

**ДОАЛЬПИЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА КАВКАЗА,
ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ**

И.П.ГАМКРЕЛИДЗЕ, Д.М.ШЕНГЕЛИА

Доальпийская геодинамика Кавказа, гранитообразование и региональный метаморфизм. И.П.Гамкрелидзе, Д.М.Шенгелиа. Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 0193 Тбилиси (eterikilas@mail.ru)

Рассмотрена проблема местоположения палеоокеанских бассейнов в неопротерозое и палеозое в пределах Кавказского региона. Показано, что главной причиной протекания процессов гранитоидного магматизма и регионального метаморфизма является субдукция океанской коры и связанные с ней явления, в том числе тектоническая расслоенность земной коры.

rfdrcbbc fkeghvltkb utjbyfvbrf= uhfybnofhvjj,f lf htubjykb vtnfvjhabpvb\ tufv'htkb.t= lityutkbf cfmfhsdtkjc vtwybtht,fsf frfltvbbc utjkjubehb bycnbnenb= vfkmtcb.bc m\= 1\$9= 0193 s,bkbc (eterikilas@mail.ru)

ufy[bkekb ytjghjnhjpekib lf gftjpehib rfdrcbjybc htubjyib gftjrtfyehb fept, bc flubkvl, fhtj, bc ghj, ktv\ yfxdtyt, bf= hjv uhfybnofhvjj, bcf lf htubjykb vtnfvjhabpvbc ghjwct, bc vbvlbyfhtj, bc .bhbsfl vbptpc ofhvjlutyc jrtfyehb mthmbc ce, lemwb f lf vfcsfy lfrdibht, ekb vjdkyt, b= vfs ijhbc vbobc mthmbc ntmnjybrehb ufyihtdt, f\

Pre-Alpine geodynamics of the Caucasus, granite formation and regional metamorphism. I.Gamkrelidze, D.Shengelia. Geological institute of Georgian Academy of Sciences, 1/9, M.Aleksidze str., 0193 Tbilisi (eterikilas@mail.ru)

The problem of location in the Caucasian region of paleoceanic basins during the Neoproterozoic and Paleozoic has been considered. It is shown that the main reason of granite formation and regional metamorphism processes is a subduction of oceanic crust and connected with it phenomena, including tectonic layering of the Earth's crust.

Гранитоидный магматизм и метаморфизм того или иного типа, являясь отражением вариации термобарического поля во внешних оболочках Земли, представляют прямое следствие геодинамического режима в различных структурных единицах земной коры и литосферы. Именно на геодинамической основе может быть построена модель, которая выявляет тектонические условия реализации процессов магматизма и метаморфизма и их связь с другими эндогенными процессами, принимающими участие в формировании земной коры.

Палеокинематические и палеомагнитные данные, наряду с традиционными геологическими (характер седиментации и магматизма, геология и возраст офиолитов, палеогеографические данные) свидетельствуют о том, что внутри океана Тетис, разделявшего Афро-Аравийский и Евразийский континентальные плиты, в геологическом прошлом были расположены малые плиты (террейны согласно современной терминологии), имеющие различную геодинамическую природу и характеризующиеся специфическим литолого-стратиграфическим разрезом, а также магматическими, метаморфическими и структурными особенностями (I.Gamkrelidze, 1986, 1997).

В течение позднего докембрия, палеозоя и раннего мезозоя эти террейны испытывали значительные разнонаправленные горизонтальные перемещения внутри океанского пространства Прото-Палео- и Мезотетиса (Неотетиса), подвергались взаимной аккреции и в результате проявления герцинской, индосинийской, батской (чегемской) и австрийской фаз тектогенеза в конечном счете были причленены к Евразийскому континенту.

В кавказском сегменте Средиземноморского подвижного пояса выделены Большекавказский, Черноморско-Центральнокавказский, Бейбурт-Севанский и Ирано-Афганский перемещенные террейны, которые в геологическом прошлом представляли собой островные дуги и микроконтиненты. В современной структуре - это аккреционные террейны первого порядка, разделенные разновозрастными офиолитовыми швами - реликтами малых и крупных океанских бассейнов (I.Gamkrelidze, 1997).

Особо следует отметить исследования последних трех десятилетий, которые показали, что земная кора Кавказа тектонически расслоена. Об этом свидетельствует установление пок-

ровного строения как альпийского чехла, так и доальпийского кристаллического основания многих его зон. В частности, выявление офиолитовых покровов Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа, покровного строения всего южного склона Большого Кавказа, доальпийского кристаллического основания в зонах Передового и Главного хребтов Большого Кавказа, в Бечасынской зоне, в Дзирульском, Локском, Мургузском и Цахкуняцком кристаллических массивах (I.Gamkrelidze et al., 1996; И.Гамкрелидзе и др., 1999; I.Gamkrelidze et al., 1999; I.Gamkrelidze, Shengelia, 1998, 1999, 2001).

Вместе с тем тектоническая расслоенность земной коры и литосферы установлена во многих регионах мира. В том числе она выявлена во всем центральном сегменте Средиземноморского подвижного пояса. В течение многих лет (1976-1991) один из авторов данной статьи имел возможность исследовать как альпийские, так и доальпийские покровы этого региона и убедиться в существовании глубинных шарьяжей в фундаменте Альп, Внутренних Западных и Центральных Восточных Карпат, Северных Апусенид, Богемского массива, Родопского кристалликума и Панонской впадины (I.Gamkrelidze, 1991), которые выявлены на основании геологических и геофизических данных.

Однако тектоническая расслоенность земной коры и литосферы, по нашему мнению, недостаточно учитывалась при решении некоторых весьма важных геологических проблем и в первую очередь при различных петрогенетических построениях, в частности при рассмотрении генезиса магматитов и метаморфитов. Мы попытались в какой-то степени восполнить этот пробел и наряду с главной причиной протекания этих процессов – субдукцией океанской коры, учесть также роль тектонической расслоенности земной коры и литосферы.

Для восстановления геодинамических обстановок геологического прошлого наиболее важным представляется выявление характера и местоположения палеоокеанских бассейнов.

На существование в начале позднего рифея океанского пространства в области Средиземноморского пояса указывают глобальные реконструкции (Scote et al., 1978; Зоненшайн и др., 1987; Хаин, Божко, 1988; Stampfli, Borel, 2002 и др.). Рождение Прототетиса в это время подтверждается обнаружением офиолитов верхнерифейского возраста на его южной (Анти-Атлас, Арабо-Нубийский щит, Локский, Мургузский и Цахкуняцкий массивы) и северной (Альпы, Богемский массив, Дзирульский массив) перифериях.

