вых, биотит-амфиболитовых гнейсах и мигматитах ильменогорского комплекса и выделен им в «мигматитовый» тип. По морфологическим особенностям циркон близок описанным в гранитоидах. От циркона типичного магматического генезиса его отличает более сложное внутреннее строение. Приуроченность минерала к продуктам частичного плавления (мигматизированным породам и мигматитам) свидетельствуют о его росте при участии силикатного расплава. Сложное внутреннее строение (псевдоядра, асимметричность зон, полости и др.), скорее всего, является результатом роста цирконов при меняющихся условиях среды (состав и наличие или отсутствие магмы, pH, и др.). Таким образом, циркон «мигматитового» типа несет в себе черты как магматического, так и метаморфического минерала, т.е. минерала смешанного генезиса. Поэтому, на наш взгляд, термин «мигматитовый» для данного морфологического типа является удачным.

Более ограниченное распространение в метаморфических породах имеют цирконовые сростки сложной формы. Однако в некоторых метаморфических комплексах они доминируют среди других морфологических разновидностей цирконов. Относительно высокое содержание таких цирконов нами установлено в породах париквасьшорской свиты харбейского метаморфического комплекса Полярного Урала и микулкинского комплекса полуострова Канин. Циркон представлен бесцветными или бледно-окрашенными зернами неправильной формы. При увеличении видно, что кристаллы представляют собой сростки двух или более индивидов. Размер зерен 0.10-0.25мм. Поверхность граней гладкая, блестящая. Внутреннее строение кристаллов характеризуется наличием ядер, образованных более древними цирконами. Отмечаются твердые и газово-жидкие включения, расположенные хаотично. Этот тип циркона очень похож на описанные Дж. Пекетом и его соавторами (Peucat et al.,1990) зерна циркона типа «цветной капусты». Причина возникновения столь замысловатых форм цирконов, возможно, заключается в отсутствии силикатного расплава и дефицита флюидов. Не случайно, как заметили упомянутые выше исследователи, такие формы характерны для цирконов их метаморфических пород мафитового состава, для которых, как известно, выше температурный порог мигматизации. Нами они установлены также в метаморфитах кислого состава (плагиогнейсах, кристаллических сланцах, кварцитах), но только в тех комплексах, где условия метаморфизма не превышали низких ступеней амфиболитовой фации и, соответственно, не сопровождались процессами мигматизации.

Таким образом, выявленные нами и эмпирически установлены для многих метаморфических комплексов приуроченность округленных цирконов к породам гранулитовой фации позволяет считать такие цирконы (типа «футбольного мяча») показателем высокотемпературного метаморфизма. Призматические цирконы «мигматитового» типа, являясь фактически магматическими минералами, указывают на проявление в породах процессов частичного плавления. Наличие в метаморфитах цирконовых агрегатов сложной формы (типа «цветной капусты»), скорее всего, свидетельствует об относительно низкотемпературных условиях изменения пород, не превышающих низких ступеней амфиболитовой фации. Правильная интерпретация морфологических особеностей циркона особенно важна при изучении полиметаморфических образований, в которых ранние метаморфические парагенезисы породообразующих минералов часто не сохраняются при повторных преобразованиях пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М. // Наука, 1986. 152 с.
2. Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Изд-во УрО РАН, Екатеринбург, 2002. 168 с.
3. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Цирконовая хронометрия полиметаморфизма (на примере Западной тектонической зоны Урала и полуострова Канин) // Теория, история, философия и практика минералогии: Материалы Международного минералогического семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 21-25.
4. Pupin J.P. Zircon and granite petrology // Contrib. Miner. Petrol. 1980. 73. P.207-220.
5. Peucat J.J, Bernard-Griffiths J., Gil Ibarguchi J.I, Dallmeyer R.D., Menot R.P., Cornichet J., Iglesias Ponce de Leon M. Geohemical and Geochronological cross-section of the deep Variscan crust: The Cabo Ortegal high-pressure nappe (northwestern Spain) // Tectonophusics, 1990. 110. P. 463-472.

СООТНОШЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНОЙ И ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Расцветаев Л.М.[1], Маринин А.В.[2]

[1]Московский государственный университет им.М.В.Ломоносова, г. Москва, rascv@mail.ru
[2]Институт физики Земли РАН, г. Москва, marinin@yandex.ru

Среди геологов широко распространены представления о Большом Кавказе как резко асимметричном складчатом сооружении покровно-надвигового типа, возникшем над зоной субдукции в результате поддвига Черноморско-Закавказской литосферной плиты под Северо-Кавказскую (Скифскую) плиту [2, 8, 23-25]. Некоторые исследователи предполагают существование под Большим Кавказом единой пологой поверхности глубинного тек-

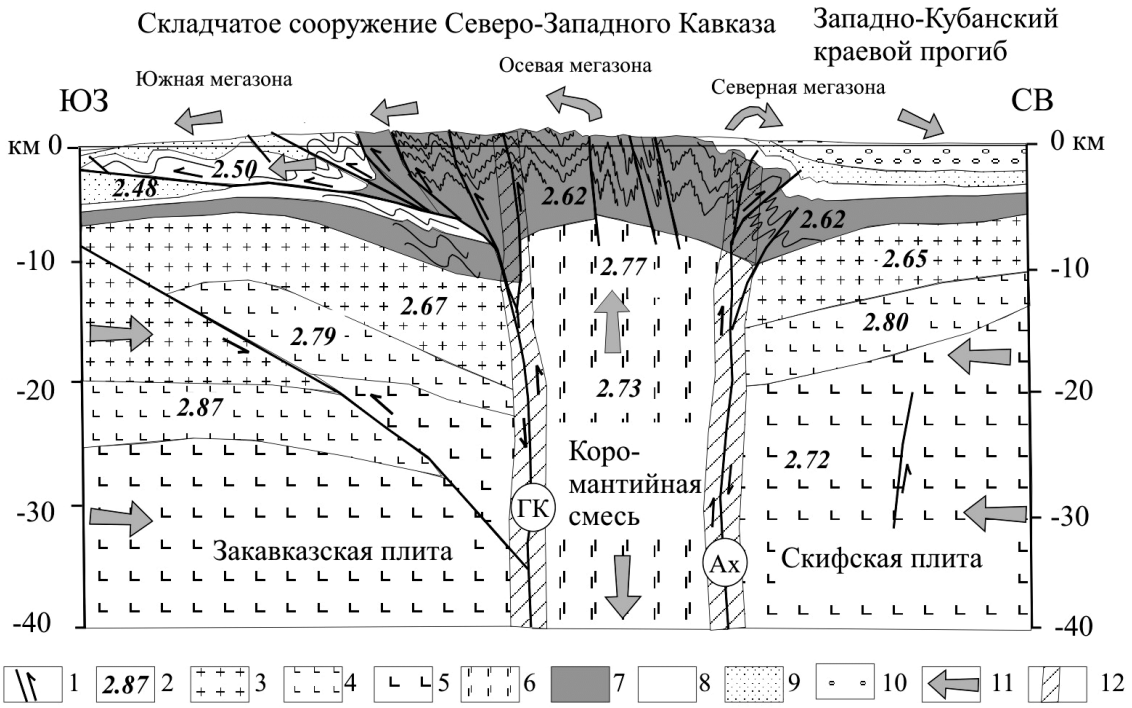
тонического срыва [6, 7, 21]. В последние годы, однако, появились публикации, призывающие отказаться от субдукционно-поддвиговой модели глубинного строения Большого Кавказа [12, 14-15, 17, 19, 23]. На основании детальных структурно-геологических исследований в приосевых тектонических зонах Большого Кавказа было выяснено, что здесь доминирует субвертикальная тектоническая делимость. Широко распространенные здесь крутые и вертикальные тектонические разрывы различного ранга, как правило продольные к складкам и параллельные их осевым поверхностям, в разных местах имеют облик сдвигов, взбросов или взрезов; более подробное их изучение показало, что большинство крутых продольных разрывов осевой мегазоны Большого Кавказа относятся к особому классу дизъюнктивов – *содвигам*, характеризующимся схождением противолежащих крыльев, расплющиванием и выжиманием в стороны разделяющих эти крылья тектонизированных масс [12-15]. Система субвертикальных раздавленных узких пластинчатых блоков, мегабудин и мегалитонов, рассекаемых и разделяемых содвиговыми дизъюнктивами структур различного ранга (кливаж и трещины сплющивания, дизъюнктивы сжатия и вязкие разрывы, коллизионные швы и шовные зоны), образуют сдвиго-содвиговый структурный каркас осевой центральной (осевой) части мегантиклинория Большого Кавказа, тогда как приповерхностная структура южного и северного крыльев обладают покровно-надвиговым (юг) или взбросо-надвиговым (север) структурным рисунком. В позднеальпийской структуре Северо-Западного Кавказа (СЗК) эти различия структурных стилей отчётливо проявлены и хорошо увязываются с результатами новейших геолого-геофизических исследований.

