

8. Гвоздецкий Н.А. Физическая география Кавказа. Курс лекций. Вып. 1. М.: Изд-во МГУ, 1954. 208 с.
9. Думитрашко Н.В. Кавказ // Горные страны Европейской части СССР и Кавказ. М.: Наука, 1974. С. 90–226.
10. Лилиенберг Д.А., Муратов В.М. Закономерности формирования горных окончаний Большого Кавказа // Вопросы географии. Сб. 74. Геоморфология горных стран. М.: Мысль, 1968. С. 72–89.
11. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 484 с.
12. Сафронов И.Н. Рельеф // Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ. Ч. 1. М.: Недра, 1968. С. 23–26.
13. Ломизе М.Г., Хаин В.Е. Древние долины и перестройка речной сети на Западном Кавказе под влиянием новейших тектонических движений // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1965. № 4. С. 17–25.
14. Несмеянов С.А. Приповерхностные новейшие структуры Северо-Западного Кавказа и смежных областей // Материалы по сейсмическому районированию Северо-Западного Кавказа. М.: Наука, 1991. С. 4–44.
15. Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа. М.: Недра, 1992. 254 с.
16. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Поперечные конседиментационные разломы на границе Центрального и Западного Кавказа и распределение фаций мезозоя и кайнозоя // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 4. С. 26–43.
17. Маслов К.С. Нижнемайкопские (верхнехадумские) дельты-авандельты палео-Пшехи и палео-Пшиша // Сов. геология. 1963. № 11. С. 121–125.
18. Маслов К.С. Научные основы поисков литологических и стратиграфических залежей нефти и газа в терригенных толщах. М.: Недра, 1968. 220 с.
19. Сафронов И.Н. Проблемы геоморфологии Северного Кавказа и поиски полезных ископаемых. Ростов н/Д: Изд-во Ростов. ун-та, 1983. 160 с.
20. Бархатов И.И., Несмеянов С.А., Шмидт Г.А. Геолого-геофизические материалы для выделения сейсмогенерирующих структур Северо-Западного Кавказа // Материалы по сейсмическому районированию Северо-Западного Кавказа. М.: Наука, 1991. С. 44–80.
21. Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ. Ч. 1. М.: Недра, 1968. 759 с.

Ин-т ПНИИИС, Москва

Поступила в редакцию
09.12.94

PROBLEM OF THE WESTERN CAUCASUS MAIN WATER DIVIDE MIGRATION USING DATA OF A DETAIL NEOTECTONIC ANALYSIS

S.A. NESMEYANOV

S u m m a r y

At the neotectonic stage the Western Caucasus developed as an accreting mega-arch complicated with a system of superimposed horsts and grabens, different in age and in order and oriented both along and across the arch's axis. The block structure were alternately activated at different stages. The river network readjusted itself to the changing differentiation. Transversal valleys more likely use transversal grabens than develop as watergaps resulting from general migration of the main water divide.

УДК 551.432.2 (479.24)

© 1996 г. Д.А. ЛИЛИЕНБЕРГ, Б.А. БУДАГОВ, А.С. АЛИЕВ

МОРФОТЕКТНИКА АЗЕРБАЙДЖАНА И ВОСТОЧНОГО ЗАКАВКАЗЬЯ С ПОЗИЦИЙ НЕОМОБИЛИЗМА

Дискуссия, развернувшаяся на страницах журнала "Геоморфология" (1993, № 2) о механизме перестройки речной сети Кавказа и роли эволюции горных морфоструктур в этом процессе, вызвала значительный интерес у специалистов, занимающихся горной геоморфологией, и во многом вышла за рамки этой проблемы. Нам представляется полезным вернуться к обсуждаемым вопросам на примере Азербайджана в

связи с новыми подходами к анализу его морфоструктур с позиций неомобилизма [1–7]. Многие региональные и межрегиональные геодинамические механизмы и их геоморфологический эффект в зоне взаимодействия Евразийской и Аравийской плит остаются недостаточно ясными и могут быть предметом дискуссии.

Эволюция морфоструктурных представлений

С конца XIX в. Кавказ и Закавказье служат модельной областью для разработки фундаментальных геотектонических, геоморфологических и геодинамических представлений глобального значения. "Золотым веком" для формирования геосинклинальной концепции на Кавказе стали конец 30-ых – 60-ые годы, когда Кавказ был признан альпинотипным орогеном более полного развития, чем сами Альпы. Значительный вклад в эти построения, благодаря серии блестящих исследований В.Е. Хаина [8 и др.], его учеников и последователей, внес уникальный регион Азербайджана. Успехи геосинклинальной (фиксистской) концепции стали геологической базой для расцвета азербайджанской школы общего и регионального морфоструктурного анализа [9–19]. Был выявлен широкий спектр разнотипных, разновозрастных и разноплановых взаимосвязей форм рельефа с геологической структурой и ее эволюцией. Однако на этом фоне проявилась и неполнота геосинклинальных подходов к интерпретации всех особенностей рельефа. Так, первоначально Б. и М. Кавказ рассматривались как типичные мегантиклинории, выраженные в рельефе складчатыми сводовыми поднятиями, а Куринская впадина, Самуро-Дивичинский и Араксинский прогибы – как типичные мегасинклинории. Позднее была установлена блоковая дифференциация орогенных морфоструктур и введено представление о более сложных сводовоглыбовых поднятиях [20]. На примере Ю-В Кавказа и Дагестана была разработана концепция ведущей роли дизъюнктивных деформаций в становлении молодых орогенов как сложной системы разноприподнятых продольных морфоструктурных ступеней и поперечных блоков [21], что стало методологической основой для выделения высоких таксономических рангов при геоморфологическом районировании горных областей кавказского типа [18, 20]. Однако механизм блокового дробления орогенов плохо увязывался с концепцией примата вертикальных движений, т.к. определялся в первую очередь горизонтальным сжатием. Не получил удовлетворительного объяснения и механизм возникновения трансрегиональных разломов, пересекающих как орогенно-геосинклинальные пояса, так и платформенные области, морфоструктурная асимметрия горных систем Б. и М. Кавказа и целый ряд других проблем структурной геоморфологии.

Увлечение геосинклинальной концепцией и стремление придать ей универсальный характер стало приводить в ряде случаев даже к отрицанию очевидных фактов, которые не увязывались с этой концепцией, например, существования крупных покровов в Альпах и на Кавказе. Наиболее ярким примером в Азербайджане стала мода среди части геологов в 50–60-ых годах "опровергать" уникальный Баскальский покров на Ю-В Кавказе, чем грешили одно время и геоморфологи [9].

Проявившийся в 60–70-ых годах общий кризис теоретической геологии, очевидная ограниченность геосинклинальной концепции, возрождение в различных формах идей мобилизма нашли отражение в последующем теоретическом и методологическом застое морфоструктурных исследований на Кавказе и в Азербайджане. Хотя эти исследования в региональном плане довольно активно продолжались, но принципиально новых идей не появлялось.

Наступил период переосмысливания старых фактов и накопления новых геологических, геофизических, космогеодезических и геоморфологических материалов.

Прежде всего принципиально новые данные стали появляться о широком развитии на Кавказе на неотектоническом этапе покровных морфоструктур разного типа и ранга. На Ю-В Кавказе, помимо Баскальского, были обнаружены Астраханский, Гирдыманчайский, Матурский, Сардыханинский, серия Северо-Кобыстанских, Дуруд-

жинский, Шахдагский и другие покровы. Покровнонадвиговые морфоструктуры были описаны также в соседних районах Дагестана и Кахетии, в Центральном и Западном Кавказе, на М. Кавказе (офиолитовые аллохтоны) и в Талыше (Гамаратский покров), в низкогорьях Средне-Куринской впадины. Стало очевидным, что покровообразование – закономерное явление для Кавказа и Закавказья, а отнюдь не исключение. Амплитуды горизонтальных смещений этих региональных шарьяжных пластин оценивались первыми километрами. Кроме того, оказалось, что возраст покровов во многих случаях относится к плиоцену, а иногда захватывает четвертичное время и даже конец плейстоцена, т.е. горизонтальные движения являются существенным рельефообразующим фактором.

Другим важным обстоятельством явилось уточнение тектонической природы главных структурных подразделений Ю-В Кавказа. Структуры, выделяемые ранее как типичные вергентные антиклинории и синклинории, составляющие основу общего мегантиклинория горной системы, оказались разноприподнятыми тектоническими ступенями, ограниченными продольными региональными разломами [22 и др.]. Поскольку эти ступени ранее описывались как орогеоморфологические образования, то принципиально была уточнена их морфоструктурная блоково-разломная природа [10, 11, 13, 21]. Аналогичные соотношения позднее были установлены также для Восточного Кавказа, М. Кавказа и Талыша.

Неожиданные результаты дало крелюсное бурение и геофизическое профилирование. Оказалось, что основные субширотные продольные разломы, которые характеризовались при выходе на поверхность как крутопадающие надвиги и взбросы, в действительности на глубине выполаживаются, разграничивая ярусно надвинутые друг на друга покровные образования разной кинематики, возраста, типа и размера. Наиболее детально они были изучены в Шемахино-Кобыстанской части Ю-В Кавказа, а также в предгорном Дагестане, осевой зоне и на южном склоне Восточного Кавказа, на М. Кавказе. Значительная часть антиклинорных и синклинорных зон оказались бескорневыми образованиями, смещенными на десятки километров покровными пластинами.

Стало очевидным, что горные системы Б. и М. Кавказа, Талыша представляют сложные многоярусные покровно-надвиговые образования, созданные горизонтальными движениями в результате мощного поперечного сжатия. Поэтому к ним некорректно применять используемое ранее в фиксистских построениях понятие "мегантиклинорий". Более точным, по мнению Д.А. Лилиенберга, было бы понятие "мега-наппинорий", появившееся в Карпатской терминологии.