Судя по характеру отмеченных метаофиолитов, указывающих на присутствие пород океанского типа – реститов от выплавления толеитовых базальтов (серпентиниты) и толеитовых базальтов типа N, T и E – MORB, в пространстве Прототетиса была развита типичная океанская кора, часть которой была обдуцирована на континентальное обрамление еще до его замыкания, видимо, в турнейском веке в обе стороны: как к северу – в сторону современного Дзирульского массива, так и к югу, в сторону современных Локского и Мургузского выступов.

Новейшие плейттектонические реконструкции выполнены как в глобальном масштабе (Stampfli, Borel, 2002), так и для Варисцийско-Альпийского орогена (Raumer et al., 2003).

При глобальных реконструкциях (Stampfli, Borel, 2002) использованы интегрированные данные о динамических границах плит, скорости океанского спрединга, о восстановленных синтетических океанских изохронах и главных тектонических и магматических явлениях. Согласно этим реконструкциям (рис. 1- 4) в начале ордовика (490 млн.лет назад) Прототетис был расположен на западе между Балтикой и Гондваной, а на востоке между Гондваной и т.н. террейном Сериндия, отшнуровывающим его от Азиатского океана. Несколько позднее – в силуре, на краю Гондваны, происходит откалывание от него т.н. супертеррейна Хан и зарождение в виде узкой рифтовой зоны океана Палеотетис, местоположение которого полностью совпадает с предполагаемым нами его положением в Кавказском регионе (см. ниже). Этот океан достигает максимальной ширины в конце карбона (см. рис. 2) и начинает сокращаться в перми (280-250 млн.лет назад) (см. рис. 3), когда в тылу Палеотетиса вновь на северном краю Гондваны, в результате откалывания от него Киммерийского супертеррейна, зарождается основной ствол Неотетиса, у которого позднее, в начале поздней юры появляется Малокавказский его залив (см. рис. 4), что, по нашему мнению, также вполне согласуется с геологическими данными по Кавказу.

Вместе с тем в рассматриваемых глобальных реконструкциях геологическая информация, а также палеомагнитные данные по отдельным регионам использованы недостаточно, о чем по Кавказскому региону свидетельствуют: игнорирование факта присутствия здесь нескольких выходов верхнерифейских офиолитов и палеомагнитных данных, указывающих на унаследованное развитие Палеотетиса от Прототетиса и сохранение реликтового океанского бассейна вплоть

до средней юры. Этим и объясняется совершенно неестественное расположение линии раскрытия будущего Палеотетиса в раннем ордовике на самом северном краю Гондваны (см. рис. 1, 2). Необоснованно также проведение сутурной линии замкнувшегося Прототетиса вдоль северного края Большого Кавказа (см. рис. 2). Поэтому при составлении приведенных далее палинспатических профилей Кавказа из рассмотренных выше глобальных палеореконструкций нами были использованы лишь общие данные о ширине океанов на различных этапах их развития, о расположении в пространстве крупных континентальных масс, а также о местоположении и времени поглощения срединноокеанского хребта Палеотетиса в зоне субдукции.

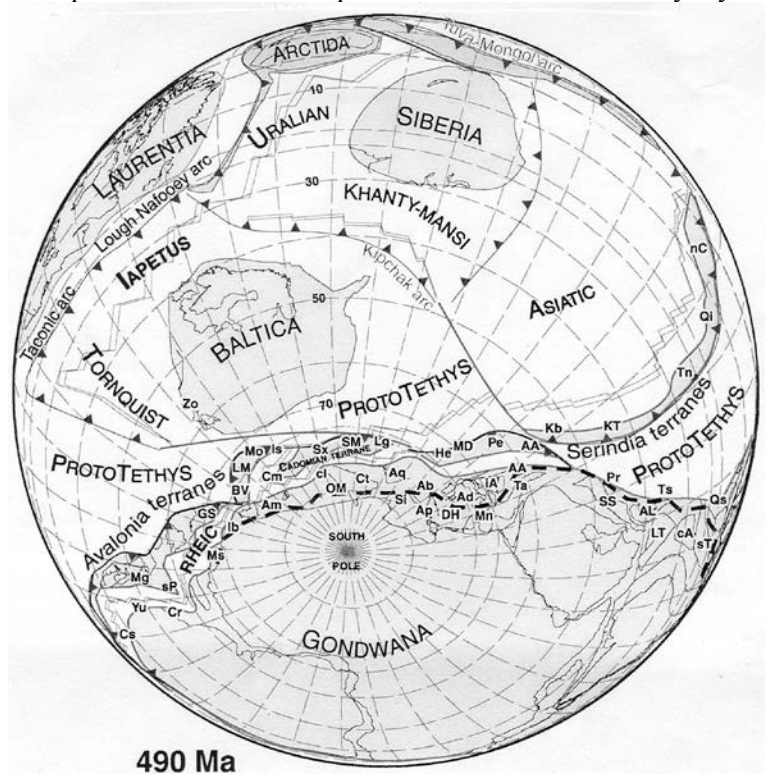


Рис. 1. Раннеордовикская плейтотетоническая реконструкция, основанная на реконструкции Gmap et al. (1999) и других более ранних работах, модифицированных Stampfli and Borel (2002). Прерывистая линия - место раскрытия будущего Палеотетиса. Аббревиатуры названия террейнов северного края Гондваны в пределах будущего Киммерийского субтеррейна: Ap – Апула, DH – Динариды-Геллениды, Mn – Мендерес, Та – Тавр, SS – Санандай-Сирджан, Al – Эльбурс, LT – Лут-Табас, сА – Центральный Афганистан

