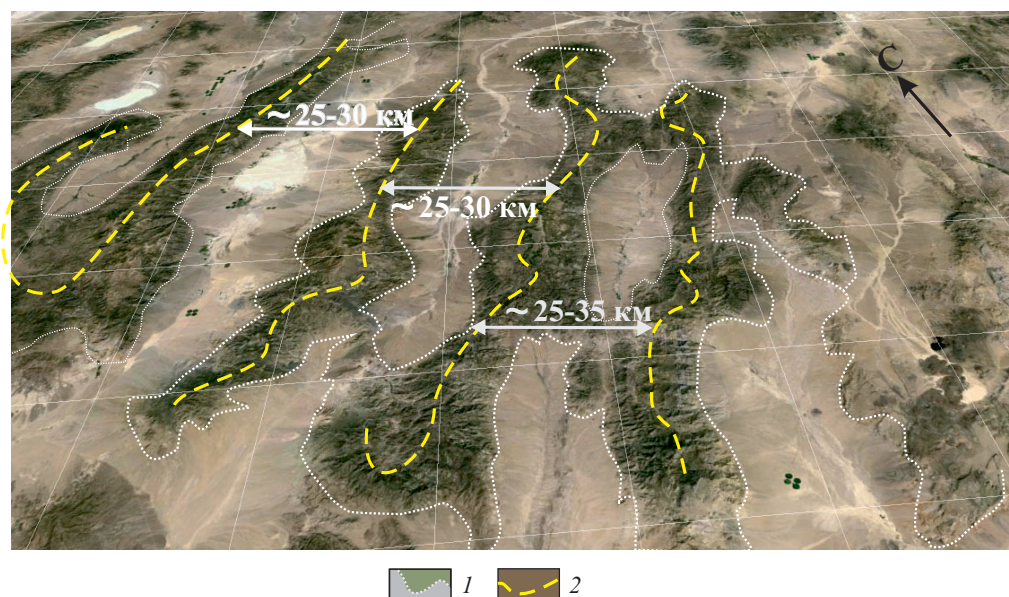


Рис. 4. Внутренняя морфоструктурная делимость территории Провинции бассейнов и хребтов (ресурс Google Pro): 1 – границы выходов палеозойского фундамента, 2 – оси хребтов

и осадочными комплексами верхнего докембрия-фанерозоя; верхний (чехол) выполняет впадины и сложен осадочно-вулканогенными постэоценовыми континентальными отложениями мощностью 2–4 км, источником материала для которых служат внутренние горные поднятия, аллохтонный материал отсутствует.

В целом территория Провинции представляет собой сводовое поднятие, воздымающееся со скоростью от 0.5 до 2 мм/год, осложненное системой многочисленных субпараллельных узких хребтов (антиклиналей, горстов) и разделяющих их долин (впадин, грабен). Воздымание фиксируется как в пределах хребтов, так и в области днищ впадин, причем скорость поднятия фундамента в области хребтов выше, чем в области впадин. Внутренняя морфоструктурная фрагментация с расстоянием между осями структур 25–35 км является главной особенностью этого сегмента земной коры, и именно она обусловила название: «Провинция бассейнов и хребтов» или «Армия ползущих гусениц» (см. рис. 4).

Выступы фундамента (хребты) представляют собой наклонные блоки, ограниченные сбросами, имеющими падение в сторону впадин под углами 65° – 80° . Глубина проникновения крутых разрывов в коровый слой 8–24 км, пологих – первые километры. В результате формируется система чередующихся горстов (горст-антиклиналей) и грабенов (грабен-синклиналей). Вертикальное смещение опущенных блоков относительно приподнято до 3–4 тысяч метров. Протяженность разломов составляет от нескольких до десятков километров. Тем не менее, разломы часто расположены в виде разобщенных непротяженных кулис с отклонением границ хребтов от прямолинейной формы [Nolan, 1943]. Границы поднятие/впадина как правило извилистые: хребты и впадины образуют изгибы и петли, периклинальные окончания поднятий и центриклинали впадин имеют овальную форму.

По данным GPS-измерений [Compton et al., 1977; Thatcher et al., 1999; Flesch et al., 2000; Bennett et al., 2008; Fay et al., 2008; Hammond et al., 2016; Zeng, 2022], в пределах Провинции и в ее обрамлении (хребты Сьерра-Невада, плато Колорадо, Скалистые горы) зафиксированы сдвиговые деформации. Наибольшие тангенциальные деформации сосредоточены вдоль западного и восточного бортов Провинции, где скорости относительного движения достигают 11.4 ± 0.3 – 12.4 мм/год (см. рис. 3). На территории собственно Провинции скорости деформации относительно точки отсчета (плато Колорадо) незначительны (2.8 ± 0.2 мм/год) и более или менее постоянны, возрастая в восточной части Провинции до 9.3 ± 0.2 мм/год. Значения скоростей и ориентировка (в первом приближении: юго-восток → северо-запад) векторов смещения указывают на существование диагонального по

отношению к простиранию Провинции поля сдвиговой деформации. Сдвиги во многом определяют геодинамику Провинции [Ирдли, 1954], и, согласно [Лукиянов, 1965, стр. 137], «...сдвиги развивались постепенно, наращивая амплитуду на протяжении... всего кайнозоя..., одновременно с развитием блоковой структуры в Провинции бассейнов и хребтов», что в настоящее время подтверждено данными GPS наблюдений [Thatcher et al., 1999; Bennett et al., 2008; Zeng, 2022]. Как можно видеть, в целом Провинция представляет собой систему рассредоточенного сдвига (сдвигового течения).

Рифтогенная система бассейнов и хребтов расположена в пределах тектонически активной зоны перехода от Тихого океана к древнему Северо-Американскому кратону [Романюк, 2008; Добрынина, 2013; Hose, Daneš, 1968; Хоуз, Данеш, 1976; Armstrong, Ward, 1991; Friedmann, Burbank, 1995] (рис. 5). Кора в районе Провинции утонена и составляет 25–30 км [Романюк, 2008; Coney, Hams, 1984]. На глубинах от 5 до 20 км расположен высокопластичный слой, отделяющий область хрупких деформаций от более глубоких горизонтов литосферы [Тектоническая..., 1982; Eaton, 1979; Lachenbruch, Sass, 1978]. Слой этот представлен динамо-сланцами зеленосланцевой фации метаморфизма, возраст которого оценивается в интервале 25–10 млн лет (миоцен) [Compton et al., 1977; Coney, Hams, 1984], т.е. процесс рассланцевания и метаморфизма синхронен осадконакоплению. Течение материала в пределах этого слоя ориентировано косо по отношению к простиранию впадин и хребтов Провинции: на ранних стадиях оно было направлено в северо-северо-западных румбах, позднее – в направлении СВ 60° [Hamilton, 1978], т.е. не соответствует предполагаемому чисто широтному растяжению [Wernicke, 1981; Engbreton et al., 1984; Dickinson, 2002], но оказывается сходным с современными данными GPS.

На подошве коры не выявлено вариаций глубины ее залегания, что связывается с вязкопластическим характером кайнозойских и современных деформаций в нижней коре и верхней мантии [Романюк, 2008]. Ниже поверхности Мохо и до глубин 75–100 км расположена низкоскоростная разогретая деплетированная мантия, возможно, с небольшой долей расплава [Романюк, 2008; Grand, 1987; Humphreys, Dueker, 1994].