В настоящее время для Кавказа разработано несколько "типовых" неомобилистских моделей, исходящих из ведущего значения горизонтальных движений как результата межплитовой коллизии и давления выступа Аравийской плиты, чешуйчато-надвигового строения орогенов (рис. 1). Хотя они различаются в деталях, но хорошо передают современные представления о структуре и геодинамике Кавказской модельной области.

Важные новые сведения о мобилистской геодинамике дают материалы глубинного бурения. Так, до 80-х гг. господствовали представления о существовании в мезозое в пределах Куринской впадины обширного выступа кристаллического фундамента (срединного массива), сложенного магматическими и сильнометаморфизованными породами различного генезиса. Однако на основании новых геолого-геофизических данных было установлено, что большая часть Кавказа (в том числе Курильская впадина) в юрское время являлась неотъемлемой составной частью обширного палеобассейна Тетис. Данные сверхглубокой скважины СГ-I в Саатлах неожиданно показали, что пройденную здесь вулканическую серию юрского и раннемелового возраста можно сравнить с породами, образовавшимися в связи с деятельностью современных подводных вулканов островных дуг курильского типа. То есть был доказан факт мощного развития осадочных отложений юры и мела в Куринской впадине вместо высоко приподнятого к поверхности срединного массива. Общая амплитуда погружения со-

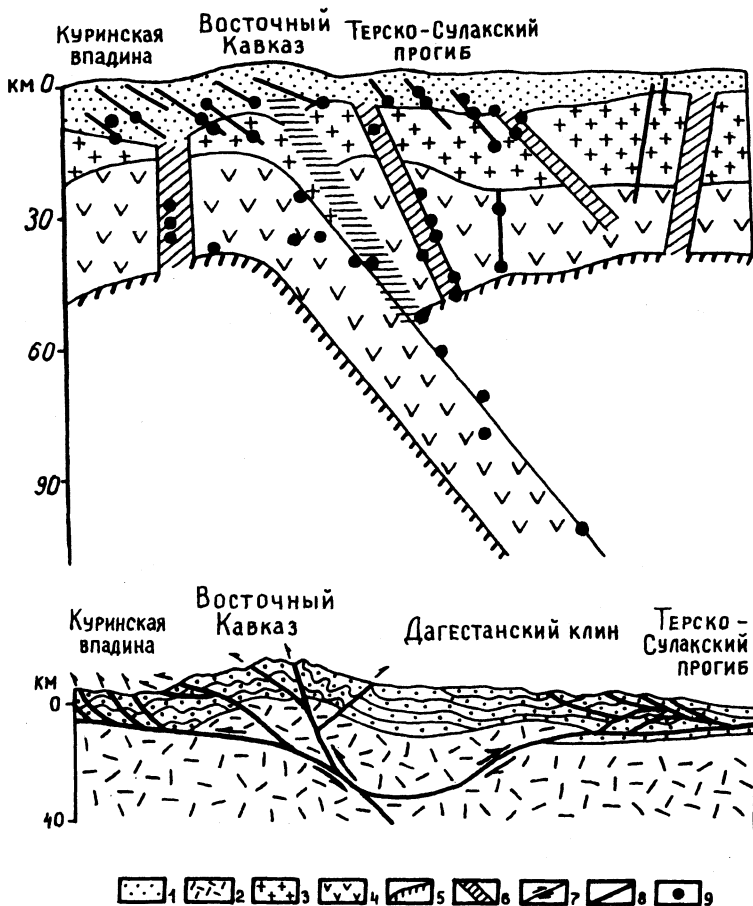


Рис. 1. Варианты обобщенных мобилистских моделей Восточного Кавказа: вверху – по Хайну В.Е. [23], Халилову Э.Н. и др. [24], внизу – по Соколову Б.А. [25]
 1 – "осадочный" слой, 2 – консолидированная земная кора, 3 – "гранитный" слой, 4 – "базальтовый" слой, 5 – поверхность Мохо, 6 – коровые разломы, 7 – крупные сдвиговые деформации, 8 – региональные разломы, 9 – гипоцентры землетрясений

ставила 4–5 км, что сопоставимо с аналогичными параметрами мощностей отложений юры в пределах Большого Кавказа. Это свидетельствует об отсутствии резкой разницы между мощностями юрских отложений геосинклинальной области Большого Кавказа и Куринской впадины, в том числе и для ее наиболее опущенных участков в Алазано-Агричайском и Евлах-Агджебединском прогибах. Факт мощного развития мезозойского комплекса (до 8–10 км) по северной периферии Куринской впадины говорит об устойчивом погружении поверхности консолидированной коры и позволяет предполагать, что здесь, начиная с юры, имел место подвиг Куринской плиты под геосинклинальное сооружение Большого Кавказа по Занги-Козлучайской сутурной шовной зоне [26]. Тем самым можно считать, что эта территория в мезозое представляла собой активную континентальную окраину тихоокеанского типа, являясь переходной зоной от континента к океану.

Как видно из приведенного обзора, за четверть века на Кавказе и в Закавказье произошла кардинальная эволюция взглядов на тектоническое строение, геодинамику и морфоструктуру от классических фиксистских до новейших мобилистских. В системе неомобилистских взглядов ведущее место занимает концепция плитотектоники. Но

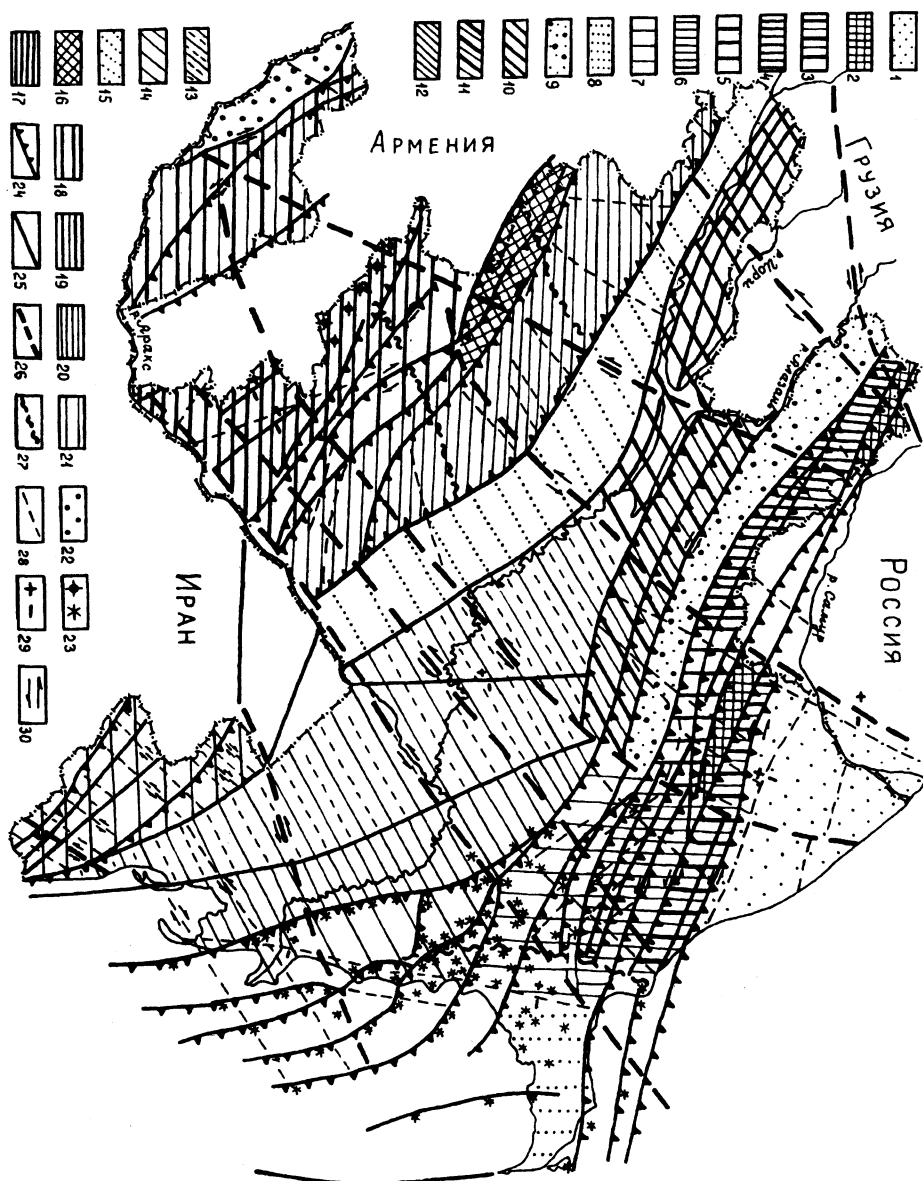
она не является единственной и универсальной. Взаимодействие плит происходит на фоне и других глобальных процессов, связанных с пульсациями и характером ротационного режима Земли, формированием планетарного поля напряжений и регматической сети, с адвективными и другими процессами. Морфотектогенез является сложным интегральным процессом, складывающимся из взаимодействия механизмов разного типа и ранга [6].

Идеи неомобилизма адаптировались в республиках Закавказья не сразу. Раньше всего и в широком объеме они начали развиваться в Грузии, а затем на Северном Кавказе, в Азербайджане и Армении. Но и сейчас здесь немало геологов и геоморфологов, придерживающихся традиционных фиксистских представлений, или "полумобилистов". Гораздо труднее и с большим запозданием идеи неомобилизма внедрялись в геоморфологии Кавказа и Закавказья. Первый опыт интерпретации рельефа Б. Кавказа с позиций тектоники плит был предпринят И.П. Герасимовым и Д.А. Лилиенбергом [1, 4, 5, 27], а для Закавказья Д.А. Лилиенбергом [2, 6, 28]. Этот опыт оказался удачным, показал перспективность идей неомобилизма для геоморфологии и получил международное признание в процессе советско-французских и советско-болгарских экспедиционных исследований Кавказа в конце 70-х – начале 80-х годов. В середине 80-х годов аналогичный более детальный анализ для Ю-В Кавказа провели Б.А. Будагов и А.С. Алиев [3]. Настоящая работа представляет дальнейшее развитие неомобилистского подхода к морфотектоническому анализу рельефа Азербайджана и Восточного Закавказья.

