

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

РОССИЙСКАЯ
АКАДЕМИЯ
НАУК
МОСКВА



АПРЕЛЬ–ИЮНЬ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН
В 1970 ГОДУ
ВЫХОДИТ
4 РАЗА В ГОД

№ 2 – 2008

Журнал издается под руководством Отделения Наук о Земле РАН

СОДЕРЖАНИЕ

От редколлегии.....	3
Тимофеев Д.А., Чичагов В.П. Отечественной академической геоморфологии 90 лет.....	3
Лихачева Э.А., Тимофеев Д.А. Анализ геоморфологических систем: основные понятия.....	14
Экологическая геоморфология	
Некрасова Л.А. Социальные аспекты эколого-геоморфологических исследований.....	22
Лисакова О.Г. Антропогенная трансформация геоморфологических процессов Ольхонского региона.....	32
Секошин А.В. Эколого-геоморфологическая оценка территории междуречья рек Яузы и Неглинной.....	38
Караваяев В.А. Влияние рельефа на границы городских местностей и городского ландшафта.....	44
Козлова А.Е., Секошин А.В., Федорович Д.В. Геоморфологический анализ устойчивости городской системы.....	53
Геоморфологическое картографирование	
Горелов С.К. О проблеме эколого-геоморфологического картографирования (на примере территории Северной Евразии).....	61
Кошкарёв А.В. Проблемы эколого-геоморфологического картографирования и цифрового моделирования рельефа на XXIII Международной картографической конференции.....	67
Научные сообщения	
Бронгулеев В.Вад., Жидков М.П., Макаренко А.Г. Современные геоморфологические режимы Урала.....	72
Буланов С.А. Ярусы морфогенеза и высотная дифференциация морфоскульптуры в Центрально-Азиатском горном поясе.....	84
Розанов Л.Л. Геотехноморфогенез и организованность геотехноморфосистем.....	90
Трихунков Я.И. Морфоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа.....	97
Хроника	
Трофимова Е.В. Международный симпозиум "Карст и криокарст".....	108
Международный коллоквиум "Карст как индикатор прошлого и настоящего".....	108
Потери науки	
Памяти Сергея Сергеевича Коржуева (1916-2007).....	110
Памяти Алексея Петровича Дедкова (1924-2007).....	111

МОРФОСТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Большой Кавказ - одна из наиболее изученных горных систем России. Его геологическому строению и рельефу посвящены фундаментальные исследования общего и регионального характера, сделавшие его эталоном изучения молодых складчатых орогенов.

Северо-Западный сегмент Большого Кавказа отстает в отношении геолого-геоморфологической изученности. При этом он один из наиболее освоенных горных регионов России, для которого крайне важны все сведения о геологии, рельефе и активных, зачастую опасных, горообразовательных процессах.

В работе использована классическая методика морфоструктурного анализа, предложенная И.П. Герасимовым и Ю.А. Мещеряковым, применялся анализ аэро- и космоснимков и учтены новейшие геолого-геофизические данные. Морфоструктура региона рассматривается в свете новейших геодинамических представлений [1-3].

Иерархия морфоструктур

Большой Кавказ является морфоструктурой первого порядка - горной страной с единым характером горообразования и определенным обликом рельефа. Северо-Западный Кавказ отвечает крайнему, менее поднятому сегменту Большого Кавказа [4, 5]. Его рельеф выработан в юрских, меловых, палеогеновых и неогеновых породах осадочного комплекса, слагающего на Западном и Центральном Кавказе преимущественно зону южного макросклона. Подобная пластичная литологическая основа реагирует на латеральное сжатие образованием складчато-надвиговых дислокаций. Фактически среднегорный и низкогорный рельеф территории определяется взаимодействием разновеликих бескорневых чешуйчатых образований, развитых в верхних структурных этажах осадочных толщ [3].

Граница с Западным Кавказом выражена нечетко - ее принято проводить по поперечному линейному элементу Пшехско-Адлерской шовной зоны [5]. С запада регион ограничен впадинами Черного и Азовского морей¹, а северо-восточная граница соответствует северному подножию передовых куэст: хр. Котх - хр. Пшаф - ст-ца Азовская - ст-ца Абинская - ст-ца Нижнебаканская и маркируется погружением пород палеогена под неоген-четвертичные осадки Индоло-Кубанского передового прогиба.

Северо-Западный Кавказ слагают морфоструктуры от II до V порядков. Они выделяются на основании размеров, морфологии и генетической соподчиненности. Особенности каждой морфоструктуры определяются слагающим ее структурно-литологическим комплексом. В описаниях Северо-Западного Кавказа это понятие впервые употреблено В.М. Муратовым и подразумевает "...естественные группировки горных пород, объединенных одинаковой степенью дислоцированности, и обладающие примерно одинаковым литологическим составом" [6, с. 39] (таблица).