Утонение коры и общий подъем территории начались около 17 млн лет назад, в раннем миоцене. Возникновение разломно-блоковой структуры Провинции многими исследователями связывается со значительным (50–150 км) постэоценовым растяжением коры. Однако, как считает [Nolan, 1943], и с этим

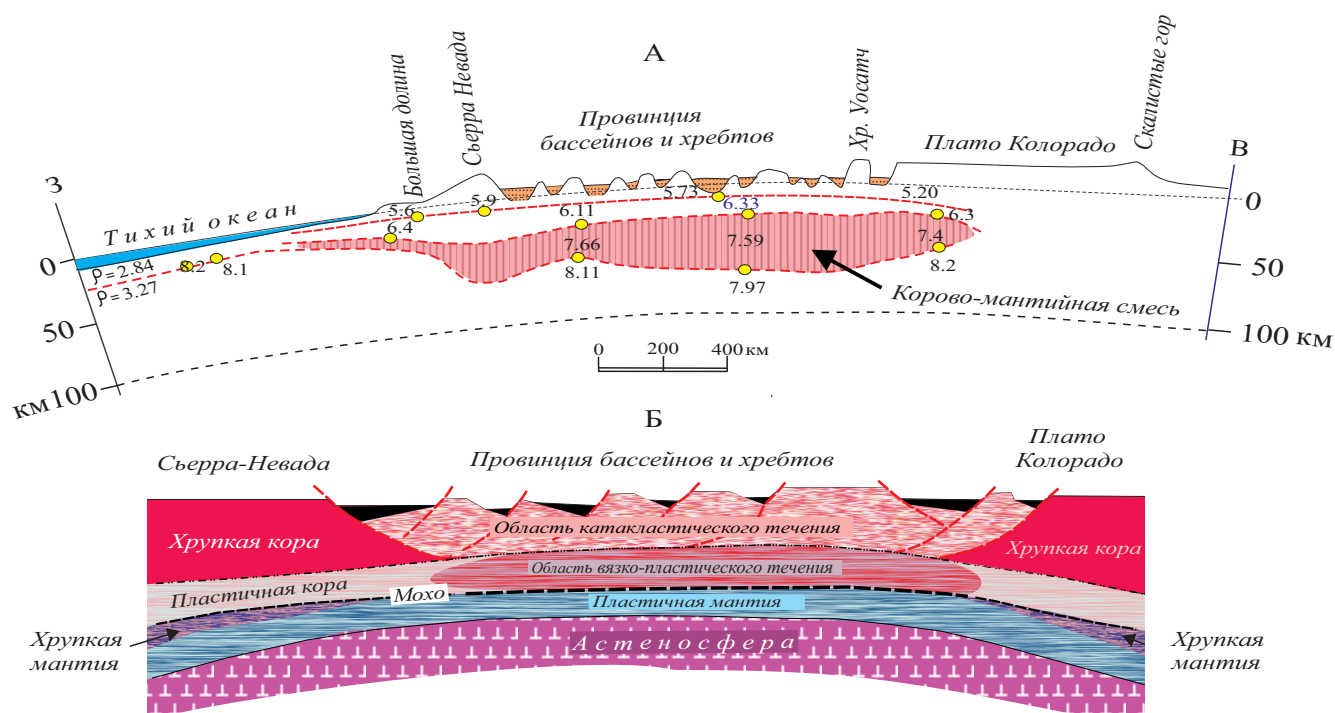


Рис. 5. Глубинное строение территории Провинции бассейнов и хребтов. А – по [Кук, 1970; Милановский, 1976], Б – по А. М. Никишину [Лобковский и др., 2004]. Объяснения на рисунках и в тексте

трудно не согласиться, развитие системы бассейнов и хребтов невозможно только за счет растяжения без пластического течения или объемного дробления горных масс, а региональные силы растяжения не могут обеспечить ни поднятия горных блоков, ни извилистую форму морфоструктур, ни овалы формы периклинальных замыканий поднятий. Альтернативой масштабному растяжению (поперечному удлинению) земной коры в регионе может быть предположение о реидном перераспределении горных масс, обусловленном вязкопластическим течением пород в нижних горизонтах коры и катакластическим (хрупко-вязким) течением, разрывно-блоковой тектоникой – в верхних. Свидетельством хрупкопластического течения горных масс служат, в частности, метаморфические ядра кордильерского типа, сложенные породами средней коры и отражающие тектонику течения в пластичной «подложке» верхней коры. Растекание коры, по-видимому, могло быть стимулировано также поведением корово-мантийной смеси, обладающей повышенной текучестью. Кроме того, уровень сейсмичности в регионе существенно ниже относительно окружающих территорий [Кук, 1970], что может служить косвенным свидетельством рассредоточения в пространстве структурных концентраторов (диффузный сдвиг) сейсмической энергии. В то же время «характер внутреннего строения и положение... среди других структур позволяют предположить, что вся эта зона (Провинция бассейнов и хребтов, М. Л.) является зоной сдвиговых деформаций» [Лукиянов, 1965, стр. 137] и предположение о сдвиговой природе «лучше, чем другие...предлагавшиеся гипотезы, объясняет происхождение структур типа Бассейнов и Хребтов» [Кинг, 1961, стр. 262].

Таким образом, Провинция бассейнов и хребтов является зоной диффузного сдвига, действие которого реализуется согласно известной схеме [Лукиянов, 1965], основанной как на прямых наблюдениях, так и подтвержденной тектонофизическим моделированием [Морозов и др., 2014]. Учитывая, что диффузный сдвиг вызывает эффект необратимой дилатансии горных пород [Гарагаш, 2006] и, что увеличение объема может достигать 15–20% от первоначального [Поспелов, 1972], логично допустить реальный вклад этого процесса в формирование куполообразного поднятия территории Провинции, что находит подтверждение в совокупной интерпретации геологических, сейсмических и геодезических данных [Шевченко и др., 1996].

Геологи, изучающие Провинцию бассейнов и хребтов (ссылки см. выше), рассматривают три группы сил, действующих на породные массы сегмента: внешние (межплитные, пограничные), обусловленные взаимодействием Тихоокеанской и Северо-Американской плит; базальные, действующие на основание коры в пределах Провинции; внутренние, создаваемые плотностными и гравитационными неоднородностями в коре и верхней мантии. Внешние силы моделируют поле, создаваемое силами внутренними [Thatcher et al., 1999]. Пониженные (1018 Па/сек) эффективные значения вязкости в нижней коре и верхней мантии, при относительно высоких значениях вертикальной составляющей движения горных масс, приводят к заключению, что рельеф в пределах Провинции формируется за счет действия совокупности внутрикоровых сил.

Таким образом, провинция бассейнов и хребтов образует плоско-выпуклое геологическое тело корового масштаба, ограниченное с бортов разломными зонами со сдвиговой кинематикой, а снизу – слоем горизонтально-плоскостного вязкопластического течения горных масс. Провинция представлена специфическим набором геологических формаций и своеобразной морфоструктурой, а также внутренней тектонической делимостью, выраженной в закономерном чередовании линейных хребтов и рифтогенных впадин. Однако рифтогенез в пределах Провинции затрагивает лишь верхние горизонты коры и не приводит к полному разрыву корового слоя. Геодинамика формирования Провинции соответствует рассредоточенному (диффузному) сдвигу и твердотельному хрупко-пластическому объемному течению горных масс и их тектоническому перераспределению в пространстве. Со второй половины миоцена территория провинции была структурно и геоисторически вычленена из общего геологического пространства, иначе говоря, Провинция является собой индивидуализированный сегмент земной коры – элемент объемной тектонической делимости корового масштаба.

Селенгино-Витимская тектоническая провинция

Селенгино-Витимская (или Западно-Забайкальская) провинция [Флоренсов, 1960; Ермиков, 1977; Разломообразование..., 1991; Складаров и др., 1997; Иванов, 2000; Ярмолюк, Зорин и др., 2006; Цеховский, Леонов, 2007; Лунина и др., 2009; Шерман, 2012; Леонов и др., 2018 и мн. др.] (рис. 6), представляет собой протяженную (200 × 1200 км), тектонически и морфологически обособленную среднегорную область, имеющую форму удлинённой линзы, вытянутой в ЮЮЗ-ССВ направлении. Провинция ограничена сложно построенными разломными зонами со структурными и морфологическими индикаторами сдвиговой кинематики: Селенгино-Витимской на северо-западе и Монголо-Охотской на юго-востоке.

Провинция расположена главным образом в области каледонид, но распространяется и на территории, испытавшими консолидацию в иное время. Основными чертами внутреннего строения, позволяющими определить Селенгино-Витимскую зону как самостоятельную провинцию, являются: (1) наличие системы множественных субпараллельных внутригорных мезозойско-кайнозойских

Рис. 6. Западно-Забайкальская (Селенгино-Витимская) тектоническая провинция в структуре Байкальского региона.