Общая морфотектоническая позиция

Восточное Закавказье занимает одну из центральных позиций в геодинамической системе деформаций земной коры Кавказско-Малоазиатского сектора Альпийского пояса – зоне коллизии Евразийской и Африкано-Аравийской плит. Со времен Э. Зюсса, Г. Абиха и Ф. Освальда эта область привлекала внимание аномальным сгущением горных систем вокруг выступа Аравийской плиты, который вклинивается здесь с юга в Альпийский подвижной пояс. Давление выступа отмечается в конце мезозоя и палеогене, но оно еще не достигает Б. Кавказа за счет компенсационного механизма закрытия океана Тетис. В конце миоцена произошло разделение Африканской и Аравийской плит в связи с возникновением и раскрытием Красноморского и Аданского рифтов. С этого времени на протяжении 10–12 млн. лет геодинамическая роль Аравийского выступа постоянно нарастала и достигла своего максимума в плиоцен-четвертичное время, когда произошло становление всех основных горных систем. За счет мощного поперечного сжатия был деформирован каркас основных морфоструктур [5, 6, 27, 28]. Горные системы Армянского и Курдистанского Тавра, Загроса, Аладаг-Котура, Малого Кавказа приобрели в плане трапецевидную форму, выпуклую к С-В. Средне-Куриная впадина была резко сжата по сравнению с Нижне-Куриной, а северный склон Восточного Кавказа получил расширение к С-В (так называемый Дагестанский клин). На продолжение этой же зоны прессинга указывает и С-В ориентация впадины Северного Каспия.

Динамическая роль выступа Аравийской плиты в деформациях напряженного поля земной коры и морфоструктур имела далеко идущие геоморфологические следствия. Прежде всего, она привела к резкой асимметрии всех субширотных горных систем, у которых за счет последовательных поддвигов с юга южный склон сформировался крутым и коротким, а северный – более пологим и длинным. Наиболее отчетливо это проявилось в ороструктуре Б. Кавказа, происхождение асимметрии которой теперь вряд ли вызывает сомнения [1, 2, 4, 29]. Другим следствием непрерывного, но неравномерного давления Аравийского выступа и проявившегося при этом пульсационного механизма сжатие – растяжение явилось поперечное сдавливание, расплющивание горных систем и формирование многоярусных надвигов, определивших современную ступенчатую покровно-надвиговую морфоструктуру орогенов, которая



характерна и для Восточного Закавказья (рис. 1, 2). В процессе сжатия происходило не только последовательное субмеридиональное надвигание покровных пластин, но и продольное растяжение горных систем, с чем связано проявление особого типа коллизии вулканизма, а также процессов субширотных сдвигов, содвигов и перемещения вещества к окончаниям орогенов. В результате сближения краев Аравийской и Скифской плит за плиоцен-четвертичное время произошло сокращение пространства между ними порядка 350–400 км. Скорость сближения была неравномерной во времени: для олигоцен-миоценового этапа она оценивается порядка 1 см/год, а для плиоцен-четвертичного до 2,5 см/год и более [30]. При этом характерно, что фазы активизации раскрытия Красноморского и Аденского рифтов и давления Аравийского выступа по времени (10–12, 3–4 и 1 млн. лет) соответствуют фазам складчатости на Кавказе и активизации спрединга Срединно-Атлантического хребта.

Важным геодинамическим следствием внедрения Аравийского выступа в альпийские горные системы явилось не только их сжатие, но и дробление всей области межплитовой коллизии на отдельные блоки разного размера (микроплиты, шоли, террейны). При этом происходило раздвигание Анатолийской и Иранской микроплит к западу и востоку, соответственно Рионской и Куринской микроплит, Восточно-Черноморской и Южно-Каспийской впадин, что определило основные черты кинематики и морфотектоники всего региона.

Межплитовая коллизия Кавказско-Малоазиатского сектора происходила на фоне другого глобального механизма – формирования планетарной регматической сети разломов, которая диагонально пересекает субширотные покровно-надвиговые морфоструктуры. По этим зонам происходили не только вертикальные, но и горизонтальные смещения микроплит и блоков, резкие изломы горных систем и отдельных хребтов, покровных ступеней, антиклинальных зон, речных долин, перестройки водоразделов и гидрографической сети [1, 2, 5, 27, 28, 31–34]. Для описываемого региона принципиальное значение имеет Западно-Дагестанский левосторонний сдвиг, который ограничивает выдвинутую к С-В Дагестано-Алазанскую часть Восточного Кавказа, Малый Кавказ и переходит в Левантийский левосторонний сдвиг (со смещением до 100 км), по которому Аравийский выступ разворачивается к С-В, определяя энергетику серии эшелонированных левосторонних смещений во всей Кавказско-Каспийской области, в том числе в Азербайджане (рис. 2). Из других крупных региональных сдвигов выделяется Пальмиро-Апшеронский, по которому Талыш-Карадагская горная дуга смещена на 30–40 км по отношению к М. Кавказу. Далее на С-В он определяет уступ Ю-В склона Средне-Каспийской впадины и переходит на Туранскую плиту. На Ю-З линеамент раскалывает выступ Аравийской плиты, отсекая от него С-З часть. Между этими морфолинеаментами располагается Избербаш-Тертер-Забский диагональный сдвиг, который в пределах Скифско-Туранской плиты является западным ограничением Мангышлака, а на Ю-З определяет резкий изгиб хребтов М. Кавказа и Армянского нагорья с В-ЮВ на Ю-ЮВ и далее продолжается в пределах Аравийского выступа.

Геодинамический прессинг давления Аравийского выступа привел к образованию в пределах Азербайджана системы последовательно смещенных к С-В диагональных блоковых зон (рис. 2): а) Северо-Армянское нагорье – М. Кавказ – Средне-Куринская

Рис. 2. Вариант неомобилистской схемы морфоструктурной дифференциации Азербайджана

Морфоструктурные ступени и блоки (описание дается в тексте под нумерацией легенды): 1 – клино-надвиг Кусарского плато, 2–8 – покровно-надвиговое горное сооружение Б. Кавказа, 9–15 – Куринский чешуйчатонадвиговый межгорный грабен, 16–22 – покровно-надвиговые горные сооружения М. Кавказа и Талыша, 23 – вулканы магматогенные и грязевые, 24 – крупные региональные и межрегиональные надвиги, 25 – взбросы разного ранга, 26 – трансформные поперечно-диагональные сдвиговые зоны, 27 – флексуры, 28 – сбросо-сдвиги, 29 – вертикальные смещения (поднятые и опущенные крылья разломов), 30 – направления горизонтальных смещений

впадина – Восточный Кавказ (с Дагестанским клином) – впадина Северного Каспия; б) Горный Карабах – Кура-Араксинская впадина – Ю-В Кавказ – Самуро-Дивичинский прогиб – Средне-Каспийская впадина; в) Талыш – Ленкорань-Сальянская впадина – Ю-В Кобыстан – Апшеронский п-ов. Субмеридиональные границы этих зон характеризуются сдвиговыми и раздвиговыми деформациями, а субширотные – поддвиговыми и надвиговыми.

Региональный морфотектонический анализ

1. Большой Кавказ

В пределы Азербайджана входит осевая зона и южный склон Восточного Кавказа и Ю-В Кавказ. Современные данные о строении этой части меганаппнория Б. Кавказа свидетельствуют, что начиная с олигоцена и особенно в плиоцен-четвертичное время она формировалась в условиях перманентного тангенциального сжатия, испытав поперечное сокращение на 150–200 км [26, 29]. В результате было создано ступенчатое, многоярусное, покровно-надвиговое, резко асимметричное горное сооружение с четко выраженной южной вергентностью складчатости и шарьяжных образований (рис. 1, 3). Среди его коллизионных границ можно выделить несколько разновидностей.

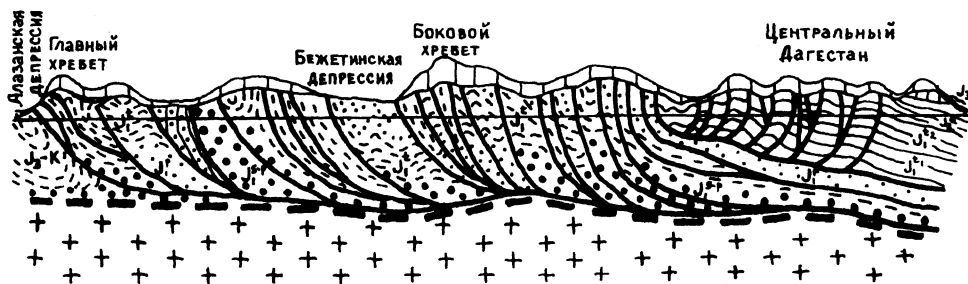
Наиболее типичным является Алазанский поддвиг северного края Куринской микроплиты под южный склон Восточного Кавказа. Он сопровождался формированием аккреционной призмы, крутым падением зоны Главного и Зангинского надвигов на С-В и таким же наклоном сейсмофокальных поверхностей (рис. 1). В рельефе ему соответствует сектор наиболее резко выраженной асимметрии горного сооружения, когда при ширине южного склона всего 15–20 км его превышение достигает 3,5–4 км, т.е. градиент перепада высот составляет 200–300 м/км. Развитие рельефа шло по закону морфоструктурной контрастности [2]. В результате продолжающегося поддвига Алазанская впадина в четвертичное время наступает на подножие южного склона, что определяет тенденцию нарастания контрастности рельефа и энергетики эрозийных (сели) и гравитационных процессов.