К II порядку относятся крупнейшие складчато-надвиговые морфоструктуры, например, поднятие Гойтхского антиклинория, или моноклиналиное плато Лагонаки. Эти морфоструктуры, как самые крупные формы рельефа, рассматриваются нами в качестве морфоструктурных районов Северо-Западного Кавказа (рис. 1). Морфоструктурные районы состоят из морфоструктур низших порядков, выделяемых на основании тех же принципов. Иллюстрацией может послужить следующий иерархический ряд: II порядок - поднятие Гойтхского антиклинория, выраженное системой

¹ В исследование включен Таманский п-ов.

Классификация морфоструктур Северо-Западного Кавказа

Порядок морфоструктуры	Форма рельефа	Геологическое основание	Размеры морфоструктуры	Примеры
I	горная система	мегантиклинорий	до 1500 км	Большой Кавказ
II	системы гетерогенных хребтов и впадин	антиклинории, синклинории, моноклинали	сотни километров	Главный хребет, Пастбищный хребет
III	хребты, впадины, плато	антиклинали, синклинали, моноклиналильные структуры	десятки километров	Коцехурский хребет, Атакайско-Панасенковская впадина
IV	отдельные горные массивы, куэсты на склонах хребтов, брахиантиклинальные гряды	локальные складки, клинья выжимания, рампы	до нескольких километров	горный массив Бол. Чура, Геленджикская впадина, гряда Разнокол
V	отдельные вершины в хребтах, грязевые вулканы	отпрепарированные интрузии, диапировые складки	от нескольких десятков метров до километра	г. Два Брата, скалы Монастыри, влк. Блевака, г. Гнилая

хребтов и впадин; III порядок - моноклиналиный хребет Водораздельный; IV порядок - моноклиналиный гребень на склоне Водораздельного хребта; V порядок - гора Лысая (*отпрепарированная интрузия*)².

Тектоническое строение Северо-Западного Кавказа осложнено поперечными разломными (шовными) зонами [7, 8]. Морфоструктурный анализ направлен также на выявление выражения этих зон в рельефе.

Морфоструктурное районирование

Лагонакский район высокогорных структурных плато на верхнеюрских породах северокавказской моноклинали. На данный момент не существует единого мнения по поводу морфоструктурной принадлежности плато Лагонаки и проведения юго-восточной границы Северо-Западного Кавказа. В.Г. Михайловский относит плато к Скалистому хребту Западного Кавказа [9], пер. Грачевский. Н.А. Гвоздецкий - к Северо-Западному Кавказу, проводя границу по р. Белой [10]. В.М. Муратов называет плато "узлом стыка трех основных кавказских хребтов: Главного, Бокового и Скалистого", рассматривая его в составе Северо-Западного Кавказа [6, с. 24].

Плато Лагонаки выступает широким сорокакилометровым клином из зоны простираения северокавказской моноклинали в осевую зону Северо-Западного Кавказа, вплотную подходя к водоразделу (в 2 км южнее г. Фишт). Очевидно, на этом основании через приподнятый южный уступ плато часто проводят орографическую линию Главного хребта [11]. Однако доминирующие вершины плато - Фишт (2867 м), Оштен (2804 м), Пшеха-Су (2744 м) в литологическом и морфоструктурном отношении продолжают Скалистый хребет. Они имеют пологий структурный северо-восточный склон и крутые аструктурные склоны южной и западной экспозиции. Бронирующие плато верхнеюрские рифовые известняки наиболее устойчивы к денудации из пород, развитых на Северо-Западном Кавказе, уступая лишь интрузивным порфирам [6]. Именно благодаря их прочности куэста смогла сохраниться в осевой зоне мегантиклинория.

² В создании подобной морфоструктуры играют роль как литогенный, так и геодинамический компоненты. Интрузивные породы участвуют в складкообразовании, провоцируя процесс послойного взбрасывания на контакте с коренными породами.