1–3 – фундамент Селенгино-Витимской провинции: 1 – Сибирская платформа, 2 – мезозоида с фрагментами поздне-рифейских образований, 3 – каледониды; 4 – территория Селенгино-Витимской провинции; 5 – мезозойско-кайнозойские внутригорные впадины; 6 – метаморфические ядра кордильерского типа (тектонические ограничения); 7 – разломные зоны: А – Селенгино-Витимская, Б – Монголо-Охотская; 8 – контур Селенгино-Витимской провинции и соответствующего ей магматического ареала; 9 – разломы

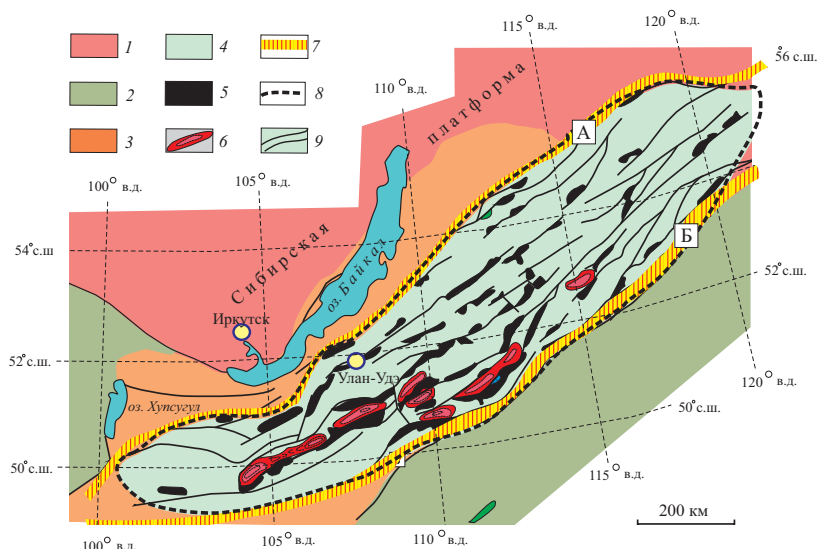
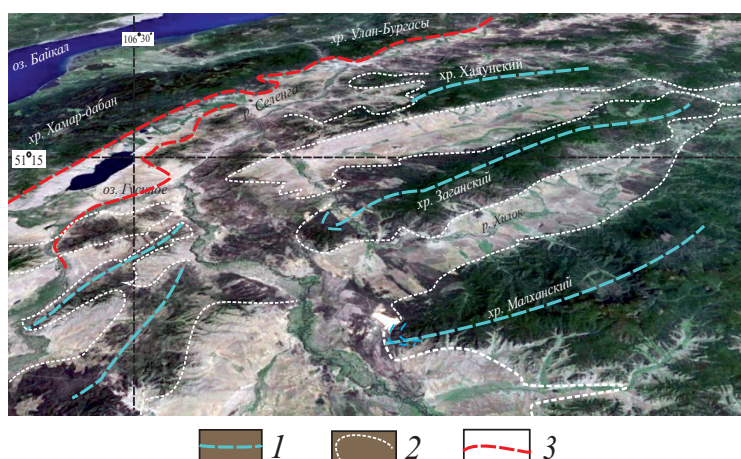


Рис. 7. Морфоструктурная делимость территории Селенгино-Витимской зоны (ресурс Google Pro).

1 – оси хребтов, 2 – границы выходов палеозойского фундамента, 3 – граничные разломы



впадин и комплементарных им горных поднятий; (2) проявление ареального внутриплитного магматизма (рис. 7). Хребты сложены кристаллическими интрузивными и метаморфическими породами палеозойского возраста (фундамент провинции), среди которых основной объем занимают различные гранитоиды. Впадины выполнены континентальными вулканогенными и осадочными отложениями мезозойского и кайнозойского возраста. Морфоструктурное и палеогеографическое

обособление Провинции произошло на рубеже триаса и юры. Прямого наследования морфоструктуры Провинции от тектонического плана фундамента не наблюдается.

Впадины являются либо прогибами синклинального строения (полуграбенами), либо овально-изометричными депрессиями. Они образуют систему эшелонированных кулис, организованных в протяженные (от 100 до 1200 км) линейные зоны; оси удлинения кулис ориентированы под углом к генеральному простиранию линейных зон, что свидетельствует о наличии сдвигового поля напряжений и сдвиговой кинематики горных масс [Лунина и др., 2009]. Борты впадин в ряде мест осложнены разрывами с небольшой амплитудой смещения крыльев или днища. Во всех впадинах выявлено синклинальное строение вулканогенно-осадочных толщ, а домезозойская поверхность выравнивания повсеместно наклонена к их центру под углом 5° – 30° . Слои залегают параллельно поверхности фундамента при практически горизонтальном положении днищ впадин в их центральных частях. Центриклинальные замыкания впадин-синклиналей имеют овальную форму. Впадины разделены горными массивами, сопоставимыми по протяженности с впадинами, а также внутривпаденными косо-поперечными [Флоренсов, 1960] поднятиями фундамента. Характерны сопряженность, параллельность и совместное искривление осей впадин и хребтов.

Как было сказано выше, характерной чертой Селенгино-Витимской провинции является активный мезозойский и кайнозойский внутриплитный магматизм [Ярмолук, Иванов, 2000], длительность которого сопоставима с продолжительностью существования впадин и составляет около 170 млн лет (от юры до плейстоцена-голоцена включительно) и который – что важно! – независим от времени и характера тектонических процессов на активных окраинах Восточной Азии [Ярмолук, Иванов, 2000], что подчеркивает индивидуальность Провинции.

Поверхность домезозойского пенеплена (поверхность фундамента) испытала изгибную (но не складчатую) деформацию, что свидетельствует о квазипластичном объемном перераспределении пород домезозойского фундамента в процессе альпийского тектогенеза [Леонов и др., 2018; Леонов и др., 2020а; Леонов и др., 2020б; Леонов, 2022]. Объемное реидное течение горных пород отражено в структурно-вещественных преобразованиях, обеспечивающих изгибную деформацию поверхности фундамента. Описано два механизма таких преобразований: (1) объемная дезинтеграция гранитоидов фундамента, сопровождаемая возникновением тел протыкания (протрузий) [Леонов и др., 2018]; (2) пластическая деформация горных пород в пределах метаморфических ядер кордильерского типа [Скляров и др., 1997].

Выдвижение в верхние горизонты коры гранитных массивов и «тел протыкания» (рис. 8) связано с объемным катакластическим (блочно-гранулярным) течением породных масс и вязкостной инверсией. Процесс сопровождается (или предворяется) дезинтеграцией (разрыхлением) пород и возникновением блочно-гранулярной инфраструктуры, как, например, в катаклазированных гранитах Тугнуйского горста, Моностойского гранитогнейсового вала, хребтов Зусы, Кубринского, Яблоневого.

Другой тип формирования купольных структур (рис. 9) связан со становлением метаморфических ядер кордильерского типа [Скляров и др., 1977], которые выделены по аналогии с подобными структурами, развитыми в обрамлении Провинции бассейнов и хребтов и становление которых сопровождалось динамометаморфизмом, формированием пологих зон сланцеватости, дetchментов, хрупко-пластическим течением пород. Образование структурного парагенеза метаморфических куполов и их обрамления «...происходило в условиях прогрессирующего сдвигового течения в зоне перехода от хрупкого разрушения горных пород к пластичному. Процесс протекал в твердом состоянии вещества с формированием структур пластического и катакластического течения» [Скляров и др., 1997, стр. 111].

Приведенные данные позволяют полагать, что образование морфотектоники Селенгино-Витимской провинции связано с изгибной деформацией домезозойской и более молодых поверхностей выравнивания, а система хребтов и впадин Западного Забайкалья является результатом объемного перераспределения горных масс фундамента в условиях сдвигового деформационного поля, существование которого, кроме структурных наблюдений, подтверждено данными палеомагнитных



Рис. 8. Гранитный катаклазит в фундаменте Тугнуйско-Сухаринской впадины (Тугнуйский «горст»)

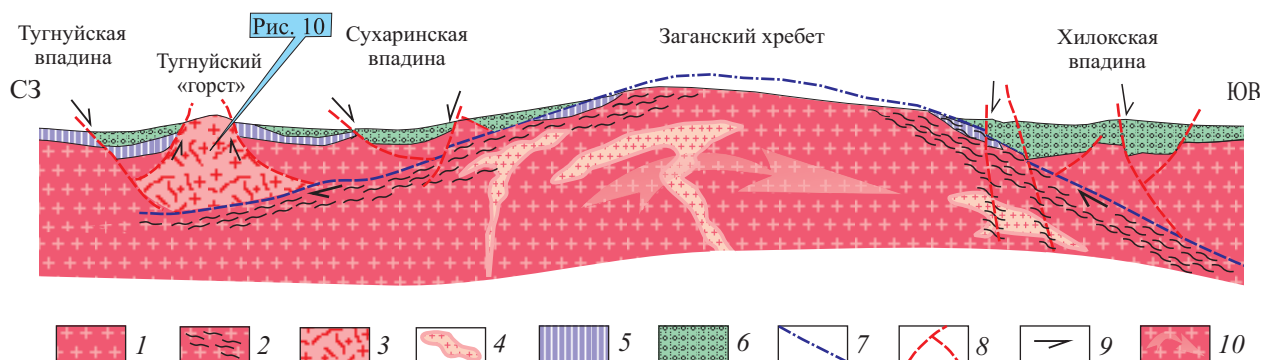


Рис. 9. Структурно-геологический профиль Заганского метаморфического ядра и его обрамления (вне масштаба) [Скляров и др., 1977] (с изменениями): 1 – ортогнейсы и гранитоиды раннего и среднего палеозоя, объединенные, 2 – мylonиты по гранитам и динамометаморфиты, 3 – раздробленные и катаклазированные граниты фундамента, 4 – синтетектонические юрские граниты и граносиениты, 5 – пермо-триасовые вулканиты, 6 – юрско-раннемеловые вулканические и осадочные породы, 7 – детачмент, 8 – разломы, 9 – смещения по разломам, 10 – направление смещения горных масс в пределах Заганского метаморфического ядра