В пределах Ю-В Кавказа кинематика и морфотектоника поддвига существенно меняются. На участке между Самурским и Западно-Каспийским поперечными разломами он скачкообразно смещается к югу. В миоплиоцене зона поддвига продолжала Алазанскую и сейчас выражена в рельефе контрастным сопряжением южного склона Ниялдагского хребта с предгорьями. В плиоцене основная часть поддвига, по-видимому, сместилась в Геокчайскую зону и сейчас выражена в рельефе крутым склоном предгорий к Кура-Араксинской равнине.

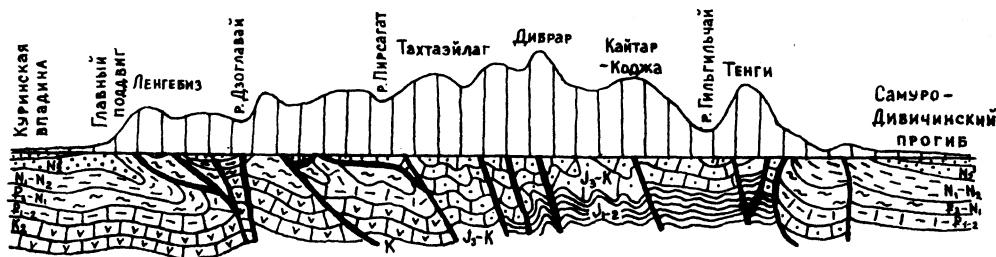
К востоку от Западно-Каспийского разлома можно выделить Ленгебизский тип поддвига (рис. 3), благодаря которому миоплиоцен перекрывает апшеронские и четвертичные отложения. В рельефе он выражен крутым склоном Ленгебизского хребта – генеральной границы между предгорьями и Ширванской равниной. На расстоянии около 5 км перепад высот достигает 800–900 м при градиенте их изменения 150–200 м/км, близком к Алазанскому типу.

На северном склоне Б. Кавказа типы коллизионных границ существенно иные. Так, Северо-Дагестанский тип связан с формированием покровной пластины Дагестанского клино-надвига, перекрывшего мезозойско-палеогеновый комплекс и вклинившегося в осадочный комплекс Терско-Сулакского прогиба серией чешуйчато надвинутых и "вдвинутых" покровных пластин с крутым падением сместителей к югу [25], т.е. по типу "обдукции". В позднеплиоцен-четвертичное время здесь произошло образование крутых листрических надвигов с северным падением, т.е. по типу "субдукции". Складчато-надвиговые формы коллизионного шва имеют прямое выражение в системе хребтов и межхребтовых понижений зоны предгорий шириной 30–50 км и приподнятых до 600–1000 м.

Восточный Кавказ



Юго-Восточный Кавказ



Кобыстан

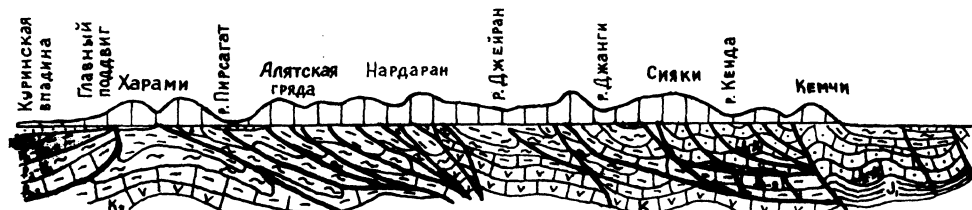


Рис. 3. Поперечные профили покровно-надвиговой неоморфоструктуры меганаппония Б. Кавказа: Восточного Кавказа (Алазано-Андийское пересечение), Юго-Восточного Кавказа (Шемаха-Дивичинское пересечение), Кобыстана. Составлены Д.А. Лилиенбергом по материалам [35–38]

1 – профиль рельефа, 2 – возрастные индексы геологических комплексов, 3 – литолого-фациальные свиты третичного возраста, 4 – то же, мелового возраста, 5 – то же, юрского возраста, 6 – "гранитный" слой и поверхность Мохо, 7 – разломы разного порядка

Поперечно-диагональным Самурским разломом-сдвигом Восточный Кавказ отделен от Юго-Восточного. По нему произошел клино-надвиг Кубицкого плато (1)¹ на горную систему. Первоначально эта часть рассматривалась как синклиорий, затем как гемисинклиорий (8). Сейчас очевидно, что это своего рода клино-надвиг, срезающий вкрест простирающиеся приподнятые уступом среднегорные и предгорные морфоструктуры Дагестана и вследствие горизонтального давления надвинутый на северный склон Ю-В Кавказа по Сиазаньскому надвигу. В рельефе эта зона коллизии выражена приразломным понижением, уступом и Кайнарджинским хребтом. Местами вдоль

¹ Здесь и далее цифрами в круглых скобках отмечаются морфотектонические ступени согласно нумерации в легенде рис. 2.

разлома отмечается обратная запрокинутость пластов, сдвоенность разреза, т.е. Сиазаньский тип по своей кинематике, возможно, сходен с Северо-Дагестанским.

Основным геоморфологическим эффектом коллизионных процессов и многоярусной покровно-надвиговой структуры меганаппории Б. Кавказа явилась продольная ступенчатость его рельефа, которая и ранее отмечалась геоморфологами по чисто орографическим признакам [9, 11, 13, 18, 19]. Так, азербайджанская часть Кавказа состоит из серии моновергентных наклонных на север покровных пластин-ступеней, каждая из которых первоначально была структурно-формационной зоной, а на неотектоническом этапе выражена в рельефе как самостоятельная морфотектоническая ступень, ограниченная с обеих сторон надвиговыми поверхностями. Тем самым такие морфотектонические ступени представляют продольные оро-геоморфологические ярусы, конформные тектоническим ступеням и соответствующие покровно-формационным комплексам [3].

Тфанская морфотектоническая ступень (2) орографически совпадает с водораздельной частью Главного хребта. Традиционно эта морфоструктура рассматривалась геоморфологами как горст-антиклинорный хребет. Однако по новым данным хребет представляет собой фронтальную часть крупной покровной пластины юрских отложений, смещенной по поверхности гранитного палеозойского фундамента и надвинутой на флишевую серию неокома южного склона Восточного Кавказа, т.е. является типично аллохтонным. В основании этой ступени-покрова располагается пологий Малкамудский надвиг.

Находящаяся к северу Шахдаг-Хизинская морфотектоническая ступень (3) соответствует крупному ранне-среднемеловому Шахдаг-Бешбармакскому шарьяжному комплексу, сложенному известняками верхней юры, который тектонически перекрывает глинистый и олистостромовый автохтонный комплекс готерив-барремского возраста. Покровы были перемещены с севера на юг из корневой зоны, расположенной, вероятнее всего, в полосе развития Сиазаньского надвига. Шахдагский и Кызылкаинский известняковые массивы вплоть до горы Бешбармак на востоке являются прямым геоморфологическим выражением шарьяжного комплекса. Сюда эта морфоструктурная ступень ограничена Шахдаг-Гермианским надвигом.

Следующая, Закатало-Ковдаг-Сумгаитская морфотектоническая ступень (4, 5, 6) с юга ограничена Занги-Козлучайским надвигом (шов 1 порядка). Западная ее часть (4, 5) состоит из ряда узких, сильно сжатых и разорванных с южной стороны надвигами чешуйчатых хребтов, которые прерываются на меридиане р. Гирдыманчай. Последнее связано с наличием здесь поперечного Западно-Каспийского трансформного разлома сдвигового характера, выраженного в рельефе ступенчатым флексурным изгибом, который обусловил крутой поворот течения р. Гирдыманчай в районе с. Чандар с субширотного на меридиональное. Восточнее р. Гирдыманчай (6) морфоструктура ступени усложняется. Взбросо-надвиги преобразуются в верхах разреза в пологие надвиги значительной амплитуды. По Занги-Козлучайскому надвигу и его чешуям происходило выжимание чешуйчатых хребтов "горст-антиклинорной" и "горст-моноклинорной" морфологии. Время выжимания соответствует позднеэоценово-акчагыльскому периоду тектонических сжатий [37]. Восточнее р. Гирдыманчай Зангинский надвиг представляет собой корневую (рубцовую) зону Баскал-Пири-кишкюльского шарьяжного комплекса с амплитудой перемещения 25–30 км. Тело шарьяжа (длиной 150 км, шириной 10–20 км) сложено меловыми и палеогеновыми отложениями флишевой зоны, надвинутой на глинистые отложения майкопа вследствие интенсивного бокового сдвливания в миоценовый этап тектогенеза.

Вандамская морфотектоническая ступень в позднем мезозое представляла собой северную деформационную часть Закавказской микроплиты, сложенную ранне-среднеюрскими терригенными и вулканогенными образованиями с интрузиями диабазовых порфиринов. В позднеальпийское время она подверглась интенсивному смятию и опусканию в связи с поддвиганием под толщу флишевых осадков. В результате ступень откололась от Закавказской микроплиты в качестве крупной пластины, ко-

торая в настоящее время перекрыта молодыми отложениями. Амплитуда перемещения этой параавтохтонной пластины убывает к востоку, где она целиком перекрыта аллохтонными комплексами. С юга ступень ограничена Агричайским надвигом.

Шемахино-Джейранкечмеская морфотектоническая ступень (7) обособляется восточнее Западно-Каспийского разлома. Материалы глубокого бурения и сейсмопрофилирование вырисовывают сложную чешуйчато-надвиговую структуру палеоцен-миоценовых отложений перед фронтом Баскал-Перекишкюльского шарьяжа (рис. 3). Все структуры разбиты пологими надвигами значительной амплитуды, которые погружаются на север под аллохтон. В рельефе эти морфоструктуры представлены чешуйчато-надвиговыми хребтами, грядами и широкими котловинами.