Наиболее важными элементами *поверхностной геологической структуры СЗК* являются узкие протяженные «общекавказского» (ЗСЗ 290-300º) простирания тектонические зоны, различающиеся по особенностям складчатой структуры, составу и мощности слагающих их осадков, характеру магматизма и соотношениям стратиграфических комплексов в геологическом разрезе. Основные структурно-фациальные зоны (Абино-Гунайская, Гойтхско-Псебепская, Новороссийско-Лазаревская, Чвежипсинская и Абхазская) и некоторые слагающие их тектонические подзоны разделены региональными системами разломов запад-северо-западного (280-310º) простирания (разломы Ахтырский, Псебепский, Безепский, Коцехурский, Семигорский, Цемесский, Навагинский, Бекишейский, Краснополянский, Монастырский и др. [3, 7-9, 17, 20]). Транспрессивный характер большинства из них был установлен как данными геологической съемки [3, 7, 8, 20], так и специальными структурно-кинематическими исследованиями [9-11,17-18]

По характеру и степени тектонизации осевая часть горно-складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа резко отличается от южной и северной краевых его частей. В *Осевой мегазоне СЗК* (Чугушско-Псеашхинский и Гойтхский антиклинории, Семигорская антиклиналь) широко развиты структуры содвижения, выраженные субвертикальной или круто наклоненной директивной системой разрывов и регионального кливажа. Большинство региональных разломов Осевой мегазоны имеют, наряду со взбросовой или сдвиговой составляющими, существенную содвиговую составляющую и сопровождаются явлениями расплющивания и тектонического течения. Активное тектоническое расплющивание осевой зоны СЗК, происходившее в условиях субгоризонтального бокового сжатия и продолжавшееся по меньшей мере с эоцена, привело к образованию содвиговых швов различной величины и амплитуды содвижения, а также связанных с ними изоклинальных складок, кливажа и трещин сплющивания. Маловязкие включения и блоки, крутозалегающие структуры и слои расплющиваются и утоняются, превращаясь в субвертикальные линзовидные пластины – будины и мегалитоны, разделенные притертыми швами, зонами рассланцевания и тектонического меланжа; происходит как бы всеобщее (и на разных структурных уровнях) раскливажирование осевой мегазоны. Наклонные поверхности (в том числе дизъюнктивные) в условиях сильного бокового сжатия являются неустойчивыми и переориентируются в субвертикальные. Характернейшей особенностью содвигового типа деформаций является также тектоническое течение горных масс вдоль содвиговой зоны (в вертикальном, горизонтальном или косых направлениях). Образующиеся при этом структуры течения и нагнетания (тектонические потоки, зоны вращения, области тектонического сгруживания – ядра нагнетания, вертикальные и горизонтальные диапиры) имеют различную ориентировку кинематических и тектодинамических осей, разнообразную конфигурацию и масштабы проявления – от микроскопического до регионального; в последнем случае эти структуры сильно влияют на общий облик структурного рисунка осевой зоны. Важную роль в общем структурном рисунке СЗК играют структуры латерального течения, отражающие общее перемещение тектонического материала вдоль оси складчатого сооружения от центральных частей Большого Кавказа на северо-запад, в поисках выхода из зоны повышенного тектонического давления [17,18].