исследований [Метелкин, 2012] и согласно которым в течение мезозоя и кайнозоя территории к югу от Сибирской платформы находились в режиме объемной левосторонней транстенсии. Согласно современным представлениям [Скляров и др., 1997; Ярмолук, Иванов, 2000; Зорин и др., 2006], тектоническое развитие Прибайкалья связано с существованием двух параллельных систем плюмов, соответствующих на поверхности Байкальскому своду на северо-западе и Хангай-Хэнтэйскому своду на юго-востоке (рис. 10). В зоне их взаимодействия проявилось продольное межплюмовое течение подкорковых масс, что привело к формированию в верхней коре области рассредоточенного (диффузного) твердо-пластичного сдвигового течения и обеспечило проникновение магматических расплавов в верхнюю кору региона. Таким образом, Селенгино-Витимская зона, являясь составной частью Евразийской литосферной плиты, в то же время образует структурно и геоисторически

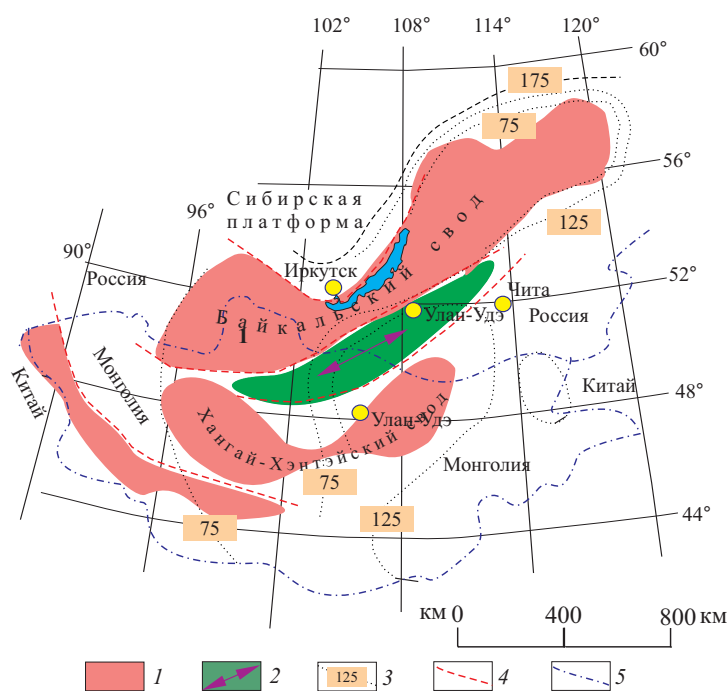


Рис. 10. Положение Селенгино-Витимской зоны в позднекайнозойской структуре Прибайкалья. (по [Зорин и др., 2006], с изменениями и дополнениями, схематизировано). 1 – сводовые поднятия над плюмами; 2 – Селенгино-Витимская зона сдвигового течения; 3 – толщина литосферы в км; 4 – разломы; 5 – государственные границы

индивидуализированный коровый сегмент, независимый от проявлений межплитной тектоники, о чем, в частности, свидетельствует независимый характер магматизма [Ярмолук, Иванов, 2000]. Вопрос влияния межплитных процессов на внутриплитную тектонику заслуживает отдельного рассмотрения, но это тема другого исследования.

Заканчивая раздел, нужно подчеркнуть, что Селенгино-Витимская провинция обнаруживает разительное сходство с Провинцией бассейнов и хребтов Северной Америки практически по всем параметрам: морфоструктуре (см. рисунки 4, 7) и характере ограничений, типе осадконакопления и вулканизма, непосредственной связи с рассредоточенным сдвиговым течением (см. рис. 6). И главное – Селенгино-Витимская провинция представляет собой ограниченное в пространстве геологическое тело сопоставимого с Провинцией бассейнов и хребтов масштаба, отражая тектоническую фрагментированность (делимость) корового слоя, а также и внутреннюю делимость более высокого ранга. Перечень подобных провинций не ограничивается рассмотренными примерами – к тектоническим объектам такого рода могут быть отнесены Рифтовая система Белого моря [Балуев и др., 2016], мезозойско-кайнозойская провинция Тянь-Шаня [Леонов, 2022], некоторые морфоструктурные провинции океанов (см. рис. 1 Б). Эти области ареального рифтинга являются отражением объемно-директивной тектонической делимости земной коры, но известны области ареального рифтинга и с менее упорядоченным морфоструктурным планом, описание одной из которых представлено ниже.

Провинция Зондаленд

Провинция Зондаленд (Зондский шельф) является частью Малайского архипелага (рис. 11) [Арешев и др., 1997; Керимов и др., 2019; Лукк, Леонова, 2022; Simons et al., 2007], который расположен в области встречного движения Евразийского, Индийского, Австралийского, Тихоокеанского и Филиппинского плито-потоков и объединяет разнородные геологические провинции, в том числе провинцию Зондаленд или Зондский шельф. Территория современного Зондского шельфа изначально входила в состав Евразийского континента. В последствии этот сегмент в виде изолированного блока, не имеющего жесткой связи с Евразийской плитой, был перемещен в юго-восточном направлении [Лукк, Леонова, 2022; Avouac, Tapponier, 1993; Bock et al., 2003; Simons et al., 2007].

Блок Зондаленд обрамлен системой молодых островных дуг и комплементарных им глубоководных желобов, которые являются поверхностным выражением зон субдукции, наклоненных под блок