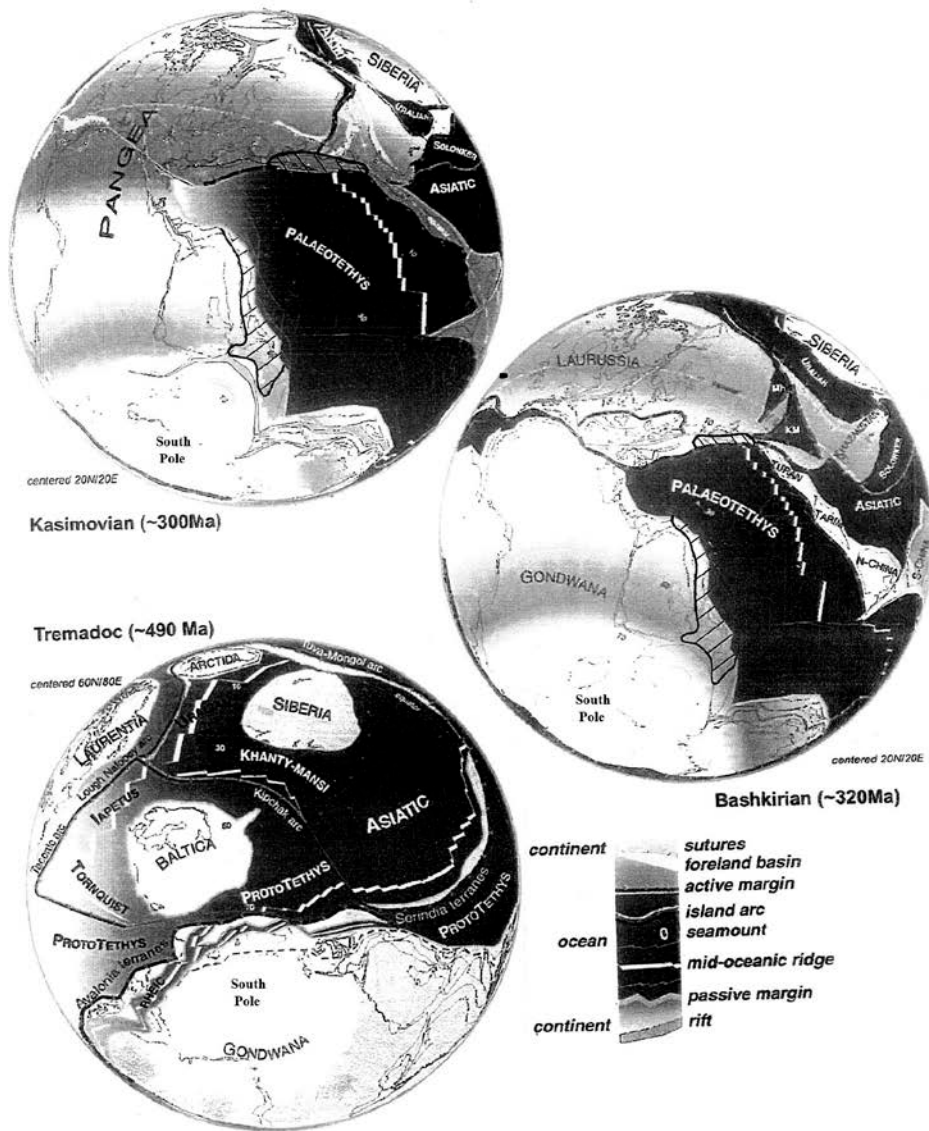
Главное внимание нами обращалось на конкретные геологические (характер магматизма, особенности литолого-стратиграфического разреза, геология и возраст офиолитов), а также палеомагнитные данные по Кавказскому региону (см. нашу статью "Новые данные о возрасте и взаимоотношении пород, слагающих доальпийский кристаллический фундамент Кавказа" в данном сборнике).


Вопрос о местонахождении сутурной линии океана Палеотетис на Кавказе уже давно считается дискуссионным. Ранее Ш.А.Адамия (1984) высказал мнение о том, что океанский бассейн Палеотетиса был расположен там же где Малокавказская ветвь Мезотетиса (Неотетиса), реликты которого сохранились в современной Севано-Акеринской офиолитовой зоне. Следовательно, вся область Закавказского массива к северу от этой линии считалась частью Восточно-Европейского континента. Другого мнения придерживался А.А.Белов (1981), который относил Закавказский массив к северному краю Гондваны. Это мнение недавно по существу разделили Г.С.Закариадзе и др. (1998) (в их числе и Ш.А.Адамия), которые пришли к выводу, что в позднем протерозое Закавказский массив представлял Северную периферию Аравийско-Нубийского щита.

Иную, как бы промежуточную, позицию занимает И.П.Гамкрелидзе (Гамкрелидзе и др., 1981; Гамкрелидзе, 1984, 1989). По его мнению существование в палеозое океанского бассейна в пределах современного Малого Кавказа нельзя считать доказанным. Присутствие обломков древних метаморфических пород, в том числе гранатовых амфиболитов и сланцев, ассоциирующихся с офиолитами, и пелагических известняков верхнего девона и триаса не может служить доказательством существования здесь океана в доюрское время (И.Гамкрелидзе, 1989). Эти бло-

ки и глыбы, тектонически заключенные в верхнемеловой офиолитовый олистостром, являются скорее фрагментами различных уровней герцинского фундамента Сомхито-Карабахской зоны, вовлеченными в офиолитовый олистостром и меланж в уже метаморфизованном виде в ходе субдукции океанской коры. По мнению И.П.Гамкрелидзе герцинская тектоно-магматическая активность в современных Сомхито-Карабахской и Кафанской зонах вполне могла протекать и на северном краю Гондваны¹, обладающей относительно молодой, герцинской незрелой корой (аккреционная призма на северном краю Аравийского щита?), которая и служила источником сноса кластического материала для среднепалеозойских осадков Локского массива. В то время как нижне-среднепалеозойская вулканогенно-осадочная толща Чорчано-Уцлевской зоны Дзирульского массива формировалась на южном краю более древнего - гренвильско-байкальского ядра современного Закавказского массива, также обладающего субконтинентальной корой. По данным И.П.Гамкрелидзе и др. (1981), судя по составу кластического материала этой толщи (полное отсутствие решетчатого микроклина), источником его сноса служил сиалический комплекс плагиогнейсового состава.