Южная мегазона СЗК характеризуется чешуйчато-надвиговым и покровно-складчатым типом строения с моновергентным запрокидыванием на юг. Поверхности сместителей и осевые плоскости складок заметно выполаживаются в южном направлении – от относительно крутых взбросо-надвиговых пакетов в зоне Бекишейско-Безепского разлома до пологоволнистых покровно-надвиговых структур в приморской части южного склона. Наиболее крупные покровы Южной мегазоны (Воронцовский, Невеб-Псеушхинский, Новомихайловский) были, по-видимому, выжаты из содвиговых швов осевой зоны и перемещены к югу. Разрывно-трещинные парагенезы фиксируют здесь надвиговый тип поля напряжений, что вполне соответствует установленному здесь геологической съемкой покровно-надвиговому стилю тектонической структуры [3, 7-9, 17]. *Северная мегазона СЗК* осложнена системой

продольных взбросо-сдвиговых разрывов и отделена от погруженных частей Западно-Кубанского прогиба крупной дизъюнктивной структурой Ахтырского шва, отраженной на поверхности субпараллельными цепочками надразломных структур Азовской и Калужской антиклинальных зон. Хорошая изученность этих нефтеносных структур позволяет выявить здесь целую серию погребенных (вероятно, в основном предмиоценовых) покровных структур северной вергентности, однако их толщина и масса, а также амплитуда перемещения несравненно меньше, чем на южном крыле.



Геолого-геофизическая модель глубинного строения Северо-Западного Кавказа (Туапсинское пересечение) по результатам исследования методами магнитно-теллурического зондирования (МТЗ) и обменных волн землетрясений (МОВЗ) (построена по данным И.И. Грекова, М.А. Компанийца, С.Г. Корсакова, С.У. Кухмазова, Н.И. Пруцкого, И.С. Фельдмана и А.Г. Шемпелева в структурной интерпретации авторов статьи):

1 – разрывные нарушения (стрелки указывают направление относительного перемещения блоков; буквами обозначены основные глубинные швы Северо-Западного Кавказа – ГК – Главный Кавказский, Ах – Ахтырский); 2 – расчетные значения средней плотности слоя, г/см^3; 3 – верхний слой консолидированной коры (предположительно сиалические породы); 4-5 – более глубокие слои консолидированной коры: предположительно фемические или фемосиалические породы большей (4) и меньшей (5) плотности; 6 – коромантийная смесь; 7-10 – осадочные и осадочно-вулканогенные толщи юры (7), нижнего мела (8), верхнего мела и палеогена (9) и неогена – квартера (10), 11 – направления преимущественного перемещения материала, 12 – зоны аномально высокой электропроводности.