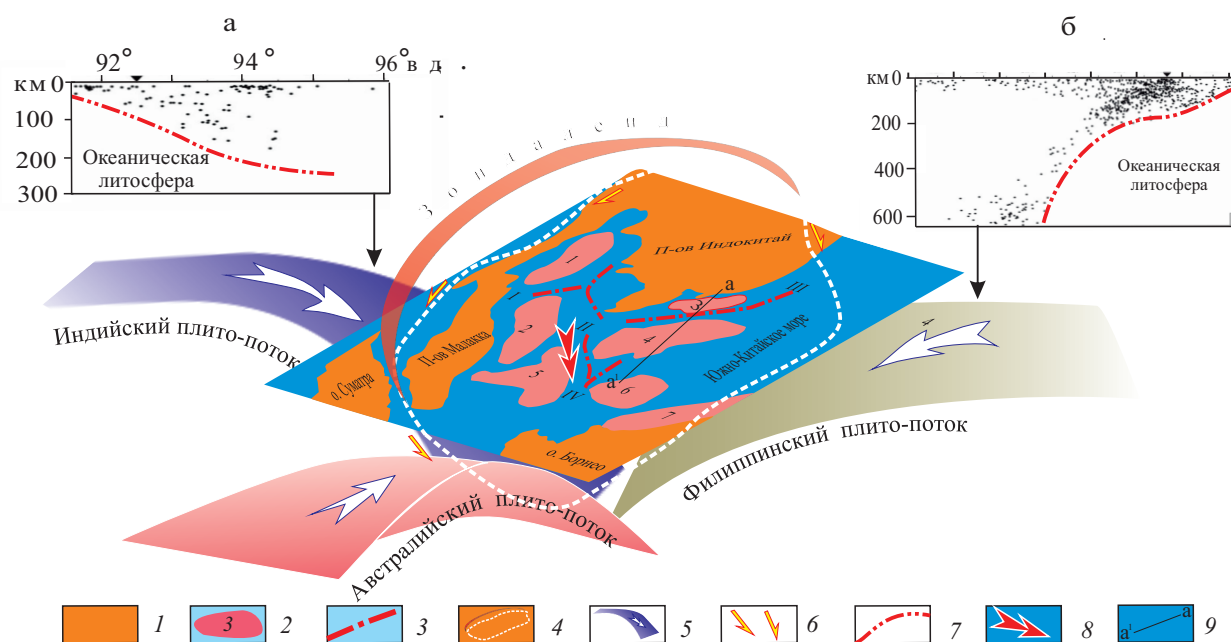


Рис. 11. Зондский шельф (Зондаленд) в структуре Малайского архипелага. Схема составлена с использованием данных: [Арешев и др., 1997; Керимов и др., 2019; Лукк, Леонова, 2022; Simons et al., 2007]. 1 – суша; 2 – впадины в области Зондского шельфа: 1 – Паттани, 2 – Малайская, 3 – Меконгская (Кыулонгская), 4 – Южно-Коншонская, 5 – Западно-Натунская, 6 – Восточно-Натунская, 7 – Саравакская; 3 – оси поднятий в области Зондского шельфа: I – Нарават, II – Корат, III – Коншон, IV – Натун; 4 – контур «стабильной» провинции Зондаленд; 5 – условные поверхности плито-потоков и направления их движения; 6 – сдвиги по окраинам массива Зондаленд; 7 – зоны субдукции на врезках «а» и «б»; 8 – направление общего сдвигового течения горных масс в пределах провинции Зондаленд по данным GPS наблюдений; 9 – линия профиля на рис.12. Врезки а, б – распределение эпицентров землетрясений и положение зон субдукции на западной (а) и восточной (б) окраинах Зондаленда

Зондаленд, и зонами интенсивных деформаций, магматизма и сейсмичности. По данным GPS наблюдений блок Зондаленд в настоящее время перемещается к юго-востоку (относительно Евразии) как единое целое со скоростью от 6 ± 3 мм/год [Bock et al., 2003] до 12 ± 3 мм/год [Michel et al., 2001]. В обрамлении блока, наряду с поддвигово-надвиговыми деформациями, отмечены деформации сдвига. При этом показательно, что относительные перемещения реперов во внутренних частях блока очень незначительны и составляют 1–3 мм/год и менее. Это позволяет [Лукк, Леонова, 2022] считать его внутренне единым, относительно независимым фрагментом литосферы и отражением ее тектонической делимости.

Тем не менее, JPS данные предоставляют информацию о перемещении горных пород лишь на поверхности земной коры и не несут прямой информации о тектонических процессах в теле фундамента, который в этом регионе представлен преимущественно гранитами юрского и мелового возраста и их кислыми дериватами. В то же время поверхность фундамента в пределах шельфа интенсивно деформирована, образует систему поднятий и прогибов и имеет сложную неправильно волнистую форму (рисунки 12, 13), не отвечающую какому бы то ни было разломному рисунку, но вполне соответствующую представлению о пластическом поведении (текучести) пород фундамента [Керимов и др., 2019; Леонов и др., 2020a].

Породы фундамента интенсивно раздроблены, пронизаны множеством разломов и трещин и представляют собой гранитный катаклазит (тектоническую брекчию). Выступы гранитов протыкают чехольные комплексы и являются кристаллическими протрузиями [Керимов и др., 2019; Леонов и др., 2022]. На контакте с гранитами слои чехла вздернуты, деформированы и имеют торцовое приращение к гранитам фундамента. Пликативная деформация поверхности фундамента, куполообразная форма

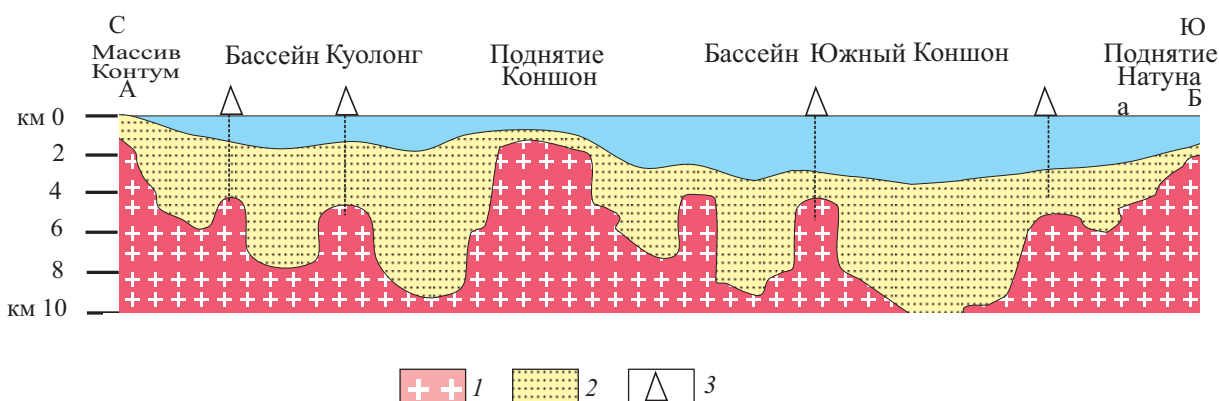


Рис. 12. Схематический профиль (линия а–а¹ на рис. 11) через Зондский шельф [Арешев и др., 1997]. Масштаб произвольный. 1 – допалеогеновый гранитный фундамент; 2 – осадочный чехол (эоцен-квартер); 3 – положение некоторых кустов скважин

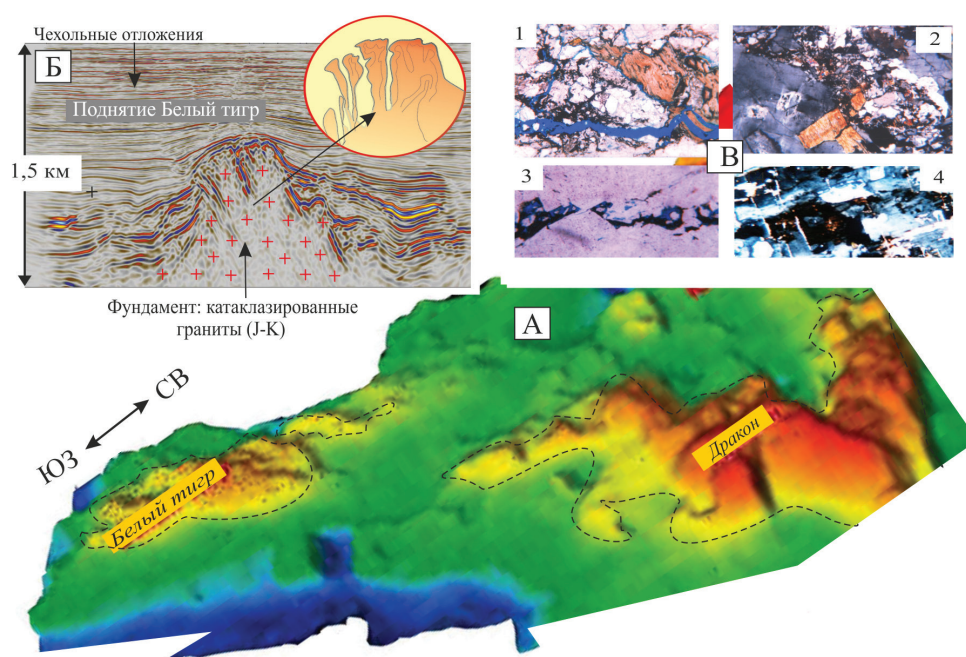


Рис. 13. Поверхность фундамента Зондского шельфа (фрагмент) по данным сейсмотомографии: А, Б – [Богоявленский и др., 2016; Родников и др., 2014] (рисунок Б предоставлен В. А. Быкадоровым).

А – морфология поверхности фундамента поднятия Белый тигр (общий вид) по данным сейсмотомографии; Б – сейсмотомографический профиль и структура «вязких пальцев»; В – катаклазированные граниты (фотографии шлифов)

гранитных поднятий, протрузивное внедрение гранитных тел и их внутренняя раздробленность, наличие структур типа вязких пальцев [Homsy, 1987], облекание выступов фундамента отложениями чехла и т.д. – все эти признаки свидетельствуют о конседиментационной морфоструктурной дифференциации шельфа Южно-Китайского моря.

Территория Зондаленда, начиная с олигоцена и до настоящего времени [Арешев и др., 1997; Богоявленский и др., 2016; Керимов и др., 2019; Леонов и др., 2022], представляет собой тектонически обособленную область формирования семейства бассейнов и хребтов, или область проявления рассредоточенного «пластичного» рифтинга, при котором возникновение морфоструктуры дна бассейна в значительной степени связано со сложным реидным перераспределением горных масс тектонически фрагментированного фундамента.