¹ Примечательно, что позднепалеозойский магматизм вдоль северного края Гондваны проявился также на массивах Битлис и Пелагонийском в Северной Африке



 Местоположение южных террейнов Центрального сегмента Средиземноморского пояса (Бейбурт-Севанского, Ирано-Афганского)


 Местоположение северных террейнов того же сегмента (Черноморско-Центрально-закавказского, Большекавказского)

Рис. 2. Плейттектонические реконструкции по Stampfli and Borel (2002). Ортографическая проекция с фиксированной Европой в современной позиции. Палеополус Балтики использован как указатель для палеоширот

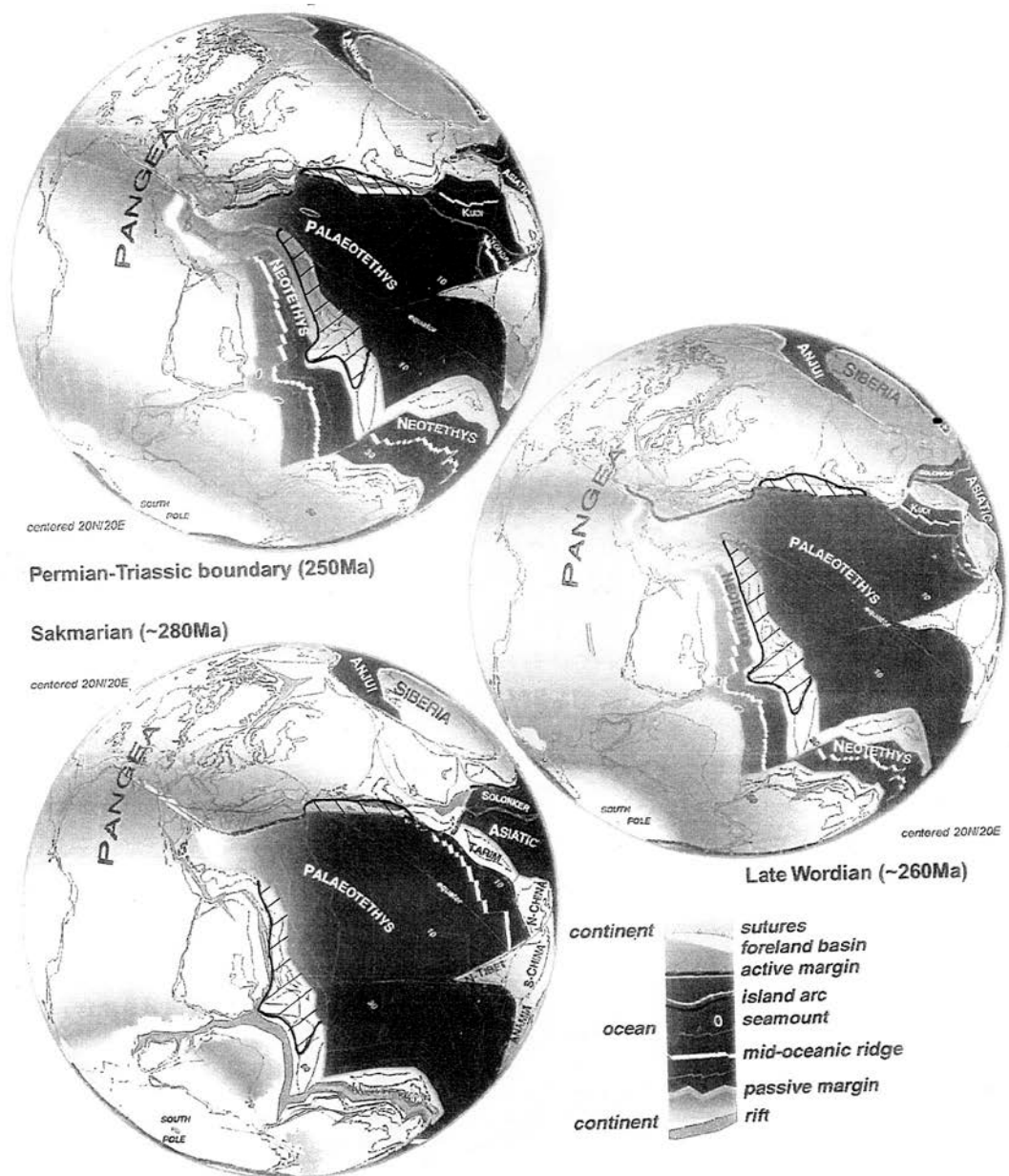


Рис. 3. Условные обозначения см. на рис. 2.

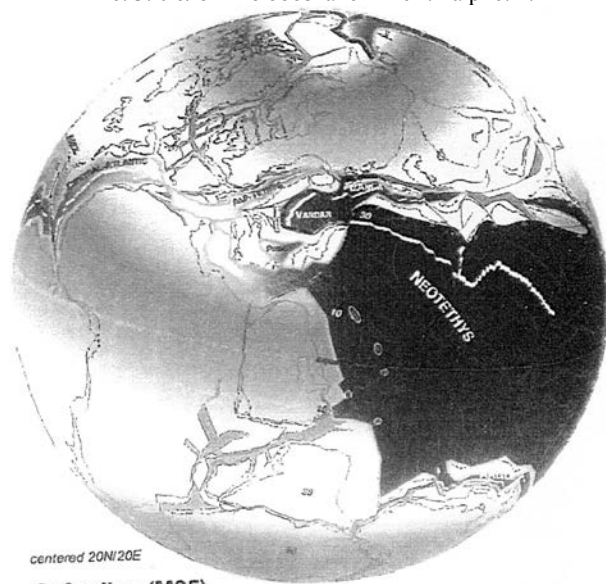


Рис. 4. Условные обозначения см. на рис..2.

Следует также отметить, что дзирульские метаофиолиты в современной структуре Кавказа удалены от предполагаемой офиолитовой сутуры Малого Кавказа (Зангезурской) на расстояние около 200 км, а если принять во внимание существенное альпийское сокращение этой площади, то на еще более значительное расстояние. Следовательно, вряд ли можно предполагать, что дзирульские офиолиты происходят из упомянутого офиолитового шва. Однако наличие южного продолжения дзирульских офиолитов в фундаменте Аджаро-Триалетской зоны, установленное бурением (Надареишвили, 1981), видимо, все-таки указывает на их южное происхождение. Они могут быть шарьированы из рубцовой (шовной) зоны, намечаемой по палеомагнитным и геологическим данным по северному краю Сомхито-Карабахской зоны (И.Гамкрелидзе и др., 1981).

