ISSN 2221-3198

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА ЮГА РОССИИ

№ 4 / 2018

УДК 551.243

DOI:10.23671/VNC.2018.4.20162

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА

**© 2018 Х. О. Чотчаев, А. Г. Шемпелев, к. г.-м. н., С. Н. Трофименко,
Д. Н. Забирченко**

Геофизический институт – филиал ФГБУН ФНЦ «Владикавказский научный центр Российской академии наук», Россия, 362002, РСО-Алания, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: cgi_ras@mail.ru;

Оценка отдельных геодинамических обстановок цикла Уилсона сформировавших тот или иной существующий структурно-вещественный комплекс основных микроплит и структурно-тектонических зон восточного сегмента Центрального Кавказа проведена на основе концепции тектоники литосферных плит и соответствующих геодинамических режимов, устанавливаемых на границе и внутренних частях тектонических плит, подвергшихся различного рода динамическим воздействиям. Структурно-вещественные комплексы дифференцированы по геоморфологическим, тектоническим, седиментационным, магматическим, метаморфическим и вулканическим признакам.

Дается характеристика мантийного воздействия на кору вертикальной и (или) латеральной направленности, динамика которого определяется конвективным восходящим течением разогретого внешним ядром мантийного субстрата и независимыми от конвективных течений струями из нижних и верхних этажей мантии – плюмами по модели двухъярусной тектоники литосферы. Отмечена эффективность сейсмомографии позволяющей по скоростным характеристикам распространения упругих колебаний составлять модели плотностных тепловых неоднородностей мантии. Как обобщение особенностей каждого описываемого структурно-вещественного комплекса, дается характеристика геодинамической обстановки.

Ключевые слова: геодинамическая обстановка, структурно-вещественные комплексы, конвекционное течение, Центральный Кавказ.

Введение

Земная кора, раздробленная на большое количество разномасштабных и бесформенных плит, представляет собой собранную из пазлов современную географическую мозаику планеты. Из 100 (по Р. М. Доменицкой, не считая террейны по В. Е. Хаин) выделенных тектонических плит лишь одна океаническая – Тихоокеанская – 103,3 млн км² и 6 континентальных (Северо-Американская и Северо-Восточная Сибирь – 75,9 млн км², Евразийская – 67,8 млн км², Африканская – 61,3 млн км², Антарктическая – 60,9 млн км², Австралийская – 47,2 млн км², Южно-Американская – 43,6 млн км²) [Аплонов, 2001, Парначев, 2014] представляют собой планетарный масштаб, в сумме составляя более 90% всей площади Земли. Соотношение площадей коры континентальной и коры океанической (включая и моря) составляет примерно 9 к 11. Основным критерием определения границ тектонических плит являются зоны сейсмической, вулканической, а также тектонической активности, а так же горы и океанические желоба.

С точки зрения диалектики природы дробление коры на плиты не что иное, как соблюдение принципа наименьшего запаса энергии (энергетической выгоды) системы для балансирования в целостности в условиях непрерывно пульсирующего состояния верхней мантии. Можно себе представить энергетические затраты на подобное балансирование сплошной коры при локальных колебаниях кровли верхней мантии. С другой стороны следует учесть, что нынешняя тектоническая схема литосферных плит (ТЛП) уравнивает энергетическую разгрузку внутрилитосферных радиогенных и геодинамических процессов и энергий роста ядра выпадением железа за счет люфта в межплитных швах, сохраняя энтропию системы. В случае сплошности коры мера необратимого рассеивания энергии может быть нарушена и, как следствие, нарушено термодинамическое равновесие системы.

Взаимодействие как разных типов, так и однотипных плит, вызванное соответствующим геодинамическим режимом, определяет геодинамическую обстановку развития геологической структуры и ее структурно-вещественных комплексов (СВК). Платформой такого взаимодействия является мантийное воздействие на кору вертикальной и (или) латеральной направленности, динамика которого определяется конвективным восходящим течением разогретого внешним ядром мантийного субстрата и независимыми от конвективных течений струями из нижних и верхних этажей мантии – плюмами [Лобковский, 1988; Зоненшайн и др., 1990].

В первом случае восходящий поток относительного разуплотненного и нагретого субстрата образует восходящую ветвь в будущей конвекционной ячейке, перемещение частиц в которой может происходить по разным траекториям в зависимости от плотности и температуры восходящего потока [Сорохтин, Ушаков, 1993].

За счет механизма ползучести перемещение вещества вверх происходит на атомном и молекулярном уровне путём перескакивания вакансий дислокаций [Фейнман и др., 1966] из плоскости в плоскость. Во втором случае движение мантийного вещества из глубинных недр к подошве литосферы рассматривается в виде адвекции, т.е. направленного подъёма материала в форме «струи», которая растекается по подошве литосферы, не образуя замкнутой конвекционной ячейки. Конвективные потоки и мантийные плюмы находят отражение в материалах сейсмотомографических исследований [Аплов, 1998; Пущаровский, 1998]. По скоростным характеристикам распространения упругих колебаний составляются модели плотностные, а через них и тепловые неоднородности мантии в виде вертикальных зон избыточной плотности для нисходящих потоков и зон разуплотнения для восходящих потоков.

Обобщенное изучение данных сейсмической томографии земных недр позволяет сделать следующие выводы:

- современная мантия Земли характеризуется плотностными и тепловыми неоднородностями, которые фиксируются снижением или возрастанием скоростей сейсмических волн;
- неоднородности в виде колоннообразных тел прослеживаются по всему сечению мантии Земли, т.е. имеют общемантийную (сквозь мантийную) природу;
- низкоскоростные и высокоскоростные неоднородности мантии Земли увязываются в систему крупномасштабной конвекции, имеющей ограниченное число конвекционных ячеек.

Элементы СВК Большого Кавказа, как и любой геологической структуры, являются индикаторами, не только той последней геодинамической обстановки, запе-

чатлевшей современную геологическую действительность, они содержат сведения о комплексах предыдущих геодинамических обстановок, использование которых позволяет эти обстановки классифицировать [Чистяков и др., 1997; Хаин, Ломизе, 2005].

Согласно концепции ТЛП геологическая структура претерпевает закономерно чередующиеся периоды в тектонической эволюции Земли, которые характеризуются определённой последовательностью геологических событий и развиваются на фоне общего направленного развития планеты за счет ее внутренней энергии. Геологический период завершения полного витка тектонической эволюции называется циклом, продолжительность которого зависит от ранга геологической структуры. Для структуры Большого Кавказа, прошедшего все известные геодинамические обстановки, интерес представляет цикл Уилсона – наиболее продолжительный по времени и наиболее значимый по геологическим результатам. Он охватывает время от начала образования океана до его закрытия и включает в себя события от континентального рифтогенеза до столкновения континентов, с промежуточными стадиями спрединга и раскрытия океана, субдукции и образования магматической дуги. Цикл имеет продолжительность порядка 600 млн лет. Механизм протекания каждой геодинамической обстановки цикла Уилсона детально описан в геологической литературе и здесь не рассматривается.