В глубинной структуре СЗК, выявленной в последние годы по данным МТЗ и МОВЗ [4, 16, 22] отчетливо выделяется осевая часть складчатого сооружения, сложенная «коромантийной смесью» – веществом с промежуточными геофизическими параметрами, лишенным четкой стратификации и отражающих площадок (см. рисунок). Эта зона обрамляется двумя субвертикальными зонами глубинных разломов, являющихся зонами резко повышенной электропроводности и границами общего изменения структуры и физических свойств среды. Эти глубинные разломы сопоставляются с Ахтырской (северная) и Главной Кавказской (южная) шовными зонами, которые в поверхностной структуре отделяют Осевую мегазону Северо-Западного Кавказа от Северной и Южной мегазон. Субвертикальные зоны резко повышенной электропроводности горных пород прослеживаются до глубины 70 км и более. Скорее всего их следует связывать с высокой флюидонасыщенностью ограничивающих осевую тектоническую мегазону глубинных содвиговых швов. Особые геофизические свойства Осевой мегазоны могут также быть хорошо увязаны с особенностями ее поверхностной структуры, в частности, с широким развитием здесь тектонического меланжа, структур тектонического течения и расплющивания. Предположительно именно из Осевой мегазоны и обрамляющих ее структурных швов были выжаты линзовидные блоки и пластины сильно деформированных мезозойских и раннекайнозойских пород, слагающие аллохтоны Новомихайловского, Невеб-Псеушхинского и Воронцовского покровов южного склона, чешуйчатые взбросо-надвиги Чвежепсинской, Новороссийско-Лазаревской и Гойхтско-Ачишхинской тектонических зон, а также клинообразные вдвиги северного склона. Та-

ким образом, геофизические данные подтверждают взгляд на Осевую мегазону СЗК как региональную систему глубинных содвигов, представляющих собой корневую зону покровно-надвиговых аллохтонов Южной и в меньшей степени Северной краевых мегазон [15-18].

Приведенные выше структурно-геологические и геолого-геофизические материалы дают основание полагать, что позднеальпийская структура СЗК была сформирована не в висячем крыле глубинного подвига вследствие якобы происходившей субдукции Закавказской плиты под южную окраину Евразии, а над крупной содвиговой зоной, образовавшейся вследствие жесткой коллизии Предкавказской (Скифской) и Черноморско-Закавказской литосферных плит. При лобовом столкновении этих крупных сиалических глыб в зоне их конвергенции происходит активное тектоническое расплющивание краевых частей сходящихся плит и растекание тектонизированного материала вверх, вниз и вбок вдоль глубинной содвиговой зоны («осевой глубинный разлом Большого Кавказа» Г.Д.Ажгирея [1]); крупномасштабное перемещение горных масс запечатлено: в процессах горообразования над зоной содвижения; в погружении геофизических «слоев» и их «перемешивании» внутри содвиговой зоны; в прогрессирующей линеаризации складчатого сооружения; сближении его форландов. Система субвертикальных узких пластинчатых блоков, мегабудин и мегалитонов, рассекаемых и разделяемых крутонаклоненными или субвертикальными содвиговыми дизъюнктивами различного ранга (кливаж и трещины сплющивания, дизъюнктивы сжатия и вязкие разрывы, коллизионные швы и шовные зоны) образуют структурную основу содвигового парагенеза [12], куда входят также структуры латерального и субвертикального течения, поперечные складки и структуры нагнетания. Другим важнейшим элементом коллизионно-содвигового структурного ансамбля являются выжатые из содвиговой зоны тектоно-седиментационные образования – покровы, тектонические меланжи и олистостромы. Подавляющая часть покровных структур южного склона СЗК – структуры вязкопластического течения, выжатые из крупных содвиговых швов осевой зоны и перемещенных отчасти тектонически, отчасти гравитационно на значительно менее дислоцированные и жесткие (не затронутые столь же мощной флюидотектонической переработкой) краевые части конвергирующих плит. Пологие покровы и крутые содвиги – два тесно связанные типа дизъюнктивов, характеризующие коллизионные структурные ансамбли; кроме них, здесь участвуют разнообразные (но развитые более локально) системы дизъюнктивов скалывания, раздвижения и латерального тектонического течения. Такая структурно-кинематическая модель наиболее точно отражает как реальную дизъюнктивную структуру Северо-Западного Кавказа, так и геодинамические особенности ее развития в зоне конвергенции южного (Абхазская зона Грузинской глыбы) и северного (Лабино-Малкинская зона Скифской плиты) форландов позднеальпийского орогена Большого Кавказа. При этом остаются в силе все ранее разработанные представления о правосдвиговом характере большинства продольных и диагональных швов Северо-Западного Кавказа и о транспрессивном характере структуры Большого Кавказа в целом [1, 9-11].