Палеомагнитные данные, полученные для вулканитов карбонового возраста Дзирульского и Храмского массивов, имеющих палеошироту, равную $12-13^\circ$ с.ш., близки таковым позднего палеозоя южного края Восточно-Европейского континента ($8-9^\circ$ с.ш.). В то время как палеоширота пород того же возраста Даралагеца и Эльбурса составляет 22° ю.ш. (Шолпо и др., 1998). Следовательно, здесь мы имеем довольно крупное зияние, занятое океанским пространством. Это зияние, унаследованное от палеозоя сохраняется в триасе и ранней-средней юре. В частности, с одной стороны, палеошироты ранне-среднеюрских пород района Локского выступа и Сомхито-Карабахской зоны равны 22° с.ш., а с другой - палеошироты пород того же возраста Дзирульского массива - $27-29^\circ$ с.ш. Это указывает на то, что эти две области и в ранне-среднеюрское время были разобщены на $6-7^\circ$ друг от друга по палеошироте. К тому же и в палеозое и в раннем мезозое у них резко различная геологическая история. В частности, фундамент Сомхито-Карабахской зоны по всем данным герцинского возраста, в отличие от остальной, северной части Закавказского массива и Большого Кавказа с гренвильско-байкальским ядром. В то же время в ранней и средней юре современные Артвинско-Болнисская и Аджаро-Триалетская зоны представляли собой высокоразмываемую сушу, тогда как на юге, в пределах Сомхито-Карабахской зоны, накоплялась мощнейшая средне-позднеюрская известково-щелочная вулканическая серия.

Если приведенные выше рассуждения верны, то тогда можно предположить, что палеозойский Тетис унаследованно развивался в раннем мезозое и замкнулся лишь в среднеюрскую (батскую) фазу складчатости (И.Гамкрелидзе и др., 1981; И.Гамкрелидзе, 1984). В пользу такого допущения говорит также факт обнаружения на восточной периферии Локского массива (в непосредственной близости к намечаемому офиолитовому шву) серпентинитового меланжа, трансгрессивно перекрытого турбидитно-олистоостромовой толщей позднеюрского возраста (Адамия и др., 1989) и данные об офиолитах Северной Анатолии (расположенных на прямом продолжении намеченного нами офиолитового шва по северному краю Локского массива), где целый ряд геологических, палеобиогеографических и палеофлористических данных также указывает на существование океанского бассейна Палеотетиса, унаследованно развивавшегося и в раннем мезозое (И.Гамкрелидзе, 1989). Следовательно, в отличие от дзирульских офиолитов, обдуцированных уже в турнейском веке и поэтому более метаморфизованных, интродуцированных позднегерцинскими гранитами и тектонизированных, офиолиты Северной Анатолии испытали выжимание и шарьирование, видимо, лишь в момент закрытия реликтового бассейна палеозойского Тетиса (перед поздней юрой).

Восточное продолжение Малокавказского офиолитового шва Палеотетиса может быть намечено под чехлом Куринской впадины (И.Гамкрелидзе и др., 1981), а затем к Иранскому Талышу (где известны офиолиты) и через Южный Каспий на соединение с доюрскими офиолитами Вирани в Северо-Западном Иране, на границе Копетдага и Аладаг-Биналуда (В.Хаин, 1984).

Существование океанских бассейнов палеозойского и, возможно, более древнего возраста предполагается и в области современного Большого Кавказа. Об этом свидетельствует присутствие палеозойских офиолитов в зоне Передового хребта, а также Клычской, Кассарской и Дамхурцевской офиолитовых пластин в Перевальной зоне Главного хребта Большого Кавказа. Местоположение соответствующего океанского бассейна является спорным. Е.В.Хаин (1984) считает, что он располагался между современными зонами Передового (континентальный склон и подножье) и Главного (микроконтинент) хребтов. Такого же мнения придерживались Г.И.Баранов и И.И.Греков (1982). По мнению Ш.А.Адамия и др. (1982), он находился южнее зоны Главного хребта.

Принимая во внимание то, что магнитные аномалии позволяют проследить офиолитовый пояс Северного Кавказа на восток через Предкавказье и Средний Каспий в направлении северной окраины Копетдага и Гиндукуша, а на запад – до Степного Крыма (В.Хаин, 1984), мы склонны считать, что наряду с океанским бассейном, расположенным к югу от современного Главного хребта в раннем и среднем палеозое бассейн с океанской корой (Архызский по Е.В.Хаину, 1984) располагался и между современными зонами Передового и главного хребтов Большого Кавказа, представляя собой "родину" офиолитовых покровов Передового хребта.

Судя по докембрийскому возрасту пород Клычской, Кассарской и Дамхурцевской офиолитовых пластин и их аналогов в Эльбрусской подзоне и зоне Передового хребта, обдуцированных в позднебайкальскую фазу складчатости на островную дугу Большого Кавказа из бассейна его Южного склона, а также учитывая при этом приведенные выше палеомагнитные данные, можно предположить, что бассейн Южного склона Большого Кавказа был заложен в позднем докембрии и представлял собой относительно малый спрединговый океанский бассейн. Реликтом этого бассейна, большая часть которого была поглощена в северонаклонной зоне субдукции под островную дугу Большого Кавказа (см. ниже) следует считать отложения дизской серии Сванетии, которые видимо формировались на южной пассивной окраине этого океана в условиях континентального склона и подножья. Позднее, видимо в раннем?- среднем палеозое начал развиваться и Архызский океанский бассейн, который, судя по характеру вулканического комплекса офиолитовой ассоциации Передового хребта (Абесадзе и др., 1982), представлял собой бассейн типа окраинного моря.

На континентальных окраинах названных крупных и малых океанских бассейнов в течение неопротерозоя и палеозоя над зонами субдукции протекали процессы регионального метаморфизма и гранитообразования (рис. 5). Наряду с главным субдукционным теплом к энергетическим источникам глубинных геологических процессов, как известно, относятся: тепловая энергия, выделяемая генерируемой в зоне субдукции базальтовой магмой, флюидные потоки и, в первую очередь, вода, играющая значительную роль в процессах плавления корового и мантийного материала, а также радиогенное тепло, выделяемое главным образом сиалической корой. Дополнительная тепловая энергия выделялась в результате диссипативного разогрева пород в подошве крупных тектонических покровов на совершенно разных уровнях земной коры и литосферы, создающая температурный барьер или т.н. термический экран, препятствующий выносу тепла к поверхности и обуславливающий повышение геотермического градиента на глубине (И.Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2004).

Наиболее древнее проявление регионального метаморфизма на Кавказе мы наблюдаем в Цахкуняцком (Армянском) массиве Ирано-Афганского террейна, нижний структурный ярус которого относится к среднепротерозойскому и более древнему кратону (Агамаян и др., 1982; Агамаян, 1998). Однако в пределах Кавказского сегмента Альпийского Средиземноморского пояса следы самого древнего регионального метаморфизма – гренвильского наблюдаются в гнейсово-мигматитовом комплексе Главного хребта Большого Кавказа, Дзирульского и, видимо, Храмского массивов, которые в это время обладали незрелой (промежуточной) корой и располагались на активной северной окраине Прототетиса (см. рис.5)

Основные этапы регионального метаморфизма и гранитообразования были приурочены к байкальской (панафриканской), позднебайкальской (салаирской), ранне- и позднекаледонской и герцинской эпохам тектогенеза. Они были связаны с функционированием зон субдукции по обе стороны от Прото-Палеотетиса и по северным краям относительно малых океанских бассейнов Южного склона Большого Кавказа и Архызского (см. рис. 5).