В качестве структурно-вещественных комплексов, сложенных ассоциациями осадочных и метаморфических формаций и магматических образований (формаций), рассматриваются наиболее характерные обособленные складчато-тектонические блоки восточной части Центрального Кавказа, характеризующиеся специфичной структурой и текстурой, тектонической локализацией, морфологическими особенностями, вещественным составом, мощностями слоев, конседиментационными (флексуры, адвекция) и постседиментационными (оползание слоев, астроблемы, диапиры) структурами.

Структурно-вещественные комплексы первого порядка (по классификации регионального тектонического районирования) в целом ориентированы субширотно [Милановский, Хаин, 1963], согласно общекавказскому простиранию, основные из которых приведены на рисунке 1. Дифференцированные структурно-вещественные элементы более высоких порядков повторяют пространственную ориентировку основных структур.

Владикавказская котловина Терско-Каспийского передового прогиба

Владикавказская котловина располагается севернее Лесистого хребта, представляет собой глубокий прогиб, переходящий на юге в северное крыло Кавказского антиклинория. Началом формирования прогиба следует верхний сармат, когда на территории Терско-Каспийского передового прогиба устанавливается режим устойчивого прогибания, сохранившийся на фоне общего поднятия региона, начавшегося в позднем сармате-мэотисе [Шемпелев и др., 2015; 2017б]. Таким образом, ложем прогиба следует считать глины и мергели ниже-верхнесарматских регио-подъярусов.

Выполнена Владикавказская котловина мощной толщей континентальных образований неогена и четвертичного периода [Стеклов, 1963], образующих верхнюю молассу. В основании этой толщи располагаются отложения галечниково-песчано-

глинистого состава верхнего сармата-понта, объединяющие конгломераты и галечники Лысогорской свиты. Ее мощность ее изменяется от 1000 м до 200 м у северной рамки площади до полного выклинивания у южной границы прогиба.

На конгломератах лысогорской свиты располагаются туфогенно-конгломератовые отложения свиты рухсдзуар.

Эти породы выполняют значительную площадь котловины. Мощность их достигает 1450 м. Завершается разрез верхней молассы четвертичными плейстоценоголоценовыми аллювиальными и флювиогляциальными образованиями, мощностью от 0 до 750 м.

Южную границу котловины с Северной моноклиной определяет Владикавказский разлом [Милановский, Хаин, 1963; Чотчаев, 2016], представляющий собой флексуру с поднятым южным, опущенным северным крыльями (падение 75–80°) и изгибом на глубине порядка 7 км [Овсюченко и др., 2008]. Владикавказская структура по данным ГСЗ [Краснопевцева, 1984] отмечается появлением интенсивных дифрагированных волн, искажением рельефа большинства глубинных границ и исчезновением некоторых протяженных сейсмических границ.

На микросейсмических разрезах границы названных выше комплексов прослеживаются фрагментарно и лишь на отдельных участках. В северных частях обоих профилей, соответствующих Осетинской впадине, на глубинах 2,5–4 км выделяется первый прерывистый близгоризонтальный раздел высокой контрастности скоростей поперечных сейсмических волн. В разрезе осадочного чехла впадины этот раздел предположительно соответствует подошве терригенных отложений миоценового молассового комплекса. Ниже – на глубине 4,5–7 км – можно выделить второй, более мощный и контрастный раздел, который в Осетинской впадине предположительно соответствует кровле известняковой соленосной формации позднеюрского возраста.

Сейсмические исследования в пределах Владикавказской котловины прослеживают стратифицированные границы от внутриверхнеюрских до чокрака, в котором размыв не отмечается, что дает основание предположить унаследованность снизу вверх структурных элементов и единую геодинамическую обстановку их накопления. В межсолевых и подсолевых отложениях верхней юры установлены аномалии, которые связываются с карбонатными массивами, интерпретируемыми, как возможные рифогенные образования. Выше верхнеюрских отложений такие структуры не проявляются.

Геодинамический режим соответствует коллизионной эпохе развития, деструкции и перемещениям блоков за счет продвижения Аравийского выступа вглубь Евразии, происходит вспышка вулканизма [Короновский, 1982] в основном андезитового состава. Орогенез характеризуется образованием хребтов и межгорных впадин. Интрузивная деятельность характеризуется низкой активностью.

Зона Киммерийской складчатости

Зона Киммерийской складчатости расположена восточнее Садоно-Унальского горста и Фиагдонской антиклинали. С севера она ограничивается поддвигом «Скалистого хребта», с юга Цариит-Цатадонским и Белореченским разломами, отделяющими ее от Шаухох-Дарьяльского поднятия. Восточная граница зоны находится за пределами описываемой территории.

По литологическому составу основания юрской толщи в зоне Киммерийской складчатости выделяются две подзоны: Дагом-Даргавская и Цатадон-Армхинская. Граница между ними проходит по Джимара-Годтанадагскому разлому.

Нижние члены юрского разреза в Дагом-Даргавской подзоне представлены алевролитами и песчаниками мизурской свиты, выделяемыми в морскую терригенную формацию среднего лейаса. В Цатадон-Армхинской подзоне в основании изученной части юры располагаются среднелейасовые глинистые сланцы геналдонской толщи, содержащие подчиненное количество песчаников. Эти породы в данной работе без всякого обоснования объединены с мизурской свитой. Довольно резкие различия в фациях и биоценозе, позволяющие сделать заключение о различных геодинамических обстановках формирования этих отложений, явились, по-видимому, достаточной аргументацией для отнесения некоторыми исследователями Цатадон-Армхинской подзоны, в качестве решения этой проблемы, к Восточному Кавказу. Отсутствие каких-либо различий в вышележащих ниже-среднеюрских песчано-глинистых осадках, перекрывающих как «мизурские», так и «геналдонские» отложения, позволяет предположить, что тектоническая обособленность подзон закончилась в конце плинсбаха, и далее они развивались как единое целое.

Не исключается, естественно, и другая точка зрения, по которой фациальные различия «мизурских» и «геналдонских» осадков, а также отличия в биоценозе, являются производными от расположения участка осадконакопления относительно береговой линии, и что нивелирование условий осадконакопления к началу тоара является естественным процессом в условиях расширяющейся морской трансгрессии.

Тектонические структуры, как в Дагом-Даргавской, так и в Цатадон-Армхинской подзонах, являются результатом преимущественно адыгейской фазы альпийского орогенеза. Они развивались уже в единой, консолидированной зоне Киммерийской складчатости и поэтому характеризуются единым планом складчатых деформаций.

В пределах зоны выделяется целый ряд субширотно-ориентированных тектонических подзон, характеризующихся определенным типом пликативных и дизъюнктивных нарушений.

Здесь с севера на юг выделены подзоны северных антиклиналей, промежуточных грабенов, центральных синклиналей, Фиагдон-Ларского поднятия и «южной» синклинали.

В целом, по своему положению в геологической структуре горной части восточного сегмента Центрального Кавказа и по своему строению «южная» синклиналь Киммерийской складчатости является аналогом Штулу-Харесской грабен-синклинали, разделяющей Таймази-Лабагомское (Центральное) и Балкаро-Дигорское поднятия, и, по-видимому, в какой-то степени, может рассматриваться в качестве ее восточного сегмента.

Киммерийская складчатость развивается при геодинамическом режиме, соответствующем киммерийскому этапу столкновения южного микроконтинента с активной континентальной окраиной Скифской плиты, при завершающейся коллизионной эпохе. Южнее примкнувшего микроконтинента образуется зона субдукции, происходит формирование Малокавказской вулканической дуги. Осадконакопление происходит в условиях эпиконтинентального морского бассейна.