Границы между разновысотными продольными морфотектоническими ступенями обычно выражены в рельефе уступами различной крутизны и зонами активизации экзогенных процессов. Так, внешние склоны Шахдаг-Хизинской ступени, прилегающие к Сиазаньскому надвигу, характеризуются крупноглыбовыми коллювиально-оползевыми плащами. К зонам Зангинского и Малкамудского надвигов приурочены крупные оползневые потоки в Лагичской котловине, верховьях Козлучая и Чикилчая. Полевое картирование показало, что линейные зоны концентрации оползней часто контролируются фронтальными частями надвигов, что служит косвенным свидетельством продолжающейся их активности.

Покровно-надвиговая морфоструктура во многом предопределила формирование внутригорных котловин и продольных участков речной сети. Крупная Бежитинская котловина на юге Дагестана долгое время интерпретировалась как синклиналь, синклинорий, позднее грабен-синклинорий. Сейчас ее можно определить как изоклинальный грабен рампового или полурампового типа, соответствующий покровной пластине, зажатой между фронтальными чешуями надвигов Главного и Бокового хребтов. На Ю-В Кавказе к этому типу, по-видимому, принадлежат продольные котловины в верховьях Кудиялчая, Карачая, Пирасагатчая, Гирдыманчая, Козлучая, Чикилчая, Ерфинская котловина и целый ряд других. Формированию котловины в известной мере способствовало то, что вдоль отдельных надвигов проявлялись так же сдвиговые деформации, создававшие локальные условия растяжения.

Интересен еще один геоморфологический эффект механизма покровообразования. Ю-В Кавказ является классической областью развития ярусных поверхностей выравнивания. Всегда шла дискуссия о их генезисе – денудационном, эрозионном, абразионном. Д.А. Лилиенбергом в 80-х годах [2] был поставлен вопрос о возможном тектогенном происхождении отдельных фрагментов Чухурюртской и, возможно, некоторых других поверхностей выравнивания, связанном с препарировкой пологих поднадвиговых поверхностей (см. рис. 3). Этот важный в теоретическом отношении вопрос требует дальнейшего изучения.

Современный напряженно-деформационный морфоструктурный каркас Б. Кавказа определяется не только продольными покровно-надвиговыми образованиями. Не менее важную роль играет механизм поперечно-диагональных разломов и морфолинеаментов, входящих в планетарную регматическую сеть, и взаимодействующий с механизмом плитотектоники. По ним происходят сдвиговые и высотные смещения, приводящие к деформациям и поворотам горных хребтов, нарушениям покровных пластин и зон надвигов. Большинство из них имеет С-В простирание, некоторые С-З (рис. 2). По Сулак-Разданскому левостороннему сдвигу главный водораздел смещается почти на 10 км к С-В и переходит на смежную покровную пластину с перепадом высот порядка 0,5 км. Крупный узел неоморфоструктурных деформаций Главного хребта представляет Гутонский массив, где происходит одна из главных перестроек водораздельной зоны Восточного Кавказа [5]. Принципиальное значение имеет Гутон-Уллучайский морфолинеамент В-СВ простирания, по которому Главный хребет смещается на 15 км к С-В. Морфолинеамент продолжает по простиранию Тriaлетский хребет и обрамляющий его глубинный разлом (рис. 2) и, в свою очередь образует,

генеральный водораздел С-В Кавказа между бассейнами Сулака и Самура. От Гутона Главный хребет резко поворачивает на Ю-В и трассируется в соответствии с Джирмутским морфолинеamentом С-З простираения, перемещаясь с одной покровно-надвиговой пластины на другую. Третьим в узле выступает Гергебиль-Таузский морфолинеament. В целом южный склон Восточного Кавказа разбит на серию разноприподнятых поперечных блоков, находящихся далее отражение в морфотектонике Алазанского грабена.

Самурский диагональный морфолинеament разделяет Восточный и Ю-В Кавказ. По нему приподнята на 0,5 км осевая зона Ю-В Кавказа и опущено Кубинское плато. Далее осевая зона ступенчато опускается на 0,5–1 км по Западно-Каспийскому разлому (Бабадагская ступень) и на 0,5 км по Ахсу-Атачайскому морфолинеamentу (Дибрарская ступень). При этом Главный водораздел смещается последовательно на все более южные морфоструктурные зоны. Поперечную специфику этой части Ю-В Кавказа создает клинообразное давление Кура-Араксинского блока к С-В, благодаря чему возникает пережим хребтов Ю-В Кавказа, их скупчивание на южном склоне (Лагичские горы), поворот орографической системы с восточного на Ю-В направление и кардинальная перестройка речной сети [11, 13, 19]. В пределах Кобыстана это давление (подвиг) упомянутого блока меняет разворот поперечных морфолинеamentов с С-В на В-СВ (рис. 2). Соответственно, деформации морфоструктурного каркаса вызывают возникновение сопряженных разломов С-З ориентации, к которым приспосабливается перестраивающаяся речная сеть, и чем объясняется Ю-В вергенция хребтов Северного Кобыстана.

2. Куринский грабен

Куринская микроплита как часть более крупной Закавказской находится в зоне сжатия между Б. и М. Кавказом и в современных границах оконтуривается Орхевско-Аджиноур-Ленгезиз-Алятским и Предмалокавказским надвигами. Оба они имеют правосдвиговую компоненту порядка 10–15 км (рис. 2), что свидетельствует о том, что Куринская микроплита под давлением Аравийского выступа выжимается к Ю-В в сторону Южно-Каспийской впадины. С другой стороны на микроплиту надвинуты горные сооружения М. Кавказа, а ее северный край поддвинут под Б. Кавказ, т.е. имеет место геодинамическая обстановка как бы двусторонней "субдукции" без спрединга. Хотя эта обстановка выглядит необычно, она не является уникальной и прослеживается в ряде других регионов восточной части Средиземноморского коллизийного пояса: Рионский грабен, впадины Черного и Адриатического морей. Как уже отмечалось, явления подвига с амплитудой до нескольких километров особенно впечатляюще выглядят в Ленгезиз-Алятской зоне (рис. 3).

Традиционно осадочный чехол предгорных и межгорных впадин Кавказа представлялся имеющим простое строение, с развитием пологих складчатых форм и крутых разломов. Последние данные глубоких скважин указывают на широкое развитие здесь пологих надвигов и структур чешуйчато-покровного типа. Вполне вероятно, что огромная мощность осадков во впадинах (Средне-Куринской – 15 км, Нижне-Куринской и Южно-Каспийской – 25 км) является вторичной, результатом тектонического повторения в разрезах разновозрастных толщ.

Куринский изоклинально-надвиговой грабен Самуро-Тертерским диагональным разломом делится на две части: Средне-Куринский и Нижне-Куринский грабены. Первый из них находится на продолжении фаса Аравийского выступа и наибольшего изгиба горной дуги М. Кавказа. Поэтому он максимально сжат, состоит из последовательных чешуйчатых надвигов, направленных с С-В на Ю-З, как отражение общей системы трансрегиональных поддвигов. Для Средне-Куринской морфотектонической ступени (10) всегда отмечались параллельные "антиклинальные хребты и разделяющие их синклинали впадины". Последние исследования показывают, что плиоцен-четвертичная складчатость является наложенной, в основном, бескорневой,

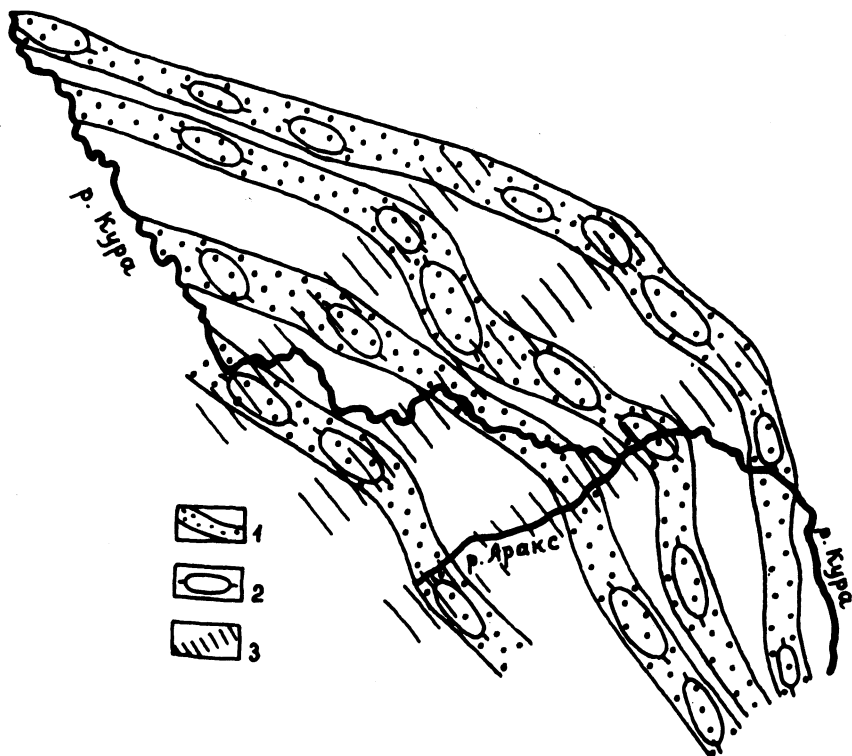


Рис. 4. Схема соотношения кинематики поперечных морфолинеаментов-сдвигов, перегибов антиклинальных зон и смещений долинных врезов рек Куры и Аракса в пределах Кура-Араксинского блока
1 – погребенные антиклинальные зоны, фиксируемые геоморфологическими и геофизическими методами (по Ширинову Н.Ш. и др. [39] и Лилиенбергу Д.А. и др. [40]), 2 – отдельные брахиантиклинальные по тем же данным, 3 – зоны поперечно-диагональных морфолинеаментов-сдвигов по геоморфологическим и космическим данным

надразломной. Хребты отвечают фронтальным частям покровных чешуй и соответствуют северным крыльям "антиклиналей", надвинутым на своды и часто южные крылья складок. Так что эта морфоструктурная ступень характеризуется специфическими чешуйчато-покровными низкогорьями. Амплитуды четвертичных надвигов достигают 1–3 км.