Область проявления рассредоточенного рифтинга ограничена в пространстве зонами косой субдукции с отчетливо выраженной сдвиговой кинематикой. Однако в отличие от ранее рассмотренных сегментов земной коры, в морфологии и тектонической структуре Зондаленда, несмотря на то, что этот блок находится в сдвиговом силовом поле и испытывает перемещение к юго-востоку как единое целое [Лукк, Леонова, 2022], практически отсутствуют признаки директивного латерального течения в породах фундамента. Внутренняя мофоструктурная дифференциация на области оттока (впадины) и области нагнетания (поднятия) также не имеет четко выраженного директивного плана (см. рис. 12) и имеет рисунок турбулентного потока, что, вероятно, связано с взаимодействием пододвигающихся под блок с утоненной континентальной корой встречных плито-потоков коры океанической. В то же время отчетливо фиксируются субвертикальные структуры течения.

Полного смыкания субдуцирующих масс на глубине, по-видимому, не происходит, но трехсторонняя конвергенция относительно холодных плито-потоков препятствует возникновению коровых расплавов и проникновению в кору расплавов глубинных, способствует структурному «возбуждению» верхнекоровых масс в форме 3D твердопластического течения пород фундамента и возникновению внутренней морфоструктурной делимости блока Зондаленд. Исходя из сказанного, можно рассматривать сегмент Зондаленд как индивидуализированную в пространстве историко-геодинамическую провинцию, т.е. как элемент объемной фрагментации литосферы, обладающей в то же время дробной внутренней тектонической делимостью на уровне верхнекорового слоя.

Обсуждение материала и выводы

В статье рассмотрены своеобразные тектонические ансамбли: Провинция бассейнов и хребтов (Северная Америка), Селенгино-Витимская провинция (Западное Забайкалье), блок Зондаленд (Малайский архипелаг), которые представляют собой структурно обособленные трехмерные геологические тела корового масштаба, обладающие индивидуальной тектонической структурой, вещественным выполнением, рельефом земной поверхности и поверхности фундамента. Подобные ансамбли характерны и для других регионов как с континентальной корой (Рифтовая система Белого моря [Балуев и др., 2012]), Гиссаро-Алайский и Центральный сегменты Тянь-Шаня (см. рисунки 2, 14), так и с корой океанического типа, (см. рис. 1).

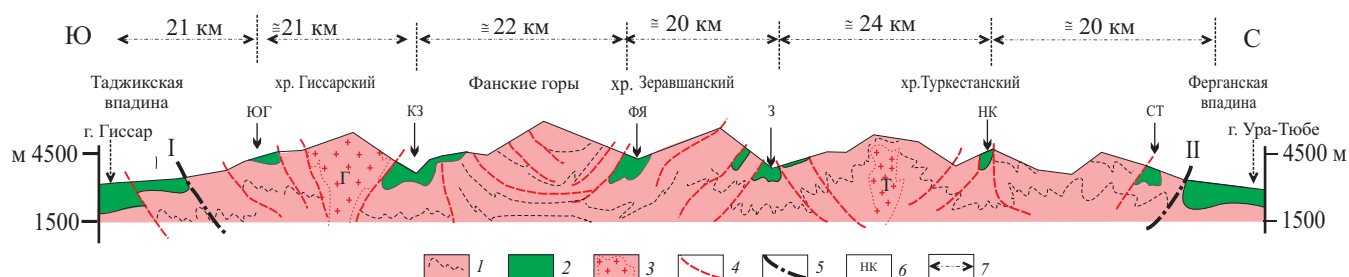


Рис. 14. Схематический профиль вкост простираения Гиссаро-Алайской горной системы на меридиане городов Ура-Тюбе – Гиссар. 1 – палеозойский фундамент; 2 – межгорные и внутригорные мезозойско-кайнозойские впадины; 3 – палеозойские Гиссарский (Г) и Туркестанский (Т) гранитные батолиты; 4 – разломы; 5 – граничные разломные зоны: I – Южно-Гиссарская, II – Южно-Ферганская; 6 – системы внутригорных впадин: ЮГ – Южно-Гиссарская, КЗ – Каракуль-Зиддинская, ФЯ – Фан-Ягнобская, З – Зеравшанская, НК – Нуратау-Курганацкая, СТ – Северного склона Туркестанского хребта; 7 – расстояние между осями внутригорных впадин

Главная черта упомянутых провинций – наличие своеобразного морфоструктурного парагенеза в виде многократного и закономерного чередования комплементарных друг другу субпараллельных прогибов (грабенов, грабен-синклиналей, бассейнов, впадин) и разделяющих их поднятий (хребтов, горстов, горст-антиклиналей, валов). Подобный парагенез приурочен к областям с утоненной и структурно-ослабленной корой окраин древних платформ, молодых плит, шельфов окраинных

морей, внутриконтинентальных орогенов и занимает крупные ареалы (~ 250–500 км × 500–1000 км), ограниченные сдвиговыми зонами от сопредельных геологических провинций. Сходен и механизм формирования парагенезов, точнее – мульти-парагенезов «впадина–поднятия» в пределах провинций ареального рифтинга: объемное разрыхление и 3D твердо-пластическое (реидное) течение горных пород фундамента, дилатансия и пространственное перераспределение породных масс в условиях объемного (чаще всего трансензионного) сдвига или сдвигового поля напряжений при регулирующей роли фрактальной организации геологического пространства. Фрактальность процесса развития систем бассейнов и хребтов отражена в расположении впадин и поднятий с определенным шагом их распределения (см. рисунки 4, 14), а также в структуре «вязких пальцев» (см. рис. 13), образование которых связано с неустойчивостью раздела между субстанциями с различной вязкостью (в данном случае, между фундаментом и чехлом) и определяется законами гидродинамики [Homsy, 1987].

В пространстве, охваченном сдвиговым течением, возникают закономерно ориентированные и чередующиеся между собой области относительного удлинения и оттока горных масс (грабены, прогибы, зоны трещиноватости) и области укорочения и нагнетания горных масс (антиклинали, горсты, поднятия, складчато-надвиговые ансамбли) [Лукьянов, 1965]. Сдвиговое течение проявлено как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях [Леонов и др., 2018], а также имеет турбулентную форму, как это, по-видимому, имеет место в провинции Зондаленд. Горизонтально-плоскостное течение, конформное поверхности сводового поднятия, зафиксировано в Провинции бассейнов и хребтов и в Селенгино-Витимской зоне; вертикально-плоскостное – в Нуратау-Курганской и других зонах Гиссаро-Алая.

Таким образом, рассмотренные в статье геологические провинции являют собой области рассредоточенного (диффузного) рифтинга. Они представлены особым морфоструктурным парагенезом [Балуев и др., 2012], а именно – упорядоченным чередованием линейных бассейнов и хребтов. Формирование областей диффузного рифтинга происходит в режиме 3D твердо-пластичного сдвигового течения горных масс при регулирующей роли трансенсии и фрактальной организации геологического пространства. Образование провинций ареального рифтинга – явление глобальное и независимое от предыстории развития того или иного региона. И главное в контексте статьи: провинции бассейнов и хребтов являются отражением фундаментального свойства горных масс – их делимости (фрагментированности), которой столь большое внимание уделял академик Михаил Александрович Садовский. Причем фрагментация земной коры осуществляется не только и не столько за счет возникновения систем разноразмерных жестких блоков, но и благодаря зарождению индивидуализированных в пространстве и во времени геосторических провинций. Изучение закономерностей и механизмов спорадического возникновения таких морфоструктурных ансамблей в пределах земной коры – задача будущего.

Финансирование

Исследование выполнено по теме НИР Геологического института РАН.

Список литературы

- Арешев Е.Г., Гаврилов В.П., Донг Ч.Л. и др. Геология и нефтегазоносность фундамента Зондского шельфа. М.: Нефть и газ, 1997. – 285 с.
- Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий / Под ред. М. Г. Леонов. М. : ГЕОС, 2012. – 104 с. <https://elibrary.ru/qkdtthj>
- Богоявленский В.И., Дзюбло А.Д., Иванов А.Н., Богоявленский И.В. Нефтегазоносность кристаллического фундамента шельфа Вьетнама: Белый тигр и Дракон // Геология нефти и газа. 2016. № 5. С. 102–115. <https://elibrary.ru/wxfipb>
- Борукаев Ч.Б. Словарь-справочник по современной тектонической терминологии: Тр. ОИГГМ СО РАН. Вып. 840. Новосибирск : Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. – 69 с.
- Вадковский В.Н., Соколов С.Д., Захаров В.С., Лубнина Н.В. Аккреционная тектоника и фрактальная

размерность. Геофизика XXI столетия: 2002 год: Сб. тр. Четвертых геофизических чтений им. В. В. Федынского. М. : Научный мир, 2003. С. 278–285.