В догерцинское время имел место метаморфизм низкого и умеренного давления и соответственно высокой и средней температуры, а также происходило формирование до- и синметаморфических гранитных комплексов натриевого ряда на северной и южной континентальной окраинах Палеотетиса, а в позднебайкальское время и на северном краю океанского бассейна Южного склона Большого Кавказа.

Со среднего палеозоя субдукция начинает проявляться и по северному краю Архызского окраинного моря. Однако ввиду того, что вряд ли в этом бассейне можно предполагать существование зоны спрединга, в данном случае следует использовать термин псевдосубдукция (субдукция вне непосредственной связи со спредингом), предложенный французским геологом Ф.Буисом для Карибского региона и примененный В.Е.Хаиным и Л.Э.Левиным (2004) для новейшего этапа развития Каспийско-Кавказско-Черноморского региона. Как было показано В.Е.

Хаиным (2004), процесс псевдосубдукции характерен для новейшего этапа развития многих окраинных и внутренних морей (Ионическое море и море Леванта, Южно-Китайское и Японское моря и т.д.), но она могла проявляться и в геологическом прошлом.

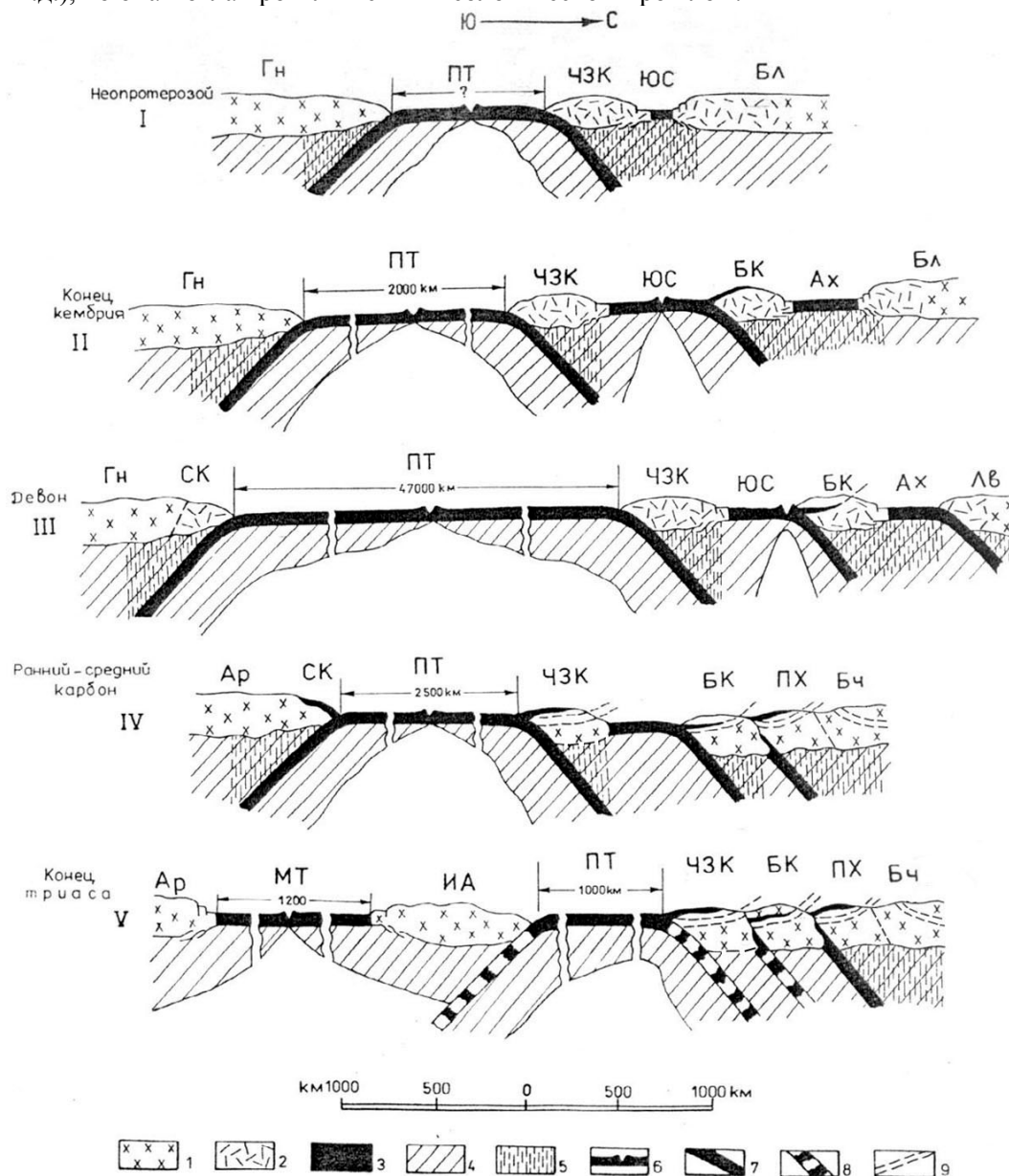


Рис. 5. Схематические палинспастические профили кавказского пересечения Средиземноморского подвижного пояса для позднего докембрия и палеозоя (вертикальный масштаб приувеличен примерно в 5 раз)

1 – континентальная кора; 2 – субконтинентальная кора; 3 – океанская кора и обдущированные офиолиты; 4 – верхняя мантия; 5 – потоки тепла, флюидов и магматических расплавов в мантии; 6 – срединно-океанские хребты; 7 – зоны субдукции; 8 – неоактивные или малоактивные зоны субдукции; 9 – поверхности тектонического расслоения земной коры.