Аджиноурская морфотектоническая ступень (11) отвечает главной зоне на север грабена. Чешуйчато-надвиговые хребты имеют здесь нередко многоярусную структуру, наиболее типично представленную в Гомборском хребте (Кахетия), где суммарная амплитуда плиоцен-четвертичных надвигов оценивается до 3–5 км. Алазано-Агричайская морфотектоническая ступень (9) геоморфологически является переходной зоной коллизии Куринской микроплиты и Восточного Кавказа. Она выполнена верхнеплиоцен-четвертичными отложениями мощностью 0,5–1 км и испытывает тенденцию расширения к северу. Поперечными разломами, продолжающими морфолинеаменты Восточного Кавказа (рис. 2), она разбита на ряд разноприподнятых блоков, отраженных в расположении аллювиально-селевых конусов выноса [2, 11, 12, 15], а также в ступенчатых изгибах долины р. Алазань. Пересечению разломов Гутонского узла соответствует зона врезанных меандр и поворот долины у с. Ититапа. К Махачкала-Гянджинскому линеаменту приурочены антецедентный прорыв через Аджиноурские предгорья и слияние Алазани, Иори и Куры.

Существенно иную морфотектонику имеет Кура-Араксинский (Нижне-Куринский) блок. В напряженно-деформационном каркасе Восточного Закавказья он лежит на прямом продолжении резкого поворота Карабахской ветви М. Кавказа на Ю-В, благодаря чему значительно расширяется. В то же время он обладает повышенной геодинамической активностью, его С-В фас внедряется в южный склон орогена, приводит к резкому повороту Ленгезиз-Алятской части Кобыстана на Ю-В (по аналогии с простираем М. Кавказа), поперечному сжатию Ю-В Кавказа (Лагичские горы) и предгорий (Карамарьямский увал), оказывает влияние на смену направлений и виргацию морфоструктур прилегающего борта Южно-Каспийской впадины (рис. 2).

Коллизионная геодинамика проявляется в рельефе Кура-Араксинской равнины решетчатым рисунком морфоструктурных соотношений. С одной стороны, его образуют продольные погребенные надразломные, часто стулообразные антиклинальные зоны, продолжающие аналогичные зоны Средне-Куринского грабена, но поворачивающиеся на Ю-В после пересечения Самуро-Тертерского разлома [39]. С другой стороны, эти зоны пересечены, смещены и деформированы диагональными левосдвиговыми разломами, которые последовательными уступами на 10–15 км смещают к С-В послехвалынскую долину р. Куры и низовья Аракса (рис. 2, 4) у сел. Зардоб, Моллакенд, Сабирабад [40, 41].

В морфотектоническом плане здесь выделяется несколько покровно-надвиговых зон. Ленгезиз-Алятская (или Южно-Кобыстанская) зона (14) продолжает Аджиноурские предгорья. Западно-Каспийским и Пальмиро-Апшеронским диагональными разломами она делится на две части: сильно сжатый и резко контрастно выраженный в рельефе Ленгезизский хребет и Алятско-Сальянскую виргацию покровно-надвиговых хребтов (рис. 2). При этом хорошо видно, что узлы виргации и ветвления приходится на места пересечения диагональными сдвигами продольных разломов [40]. Это также район максимальной концентрации классических грязевых вулканов Азербайджана, приуроченных к продольным надвигам с падением сейсмофокальных поверхностей к С-В, характеризующимся повышенным тепловым потоком. Для продольных разрывных дислокаций отмечаются правосторонние сдвиговые смещения, достигающие в Ленгезиз-Алятской части 10–15 км [42].

В равнинной части Нижне-Куринского блока можно выделить Ширванскую (12), Кура-Араксинскую (13) и Предмалокавказскую (15) морфотектонические зоны, разделенные крупными надвигами.

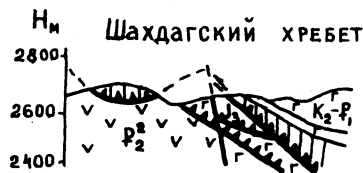
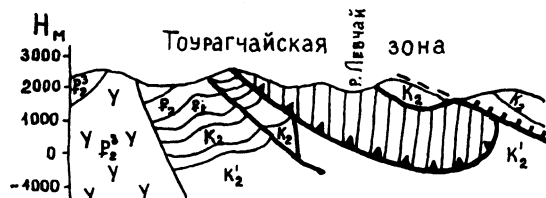
3. Малый Кавказ

Горные сооружения меганаппория М. Кавказа в пределах Азербайджана соответствуют шовной зоне коллизии Закавказской и Нахичеванской микроплит. Южной границей его служит Севано-Акеринская офиолитовая зона – остаток закрывшегося океана Тетис, отделяющая Северо-Армянское нагорье и горы Зангезура. Одним из главных кинематических узлов каркаса М. Кавказа является резкий поворот системы его хребтов на Ю-В в месте пересечения диагональными Махачкала-Ганджа-Зобским и Самуро-Тертерским левосторонними сдвигами, что придает орографии М. Кавказа трапезиевидную форму.

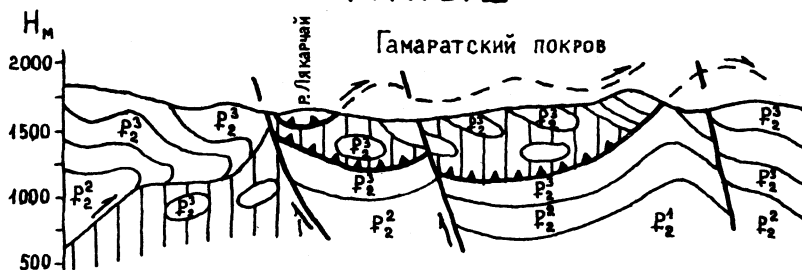
Во всех работах по М. Кавказу всегда подчеркивалась большая роль надвигов в дифференциации его рельефа [9, 17–19, 43]. Коллизионные процессы тангенциального сжатия превратили М. Кавказ в сложное, чешуйчато-покровное высокогорное сооружение типа меганаппория (рис. 5). В самом общем виде здесь выделяется несколько разноприподнятых морфотектонических ступеней, разделенных продольными разломами с надвиговой и сдвиговой компонентами. Причем за счет сдвиговых деформаций вдоль некоторых из них возникали раздвиговые деформации и проявления вулканизма коллизионного типа.

Сомхито-Карабахская среднегорная ступень (20) ограничена системой Мровдагского и Карабахского надвигов, вдоль которых раннеальпийские структуры надвинуты на

МАЛЫЙ КАВКАЗ



ТАЛЫШ



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5

Рис. 5. Поперечные профили покровно-надвиговой неоморфоструктуры горных сооружений Малого Кавказа и Талыша. Составлены А.С. Алиевым по Гасанову Т.Аб. [43, 44]

1 – разломы разного типа и кинематики, 2 – покровы офиолитового меланжа, 3 – андезиты и дациты, 4 – габбро-амфиболиты; 5 – возрастные геологические индексы

позднеальпийские Севано-Акеринской зоны, и в целом имеет складчато-моноклиналную морфоструктуру. На Ю-З она переходит в Карабахскую морфотектоническую ступень, представляющую асимметричный чешуйчато-надвиговой хребет, ограниченный одноименным надвигом вулканических отложений на офиолиты Северо-Акеринской зоны. Водораздел и крутой южный склон соответствуют фронтальной части надвига. Таким образом, ступень представляет крупную аллохтонную пластину, конформную чешуйчато-надвиговому хребту. Ступень разбита поперечными разломами на ряд блоков.

Высокогорная Мровдагская морфотектоническая ступень (16) представляет резко асимметричный чешуйчато-надвиговой хребет с крутым Ю-З склоном, представляющий фронтальную часть одноименного надвига, и разбита поперечными разломами на ряд поднятых и опущенных блоков. По гравиметрическим и сейсмическим данным, слагающие его вулканы средней юры ограничены на глубине пологой поверхностью, представляющей продолжение Мровдагского надвига, т.е. находятся в аллохтонном залегании.

Севано-Акеринская тектоническая ступень (18) ограничена Лачин-Башлыбельским надвигом и разбита поперечными разломами на ряд блоков, включающих олигоцен-неогеновые тектонические покровы доальбских офиолитов [43]. На эту ступень надвинут Шахдагский хребет. Ступень имеет рифтогенный характер и представляет собой зону сопряжения микроплит на коллизии этапе развития Малого Кавказа [43]. На позднеэоценовом этапе развития в процессе сжатия ступень была вовлечена в поднятие и представляет собой выжатую структуру, что позволяет определить ее не как горст-синклинальный, а как чешуйчато-надвиговой хребет (рис. 5).

Мисхано-Кафанская тектоническая зона (17) включает два параавтохтона, образовавшихся в результате столкновения Гочасского и Лачинского блоков.

Зангезурская морфотектоническая ступень (19) ограничена Гирратахским надвигом, фронтальная часть которого маркирует водораздел Зангезурского хребта и придает ступени чешуйчато-надвиговое строение. Шарьирование аллохтонных пластин происходило с Ю-З на С-В, что определило крутой и короткий С-В склон хребта. Отмечаются левосдвиговые деформации.

Нахичеванский глубинный шов отделяет морфотектоническую ступень Средне-Араксинского изоклинального грабена (22). Шов выражен в рельефе уступом. По ряду оперяющих его разломов палеозой надвинут на олигоцен и в целом отмечается наличие левого сдвига. Поперечными разломами и морфолинеаментами котловина разбита на серию блоков: горст Волчих ворот, Норашенский грабен, Кыврагский горст-моноклиналь, Нахичеванский грабен, Неграмский горст.

