

ДИСКУССИИ

УДК 551.432.2:556.5(479)

© 1996 г.

Е.В. МАЦАПУЛИНА

**К ДИСКУССИИ О ПРИРОДЕ ОРОГИДРОГРАФИЧЕСКОГО ПАРАДОКСА
ОСЕВОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА**

В последнее время на страницах журнала "Геоморфология" [1–3] поднята дискуссия о том, как происходила морфоструктурная эволюция Главного и Бокового хребтов Кавказа и что является причиной удачно названного Д.А. Лилиенбергом [3] "орогидрографического парадокса" осевой зоны Большого Кавказа. Суть последнего заключается в том, что Боковой хребет, доминируя в высотном положении в горной системе Большого Кавказа, в то же время не является его водоразделом, роль которого выполняет Главный хребет. Были высказаны альтернативные гипотезы [1–4], объясняющие это явление: распределение атмосферных осадков, миграция общего водораздела от Бокового хребта к Главному и влияние неотектоники. Сразу отметим, что нам представляется наиболее убедительным морфоструктурно-неотектоническое обоснование отмеченного явления [3, 5], на чем мы остановимся ниже на примере восточного сектора Большого Кавказа, преимущественно Дагестана.

В основу схемы геоморфологического районирования Восточного Кавказа Д.А. Лилиенбергом [6] положено ступенчато-блоковое строение, оформившееся на неотектоническом этапе. На примере Дагестана он выделяет следующие морфоструктурные зоны: низменно-равнинную, низкогорную с новейшей складчатой структурой, среднегорную с позднеальпийской складчатой структурой, высокогорную с раннеальпийской складчатой структурой. В последнюю входит и осевая зона Восточного Кавказа.

Основные черты структурной геоморфологии и неотектоники тех или иных регионов во многом унаследованы от предшествующего развития. В этом отношении морфоструктурные различия между Главным и Боковым хребтами и орогидрографический парадокс осевой зоны в целом могут быть объяснены как с неомобилистских позиций (покровно-надвиговой морфоструктурой, что хорошо показано Д.А. Лилиенбергом [3, 5]), так и с традиционных геосинклинальных позиций.

Альпийский цикл развития Большого Кавказа, по В.Н. Шолпо и др. [7], начался в ранней эре с заложения геосинклинального прогиба и разделяется ими на три стадии. На первой стадии на месте Большого Кавказа сформировался обширный единый прогиб, который постепенно распространялся к северу на окраину Скифской плиты и к югу – на окраину Закавказского срединного массива. На Восточном Кавказе его осевой зоне соответствуют районы Главного и Бокового хребтов.

В начале второй стадии (байос – бат) произошла частичная инверсия прогиба. В его наиболее опущенной части возникло центральное поднятие, разделявшее бассейн осадконакопления на два краевых [7]. На Восточном Кавказе, по Ч.М. Халифа-Заде и др. [8], центральное поднятие начало формироваться еще в позднем тоаре. В бате к нему примкнули два прогиба: обширный северный – Дагестанский и узкий – вдоль

современного южного склона. Это соотношение поднятия и прогибов сохранилось до эпоха.

Третья стадия (общей инверсии геосинклинали) охватывает олигоцен, неоген и антропоген. В этот период центральное поднятие Большого Кавказа впервые оформилось как единая выраженная в рельефе область, включая на Восточном Кавказе зоны современных Главного и Бокового хребтов, с прогибами, обрамляющими ее с севера и юга. На раннеорогенном этапе в олигоцене – раннем миоцене заложились Предкавказский и Закавказский прогибы, получившие полное развитие на позднеорогенном (новейшем) этапе уже в позднем сармате – антропогене. Большой Кавказ превратился в классическую горную область с размахом новейших вертикальных движений сводово-глыбового поднятия более 4000 м.

Существующее ныне центральное поднятие проявлялось на значительном протяжении геологической истории Большого Кавказа как неустойчивая область размытия и суша. Осевые зоны доинверсионного прогибания геосинклинали первого этапа испытали инверсию и раннюю складчатость в позднеюрскую эпоху. На орогенном этапе они превратились в систему крупных горст-антиклинорий Бокового, Главного хребтов и Бежтинского грабен-синклинория между ними, разделенных разломами взбросо-надвигового типа. В ряде работ [3, 5, 9] эти морфоструктурные образования рассматриваются как покровно-надвиговые пластины.