Палеоокеанские бассейны: ПТ – Прото-Палеотетиса, ЮС – Южного склона Большого Кавказа, Ах – Архызский, МТ – Мезотетис. Континентальные плиты: Гн – Гондвана, Бл – Балтика, Лв – Лавразия, Ар – Аравийская. Террейны: ЧЗК – Черноморско-Центральнокавказский микроконтинент, БК – Большекавказская островная дуга, ИА – Ирано-афганский микроконтинент. Современные тектонические зоны: СК – Сомхито-Карабахская, Пх – Передового хребта, Бч – Бечасынская

С наиболее значительной эпохой тектогенеза – герцинской были связаны процессы регионального метаморфизма в основном низкого и умеренного давления, хотя местами, в частности в глубокопогруженных частях метаморфитов (Блыбский автохтонный комплекс зоны Передового хребта), а также в подошве Шаукольского тектонического покрова в Бечасынской зоне, проявляется высокобарический метаморфизм. В это время происходит интенсивное тектоническое расслоение земной коры и формирование гранитоидов в основном калиевого ряда. Эта эпоха охватывает промежуток геологического времени от самого позднего девона (фамена) до поз-

днего вие (около 17-18 млн.лет). Исходя из существования определенной последовательности важнейших геологических событий, наблюдающихся в отмеченный, четко ограниченный промежуток времени, мы допускаем проявление на Кавказе бретонской фазы (в конце позднего девона и начале раннего карбона), с которой связан региональный метаморфизм большинства нижне-среднепалеозойских пород Кавказа и формирование синметаморфических гранитоидов, а также саурской фазы (видимо в турне), которая отвечает времени самого значительного для доальпийского времени покровообразования на Кавказе и, наконец, судетской фазы, с которой связаны процессы гранитообразования. В саурскую фазу на первый план выступают динамические явления и, в первую очередь, быстротечные процессы тектонического расслоения земной коры, ее скучивания и аккреции террейнов, которые сами по себе способствуют возникновению дополнительного диссипативного тепла и выплавлению в позднегерцинское время калиевых гранитов.

С саурской фазой совпадает шарьирование фрагментов океанской коры Прото-Палеотетиса на Черноморско-Центральнозакавказский микроконтинент совместно с осадочными породами, формировавшимися в пределах его континентального склона, обладавшего субконтинентальной корой (Чорчана-Уцлевский комплекс). В это же время происходит сдвигание земной коры Черноморско-Центральнозакавказского микроконтинента, подтвержденного геофизическими данными. Мощный тектонический покров мафического слоя земной коры, перекрывающий сиалический субстрат, устанавливает высокий Р-Т градиент в последней. Утолщение земной коры стимулирует процесс выборочного плавления слагающих его пород. В "инверсионном" сиалическом субстрате (в третьем слое) на разных глубинах генерируются исходные магмы позднегерцинских равномернозернистых эвтектоидных и порфириовидных (рквиических) гранитоидов калиевого ряда Дзирульского массива (I.Gamkrelide, Shengelia, 2001).

В саурскую фазу происходит также шарьирование пластин метаморфического комплекса Локского массива, включающего докембрийские офиолиты, и офиолитов Мургузского выступа уже на другую - южную континентальную окраину Палеотетиса. С этой же фазой связано формирование системы северонаправленных тектонических покровов Передового хребта, в том числе офиолитового, Шаукольского покрова Бечасынской зоны, а также шарьирование в Эльбрусскую подзону современного Главного хребта Большого Кавказа из Перевальной его подзоны крупного Магерского тектонического покрова. В это же время с севера на юг были шарьированы тектонические покровы Хасаутской синформы Бечасынской зоны.

Следующая – позднегерцинская (судетская) фаза складчатости является временем формирования всех калиевых гранитов Кавказского региона и обширной гранитизации (микроклинитизации) допозднегерцинских кристаллических пород, их регрессивного метаморфизма и временем становления истинно континентальной коры в его пределах, а также временем выведения на поверхность глубокопогруженных пород сиалической коры. Эти процессы были связаны с функционированием по существу всех зон субдукции. В конце герцинской эпохи складчатости происходит необычайно быстрая (мгновенная в геологическом смысле) эксгумация (выведение на поверхность) глубоко погруженных частей земной коры. Первая галька микроклиновых гранитов Главного хребта, формировавшихся на глубине 4-5 км, в верхнепалеозойском неавтохтонном комплексе Передового хребта, как известно, появляется уже в среднем карбоне (в вестфале). Такая же картина наблюдается и в Дзирульском кристаллическом массиве, где в верхах неавтохтонного комплекса, охватывающего по возрасту верхний вие - верхний карбон-пермь?, появляется кластический материал, включающий обломки судетских микроклиновых гранитов. Сказанное выше указывает на то, что в пределах Черноморско-Центральнозакавказского и Большекавказского террейнов выныривание на поверхность судетских гранитов происходит по существу в конце той же судетской фазы складчатости. Объяснением столь мгновенному воздыманию коры и обнажению на поверхности глубинных пород может быть суммарное проявление процессов изостазии, обусловленных высокой плавучестью облегченной к этому времени консолидированной коры, ее скучивания и интенсивной эрозии.

Если принять во внимание, что в позднем палеозое на южной окраине Евразии существовал обширный вулканический пояс андийского типа (Моссаковский, 1970), развитие которого продолжалось в поздней перми-триасе (Хаин, 1984), то следует допустить сохранение активности наиболее северной зоны субдукции (псевдосубдукции) и в это время (см. рис.5).

Вслед за этим, значительные тектонические движения на Кавказе проявились в раннекимерийскую (индосинийскую) фазу складчатости, с которой на Большом Кавказе было связано

шарьирование к северу дизской серии Сванетии (И.Гамкрелидзе, 1980), видимо, совпадающее во времени с замыканием малого океанского бассейна Южного склона Большого Кавказа, а также срыв и надвигание к югу в Перевальную подзону части инфраструктуры Эльбрусской подзоны Главного хребта (И.Гамкрелидзе, 1980). С раннекеммерийскими движениями была связана складчатость шарьированных в саурскую фазу метаморфических сланцев Дзирульского, Локского, Ахумского и Асригчайского массивов, возникновение крутопадающих разрывных нарушений и интенсивная милонитизация позднегерцинских гранитов Дзирульского массива.

Таким образом раннекеммерийская фаза, проявившаяся по существу во всех террейнах Кавказа, завершает формирование структуры его метаморфического фундамента.