Активизируется магматическая деятельность, андезидацитовая туфо-лавовая

Рис. 1. Микроплиты и структурно-тектонические зоны восточной части Центрального Кавказа (по Ольховскому Г. П., Тибилову С. М.)
 Условные обозначения: Микроплиты – террейны: 1. Предкавказская; 2. Восточно-Кавказская; 3. Закавказская.
 Структурно-тектонические зоны: 4. Мамисон-Казбекская (реликтовая зона); 5. Владикавказская котловина; 6. Северная моноклиналь; 7. Главный хребт (1 – Махерская и 2 – Кассарская подзоны); 8. Дигоро-Осетинская; 9. Ардон-Дарьяльская; 10. Южная моноклиналь; 11. Чирокская; 12. Контакты; 13. Микроплит-террейны; 14. Границы (1 – республик, 2 – государственных).

вулканогенная формация сменяется габбро-диорит-гранодиоритовой и габбро-диабазовой дайковой формациями. Осадочные комплексы представляют аспидные и узловатые глинистые сланцы, метапесчаники, кварциты.

Начинается взаимодействие континентальной окраины с океанической плитой и раскрытие океанического бассейна, связанного со спредингом базальтоидного вулканизма.

Центральное поднятие

а. Таймази-Лабагомское поднятие

Осевая зона антиклинория Большого Кавказа в Восточной части Центрального Кавказа смещается на юг, где орографически выражена наиболее высокогорным Боковым хребтом и занимает южную часть восточного окончания структурно-тектонического сооружения Центрального Кавказа. Представлена осевая зона здесь двумя субшироными горстовыми поднятиями: Таймази-Лабагомским и Шаухох-Дарьяльским.

Таймази – Лабагомское поднятие расположено в юго-западной высокогорной части сегмента, занимая здесь склоны Главного и Бокового хребтов, а также северные отроги последнего. По литологическому составу слагающих его пород делится на две тектонические подзоны: Танадон-Буронскую и Лабода-Цмиакомскую.

Танадон-Буронская подзона охватывает северную половину Таймази-Лабагомского поднятия. Она ограничивается на севере депрессионной структурой Штулу-Харесской грабен-синклинали, а на юге Лабода-Караугомским и Цейдонским разломами, место сочленения которых залечено внедрившимися Караугомским и Цейским массивами среднеюрской Дигорской вулканоплутонической ассоциации. В долине р. Баддон подзона погружается под песчано-глинистые породы формации глинистых сланцев. Сложена подзона средне- и верхнепалеозойскими гранитоидами. Меньшее значение имеют породы супраструктуры, представленные останцами, ксенолитами и относительно крупными блоками кристаллических сланцев макерской серии, слагающих ктитебердинскую и буронскую свиты. Магматические породы представлены образованиями диоритовой формации и габбро-диорит-гранодиоритовой группы формаций, тяготеющими к зонам крупных разломов общекавказской ориентировки и системам трещиноватости северо-западного простирания. Незначительная роль принадлежит вулканитам ниже-среднелейасовой андезитодацитовой и песчаникам среднелейасовой морской терригенной формаций, которые, располагаясь на контакте с Штулу-Харесской грабен-синклиналью, могут рассматриваться принадлежащими, как подзоне, так и южному крылу грабен-синклинали.

Танадон-Буронская подзона состоит из пяти тектонических блоков, из которых западные – Танадонский, Рудный и Хуппаринский отделяются от восточных – Саухохского и Буронского, глубинным Згидским разломом, поверхностным проявлением которого является Донисарский взброс. По Згидскому разлому и, соответственно, по Донисарскому взбросу восточная часть Танадон-Буронской подзоны поднята не менее, чем на 2,5-3 км. Западная часть подзоны, представленная Танадонским, Рудным и Хуппаринским блоками, в результате ротации наклонена на север под углом 40°. До сих пор не нашли обоснованного объяснения мелкие нащепки, возможно тектонические останцы вулканитов ниже-среднелейасовой андезидацитовой формации и глинистых сланцев ниже-, среднеюрской формаций, встречающи-

еся среди гранитоидов подзоны в разных частях Хуппаринского блока. В качестве одной из гипотез, объясняющих это явление, высказывается предположение, что ротация блоков происходила одновременно с перемещением масс пород с юга на север. Последнее проявилось, очевидно, более амплитудными надвигами, на которые и указывают останцы вулканогенных и осадочных пород, сохранившиеся лишь местами после формирования Главного и Бокового хребтов и их последующей интенсивной денудации.

Лабода-Караугомский разлом, ограничивающий западную часть Танадон-Буронской подзоны с юга, является одним из крупнейших дизъюнктивов древнего заложения в этой части региона. Прослеживается он в юго-восточном направлении на 25 км, от массива г. Лабода на западе до горно-ледникового Караугомского плато на востоке. Дальнейшее продолжение разлома уничтожено интрузией в его зону гранодиоритовой магмы, сформировавшей здесь Караугомский массив среднеюрской дигорской вулcano-плутонической ассоциации. Падение разлома крутое ($75\text{--}88^\circ$), чаще северное и субвертикальное. К его зоне тяготеют мелкие субинтрузивные тела плиоценовой диоритовой формации. Амплитуда по разлому не определяется.

Восточные блоки Танадон-Буронской подзоны претерпели более интенсивную ротацию, в результате которой они оказались перевернутыми на север. Их поверхность приобрела южное падение под углами $70\text{--}75^\circ$, что установлено не только по врезам речных долин, но и горными выработками, пройденными Садонским свинцово-цинковым комбинатом на Студенческом и Урсдонском рудопроявлениях.

Саухохский блок является южной частью Кионского поперечного поднятия. Сложен блок, в основном, средне- и верхнепалеозойскими гранитоидами и кристаллическими сланцами буронской свиты. Меньшее значение имеют вулканиты садонской, песчаники мизурской и глинистые сланцы галиатской свит и многочисленные мелкие тела, штоки и дайки интрузивной и субинтрузивной фаций среднеюрских дигорской вулcano-плутонической ассоциации и казбекского дайкового комплекса, а также плиоценового диоритового Теплинского комплекса. Ограничен блок на западе и севере Донисардонским и на востоке Урсдонским взбросами, по которым он не только поднят, но и смещен к северу. По зоне Цейдонского разлома в юго-западную часть Саухохского блока внедрены гранодиориты Цейского массива.

Буронский блок, завершающий на востоке Танадон-Буронскую подзону, сложен образованиями Мамисон-Казбекской супраструктуры, представленными кристаллическими сланцами Буронской свиты. Меньшая роль принадлежит породам сероцветной молассы, а также андезидацитов, морской терригенной и глинистых сланцев формаций. Магматические образования относительно редки и представлены преимущественно дайками среднеюрской габбро-диабазовой формации казбекского дайкового комплекса. В структурном отношении это наиболее сложнопостроенный из множества блоков восточного сегмента Центального Кавказа. Судя по его восточному окончанию, блок смят в складки, из которых отчетливо фиксируются Малая и Большая Бадская антиклинали и разделяющая их Машигкомская синклиналь. Западнее долины р. Ардон эти складки не документируются. Большая Бадская антиклиналь является здесь доминирующей структурой. Она протягивается в широтном направлении примерно на 8-9 км. Ширина ее около 2-х км. Осевая плоскость складки опрокинута на север. Ее северное крыло падает к югу под углами

70–85°, южное тоже к югу с углами 40–70°. Ядро складки сложено кристаллическими сланцами буронской свиты, крылья – конгломератами баддонской, вулканитами садонской и песчаниками мизурской свит.