4. Талыш

В последние годы получены новые данные о характере покровно-надвиговой структуры Талыша, которые неоднозначно принимаются геологами разных школ и вызывают дискуссии, но имеют принципиальный характер. На доорогенной стадии Талыш представлял рифтогенный базальтовый трог и являлся зоной растяжения подобно Аджаро-Триалетской структуре – аналогу. В конце эоцена в период общего сжатия в Кавказско-Малоазиатском секторе произошла инверсия горизонтальных движений, рифт "захлопнулся" и стал формироваться ороген. Талыш-Карадагская дуга по Пальмиро-Апшеронскому, Пушкинскому, Ленкорань-Ардебильскому и Кухенскому сдвигам была смещена к С-В, образовав трапецевидную форму, сходную с М. Кавказом. Есть основания считать, что все горное сооружение Талыша тектонически соответствует Зенджанской зоне южного крыла Эльбруса и в виде крупной покровной пластины надвинута на продолжение его северного крыла и по Предталышскому разлому (вероятно, правостороннему сдвигу) – на Ленкорань-Саатлинский прогиб. В этом отношении по стилю морфотектоники он напоминает Дагестанский клино-надвиг [25, 44].

Внутренняя чешуйчато-надвиговая структура Талыша (21) в орографическом плане определила оформление главных продольных хребтов: Буроварского, Пештасарского и Талышского, которые отвечают фронтальным частям покровных образований. Кроме того, и внутри этих хребтов выявлены более локальные шарьяжи (рис. 5). Как и на М. Кавказе продольные морфоструктурные ступени (рис. 2) деформированы поперечными сдвигами С-В простираения, по которым возникла система разноприподнятых и разнесденных блоков, образующих форберги и предопределяющих С-В ориентацию заложения речных долин. По Куханскому морфолинементу Эльбурская горная система (Багровдаг) испытывает резкий поворот к югу. Ориентация поперечных разломов и рисунка речной сети также резко меняется на субширотную, чем она морфологически отличается от Талыша.

Особенности современной геодинамики морфоструктур

Территория Азербайджана и Восточного Закавказья отличается высокой мобильностью и на современном этапе, которая проявляется как в повышенной сейсмоактивности, так и в интенсивных горизонтальных и вертикальных движениях [7, 27, 28, 40]. Непосредственные измерения величин горизонтальных смещений получены пока по смежным регионам. GPS – измерения на Ближнем Востоке фиксируют скорости смещения выступа Аравийской плиты к С-В порядка 3–5 см/год, величины раздвига Анатолийской микроплиты к З 3–7 см/год, а Иранской плиты к В 3–5 см/год. Сжатие Кахетино-Лезчхумской надвигово-шовной зоны 1–1,5 см/год, Терского разлома 5–7 см/год, смещение по Восточно-Дагестанскому сдвигу до 2 см/год (с ротационной составляющей), интенсивность надвигания покровных пластин Западного Кавказа к Ю-З до 1–2,5 см/год. Аналогичные скорости, вероятно, можно ожидать и на территории Азербайджана.

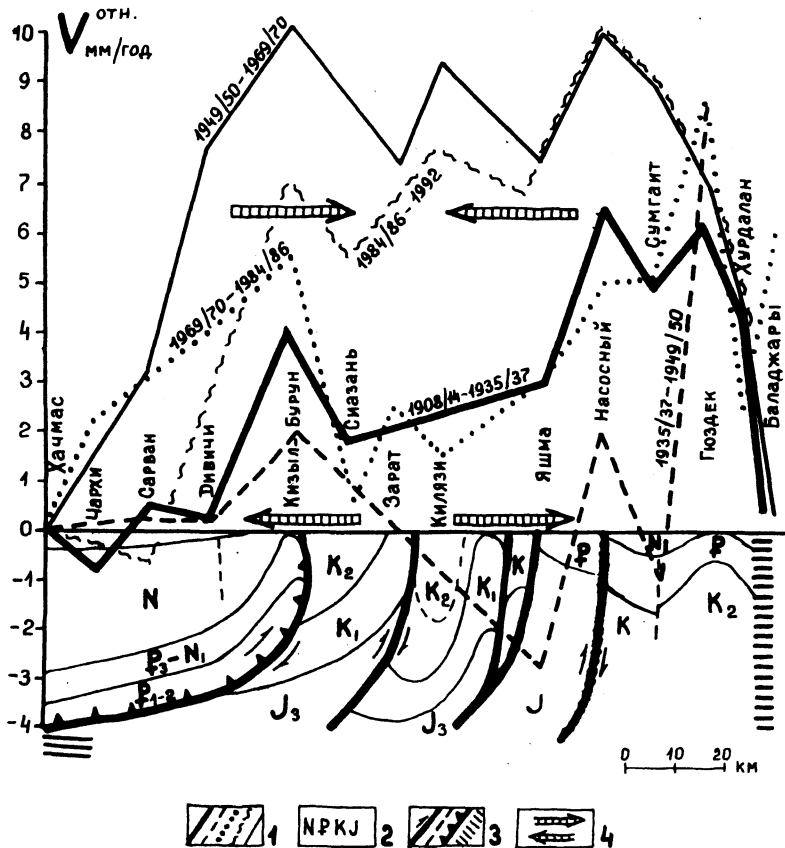


Рис. 6. Пространственно-временные вариации современных тектонических движений периклинали Юго-Восточного Кавказа (вдоль Каспийского побережья). Составлены Д.А. Лиленбергом

1 – кривые вертикальных движений за разные интервалы времени по данным повторного нивелирования ГУГК, 2 – возрастные геологические индексы, 3 – разломы разного типа и ранга, 4 – горизонтальные смещения

Для Восточного Закавказья имеются многочисленные данные повторного нивелирования. Их интерпретация с позиций неомобилизма выявляет важные закономерности геодинамики морфоструктур (рис. 6, 7). Интенсивность поднятий Б. и М. Кавказа достигает 1–1,5 см/год. При этом выделяются фазы ускорения поднятий и их замедления, что отражает механизм поперечного сжатия-растяжения, который отмечался для горизонтальных движений на неотектоническом этапе [7, 27, 28]. Для периклинали Ю-В Кавказа (рис. 6) такие фазы составляют 10–15 лет: сжатия и относительные поднятия до 1 см/год в 1949–1970 и в 90-х годах, растяжения и относительные опускания в 1914–1935 и 1969–1986 гг. Т.е. фиксируются субмеридиональные волны горизонтальных и вертикальных движений, отражающих региональную геодинамику прессинга Аравийского выступа. На этом фоне Сиазаньский и Зангинский надвиги проявляются преимущественно пульсационными сжатиями, а Малкамудский и Гермианский надвиги – тенденциями смены фаз сжатия и растяжения.

Для Куринского грабена характерны субширотные волны сжатия и растяжения (рис. 7), отражающие возвратно-поступательные смещения поперечных блоков по системе планетарной регматической сети. Амплитуды смещений до 0,5–1 см/год. При этом вдоль одних разломов фиксируются пульсационные сжатия, а по другим – смена фаз сжатия и растяжения. Аналогичные взаимосвязи проявляются в системе гео-

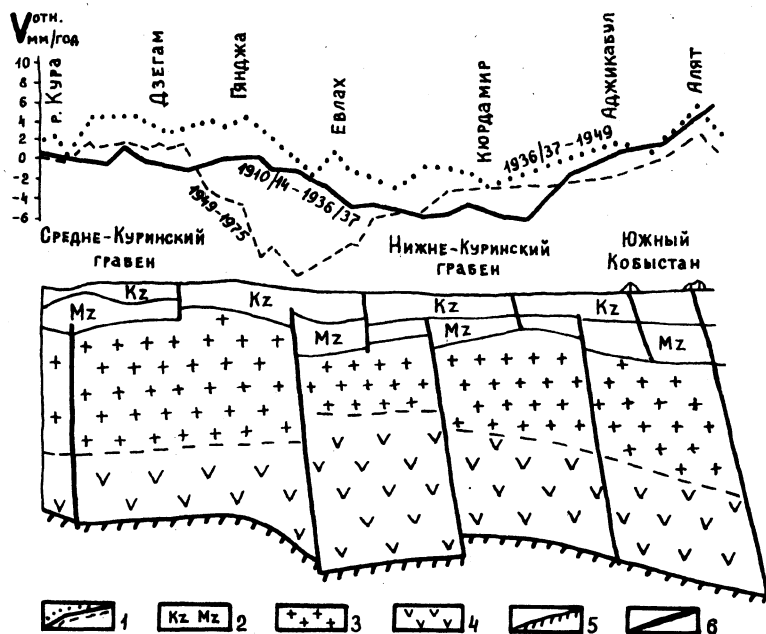


Рис. 7. Пространственно-временные вариации современных тектонических движений Куринской впадины. Составил Д.А. Лилиенберг
Условные обозначения см. рис. 1 и 6

динамики поперечных блоков и разломов в пределах Алазанского и Араксинского грабенов. Фазы сжатия и растяжения отмечаются и для Каспийской впадины, в известной мере совпадая по времени с колебаниями уровня моря [28].

Пространственная взаимосвязь очагов сейсмической активности с ортогональной сетью разломов известна давно. Важно отметить, что многие из них относятся сейчас к категории надвигов, поддвигов и сдвигов, т.е. соответствуют концепции неомобилизма. Особенно высокой сейсмоактивностью отличаются в Азербайджане Алазано-Шемахинская поддвиговая зона, Предмалокавказская и Нахичеванская коллизионные зоны, зоны крупных надвигов Б. и М. Кавказа, что указывает на их современную "жизнь". Отличаются повышенной активностью и отдельные участки поперечно-диагональных разломов и сдвигов: Махачкала-Гянджа-Забского, Пальмиро-Апшеронского, Самурского, Западно-Каспийского и др. При этом фазы активизации горизонтальных сжатий, поднятий и сейсмичности часто совпадают по времени. Фазе сжатий и интенсивных поднятий на Ю-В Кавказе в 1950–1970 гг. (рис. 6) соответствует активизация сейсмичности в поперечной зоне между Самурским и Западно-Каспийским разломами. Пульсации давления выступа Аравийской плиты по системе касательных напряжений вызывают миграцию очагов землетрясений как в широтном, с З на В, так и субмеридиональном направлении со скоростями от 6–10 до 30–50 км/год.