Литература

- Абесадзе М.Б., Кекелия М.А., Мгелишвили Т.Н., Цимакурдзе Г.К., Чхотуа Т.Г., Шавишвили И.Д. (1982). Доальпийское развитие Кавказской активной континентальной палеоокрыины (магматизм и метаморфизм) //Пробл. геодинамики Кавказа. М.: Наука. С.30-41.
- Агамалян В.А. (1998). Кристаллический фундамент Армении. Автореф. докт. дисс. Ереван.35 с.
- Агамалян В.А., Асланян А.Т., Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. (1982). Области ассинтской и герцинской консолидации в кристаллическом основании структурно-формационных зон территории Армянской ССР //Рез. докл. рабочей встречи на Кавказе по Проекту №5 МПГК. С.15-16.
- Адамия Ш.А. (1984). Доальпийское основание Кавказа (состав, строение, становление) //Тектоника и металлогения Кавказа. Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 86. С.3-104.
- Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З., Печерский Д.М. (1982). Геодинамика Кавказа (опыт палинспастической реконструкции) //Пробл. геодинам. Кавказа. М.: Наука. 128 с.
- Адамия Ш.А., Гугушвили В.Г., Купрадзе Д.М., Лордкипанидзе М.Б., Хуцишвили О.Д. (1989). Доверхнеюрский серпентинитовый меланж в Южной Грузии (Садахло) //Сообщ. АН ГССР. 134. № 2. С.357-360.
- Баранов Г.И., Греков И.И. (1982). Геодинамическая модель Большого Кавказа //Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука. С.51-59.
- Белов А.А. (1981). Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое //Тр. ГИН АН СССР. Вып.347. 210 с.
- Гамкрелидзе И.П. (1980). К исследованию тектонических покровов Кавказа //Сообщ. АН ГССР. Т.98. №2. С.369-371.
- Гамкрелидзе И.П. (1984). Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа //Тектоника и металлогения Кавказа.3.Отхмезури (ред),Тр. ГИН АН Грузии, С.105-184.
- Гамкрелидзе И.П. (1989). Геодинамическая эволюция и механизм формирования структуры Средиземноморского складчатого пояса //Геодинамика Кавказа, 28-36.
- Гамкрелидзе И.П., Дудаури О.З., Надареишили Г.Ш., Схиртладзе Н.И., Тутберидзе Б.Д., Шенгелиа Д.М. (2002). Геодинамическая типизация докембрийско-фанерозойского магматизма Грузии //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып.117. С.105-126.
- Гамкрелидзе И.П., Думбадзе Г.Д., Кекелия М.А., Хмаладзе И.И., Хуцишвили О.Д. (1981). Офиолиты Дзирульского массива и проблема Палеотетиса на Кавказе //Геотектоника. №5. С.23-33.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М., Швелидзе Ю.У., Вашакидзе Г.П. (1999). Новые данные о геологическом строении Локского кристаллического массива //Тр. ГИН АН Грузии. Вып. 114. С.92-117.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. (2004). Новые данные о возрасте, составе и взаимоотношении пород, слагающих доальпийский кристаллический фундамент Кавказа //Тр. ГИН АН Грузии. Вып.119. С.406-423.
- Закариадзе Г.С., Карпенко С.Ф., Базылев Б.А., Адамия Ш.А., Оберхансли Р.Е., Соловьева Н.В., Ляликов А.В. (1998). Петрология, геохимия и SM-ND возраст позднегерцинского палеоокеанического комплекса Дзирульского выступа Закавказского массива //Петрология. Т.6. №4. С.422-444.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В. (1987). Абсолютные реконструкции положения континентов в палеозое и раннем мезозое //Геотектоника. №3. С.16-27.
- Моссаковский А.А. (1970). О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии //Геотектоника.№4. С.65-77.

- Надареишвили Г.Ш. (1981). Меловой вулканизм Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба. 127с.
- Хаин В.Е. (1984). Региональная геотектоника. Альпийский средиземноморский пояс. М.: Недра. 342 с.
- Хаин В.Е. (2001). Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир. 604 с.
- Хаин В.Е., Божко Н.А. (1988). Историческая геотектоника. М.: Недра. 380 с.
- Хаин В.Е. (2003). Псевдосубдукция и ее роль в развитии орогенных областей. Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. М.: ГЕОС. Т.11. С.270-271.
- Хаин В.Е., Левин Л.Е. (2004). Геодинамика и псевдосубдукция в Каспийско-Кавказско-Черноморском регионе //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып.119. С.34-45.
- Шолпо Л.Е., Сологашвили Дж.З., Какулия В.К., Павленишвили Е.Ш., Асанидзе Б.З., Хабурзания И.А. (1998). Палеомагнетизм горных пород Грузии. Тбилиси: Изд-во ТГУ. 289 с.
- Gamkrelidze I. (1986). Geodynamic evolution of the Caucasus and adjacent areas in Alpine time //Tectonophysics. 127. P.261-277.
- Gamkrelidze I. (1991). Tectonic nappes and horizontal layering of the Earth's crust of Mediterranean belt (Carpathian, Balkanides, Caucasus) //Tectonophysics. 196. P.385-396.
- Gamkrelidze I. (1997). Terranes of the Caucasus and adjacent areas //Bulletin of the Georgian Academy of sciences. 155. N3. P.75-81.
- Gamkrelidze I., Shengelia D. (1998). New data on the interrelation and age of the Dzirula crystalline massif constituting rocks //Bull. Acad. Sci. of Georgia. 158. N1. P.93-96.
- Gamkrelidze I., Shengelia D. (1999). Petrogenetic model of the Dzirula crystalline massif magmatites in the light of tectonic layering of the Earth's Crust //Bull. Sci. of Georgia acad.. 159. N1.P.117-120.
- Gamkrelidze I., Shengelia D. (2001). Origin of the igneous rocks of the Dzirula crystalline massif (Caucasus) //Geotectonics. N 1/ P.51-61.
- Gamkrelidze I., Shengelia D., Chichinadze G. (1996). Macera nappe in the crystalline core of the Greater Caucasus and its geological significance //Bull. Acad. Sci. of Georgia. 154. N1. P.84-89.
- Gamkrelidze I., Shengelia D., Shvelidze I., Vashakide G. (1999). New date on the geological structure of the Loci cryastalline massif //Bulletin of the of the Georgian Academy of sciences. 160.N1.P.93-97.
- Raumer I.F., Stampfli M., Bussy F. (2003). Gondwana-derived microcontinents – the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens // Thectonophysics. 365/ P.7-22.
- Scote Ch., Bambach R., Barton C., Van der Voo R. and Ziegler A. (1978). Paleozoic base Mad // J. Geol. 87(3). P.218-277.
- Stampfli G.M., Borel G.D. (2002) A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic continental by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones //Earth and Planetary Science Letters. 196. P.17-33.