К Танадон-Буронской подзоне с юга по линии Лабода-Караугом-Цейдонской тектонической зоны причленяется Лабода-Цмиакомская подзона. Подзона сложена верхнепротерозойскими образованиями супраструктуры, представленными кристаллическими сланцами кассарской свиты, относимыми к буульгенской серии, а также породами гранито-гнейсовой среднепалеозойской формации кассарского комплекса. Кроме этого, в ее строении участвуют гранодиоритовые Караугомский и Цейский массивы, а также штоки и дайковые комплексы среднеюрских габбро-диорит-гранодиоритовой (дигорский комплекс) и габбро-диабазовой (казбекский комплекс) формаций. Ограничивается подзона с юга тектонической зоной Главного надвига, являющегося, по сути дела, поддвигом, по которому геологические образования более южных зон пододвигаются под Таймази-Лабагомскую структуру, обеспечивая тем самым ее воздымание. Лабода-Цмиакомская подзона делится на два блока, разделенных Караугомским интрузивом гранодиоритов. Западный – Водораздельный блок занимает гребневую часть Главного Водораздельного хребта между горно-ледниковыми массивами Лабода (4320 м) и Бурджула (4357 м).

Восточный Лагау-Цмиакомский блок располагается на склонах Бокового хребта, между горными массивами Лагау и Цмиакомхох. Ограничен он на севере Цейдонским разломом, на востоке – частью Колотинского надвига, на юге зоной Главного надвига. Западная его граница, сочленение с Водораздельным блоком, как отмечено выше, уничтожена интрузией гранодиоритов Караугомского массива. Блок преимущественно представлен верхнепротерозойскими кристаллическими сланцами кассарской свиты. Меньшее значение имеют верхнепротерозойские образования чанчахской свиты и совсем незначительна роль верхнепалеозойской сероцветной молассы, туффито-песчаной и карбонатной метаморфизованной формаций. В северной части блока преобладают образования среднепалеозойской гранито-гнейсовой формации, более мелкие тела тяготеют к его восточному и южному краям. Магматические образования, кроме упомянутых выше гранодиоритов Караугомской и Цейской интрузий, представлены их жильными дериватами, а также бесчисленным количеством даек среднеюрской габбро-диабазовой формации (дигорской вулcano-плутонической ассоциации). В южной части блок осложнен субширотными разломами, а в его восточной части широко развиты северо-восточные разрывы. В структурном плане большая часть блока представляет собой Цмиакомскую антиклинальную складку, южное крыло и переклиналиное замыкание которой осложнены зонами крупных разломов. Северное крыло антиклинали определяется только в крайней восточной части структуры, где на южных склонах Цадуатинской балки северное крыло, сложенное верхнепермскими мраморами, переходит в осложненное Колотинским надвигом южное крыло Цадуатинской синклинали. Восточнее Ардон-Бадского водораздела синклинали и северное крыло антиклинали не прослеживаются. Южное крыло, осложненное Главным надвигом, в котором располагаются линзы и пласты мраморов пермского периода, имеет крутое (70–80°) падение к северу [Шемпелев, 2017a]. Высокогорный рельеф и плохая проходимость ограничивают возможность изучения блока с необходимой полнотой. Уточнение его строения, по-видимому, возможно лишь с получением дополнительного фактического материала.

Описанное Таймази-Лабагомское поднятие представляет значительный интерес в связи с тем, что здесь непосредственно соприкасаются породы макерской и буульгенской серий. Даже грубое умозрительное приведение поверхности поднятия в субгоризонтальное положение, приблизительно соответствующее предлейасовому, показывает, что образования макерской серии залегают на буульгенской и что Лабода-Караугом-Цейдонская тектоническая зона, разделяющая эти салическую и мафическую серии, является ничем иным, как крупным надвигом

6. Шаухох-Дарьяльское поднятие

Расположено поднятие в юго-восточной части территории, где занимает гребень и склоны Бокового хребта. От Таймази-Лабагомского поднятия оно отделяется сравнительно широким (12 км) Колотинским покровом. Шаухох-Дарьяльское поднятие состоит из сравнительно крупных Шаухохского и Дарьяльского массивов, разделенных Чачским покровом. Шаухохский массив располагается в междуречье рр. Фиагдон-Гизельдон. Ограничен массив с севера юго-западной частью Джима-ра-Годтанадагского разлома и Цариит-Цатадонским взбросом. Южная граница его представлена Сырхубарзондским взбросом. Ядерная часть блока сложена отложениями позднекарбоновой сероцветной молассы, а также позднекарбоновой-раннепермской туффито-песчаной и поздне-пермской карбонатной метаморфизованной формаций. Перекрываются они образованиями раннелейасовой формации метапесчаников, кварцитов, узловатых и пятнистых сланцев, а также среднелейасовой аспидной формации. Перечисленные породы секутся многочисленными дайками среднеюрской габбро-диабазовой формации казбекского комплекса. Фундамент массива, представленный, как отмечено выше, палеозойскими формациями, обнажается в тектонических клиновидных блоках и в ядре Гизельдонской антиклинали. Гизельдонская антиклиналь располагается в долине р. Мидаграбындон и протягивается по ней от языка одноименного ледника на север на 3,5 км. Ширина ее от 1 км на севере до 2,5 км на юге. На участке Ларцыком ядерная часть складки расширяется до 4 км за счет «выжимания» мраморизованных известняков гизельдонской свиты в предполагаемую полость приоткрывания в процессе тектонических движений блока. С севера и с юга антиклиналь обрывается разломами Чижфандаг-Скаронским и Сырхубарзондским, соответственно. Чижфандаг-Скаронский взброс протягивается от долины р. Фиагдон к истокам р. Цатадон на протяжении около 15 км. Простирание разлома субширотное, падение крутое (75–80°) южное. Южный блок по разлому взброшен примерно на 0,5 км. Сырхубарзондский разлом ограничивает с юга как Гизельдонскую антиклиналь, так и весь Шаухохский массив и прослеживается от долины р. Фиагдон до истоков р. Геналдон, на 22 км. Протягиваясь в субширотном направлении, разлом дугообразно выгибается к югу. Падение его субвертикальное, северное. Он представлен серией сближенных разрывов, образующих единую дизъюнктивную зону мощностью до 50 м, в которой зачастую зажаты и «расташены» блоки и пластины пород гизельдонской и мидаграбынской свит. Разлом на западе и востоке, очевидно, выполаживается и переходит в надвиговые структуры. Однако, не исключена возможность перекрытия Сырхубарзондского разлома, независимыми от него, самостоятельными надвигами. По разлому, расположенные южнее геологические образования, пододвигаются под Шаухохский массив.