Крупной продольной разломной зоной глубинного характера, прослеживающейся вдоль всего Большого Кавказа, является Главный Кавказский надвиг. На востоке ему соответствует разломная зона, ограничивающая с юга юрское сланцевое ядро мегантиклинория и отделяющая его от флишевого синклинория южного склона. При приближении к юго-восточной периклинали роль главного надвига выполняет Малкамудский разлом. Ряд продольных разломов большой протяженности обуславливает ступенчатое разделение структурных зон внутри мегантиклинория, что особенно характерно для Восточного Кавказа и Дагестана. Здесь разделяющая Главный и Боковой хребты Бежтинская депрессия ограничена Тляротинским и Ахтычайским взбросо-надвигами. Все локальные приразломные депрессии развиваются, по нашим представлениям, унаследованно на синклинориях или крупных синклинальных складчатых структурах.

Рассмотрев историю геологического развития Восточного Кавказа с геосинклинальных позиций, мы видим, что все структуры, выраженные в современном рельефе и неотектоническом плане, унаследованы от предыдущего этапа. Важно, что в основе их лежат самостоятельные структурные единицы, сформированные уже перед новейшим, позднеорогенным этапом (сармат – антропоген). Что же определило формирование современного геоморфологического облика орогена? Как отмечают В.Н. Шолпо и др. [7], современная зона Бокового хребта сохраняла приподнятое, слабо выраженное в седиментации положение на протяжении всей среднеальпийской стадии. Такое же гипсометрическое положение сохранилось и в новейшее время – Боковой хребет превышает на 500–1000 м Главный. Современные представления о формировании мегантиклинория Большого Кавказа базируются на неомобилистских концепциях – коллизии между Скифской и Аравийской платформами [5, 9]. Исходя из этих представлений, можно объяснить преимущественный рост Бокового хребта тем, что на него приходится разрядка максимума напряжений в шовной зоне при сближении платформ. Такая точка зрения, высказанная Д.А. Лилиенбергом [3, 5], М.Ю. Никитиным [10] и др., достаточно убедительно объясняет особенности современной геоморфологии осевой зоны Большого Кавказа.

По мере роста орогена, в начальный период, Главный Кавказский хребет по высоте, видимо, доминировал над Боковым и стал главным водоразделом горной системы. Затем по мере нарастания напряжений при горизонтальном сжатии между платформами начался опережающий рост Бокового хребта. Это хорошо зафиксировано в современном рельефе, что мы попытаемся показать ниже.

Современная речная сеть Восточного Кавказа заложена по системе разломов,

представленных продольными, поперечными разрывными и кольцевыми структурами. Поскольку воздымание территории началось с осевой зоны и разрасталось затем к северу и югу, надо полагать, что в этом же направлении происходило заложение и развитие речной сети. Как справедливо отмечал Д.А. Лилиенберг [3], если бы заложение водотоков началось с Бокового хребта, с последующей миграцией водораздела на Главный хребет, то в Бежетинской депрессии произошло бы накопление значительных толщ кайнозойских континентальных фаций, но этого не отмечается. Следовательно, речная сеть с самого начала была заложена со свободным транзитом обломочного материала в бассейны осадконакопления. В качестве альтернативы этому мнению можно предположить вынос накопившегося ранее в Бежетинской депрессии материала в более поздний период, когда речная сеть уже прорезала Боковой хребет. Но это очень слабая аргументация, так как впадина конэррозионная и в ней нет остатков предполагаемых толщ.

Д.А. Лилиенберг [3, 5] указывает на антецедентный характер поперечных долин Бокового хребта и относит его новейшее поднятие к концу плиоцена – четвертичному времени. М.Ю. Никитин [10] приходит к выводу о существенном, опережающем росте поднятия Бокового хребта на рубеже апшерона и раннего плейстоцена, т.е. значительно позднее поднятия Главного хребта, что обусловило антецедентное заложение верховьев рек бассейнов Сулака и Самура по отношению к Боковому хребту и образование главного водораздела южнее Бокового хребта.

Речная сеть Восточного Кавказа в пределах Дагестана имеет различное соотношение с Боковым хребтом и Бежетинской депрессией. Верховья р. Самур согласны и субсогласны с Боковым хребтом. Сама река по диагонали прорезает хребет в районе сел. Гельмец и Рутул. Долины же рек Ахтычай, Усухчай (правые притоки р. Самур) и их притоков антецедентны по отношению к Кябьакскому хребту (кулисообразное продолжение Бокового хребта¹ на востоке) и межгорной депрессии. Реки Аварское и Андийское Койсу прорезают Боковой хребет, но их основные боковые притоки – Джурмут, Метлюда – согласны с продольными структурами осевой зоны орогена.