Авторы благодарны ФГУГП «Кавказгеолсъёмка» и программе «Ведущие научные школы» за финансовую поддержку исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ажгирей Г.Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движений земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геол.,1960, №8. С. 21-36.

2. Баранов Г.И., Белов А.А., Дотдуев С.И. Региональные примеры тектонически расслоенных аккреционных систем. Большой Кавказ // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С.196-214.

3. Борукаев Ч.Б. Тектоническая структура юго-восточной части Новороссийского синклинория (Северо-Западный Кавказ) и история ее формирования. Автореф. канд. дисс. М.: Изд-во МГУ, 1964. 16 с.

4. Греков И.И., Компаниец М.А., Корсаков С.А. Геолого-геофизическая модель Западного Кавказа и Предкавказья по профилю Туапсе – Армавир (Северный Кавказ) // Тектоника и геофизика. Материалы XXXV Междуведомственного тектонического совещания. М.: "ГЕОС", 2002. С.142-146.

5. Копп М.Л. Новейшие деформации Скифской и юга Восточно-Европейской платформ как результат давления Аравийской плиты // Геотектоника. 2000, №2. С.26-423.

6. Короновский Н.В., Захаров В.С. Колебания блоков земной коры южного края Скифской плиты (Северное Предкавказье) в связи с образованием передовых прогибов // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2000. С.232-235.

7. Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Горбова С.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1: 200 000. Издание 2-е. Серия Кавказская. Лист L-37-XXXIV (Туапсе). СПб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 168 с.

8. Лаврищев В.А., Греков И.И., Башкиров А.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000. Издание 2-е. Серия Кавказская. Лист К-37-IV (Сочи). СПб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2000. 135с.

9. Маринин А.В. Позднеальпийская структура Северо-Западного Кавказа и тектодинамические условия ее формирования. Автореф. канд. дисс. М. Изд-во МГУ, 2003. 22 с.

10. Расцветаев Л.М. Горный Крым и Северное Причерноморье // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука,1977. С.95-113.

11. Расцветаев Л.М. Тектодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука., 1987. С.6996.

12. Расцветаев Л.М. О некоторых общих особенностях структуры и альпийской геодинамики Большого Кавказа // Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа. Ессентуки: 1995. С.257-260.

13. Расцветаев Л.М. Содвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С.136-140.

14. Расцветаев Л.М. Большой Кавказ – субдукция или содвиг? // Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики. М.: МГУ. 1999. С. 23-24.

15. Расцветаев Л.М. Актуальные проблемы структурной геологии и тектонофизики // Тектонофизика сегодня. М,: ОИФЗ РАН, 2002. С.334-373.

16. Расцветаев Л.М., Греков И.И., Пруцкий Н.И., Энна Н.Л., Литовко Г.В., Компаниец М.А., Трофименко А.А., Корсаков С.Г., Письменный А.Н. Глубинное строение Большого Кавказа // Материалы XXXVП Тектонического совещания. Новосибирск, «ГЕО», 2004. С.100-103.

17. Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю. Дизъюнктивные системы и новейшая геодинамика Северо-Западного Кавказа // Общие и региональные проблемы тектоники и тектодинамики, т.2. М.: «ГЕОС», 2008. С. 147-153.

18. Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю., Курдин Н.Н., Энна Н.Л., Корсаков С.Г. Расплющивание и тектоническое течение горных пород в осевых зонах Большого Кавказа // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXШ Тектонического совещания. М.:ГЕОС, 2000. С.420424.