Гизельдонская антиклиналь представляет собой типичную брахискладку широтной ориентировки с погружением оси в обе стороны с относительно пологим

(15–25°) углом. Северное крыло ее, сложенное раннелейасовой формацией метапесчаников, кварцитов, узловатых и пятнистых сланцев, сорвано по контакту с нижележащими мраморами позднепермской карбонатной мраморизованной формации и часто падения пород крыла не соответствуют падениям пород палеозойского ядра. В целом, породы ядра имеют общее падение на север с углом 45–50°. Падения же мезозойских пород крыла, как правило, крутые (60–80°), часто опрокинутые к северу и нередко изоклинально смятые. Южное крыло антиклинали оборвано разломами.

Другие выходы палеозойского фундамента Шаухохского массива являются тектоническими блоками с моноклинально залегающими породами, падения которых преимущественно южные крутые, редко пологие.

В целом Шаухохский массив характеризуется глыбово-складчатой структурой с «сорванными» контактами между свитами, с крутым залеганием разломов, разделяющих массив на блоки и имеющих, как правило, южное падение. Характерной особенностью северных блоков массива является смятость мезозойских пород в опрокинутые и наклоненные складки с размахом крыльев до 400–500 м.

По Цариит-Цатадонскому разлому породы массива надвинуты на песчано-глинистые отложения зоны киммерийской складчатости.

Дарьяльский массив занимает крайний юго-восточный угол описываемой территории и располагается в долине р. Терек. От Шаухохского массива он отделяется Чачским покровом. С севера массив ограничен Белореченским, а с юга Гвилетским разломами. Сложен массив породами среднепалеозойской гранито-гнейсовой формации и образованиями раннелейасовой формации метапесчаников, кварцитов, узловатых и пятнистых сланцев и среднелейасовой, аспидной формации. Незначительную роль играют роговики, образованные, предположительно, по породам мидаграбынской свиты. Гранито-гнейсы и роговики образуют кристаллическое основание массива и слагают Северный и Южный Дарьяльские блоки, а также обнажаются в Гвилетско-Кистинском блоке. Породы формации метапесчаников, кварцитов, узловатых и пятнистых сланцев, объединяемых в кистинскую свиту, образуют своеобразный чехол палеозойского ядра. Образования аспидной формации, включающие белореченскую свиту, оконтуривают породы кистинской свиты с севера. Ширина Дарьяльского массива по долине р. Терек составляет 7 км, а длина в пределах описываемой площади – 20 км.

Главными особенностями пород кассарской толщи Центрального поднятия являются: плотность и мелкозернистость; слабо развитая кристаллизационная сланцеватость и преобладание гранобластовых, нематобластовых и лепидобластовых структур; четко проявленная реликтовая слоистость, подчеркиваемая переслаиванием полос разного состава; редкость постепенных переходов между породами и незначительность диафторических процессов; одноэтапный метаморфизм пород в кварц-альбит-эпидот-альмандиновой субфации фации зеленых сланцев метаморфической серии.

Структурно-вещественный комплекс Центрального поднятия в протерозойский этап характеризуется ультраметаморфизмом вулканогенных и терригенных пород и формированием образований инфраструктуры и супраструктуры, составляющих первооснову кристаллического фундамента континентальных плит.

Палеозойский этап в герцинский цикл орогенеза ознаменовался закрытием океана и столкновением с Восточно-Европейской континентальной плитой Центрально-Кавказской и Бечасынской микроплит-террейнов. Фрагменты Бечасынской ми-

кроплиты представлены кассарской свитой и, по-видимому, Вазахох-Донифарскими метабазитами. В результате коллизии (Бретонская, Преднаюрская и Судетская фазы герцинского цикла орогенеза) произошло воздымание зоны Главного хребта, зоны главного Транскавказского поперечного поднятия, внедрение гранитоидов и образование мощных тектонических покровов, сложенных породами макерской серии, офиолитов и островодужных комплексов [Баранов, 1991, 1995]. Предположительно, Пфальской и Лабинской фазами орогенеза обусловлен тектонический контакт пород буронской свиты (макерская серия) с метаморфическими образованиями кассарской свиты (буульгенская серия) и ее гранитизированными разностями. Разрушение горной системы привело в конце палеозоя к пенеппенизации региона, в котором в мелководных морских и лагунных условиях накапливаются терригенно-карбонатные и карбонатные осадки. В результате формируется доюрский кристаллический фундамент Большого Кавказа.

Мамисон-Казбекский реликтовый рубец

Мамисон-Казбекский реликтовый рубец или геосу́тура – тектоническое выражение зоны коллизии, обычно содержащая офиолиты, метаморфические породы высоких давлений и тектонический меланж – является указателем существовавшего ранее и замкнувшегося впоследствии морского бассейна. Зона имеет региональное общекавказское значение и прослеживается на протяжении около 550 км.

В восточной части Центрального Кавказа Мамисон-Казбекский реликтовый рубец протягивается от Мамисонского перевала на западе до Майли-Казбекского горного массива на востоке. Геосу́тура ограничивается зонами разломов на севере Главного надвига, Колотинского, Сырхубарзондского, Кайджинского и Гвилетского, а на юге – Адайком-Казбекского и Цесского.

Адайком-Казбекский разлом играет роль своеобразного барьера для мезозойских магматических проявлений, которые широко развиты севернее разлома. Южнее него мезозойские магматические проявления полностью отсутствуют. По этому разлому геологические образования, расположенные южнее пододвигаются под Мамисон-Казбекскую геосу́туру. Выполнен реликтовый рубец породами арнагской и циклаурской свит, превращенных в процессе субдукции океанического дна и, особенно, коллизии континентальных плит, в хаотический комплекс или микстит.

Геосу́тура выполнена тектонизированным терригенным материалом, содержащим разного размера глыбы и блоки вулканогенно-осадочных пород и ремобилизованные олистостромы пород офиолитового комплекса. При этом, в той или иной степени серпентинизированные пикриты, нигде не встречающиеся без андезито-базальтовой или диабазовой оболочки (Клиатком, Арси́ком, Мидаграбын), хорошо укладываются в схему процесса диапиризма, прошедшего на первой стадии тектонической мобилизации офиолитов. Незначительная роль в строении Мамисон-Казбекской зоны принадлежит субинтрузивным образованиям плиоценовой диоритовой формации.

Пододвигание пород реликтового рубца под кристаллический фундамент, расположенной севернее, континентальной плиты, в чем все исследователи едины во мнении, осадочно-вулканогенные формации, вероятно, могут частично субдуцировать вместе с «поглощаемой» плитой. Избыточная же часть пород «прессуется» между континентальными плитами, образуя здесь своеобразную подушку, и надвигается на край северной плиты в виде тектонических пластин или покровов в благоприятных для этого участках.

В зависимости от условий залегания пород в Мамисон-Казбекской геосутуре выделяются Бубудон-Льядонский, Мидаграбын-Майлийский и Куровский тектонизированные интервалы и, разделяющие их, Колотинский и Чачский покровы.