Гарагаи И.А. Условия формирования регулярных систем полос сдвига и компакций // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 5. С. 657–668. <https://elibrary.ru/ndlmgt>

Геологическая карта Кыргызской республики масштаба 1:500 000 / Под ред. Б. Т. Турсунгазиева, О. В. Петрова. 2008.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М. : Наука, 1975. – 536 с.

Гольдин С.А. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5. № 5. С. 5–22. <https://elibrary.ru/kwosdr>

Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику / Отв. Ред. Н. В. Короновский. М. : КДУ. 2005. – 496 с. <https://elibrary.ru/qkfarb>

Добрынина А.А. Затухание сейсмических волн в литосфере северной части Провинции бассейнов и хребтов // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4. № 1. С. 53–67. <http://doi.org/10.5800/GT2013410091>

Ермиков В.Д. Сравнительная тектоника Гусиноозерской, Боргойской и Тугнуйской впадин Забайкалья // Геология и геофизика. 1977. № 7. С. 153–157.

Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М. и др. О природе кайнозойских плюмов в Восточной Сибири (Россия) и Центральной Монголии // Геология и Геофизика. 2006. Т. 47. № 10. С. 1060–1074. <https://elibrary.ru/ktwzbr>

Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. Перевод с англ / Ред. перевода Н. С. Шатский. М. : Изд-во иностр. лит-ры, 1954. – 679 с.

Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф. Основы линеamentной тектоники. М. : Недра. 1986. – 140 с.

Керимов В.Ю., Леонов М.Г., Осипов А.В., Мустаев Р.Н., Ву Нам Хай. Залежи углеводородов в фундаменте шельфа Вьетнама и структурно-тектоническая модель их формирования // Геотектоника. 2019. № 1. С. 44–61. <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019144-61>

Кинг Ф.Б. Геологическое строение Северной Америки. М. : Изд-во иностр. лит-ры. 1961. – 299 с.

Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. М. : ГЕОС. 2016. – 424 с. <https://elibrary.ru/yvwlrw>

Кук К.Л. Рифтовая система Провинции бассейнов и хребтов. Система рифтов Земли. М. : Изд-во «МИР», 1970. С. 150–172.

Леонов М.Г. Морфоструктура внутриконтинентальных осадочных бассейнов и фрактальная геометрия // Динамические процессы в геосферах. 2022. Т. 14. № 1. С. 3–16. https://doi.org/10.26006/22228535_2022_14_1_3

Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. Граниты. Постмагматическая тектоника и углеводородный потенциал: Тр. ГИН РПН, вып. 619 / Под ред. К. Е. Дегтярева. М. : ГЕОС. 2018. – 332 с.

М.Г. Леонов, В.Ю. Керимов, Р.Н. Мустаев, Ву Нам Хай. К вопросу о природе и механизме формирования залежей углеводородов на шельфе Вьетнама // Тихоокеанская геология, 2020а. Т. 39. № 5. С. 3–16. <http://doi.org/10.30911/0207-4028-2020-39-5-3-16>.

Леонов М.Г., Кочарян Г.Г., Ревуженко А.Ф., Лавриков С.В. Тектоника разрыхления: геологические данные и физика процесса // Геодинамика и тектонофизика. 2020б. Т. 11. № 3. Р. 491–521. <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0488>

Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геомеханики. М. : Научный мир. 2004. – 616 с.

Лукк А.А., Леонова В.Г. Зондаленд – недеформируемый блок литосферы Юго-Восточной Азии // Геофизические процессы и биосфера. 2022. Т. 21. № 1. С. 5–32. <https://doi.org/10.21455/GPB2022.1-1>

Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры / под. ред. А. В. Пейве. М. : Изд-во «НАУКА». 1965. – 212 с.

Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. Новосибирск : Академическое изд-во «Гео». 2009. – 316 с. <https://elibrary.ru/wvzndf>

Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Анизотропия внутриплитных деформаций Атлантического океана // Современные проблемы геологии / Под ред. Ю. О. Гаврилова, М. Д. Хуторского. М. : Наука. 2004. С. 223–250.

Метелкин Д.В. Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным / Под ред. В. А. Верниковского. Новосибирск : ИНГГ СО РАН, 2012. – 460 с.

Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М. : Недра. 1976. – 280 с.

Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Алексеев Д.В. Пулл-апартовый механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня и их транспрессивная эволюция: структурные и экспериментальные свидетельства // Геотектоника. 2014. № 1. С. 29–61. <https://doi.org/10.7868/S0016853X14010056>

Панин В.Е. Основы физической мезомеханики // Физ. мезомех. 1998. Т. 1. № 1. С. 5–22. <https://elibrary.ru/kwphtl>

- Поспелов Г.Л. Диспергиты и автодиспергация как важная проблема физики лито-петро- и тектогенеза // Геология и геофизика. 1972. № 12. С. 53–73.
- Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига / Под ред. Н. А. Логачева. Новосибирск : Наука. 1991. – 262 с.
- Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А. Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф активных континентальных окраин. М. : Научный мир. 2014. – 172 с. <https://elibrary.ru/toiglv>
- Романюк Т.В. Отражение кайнозойской геодинамической эволюции в современной структуре коры и верхней мантии запада США // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 1. Вып. № 11. С. 134–146.
- Садовский М.А. О естественной кусковатости горных пород // Доклады АН СССР. 1979. Т. 247. № 4. С. 829–830.
- Садовский М.А. Избранные труды. Геофизика и физика взрыва. М. : Наука. 2004. – 440 с.
- Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М. : Наука. 1987. – 101 с.
- Садовский М.А., Кочарян Г.Г., Родионов В.Н. О механике блочного горного массива // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 2. С. 306–307.
- Скляров Е.В., Мазукабзов А.И., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск : Изд-во СО РАН. 1997. – 182 с.
- Соболев Г.А., Веттегрень В.И., Киреевкова С.М., Кулик В.Б., Мамалимов Р.И., Морозов Ю.А., Смольская А.И., Щербаков И.П. Нанокристаллы в горных породах. М. : ГЕОС. 2016. – 102 с.
- Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов / Под ред. А. В. Пейве. М. : Изд-во «Наука». 1982. – 115 с.
- Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.-Л. : Изд-во АН СССР. 1960. – 240 с.
- Хоуз Р., Данеш З. Развитие позднемеозойских и раннекайнозойских структур восточной части Большого Бассейна // Сила тяжести и тектоника / Под ред. К. А. Де Джонга, Р. Шелтона. М. : Изд-во «МИР». 1976. С. 421–433.
- Цеховский Ю.Г., Леонов М.Г. Осадочные формации и основные этапы развития территории Западного Забайкалья и Юго-Восточного Прибайкалья в позднем мелу и кайнозое // Литология и полезн. ископаемые. 2007. № 4. С. 390–405. <https://elibrary.ru/ianmrt>
- Чебаненко И.И. Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры. Киев : «Наук. думка». 1977. – 83 с.
- Шевченко В.И., Лукк А.А., Гусева Т.В. Геология, геодезия, сейсмичность Большого бассейна (Провинция бассейнов и Хребтов, США // Физика Земли. 1996. № 9. С. 3–27.
- Шерман С.И. Деструкция литосферы: разломно-блоковая делимость и ее тектонические закономерности // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3 (4). С. 315–344. <https://elibrary.ru/pjsrtv>
- Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // Геотектоника. 2000. № 2. С. 43–64.
- Armstrong R.L., Ward P. Evolving geographic patterns of Cenozoic magmatism in the North America Cordillera: The temporal and spatial association of magmatism and metamorphic core complexes // J. Geophys. Res. 1991. Vol. 96 (B8). P. 13201–13224. <https://doi.org/10.1029/91JB00412>
- Avouac J.P., Tapponier P. Kinematic model of active deformation in Central Asia // Geophys. Res. Lett. 1993. Vol. 20. P. 895–898. <https://doi.org/10.1029/93GL00128>
- Bennett R.A., Wernicke, N.A. Niemi, Friedrich A.M. Contemporary strain rates in the northern Basin and Range province from GPS data // Neotectonics. 2008. Vol. 22 (2). <http://doi.org/10.1029/2001tc00135>
- Bock J.Y., Prawirodirdjo L., Genrich J.F., Stevens C.W. et al. Crustal motion in Indonesia from Global positioning System measurements // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108 (B8). P. 2367. <http://doi.org/10.1029/2001.JB000324>
- Compton R.R., Todd V.R., Zartman R.E., Naeser S.W. Oligocene and Miocene metamorphism, folding and low-angle faulting in northwestern Utah // Geol. Soc. Fmer. Bull. 1977. Vol. 88 (10). P. 1237–1250. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88%3C1237:OAMMFA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88%3C1237:OAMMFA%3E2.0.CO;2)
- Coney P.J., Hams T.A. Cordilleran metamorphic complex: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression // Geology. 1984. Vol. 12. P. 550–554. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1984\)12<550:CMCCCE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12<550:CMCCCE>2.0.CO;2)
- Dickinson W.R. The Basin and Range Province as a composite extensional domain // Int. Geol. Rev. 2002. Vol. 44 (1). P. 1–38. <http://dx.doi.org/10.2747/0020-6814.44.1.1>
- Eaton G.P. Geophysical and geological characteristics of the shallow crust of the Basin and Rang Province // Continental tectonics / Wash D.S. Nat. Acad. Sci. Geophys. Rev. Board Nat. Res. Council. 1979. – 69 p.
- Engelbreton D.C., Cox A., Thompson G.A. Correlation of plate motions with continental tectonics: Laramide to Basin-Range // Tectonics. 1984. Vol. 3 (2). P. 115–119. <https://doi.org/10.1029/TC003i002p00115>