Д.А. Лилиенберг [11], а также Е.Е. Милановский [12] и др. [13] отмечают, что древние плиоценовые долины Юго-Восточного Кавказа имели первоначально продольное направление. Их реликты сохранились в виде сопряженных систем перевальных седловин, сквозных висячих долин с остатками террас и валунно-галечных накоплений на водоразделах. Продольное заложение плиоценовых долин, контролируемых возникшей в неогене морфоструктурой общекавказского простираия, указывает на отсутствие на Юго-Восточном Кавказе в начале новейшей стадии резко выраженного осевого поднятия. С активизацией последнего в конце акчагыла, апшероне и антропогене происходила перестройка древней гидросети: доминирующая роль переходила от продольных к поперечным долинам.

Перестройка речной сети в Горном Дагестане рассматривалась Д.А. Лилиенбергом [14], М.Ю. Никитиным [10] и др. Н.М. Фатеева [15] аналогичные признаки перестройки речной сети продольного направления на поперечное отмечала в северных предгорьях Дагестана. Развитие же продольных долин в осевой части Восточного Кавказа сопряжено с долинами поперечного заложения, что объясняется более ранним воздыманием этой части орогена по сравнению с периферией.

На геологической карте Восточного Кавказа, где окартированы рыхлые четвертичные отложения в долинах рек, видно их прерывистое, дискретное развитие. От устьевой части долин аллювиально-делювиальный шлейф сужается по мере продвижения их в глубь горной системы, к истокам. Местами эти отложения выклиниваются и водотоки протекают в коренном ложе в приводораздельной зоне, где, казалось бы, рыхлые отложения, за исключением склоновых, должны исчезнуть. Однако долина вдруг расширяется, появляются хорошо выраженные ее геоморфологические

¹ Боковой хребет заканчивается на востоке Самурским хребтом, а параллельный ему хребет Кябьяк является морфоструктурным продолжением Главного хребта, который как водораздел резко смещается здесь к югу (прим. редактора).

элементы, и это продолжается до самих истоков. Сопоставление геоморфологии долин со структурными элементами осевого поднятия устанавливает следующее. Хорошо выработанные речные долины с корытообразным профилем, с развитыми системами террас прослеживаются к югу до Бокового хребта. Пересекая последний, долины становятся узкими, каньонообразными, с обрывистыми крутыми склонами, ложе выработано в коренных породах. Аллювиальные отложения слабо развиты и сохраняются главным образом на участках впадения боковых притоков. При продвижении далее к югу, в зоне Бежтинского грабена, долины вновь расширяются, приобретают хорошо выработанный профиль с комплексом вложенных аккумулятивных террас. Количество террас сохраняется таким же, как и севернее Бокового хребта.

Подобные соотношения прослеживаются также в долине р. Ахтычай (правого притока р. Самур). Сама долина Самура от устья до впадения в нее р. Ахтычай хорошо выработана, имеет ширину более 1–1,5 км с комплексом рыхлых отложений в виде аккумулятивных, аккумулятивно-цокольных террас нескольких уровней. В низовьях долины р. Ахтычай так же хорошо разработана и сохраняет аналогичный характер на протяжении 15–20 км, от устья до сел. Смугул. Выше по течению, пересекая хребт Кябьяк, долина резко сужается, склоны становятся обрывистыми, местами исчезает аллювий, террасы прослеживаются фрагментарно. Такое строение долины наблюдается на протяжении 20 км, почти до правого притока р. Кизилдере. Выше по течению долина с комплексом рыхлых террасированных отложений вновь хорошо разработана, что прослеживается до самих истоков, прорезающих крутые склоны Главного хребта.

Интересно отметить, что при пересечении р. Ахтычай хребта Кябьяк в долине отмечаются небольшие островки коренных пород (до 20 × 10 м). Характерный останец юрских песчаников найден в разрезе аллювиальных отложений ниже устья левого притока р. Мазачай. Он перекрывает аллювием и сопряжен с интенсивным левосторонним смещением русла водотока. На других участках долины (от р. Мазачай до р. Кизилдере) коренные останцы выходят среди аллювия на поверхность. Подобные геоморфологические элементы отмечаются и в долине р. Самур между сел. Рутул и Гельмец. Сопряженность появления останцов коренных пород с сужением долины позволяет объяснить это явление уменьшением интенсивности боковой эрозии вследствие более активных восходящих движений Бокового хребта.