19. Сомин М.Л. О структуре осевых зон Центрального Кавказа // Докл. РАН. Т. 375, №5. 2000. С. 662-665.

20. Хаин В.Е., Афанасьев С.Л., Борукаев Ч.Б., Ломизе М.Г. Основные черты структурно-фациальной зональности и тектонической истории Северо-Западного Кавказа // Геология Центрального и Западного Кавказа, т.3. М.: Гостоптехиздат. 1962. С.547.

21. Шевченко В.И. Происхождение структур горизонтального сжатия в складчатом сооружении (на примере Большого Кавказа). М.: Наука, 1984. 158 с.

22. Шемпелев А.Г., Пруцкий Н.И., Фельдман И.С., Кухмазов С.У. Геолого-геофизическая модель по профилю Туапсе-Армавир // Тектоника неогея: общие и региональные аспекты.Т.2. М.: ГЕОС. 2001. С.316-320.

23. Яковлев Ф.Л. Диагностика механизмов образования линейной складчатости по количественным критериям ее морфологии (на примере Большого Кавказа). М.: ОИФЗ РАН, 1997. 76 с.

24. Khain V.E. Structure and Evolution of Nappe-Fold Edifices of the Alpine-Himalayan Belt: A Comparison // Int. Geol. Rev. 1996. Vol. 38. P.374-387.

25. Philip H., Cisternas A., Guishiani A. & Gorshkov A. The Caucasus: an actual example of the initual stages of continental collision. // Tectonophysics. 1989. V. 161. P. 1-21.

26. Saintot A. Reconstruction des champs de paleocontraintes de la Crimee au Caucase nord-occidental, relations avec le developpement des structures majeures.. Apport de la teledetection a l'analyse structurale. These Doctorat. Mem. Sc. Terre Univ. P. et M. Curie, Paris, 2000.

МЕХАНОХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ТЕЛЕ РАЗЛОМА

Ребецкий Ю.Л.

Институт физики Земли РАН, г. Москва, reb@ifz.ru

В механике существует понятие дислокации и трещины, определяющее нарушение сплошности среды и, как следствие, возникновение локализации смещений – скачка смещений. В конструкционной механике такие смещения могут формировать трещины и дислокации сдвига и отрыва, осуществляя сброс части накопленной в среде внутренней упругой энергии. Разница между трещиной и дислокацией заключается в том, что последние, возникая в кристаллах, формируют практически постоянное смещение своих бортов друг относительно друга, за счет наличия вакансий решетки кристалла в своих концевых частях. Трещины имеют вдоль своей протяженности неодинаковое относительное смещение бортов, максимальное в середине и резко уменьшающееся (по параболическому закону) к концевой части (для отрыва и для сдвига). Подобные различия в кинематике приводят к разному типу распределения напряжений, которое теоретически изучалось в работах [Chinnery, 1961; Осокина, 1987].

В геологии также наблюдают трещины, к которым относят нарушения сплошности геосреды протяженностью от первых миллиметров до сотен метров. Такие трещины малой протяженности иногда визуально выглядят так же как в конструкционных материалах, в виде очень тонкой «пустоты», разделяющей твердое кристаллическое вещество. Более часто эти трещины заполнены новым минеральным образованием (например, кальцитом), определяющим определенную степень раздвиговой компоненты для бортов трещины и возникшем уже после ее возникновения (стадия залечивания). Здесь так же как в конструкционных материалах, выделяется концевая часть трещины. Более крупные нарушения сплошности протяженностью сотни метров – десятки и сотни километров определяются как разломы. Для них характерна сдвиговая компонента смещений бортов, в некоторых случаях наблюдаемая на поверхности в осадочном чехле развиговая (отрывная) компонента также вызывается сдвигом в глубинной части разлома (например структуры пулл-апарта). Для разломов большой протяженности (первые километры и более) трудно выделить единую линию, разделяющую геосреду на два блока. Разлом, как правило, представляет со-