- Fay N.P., Bennett R.A., Hreinsdóttir S. Contemporary vertical velocity of the central Basin and Range and uplift of the southern Sierra Nevada // *Geophysical Res. Letters*. 2008. Vol. 35. L. 2030. <http://doi.org/10.1029/2008GL034949>
- Flesch L.M., Holt W.E., Haines A.J., Shen-Tu B. Dynamics of the Pacific-North American Plate Boundary in the Western United States // *Science*. 2000. Vol. 287 (4). P. 834–836. <https://doi.org/10.1126/science.287.5454.834>
- Friedmann S.J., Burbank D.W. Rift basins and supradetachment basins: intracontinental extensional end-members // *Basin Research*. 1995. Vol. 7 (2). P. 109–127. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.1995.tb00099.x>
- Grand S.P. Tomographic Inversion for Shear Velocity Beneath the North American Plate // *J. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92 (B13). P. 14065–14090. <https://doi.org/10.1029/JB092iB13p14065>
- Hamilton W. Crustal extension in the Basin and Range Province, southwestern United States. In: *Continental extensional tectonics: Geol. Soc. Spec. Publication*. 1987. No 28. P. 156–176. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.028.01.12>
- Hammond W. C., Blewitt G., Kreemer C. GPS Imaging of vertical land motion in California and Nevada: Implications for Sierra Nevada uplift // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2016. No 121. P. 7681–7703. <http://doi.org/10.1002/2016JB013458>
- Homsy G.M. Viscous fingering in porous media // *Ann. Rev. Fluid Mech.* 1987. Vol. 19. P. 271–311. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.fl.19.010187.001415>
- Hose R., Daneš Z.F. Late Mesozoic structural evolution of the eastern Great Basin // *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 115. 1968. P. 102.
- Humphreys E.D., Dueker K.G. Physical state of the western U.S. upper mantle // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99 (B5). P. 9635–9650. <https://doi.org/10.1029/93JB02640>
- Jones C.N., Wernicke B.P., Farmer G.L. Variation across and along a major continental rift: an interdisciplinary study of the Basin and Range Province, Western USA // *Tectonophysics*. 1992. Vol. 213. P. 57–96. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90252-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90252-2)
- Lachenbruch A.H., Sass J.H. Model of an extending lithosphere and heat flow in the Basin and Range Province // *Cenozoic tectonics and regional geophysics of the western Cordillera* / (Ed.) R.B. Smith, G.P. Eaton. *Geol. Soc. Amerika Mem.* 1978. Vol. 152. P. 209–250. <https://doi.org/10.1130/MEM152-p209>
- Mesozoic tectonic of the western United States. *Mesozoic paleogeography of the western United States: Soc. Econom. Paleontol and Mineralogists: Pacific Coast Paleogeography Symp* / (Ed.) D. G. Howell, K. A. McDougall. 1978. Vol. 2. P. 33–70.
- Michel G.W., Yu Y.Q., Zhu Sh.Y., Reigber Chr. et al. Crustal motion and block behavior in SE-Asia from GPS-measurement // *Earth and Planet. Sci. Let.* 2001. Vol. 187. P. 239–244. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00298-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00298-9)
- Nolan T.B. The Basin and Range province in Utah, Nevada, and California // *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 197-D. 1943. P. 141–196. <https://doi.org/10.3133/pp197D>
- Sergeev S. GIS-Practical Experience in the Boundaries Definition of the Platform Deep Crustal Blocks on the Studying of the Earth's Surface Fractal Divisibility: Example of the White Sea-Kuloi Plateau // *Journal of Geodesy and Geomatics Engineering*. 2016. Vol. 3. P. 19–24. <https://doi.org/10.17265/2332-8223/2016.01.003>
- Sharp R.P. Basin-range structure of the Ruby-East Humboldt Range, northeastern Nevada // *Bull. Geol. Soc. Am.* 1939. Vol. 50. P. 881–919. <https://doi.org/10.1130/GSAB-50-881>
- Simons W.J.F., Soquel A., Vigny C., Ambrosius B.A.C., Haji Abu S., Prom thong C., Subarea C., Sarsi D.A., Matheson S., Morgan P., Spackman W. A decade of GPS in Southeast Asia: resolving Sundaland motion and boundaries // *J. Geophys. Res.* 2007. Vol. 112 (B06420). <http://doi.org/10.1029/2005JB003868>
- Thatcher W., Foulger C.R., Julian B.R., Svarc J., Quilty E., Bawden G.W. Present-Day Deformation Across the Basin and Range Province, Western United States // *Science*. 1999. Vol. 283 (12). P. 1714–1718. <https://doi.org/10.1126/science.283.5408.1714>
- Turcotte D.L. *Fractals and chaos in geology and geophysics*. Cambridge: University Press. 1997. – 398 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139174695>
- Wernicke B.P. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province, Nappe tectonics in anextending orogen // *Nature*. 1981. Vol. 291 (5817). P. 645–648. <https://doi.org/10.1038/291645a0>
- Zeng Y. GPS Velocity Field in the Western United States for the 2023 National Seismic Hazard Model Update // *Seismol. Res. Letters*. 2022. <http://doi.org/10.1785/0220220180>

STRUCTURAL-TECTONIC DIVISIBILITY OF THE EARTH'S CRUST AND ITS REFLECTION IN AREAS OF DIFFUSE RIFTING

© 2024 M. G. Leonov*

Geological Institute of the Russian Academy of Sciences

**E-mail: mgleonov@yandex.ru*

The study of the fragmentation phenomenon and divisibility of rocks is of great importance for understanding the essence of the seismic process, solving the problems of the mining industry, and identifying the parameters and mechanisms of fault-fracture tectonics. A fundamentally significant contribution to the development of this direction was made by Academician Mikhail Alexandrovich Sadovsky. Usually, the problem of divisibility is considered in the context of fault-fracture tectonics, but divisibility is determined not only by linear structures (faults, lineaments), but also by the existence of three-dimensional geological provinces with structural and material content characteristic only of these provinces. This type of divisibility is practically not studied. The article describes the areas of areal rifting: the Provinces of basins and ridges (North America), the Selengino-Vitim zone (Western Transbaikalia), the Sunda shelf (the Malay Archipelago), which are elements of the volumetric divisibility of the earth's crust and at the same time have an internal divisibility of a higher rank. The study is based on a comparative structural and tectonic analysis using both author's and literary material. The objects considered in the article form tectonically isolated lenticular planar geological bodies with an individual morphostructure, geological history and geodynamic conditions of formation. They are bounded by fault zones and are represented by structural paragenesis of brittle-plastic diffuse (dispersed) shear, which is characterized by the fragmentation of rock masses into a system of linearly ordered uplifts and troughs. The existence of such morphostructural ensembles (paragenesis) reflects the 3D tectonic divisibility of the crustal scale.

Keywords: areal rifting, tectonic divisibility, earth's crust, fault, shear, tectonics.