Представляет интерес изменение строения и долины р. Мазачай, правого притока р. Ахтычай. От устьевой части вверх по течению на протяжении 1–1,5 км морфология долины хорошо выражена, с комплексом рыхлых отложений на террасах. Далее к югу на протяжении 2–3 км долина сужается, превращаясь в непроходимое ущелье, аллювий и террасы исчезают, русло водотока врезано в коренное ложе. Увеличивается уклон русла, водный поток становится бурным. Еще выше по течению долина начинает постепенно снова расширяться, достигая максимума в месте слияния с правым притоком – р. Джиг-Джиг. Русло на этом участке по-прежнему лишено аллювия и врезано в коренные породы; появляются террасы, самые молодые из них аккумулятивно-цокольные. Далее вверх по течению долину пересекает серия габбро-диабазовых даек суммарной мощностью 20–30 м. Долина в этом месте вновь сужается, приобретая облик каньоновидного ущелья. Такая особенность сохраняется на протяжении 1,5–2 км, после чего долина вновь приобретает хорошо выработанный профиль с комплексом террас. Днище долины на этом участке выстлано аллювием. На этом примере можно видеть влияние прочных магматических пород, пересекающих долину, на ее формирование, сходное с аналогичным эффектом при воздымании блоков, по которым проходит водоток. Такие примеры подпруживания долин часто встречаются в Горном Дагестане в бассейнах рек Самур, Аварское и Андийское Койсу при пересечении водотоками магматических тел (реки Огалматхет, Мициратхет, Галагатхет, Кутлаб и др.) или мощных пластов юрских песчаников (р. Курдул и др.). Боковой хребт сложен осадочными породами более песчанистого состава и более древнего возраста по сравнению с зоной Бежтинской депрессии, сложенной преимущественно глинистыми сланцами, аргиллитами, алевролитами.

Поэтому можно предположить, что своеобразие вышеописанной морфологии долин обусловлено в основном литологическим составом пород. Несомненно, литологический состав пород играл здесь определенную роль в формировании строения долин, однако к выше сказанному можно было бы относиться с большим вниманием, если бы Боковой хребет не имел доминирующего высотного положения. Последнее обуславливает необходимость привлечения неотектоники к объяснению орогидрографического парадокса и связанных с ним геоморфологических особенностей.

Обобщая рассмотренный материал, можно сказать, что признаками воздымания горст-антиклинория Бокового хребта является своеобразная морфология пересекающих его речных долин – их сужение, отсутствие аккумулятивных террас, снос аллювиального материала, появление цокольных и смешанных аккумулятивно-эрозионных террас, врезание русла в коренные породы, появление останцов коренных пород в долинах, увеличение уклона русла водотоков. Аналогичными признаками воздымания, выраженными в общей орографии Бокового хребта, являются его преобладающее гипсометрическое положение и связанное с этим большее по сравнению с Главным хребтом развитие ледников, островершинность и крутые склоны.

Как отмечают А.Л. Цагарели и др. [16], на Большом Кавказе в пределах Грузии "геоморфологический анализ разломов и ступеней рельефа выявляет интересную картину конэрозионного развития: внутри ступеней мы, как правило, имеем серию четвертичных террас или морен, тогда как фронт разломов характеризуется очень молодым расчленением. В развитии рельефа разломов имеется явный геоморфологический перерыв, указывающий (как и всякий перерыв) на время образования (или омоложения) дислокаций". Сказанное полностью можно отнести и к Восточному Кавказу, рассматривая при этом Бежтинскую депрессию как морфоструктурную ступень, а Боковой хребет – как зону конэрозионного воздымания блока.

Ранее эти соотношения долины р. Сулак с поперечным выступом отметили В.Е. Хаин и В.А. Гроссгейм [17], которые полагали, что долины р. Сулак и его главных истоков – Андийского и Аварского Койсу представляют собой антецедентные ущелья, заложенные в плиоцене еще до образования этого поперечного выступа (Известнякового Дагестана) и в дальнейшем глубоко врезавшиеся в процессе его интенсивного роста.

Таким образом, отмеченный Д.А. Лилиенбергом [3] орогидрографический парадокс осевой зоны в пределах Восточного Кавказа удовлетворительно объясняется доминирующей здесь ролью блоковой неотектоники и подтверждается геоморфологическими особенностями территории. Этот парадокс обусловлен режимом дифференцированного воздымания морфоструктурных блоков по продольным и поперечным разломам. Определенную роль играл и водный баланс [1], особенно, по нашему мнению, в распределении ледников в период горно-долинного оледенения. Следы последнего можно видеть в долинах рек Усучай, Курдул, где отмечаются нагромождения крупнообломочного материала ледникового происхождения – валуны, глыбы, огромные блоки известняков и габбро-диабазов, слагающих фронтальные и боковые части морен. В большинстве же случаев на Восточном Кавказе ледниковые формы четко не выражены из-за особенности литологии осадочных толщ нижней и средней юры, представленных аргиллитами, сланцами, тонкоплитчатыми песчаниками, не образующими крупноглыбовых отложений. В связи с этим далеко не всегда устанавливается реальная роль ледниковых процессов в формировании речных долин на основании только геоморфологических признаков.