Тектонизированные интервалы находятся в тыловых частях Таймази-Лабогомского поднятия и Шаухохского и Дарьяльского массивов, которые, в конечном счете, явились своеобразными порогами для двигавшихся с юга осадочных толщ. Последние, «упираясь» в эти пороги, дробились, сминались, рассланцовывались, катаклазировались и милонитизировались. Они приобрели субвертикальное перевернутое залегание, параллельное плоскостям разломов, ограничивающих эти пороги с юга. К сожалению, отсутствие специализированных наблюдений не позволяет судить о масштабах тектонической переработки пород зоны. Из имеющегося же материала пока можно сделать вывод о возможном преобладании слабо тектонизированных или неизмененных пород над матричным тектонитом. В целом, для Бубудон-Льядонского, Мидаграбын-Майлийского и Куровского интервалов пликативные формы не характерны. Встречающиеся здесь редкие складки не превышают по амплитуде первые десятки метров и лишь некоторые достигают 150-300 м. Осевые плоскости складок, как правило, падают на север. Простираание их осей субширотное (260–280°).

Колотинский и Кайджинский тектонические покровы располагаются на участках, где блоки Центрального поднятия очевидно погружены. Несмотря на отсутствие прямых фактов, как о структуре края северной плиты в целом, отмечается:

- заливообразная, выдающаяся к северу форма площадей развития вулканогенно-осадочных пород в междуречьях Баддон-Фиэгдон и Геналдон-Терек;
- явно надвиговый характер залегания в северных частях этих участков вулканогенно-осадочных пород, картируемое на водораздельных гребнях Архондон-Кайдон, Цазиудон-Фиэгдон и Геналдон-Терек;
- более пологое, в целом, залегание пород с выполаживанием, местами, до 40° и менее;
- широкое развитие пликативных дислокаций с преобладанием в южных частях сжатой изоклинальной складчатости, а в северных – гетероклинальных и брахиформных структур. Амплитуда горизонтального перемещения Колотинского покрова достигает 7 км, Кайджанского – 4 км.

Кайджанский покров является чешуйчатым надвигом. Три южные чешуи сложены породами реликтового рубца и по Чачскому надвигу надвинуты на отложения кистинской и белореченской свит Дарьяльского массива.

В Мамисон-Казбекском реликтовом рубце по составу магматических пород и по их насыщенности выделяются три типа олистостром [Парначев, 2014]. Первый тип представлен сравнительно небольшими глыбами габброидов, располагающимися без видимой ориентировки в тонкоперетертом глинисто-алевролитовом матриксе.

Ко второму типу олистостром отнесены относительно крупные блоки, сложенные на 70-80% параллельными дайками диабазов и габбро-диабазов, часто окварцованных и интенсивно пирротинизированных.

К третьему типу олистостром отнесены блоки, сложенные частым послойным переслаиванием глинистых сланцев с силлами и потоками габброидов и андезитобазальтов, а также блоки, полностью сложенные этими магматическими породами. Особенностью этих олистоблоков является то, что магматические породы в них представлены, преимущественно излившимися фациями, для которых характерна

шаровая отдельность. Субинтрузивные образования в этих олистоблоках редки и представлены единичными дайками диабазового состава.

Хаотические комплексы осадочного и тектонического происхождения являются индикаторами контрастных в геоморфологическом и структурном отношении тектонических зон [Шульц и др., 1991]. Меланжи маркируют положение офиолитовых и безофиолитовых швов, сближения и столкновения литосферных плит, микроплит, террейнов, блоков. Хаотические комплексы осадочного происхождения олистостромы указывают на местоположение подводных уступов и склонов, разграничивающих геодинамически разнородные бассейны осадконакопления.

Чередующиеся геодинамические обстановки цикла Уилсона на месте будущей структуры Большого Кавказа создавались взаимодействием двух литосферных плит – Скифской континентальной и Южного (Закавказского) микроконтинента – террейна, и шовной зоны (сутура) между ними.

Раннемезозойский этап начинается, по-видимому, с подъема мантийного диапира в Лабинскую орогеническую фазу, приведшего к установлению условий растяжения и, как следствие, к активизации вулканизма начальных стадий рифтогенеза (Адайкомский андезито-базальтовый горизонт). Продолжающееся раскрытие рифта и преобразование его в океанический бассейн, сопровождается интенсивным базальтоидным магматизмом (Фиагдонский вулcano-плутонический комплекс). В раннекиммерийскую орогеническую фазу происходит смена условий растяжения условиями сжатия. Начинается сокращение океанического бассейна. Вдоль южного края Скифской плиты образуется зона поглощения, по которой океаническая плита поддвигается под нее. После достижения погружающейся океанической плитой глубин порядка 150 км и более в подошве Скифской плиты создались РТ условия для генерации известково-щелочной магмы и в краевой части Скифского континента, в конце нижнего лейаса вспыхивает андезидацитовый вулканизм, интенсивно протекавший почти весь средний лейас (садонская свита). Затухание в начале домера вулканической деятельности привело к охлаждению южного края Скифской плиты и, как следствие, к расширению морской трансгрессии, захватывающей более внутренние зоны континента. К концу лейаса здесь устанавливается сравнительно устойчивый режим эпиконтинентального моря (Большекавказского бассейна), в котором накапливаются терригенные толщи мизурской, галиатской и стратиграфически вышележащих свит. В расположенном южнее и сокращающемся океаническом бассейне базальтоидный вулканизм прекратился с установлением условий сжатия и в средне-, и верхнелейасовой эпохах там накапливаются амагматические толщи глинистых сланцев верхней подсвиты циклаурской свиты. В результате непрекращавшейся субдукции в конце байоса с южным краем Скифской плиты сталкивается Южная (Закавказская) микроплита – террейн. Происходит закрытие в этой части океанического бассейна и формирование Малокавказской микроплиты. Геодинамическая обстановка коллизии вызвала расслоение южного края Скифской плиты на шולי («шелевая тектоника» по Дж. Дьюи и А. Сенгора от немецкого Scholl – клочок земли), т.е. микроплиты и микроблоки, перемежаемые внутрикоровыми горизонтами астеносферы, и интенсивную шелевую тектонику с торошением, скупиванием, ротацией и дроблением шелей, а также с образованием клиновидных зон растяжения – минисфенохазмов, сопровождаемое, как правило, базальтоидными излияниями (Ходские анамезиты). По-видимому, в этот период происходит активизация среднеюрского магматизма с внедрением по многочис-

ленным зонам разломов массивов, штоков и даек субинтрузивной и интрузивной фаций габбро-диорит-гранодиоритовой формации. С последней предполагается генетическая связь свинцово-цинкового оруденения Горной Осетии, размещение которого в пространстве контролируется структурами сфенохазмов (за исключением Кадат-Ханикомских рудных зон). В эту орогеническую фазу активизировалась тенденция к поднятию главного Транскавказского поперечного поднятия. В результате этого, в зоне Центрального Кавказа возникла горная система. Закрывшийся на юге океанический бассейн был преобразован в узкую шовную зону, выполненную меланжем тектонизированных океанических пород и различного размера офиолитовыми олистостромами.

Заключение

Структурно-вещественный комплекс Владикавказской котловины является индикатором коллизионной эпохи развития, деструкции и перемещения блоков за счет продвижения Аравийского выступа вглубь Евразии, характеризует вспышку вулканизма в основном андезитового состава. Орогенез характеризуется образованием хребтов и межгорных впадин. Интрузивная деятельность характеризуется низкой активностью.