Как видно из проведенного анализа, пространственно-временные закономерности современной геодинамики морфоструктур Восточного Закавказья хорошо согласуются с механизмом напряженно-деформационного поля неомобилистского типа.

Закключение

Проведенный морфотектонический анализ особенностей рельефа Азербайджана и Восточного Закавказья с позиций неомобилизма позволил по-новому интерпретировать покровно-надвиговую морфоструктуру и геодинамику восточной части Средиземноморского подвижного пояса. Целый ряд принципиальных геоморфологических закономерностей трансрегионального и регионального уровня выявлен впервые по сравнению с

периодом господства фиксистских взглядов или получил новое объяснение. Подобный методологический подход оказался продуктивным. Это первый опыт такого масштаба. Он показывает, что и в концепции неомобилизма и в той геоморфолого-геодинамической модели, которую предлагают авторы, остается немало дискуссионных вопросов, которые требуют дальнейшего изучения и обсуждения. Авторы рассчитывают продолжить этот тип анализа по мере поступления новых фактических данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Герасимов И.П., Лилиенберг Д.А. Геоморфологическая модель Большого Кавказа и формирование рельефа // Большой Кавказ – Стара Планина (Балкан) М.: Наука, 1984. С. 9–42.
2. Лилиенберг Д.А. Общие закономерности строения рельефа и геодинамика Закавказья // Советско-Болгар: географ. симпозиум "ЗАКАВКАЗЬЕ-86". М.: Ин-т географии АН СССР, 1986. С. 20–34.
3. Будагов Б.А., Алиев А.С. Геодинамическая модель Большого Кавказа в пределах Азербайджанской ССР // Изв. АН Аз ССР. 1986. № 5. С. 12–19.
4. Лилиенберг Д.А. Кавказ // Горы шовных зон СССР и тектоника плит. М.: Наука, 1990. С. 141–158.
5. Лилиенберг Д.А. Оро-гидрографический парадокс осевой зоны Кавказа и некоторых орогенов шовного типа // Геоморфология, 1993. № 2. С. 102–106.
6. Лилиенберг Д.А. Пространственно-временные вариации напряженно-деформационного поля литосферы Каспийско-Кавказской области межплитного взаимодействия // Напряжения в литосфере. М.: РАН, 1994. С. 99–103.
7. Lilenberg D.A. General tendencies and variations on recent geodynamics of orogenic systems of the Alpine belt in Southern Europe // Proceedings of I intern. symposium on recent deformations ISTANBUL – 94. Т. 2. Turkey, 1995. P. 858–871.
8. Хаин В.Е. Геотектоническое развитие Ю-В Кавказа. Баку: Азнефтиздат, 1950. 225 с.
9. Геоморфология Азербайджана. Баку: Изд-во АНАЗССР, 1959. 370 с.
10. Думитрашко Н.В., Лилиенберг Д.А., Будагов Б.А. Рельеф и новейшая тектоника Ю-В Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 117 с.
11. Лилиенберг Д.А. Рельеф южного склона Большого Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 245 с.
12. Будагов Б.А. Геоморфология южного склона Большого Кавказа в пределах Азерб. ССР. Баку: ЭЛМ, 1969. 178 с.
13. Будагов Б.А. Геоморфология и новейшая тектоника Ю-В Кавказа. Баку: ЭЛМ, 1973. 245 с.
14. Ширинов Н.Ш. Новейшая тектоника и развитие рельефа Кура-Араксинской депрессии. Баку: ЭЛМ, 1975. 190 с.
15. Мамедов А.В. Геологическое строение Средне-Куринской впадины. Баку: ЭЛМ, 1973. 195 с.
16. Мусеилов М.А. Геоморфология и новейшая тектоника Средне-Куринской впадины. Баку: Азернешр, 1975. 200 с.
17. Антонов Б.А. Геоморфология и вопросы новейшей тектоники восточной части Малого Кавказа. Баку: ЭЛМ, 1971. 162 с.
18. Общая характеристика и история развития рельефа Кавказа. М.: Наука, 1977. 290 с.
19. Рельеф Азербайджана. Баку: ЭЛМ, 1993. 292 с.
20. Думитрашко Н.В., Лилиенберг Д.А. Современные проблемы геоморфологии Кавказа // Рельеф горных стран. М.: Мысль, 1968. С. 52–66.
21. Лилиенберг Д.А. Опыт геоморфологического районирования молодых горных стран // Матер. V конфер. молодых ученых. М.: Ин-т географии АН СССР, 1957. С. 33–36.
22. Шурыгин А.М. Условия формирования структур Ю-В Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 140 с.
23. Хаин В.Е. Сопоставление фиксистских и мобилистских моделей тектонического развития Б. Кавказа // Геотектоника. 1988. № 4. С. 3–13.
24. Халилов Э.Н., Мехтиева Ш.Ф., Хаин В.Е. О некоторых геофизических данных, подтверждающих коллизонное происхождение Б. Кавказа // Геотектоника. 1987. № 2. С. 54–60.
25. Соколов Б.А. Дагестанский клин как тектонотип складчато-надвиговых предгорий // Бюлл. МОИП. Отд. геолог. 1995. Т. 70. Вып. 4. С. 58–64.
26. Гасанов А.Г., Алиев А.С. Некоторые вопросы геодинамики Большого Кавказа в пределах Азерб. ССР // Проблемы нефтегазоносности: Тез. V совещ. Регионал. комиссии по Кавказу и Закавказью Научн. совета АН СССР. Грозный, 1987. С. 187–188.
27. Lilenberg D.A., Yashchenko V.R. Contribution of geodetic techniques to study of recent geodynamics in seismoactive mountainous territories: The Caucasus and Transcaucasus. Printed by XX IUGC General Assembly. М.: CGC, 1991. 55 p.

28. *Лилиенберг Д.А.* Новые подходы к оценке современной эндодинамики Каспийского региона и вопросы ее мониторинга // Изв. РАН. Сер. географ. 1994. № 2. С. 16–36.
29. *Дотдугев С.И.* Проблемы альпийской тектоники Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Б. Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 48–55.
30. История океана Тетис. М.: Ин-т океанологии РАН, 1987. 370 с.
31. *Расцветаев Л.М.* Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 106–117.
32. *Копп М.Л.* Поперечные перемещения в складчатых поясах и связанные с ними структурные рисунки (Альпийско-Гималайский пояс) // Геотектоника. 1994. № 4. С. 35–51.
33. *Короновский Н.В.* Линеаменты Большого Кавказа и Предкавказья по изображениям на космических снимках // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1984. № 4. С. 7–18.
34. *Раицман Е.Я.* Морфоструктурное районирование и некоторые вопросы геодинамики Б. Кавказа // Геоморфология. 1985. № 1. С. 3–16.
35. *Гущин А.И., Никитин М.Ю., Панов Д.А., Шевченко В.И.* Строение Восточного Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71. Вып. 2. С. 53–63.
36. *Гасанов А.Г.* Глубинное строение и сейсмичность Азербайджана: Автореф. дисс. ... докт. г.-м. наук. Баку: Ин-т геологии АзАН. 1988. 40 с.
37. *Исаев Б.М., Гаджиев Т.Г., Кенгерли Т.Н.* Тектонические покровы и олистостромовые комплексы Ю-В Кавказа // Геотектоника. 1981. № 1. С. 70–84.
38. Атлас нефтегазоносных зон Азербайджана. Баку, 1985.
39. *Ширинов Н.Ш., Троцюк В.Я.* Погребенные поднятия Нижнекуринской впадины и методы их изучения // Вопросы геоморфологии и ландшафтоведения Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1966. С. 140–155.
40. *Лилиенберг Д.А., Гусейнзаде О.Д., Ширинов Н.Ш.* Региональные исследования современной геодинамики морфоструктур Восточного Закавказья // Комплексные геодинамические полигоны. М.: Наука, 1984. С. 58–71.
41. *Горин В.А., Буниятзаде З.Г.* Глубинные разломы, газонефтяной вулканизм и залежи нефти и газа Южно-Каспийской впадины. Баку: Азгосиздат, 1971. 190 с.
42. *Копп М.Л.* Некоторые вопросы позднеальпийской геодинамики Ю-В Кавказа, Талыша и Нижне-Куринской впадины // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 99–105.
43. *Гасанов Т.Аб.* Геодинамика тектонических покровов в офиолитовом поясе М. Кавказа // Сов. геология. 1986. № 5. С. 59–68.
44. *Гасанов Т.Аб.* Послезоеновые тектонические покровы Талышской зоны М. Кавказа // Геотектоника. 1992. № 4. С. 87–96.

Российская академия наук
Институт географии,
Национальная академия наук Азербайджана
Институт географии

Поступила в редакцию
05.08.96

THE MORPHOTECTONICS OF AZERBAIJAN AND EASTERN TRANSCAUCASIAN REGION FROM THE NEOMOBILISTIC POINT OF VIEW

D.A. LILIENBERG, B.A. BUDAGOV, A.S. ALIEV

S u m m a r y

Geodynamic mechanisms are discussed with a view to their geomorphic effect in the development of morphostructures in Azerbaijan and Eastern Transcaucasian region resulting from the collision between the Eurasian and Arabian plates in the Caucasus – Asia Minor sector. A multilayered structure of overlying thrusts has been identified in the mountain systems of the Great and Lesser Caucasus, Talysh, Kura intermountain rift; the structure is reflected in geomorphology as a system of longitudinal morphostructural steps and transversal blocks, general asymmetry and curvature types of mountains, various types of underthrusts, river network outlines, etc. The maximum pressure of the Arabian cusp and the orogens formation falls on the Pliocene – Quaternary time. The leading role in the process belonged to horizontal lateral shifts, overthrusts and underthrusts, pulsatory compression and tension, planetary and regional fault systems, changes in the Earth rotation regime. Principal mechanisms of collision are manifested also in the recent tectonics.