Как и Ю.В. Ефремов и В.Д. Панов [1], Е.Е. Милановский [8] считал, что определенные особенности орографии Восточного Кавказа могли быть обусловлены различной энергией рек северного и южного склонов, связанной с различиями в размерах бассейнов и с климатическими условиями. Но им не были проанализированы развитие рельефа Бежтинской депрессии и неизбежность накопления значительных толщ континентальных отложений при таком варианте геоморфологического развития региона.

Что же касается возможности общей миграции водораздела с Бокового к Главному хребту на Восточном Кавказе, предполагаемой Ю.В. Ефремовым и В.Д. Пановым [1] в процессе дискуссии, то обосновать таковую имеющимся у нас фактическим материалом по геоморфологии и неотектонике Дагестана еще труднее. Приведенные выше геоморфологические данные подтверждают морфоструктурно-неотектоническую позицию Д.А. Лилиенберга [3] в объяснении орогидрографического парадокса осевой зоны Восточного Кавказа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ефремов Ю.В., Панов В.Д. К вопросу о миграции Главного водораздела Большого Кавказа // Геоморфология. 1993. № 2. С. 95–101.
2. Жидков М.П. Миграция главного водораздела Большого Кавказа // Геоморфология. 1993. № 2. С. 101–102.
3. Лилиенберг Д.А. Орогидрографический парадокс осевой зоны Кавказа и некоторых орогенов шовного типа // Геоморфология. 1993. № 2. С. 102–107.
4. Думитрашко Н.В., Лилиенберг Д.А. История развития речной сети Кавказа // История развития речных долин и проблема мелиорации земель. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1979. С. 50–56.
5. Большой Кавказ – Стара Планина (Балкан). М.: Наука, 1984. 255 с.
6. Лилиенберг Д.А. Новая схема геоморфологического районирования Дагестана // Матер. V конф. мол. ученых Ин-та географии АН СССР. М.: ИГАН СССР, 1957. С. 41–44.
7. Шолпо В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А. Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука, 1993. 192 с.
8. Халифа-Заде Ч.М., Магомедов А.М. Среднеюрские отложения восточной части Большого Кавказа. М.: Наука, 1982. 276 с.
9. Дотдугев С.И. О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. № 5. С. 94–105.
10. Никитин М.Ю. Неотектоника Восточного Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. № 3. С. 21–34.
11. Лилиенберг Д.А. Рельеф южного склона восточной части Большого Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 243 с.
12. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
13. Рельеф Азербайджана. Баку: Элм, 1993. 292 с.
14. Лилиенберг Д.А. Некоторые вопросы геоморфологии, четвертичной геологии и неотектоники Дагестана // Матер. Всесоюз. совещ. по изучению четвертичного периода. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 472–482.
15. Фатеева Н.И. Рельеф Восточного Дагестана: Автореф. дис. ... канд. географ. наук. М.: Ин-т географии АН СССР, 1964.
16. Цагарели А.Л., Кулошвили С.И. Неотектоника Грузии // Тектоника и металлогения Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1984. С. 185–192.
17. Хачи В.Е., Гроссгейм В.А. Морские и речные террасы и древние денудационные поверхности выравнивания Юго-Восточного Кавказа // Изв. АН АзССР. 1953. № 1. С. 21–32.

Ин-т геологии ДНЦ РАН

Поступила в редакцию
07.06.94

ORO-HYDROGRAPHIC PARADOX OF THE GREAT CAUCASUS AXIAL ZONE

E.V. MATSAPULINA

S u m m a r y

Morphostructures of the Great Caucasus may be explained both from neomobilistic points of view and in terms of geosynclinal theory. The valley network originated using faultline system. At the neotectonic stage, the water divide coincided with the Glavny Range. During the Quaternary, tectonically more active Bokovoi Range was rising; it formed an orographic axis of the arch-block uplift, though not the divide (as indicated by antecedent character of transversal valleys, distribution of terraces and segments of alluviation and erosion in the valleys). There are no morphostructural nor neotectonic evidences of the water divide migration from the Bokovoi Range to Glavny one.