Структурно-фациальные элементы Киммерийской складчатости указывают на развитие в условиях столкновения южного микроконтинента с активной континентальной окраиной Скифской плиты, при завершающейся коллизионной эпохе. Южнее примкнувшего микроконтинента образуется зона субдукции, происходит формирование Малокавказской вулканической дуги. Осадконакопление происходит в условиях эпиконтинентального морского бассейна. Активизируется магматическая деятельность, андезидацитовая туфо-лавовая вулканогенная формация сменяется габбро-диорит-гранодиоритовой и габбро-диабазовой дайковой формациями. Осадочные комплексы представляют аспидные и узловатые глинистые сланцы, метапесчаники, кварциты. Начинается взаимодействие континентальной окраины с океанической плитой и раскрытие океанического бассейна, связанного со спредингом базальтоидного вулканизма.

Комплекс Центрального поднятия в протерозойский этап характеризуется ультраметаморфизмом вулканогенных и терригенных пород и формированием образований инфраструктуры и супраструктуры, составляющих первооснову кристаллического фундамента континентальных плит. Палеозойский этап в герцинский цикл орогенеза ознаменовался закрытием океана и столкновением с Восточно-Европейской континентальной плитой Центрально-Кавказской и Бечасынской микроплит-террейнов. В результате коллизии происходит внедрение гранитоидов и образование мощных тектонических покровов, сложенных породами макерской серии, офиолитов и островодужных комплексов. Разрушение горной системы приводит в конце палеозоя к пенеппенизации региона, в котором в мелководных морских и лагунных условиях накапливаются терригенно-карбонатные и карбонатные осадки. В результате формируется доюрский кристаллический фундамент Большого Кавказа.

Комплекс Мамисон-Казбекского реликтового рубца представляется самым убедительным индикатором зоны коллизии по характерному содержанию офиолитов, метаморфических пород высоких давлений и тектонического меланжа. Является указателем существовавшего ранее и замкнувшегося впоследствии морского бассейна.

Литература

1. Аплонов С.В. Геофизический анализ эволюции литосферы: Учеб. пособие. // СПб: Изд-во СПб. ун-та, 1998. – С. 75-77.
2. Аплонов С.В. Геодинамика: учебник. – СПб: Изд-во СПбГУ, 2001. – С. 124-128.
3. Баранов Г.И. Догерцинская структура Большого Кавказа // Тезисы докладов VII краевой конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. – Ессентуки. – 1991. – С. 104-106.
4. Баранов Г.И. Геодинамическое развитие Большого Кавказа в палеозое. Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа. // Материалы VIII Юбилейной конференции по геологии и полезным ископаемым. – Ессентуки. – 1995. – С. 54-56.
5. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР // В 2 кн. Кн. 2. – М.: Недра, 1990. – С. 168-175.
6. Краснопевцева Г.В. Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. – М.: Наука, 1984. – С. 107.
7. Короновский Н.В. Геодинамическая обстановка проявления кайнозойского вулканизма на Кавказе и в альпийском складчатом поясе // Сб. докладов 2 семинара по геодинамике Кавказа в Тбилиси, апр. 1980. – М.: Наука, 1982. – С. 47.
8. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. – М.: Наука, 1988. – 251 с.
9. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. – М.: Изд-во Моск. унив., 1963. – С. 222-226, 293-296.
10. Овсяченко А.Н., Мараханов А.В., Новиков С.С., Рогожин Е.А. Зона Владикавказского активного разлома на территории РСФСР // Вестник Владикавказского НЦ РАН. – 2008. – Т. 8. № 3. – С. 44-56.
11. Пушаровский Ю.М. Сейсмотомография, тектоника и глубинная геодинамика // Докл. РАН. – 1998. – Т. 360. № 4. – С. 518-522.
12. Парначёв В.П. Основы геодинамического анализа. – Томск: Изд-во НТЛ, 2014. – С. 243-277.
13. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Природа тектонической активности Земли // Итоги науки и техники. Сер. Физика Земли. – М. – 1993. – Т. 12. – 151 с.
14. Стеклов А.А. Наземные моллюски неогена Предкавказья и их стратиграфическое значение. – М.: МГУ, 1963.
15. Фейнман Р.Р., Лейтон Р.В., Сендс М. Фейнмановские лекции по физике. // Физика сплошных сред. Т. 7. – М.: Мир, 1966. – С. 7-23.
16. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. – М.: Университет, Книжный дом, 2005. – 560 с.
17. Чистяков Д.Н., Русс В.В., Кириков Д.А., Янов Э.Н., Кропачев А.П. Кутейников Е.С., Дортман Н.Б. Худолей, А.К., Тихомиров С.П., Занин А.М., Гурьев Г.А., Умитбаев Р.Б., Унксов В.А., Коновалов А.Л., Борковая Е.А. Типовые условные обозначения для тектонических карт. – М. – 1997. – С. 9-12.
18. Шемпелев А.Г., Кухмазов С.У., Чотчаев Х.О., Невский Л.Н. Структура Большого Кавказа – результат пологого надвига земной коры Скифской плиты не консолидированную кору микроплит Южного Кавказа // Геология и геофизика Юга России. – 2015. – № 4. – С. 129-146.
19. Чотчаев Х.О., Заалишвили В.Б., Невский Л.Н., Шемпелев А.Г. Геоморфо-

логия как признак наследственности структурных особенностей земной коры // Геология и геофизика Юга России. – 2016. – № 1. – С. 141-158.

20. Шемпелев А. Г., Чотчаев Х. О., Кухмазов С. У. Данные глубинных геофизических исследований вдоль Чегемского профиля (Центральный блок, Большой Кавказ) // Геология и геофизика Юга России. – 2017а. – № 2. – С. 129-134.

21. Шемпелев А. Г., Заалишвили В. Б., Кухмазов С. У. Глубинное строение Западной части Центрального Кавказа по геофизическим данным // Геотектоника. – 2017б. – № 5. – С. 20-29.

22. Шульц С. С., Эргашев Ш. Э., Гвоздев В. А. Геодинамические реконструкции. // Методическое руководство – Л.: Недра, 1991. – 144 с.

STRUCTURAL-MATERIAL COMPLEXES AS INDICATORS OF GEODYNAMIC SITUATIONS ON THE EXAMPLE OF THE EASTERN PART OF THE CENTRAL CAUCASUS

**© 2018 Kh. O. Chotchaev, A. G. Shempelev, Sc. Candidate (Geol.-Min.),
S. N. Trofimenko, D. N. Zabirchenko**

Geophysical institute VSC RAS, Russia, 362002, RNO-Alania, Vladikavkaz,
Markov Str., 93 a, e-mail: cgi_ras@mail. ru

Evaluation of selected geodynamic situations of Wilson cycle formed geodynamic one or other existing structural-material complex of core microplates and structural-tectonic zones of the Eastern segment of the Central Caucasus, carried out on the basis of the concept of lithospheric plates tectonics and related geodynamic regimes imposed on border and interior parts of tectonic plates subjected to various kinds of dynamic effects. Structural-material complexes are differentiated using geomorphological, tectonic, sedimentation, igneous bedrock, metamorphic and volcanic features.

Describes the effects on the mantle crust vertical and (or) lateral thrust, which is determined by the dynamics of convective rising over current heated by outside core of mantle substrate and independent of convective currents jets from the lower and upper floors of the mantle – plums using the model of the two-deck tectonics of the lithosphere. Seismic tomography effectiveness allows using velocity propagation characteristics of elastic vibrations prepare models of the mantle density thermal inhomogeneities. As a generalization of the characteristics of each of the described structural-physical complex, describes the geodynamic situation.

Keywords: geodynamic situation, structural-material complexes, convection current, the Central Caucasus.

References

1. Aplonov S.V. Geofizicheskij analiz evolyucii litosfery: Ucheb. Posobie [Geophysical analysis of the evolution of the lithosphere]. SPb: Izd-vo SPb. un-ta, 1998. Pp. 75-77. (in Russian)
2. Aplonov S.V. Geodinamika: uchebnik [Geodynamics: a tutorial]. SPb: Izd-vo SPbU, 2001. Pp. 124-128. (in Russian)
3. Baranov G. I. Dogercinskaya struktura Bol'shogo Kavkaza [Pre-hercinian structure of the Greater Caucasus]. Tezisy dokladov VII kraevoy konferencii po geologii i poleznym iskopaemym Severnogo Kavkaza. Essentuki. 1991. Pp. 104-106. (in Russian)
4. Baranov G. I. Geodinamicheskoe razvitie Bol'shogo Kavkaza v paleozoe. Osnovnye problemy geologicheskogo izucheniya i ispol'zovaniya neдр Severnogo Kavkaza [Geodynamic development of the Greater Caucasus in the Paleozoic. The main problems of geological study and use of the subsoil of the North Caucasus]. Materialy

VIII Yubilejnoy konferencii po geologii i poleznym iskopaemym. Essentuki. 1995. Pp. 54-56. (in Russian)

5. Zonenshajn L. P., Kuz'min M. I., Natapov L. M. Tektonika litosfernykh plit territorii SSSR [Tectonics of lithospheric plates in the USSR]. V 2 kn. Kn. 2. M. Nedra, 1990. Pp. 168-175. (in Russian)

6. Krasnopevceva G. V. Glubinnoe stroenie Kavkazskogo sejsmoaktivnogo regiona [The deep structure of the Caucasian seismically active region]. M. Nauka, 1984. 107 p. (in Russian)

7. Koronovskij N. V. Geodinamicheskaya obstanovka proyavleniya kajnozojskogo vulkanizma na Kavkaze i v al'pijskom skladchatom poyase [Geodynamic setting of Cenozoic volcanism in the Caucasus and in the alpine fold belt]. Sb. dokladov 2 seminaru po geodinamike Kavkaza v Tbilisi, apr. 1980. M. Nauka, 1982. Pp. 47. (in Russian)

8. Lobkovskij L. I. Geodinamika zon spreadinga, subdukcii i dvuh`yarusnaya tektonika plit [Geodynamics of spreading and subduction zones and two-tier plate tectonics]. M. Nauka, 1988. 251 p. (in Russian)

9. Milanovskij E. E., Hain V. E. Geologicheskoe stroenie Kavkaza [Geological structure of the Caucasus]. M.: Izd-vo Mosk. univ., 1963. Pp. 222-226, 293-296. (in Russian)

10. Ovsyuchenko A. N., Marahanov A. V., Novikov S. S., Rogozhin E. A. Zona Vladikavkazskogo aktivnogo razloma na territorii RSO-A [Zone of the Vladikavkaz active fault on the territory of the RNO-A]. Vestnik Vladikavkazskogo NC RAN. 2008. Vol. 8. No. 3. Pp. 44-56. (in Russian)

11. Pushcharovskij Yu. M. Sejsmotomografiya, tektonika i glubinnaya geodinamika [Seismotomography, tectonics and deep geodynamics]. Dokl. RAN. 1998. Vol. 360. No. 4. Pp. 518-522. (in Russian)

12. Parnachyov V. P. Osnovy geodinamicheskogo analiza [Fundamentals of geodynamic analysis]. Tomsk: Izd-vo NTL, 2014. Pp. 243-277. (in Russian)

13. Sorohtin O. G., Ushakov S. A. Priroda tektonicheskoy aktivnosti Zemli [Nature of Earth's tectonic activity]. Itogi nauki i tehniki. Ser. Fizika Zemli. M. 1993. Vol. 12. 151 p. (in Russian)

14. Steklov A. A. Nazemnye molluski neogena Predkavkaz'ya i ih stratigraficheskoe znachenie [Terrestrial mollusks of the Neogene of the Pre-Caucasus and their stratigraphic significance]. M. MGU, 1963. (in Russian)

15. Fejnman R. R., Lejton R. V., Sends M. Fejnmanovskie lekcii po fizike [Feynman lectures in physics]. Fizika sploshnykh sred. Vol. 7. M. Mir, 1966. Pp. 7-23. (in Russian)

16. Hain V. E., Lomize M. G. Geotektonika s osnovami geodinamiki [Geotectonics with the basics of geodynamics]. M. Universitet, Knizhnyj dom, 2005. 560 p. (in Russian)

17. Chistyakov D. N., Russ V. V., Kirikov D. A., YAnov E. N., Kropachev A. P. Kutejnikov E. S., Dortman N. B. Hudolej, A. K., Tihomirov S. P., Zanin A. M., Gur'ev G. A., Umitbaev R. B., Unksov V. A., Konovalov A. L., Borkovaya E. A. Tipovye uslovnye oboznacheniya dlya tektonicheskikh kart [Typical conventions for tectonic maps]. M. 1997. Pp. 9-12. (in Russian)

18. Shempelev A. G., Kuhmazov S. U., CHotchaev H. O., Nevskij L. N. Struktura Bol'shogo Kavkaza – rezul'tat pologogo nadviga zemnoj kory Skifskoj plity ne konsolidirovannuyu koru mikroplit YUzhnogo Kavkaza [The structure of the Greater Caucasus is the result of the flat slope of the earth's crust of the Scythian Plate on the consolidated crust of the microplates of the South Caucasus]. Geologiya i geofizika YUGA Rossii. 2015. No. 4. Pp. 129-146. (in Russian)

19. Chotchaev H. O., Zaalishvili V. B., Nevskij L. N., SHempelev A. G. Geomorfologiya kak priznak nasledstvennosti strukturnyh osobennostej zemnoj kory [Geomorphology as a sign of heredity of the structural features of the earth's crust]. *Geologiya i geofizika YUga Rossii*. 2016, No. 1. Pp. 141-158. (in Russian)

20. Shempelev A. G., CHotchaev H. O., Kuhmazov S. U. Dannye glubinnyh geofizicheskikh issledovanij vdol' CHegemskogo profilya (Central'nyj blok, Bol'shoj Kavkaz) [Data from deep geophysical surveys along the Chegem profile (Central bloc, Greater Caucasus)]. *Geologiya i geofizika Yuga Rossii*. 2017a. No. 2. Pp. 129-134. (in Russian)

21. Shempelev A. G., Zaalishvili V. B., Kuhmazov S. U. Glubinnoe stroenie Zapadnoj chasti Central'nogo Kavkaza po geofizicheskim dannym. *Geotektonika* [Depth structure of the western part of the Central Caucasus according to geophysical data]. 2017b. No. 5. Pp. 20-29. (in Russian)

22. Shul'c S. S., Ergashev Sh. E., Gvozdev V. A. Geodinamicheskie rekonstrukcii [Geodynamic reconstructions]. *Metodicheskoe rukovodstvo L. Nedra*, 1991. 144 p. (in Russian)