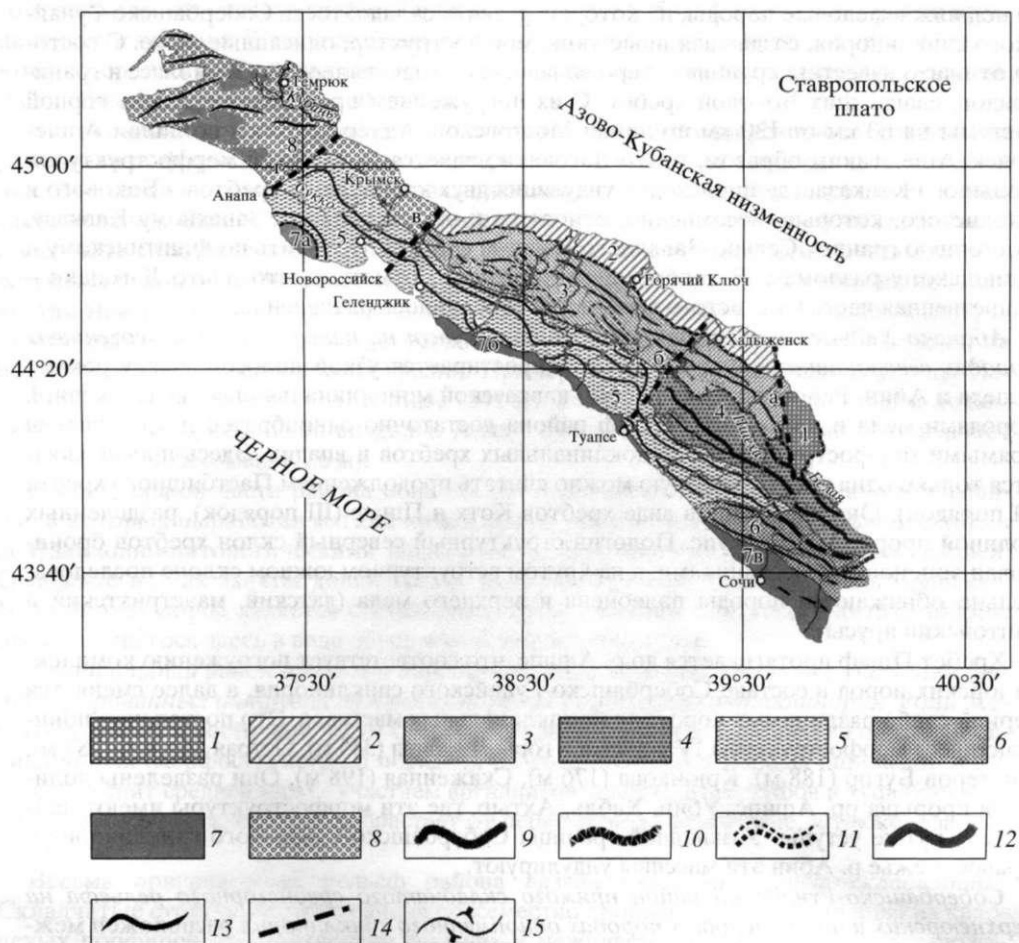


Рис. 1. Морфоструктурная схема Северо-Западного Кавказа
 Морфоструктурные районы Северо-Западного Кавказа: 1 - Лагонакский, 2 - Абинско-Хадзыженский, 3 - Совербашско-Гунайский, 4 - Центральный, 5 - Новороссийско-Лазаревский, 6 - Чвежипинский, 7 - Приморский (подрайоны: 7а - Абраусский, 7б - Джанхотско-Туапсинский, 7в - Сочинский), 8 - Таманский; морфоструктуры III и IV порядков. Хребты: 9 - антиклинальные, 10 - синклинальные и смещенные, 11 - моноклиналиные, 12 - складчато-надвиговые; 13 - брахиантиклинальные поднятия; 14 - линейменты (а - Лагонакский, б - Туапсинский, в - Шесхарисский, г - Анапский); 15 - реки и долины прорыва

Образованные известняками мощные подушкообразные биогермы ныне слагают доминирующие вершины плато. Кроме этого, благодаря активному карстованию известняков в условиях очень влажного причерноморского климата на плато почти отсутствует поверхностный сток, что также способствует консервации его рельефа. Восточнее в осевой зоне Центрального Кавказа морфоструктуры, аналогичные плато Лагонаки, не сохранились.

Жесткий Лагонакский массив разбит серией разломов, относимых к Пшехско-Адлерской шовной зоне [7]. Курджипский и Цицинский разломы выражены в рельефе в виде спрямленных русел одноименных рек, Фиштинский ограничивает плато с юго-запада. Разломы подчеркивают западную структурно-литологическую границу плато, маркируя окончание северокавказской моноклинали верхнеюрских пород, слагающих Скалистый хребет. К западу от Фиштинского и Цицинского разломов она погружает-

ся под нижнемеловые породы, на которых развита складчатость Собербашско-Гунайского синклинория, создавшая иные типы морфоструктур, описанные ниже. С востока от плато известны крайние северо-западные выходы палеозойских моласс и гранитоидов, слагающих Боковой хребет. С их погружением происходит сужение горной системы на 60 км от 130 км по линии Мостовской-Адлер до 70 км по линии Апшеронск-Аше. Таким образом, плато Лагонаки является важнейшей морфоструктурой Большого Кавказа, где происходит ундуляция двух крупнейших хребтов - Бокового и Скалистого, которые, несомненно, относятся к высокогорному Западнему Кавказу. Восточную границу Северо-Западного Кавказа следует проводить по Фиштинскому и Цицинскому разломам. В таком случае интересно отметить, что плато Лагонаки - единственная часть Скалистого хребта, где сохранилось оледенение.

Абинско-Хадыженский район низкогорных куэст на палеогеновых и неогеновых породах северокавказской моноклинали простирается узкой полосой между реками Пшеха и Абин. Район является частью кавказской моноклиальной зоны, сложенной породами мела и палеогена. Рельеф района достаточно однообразен и представлен прямыми морфоструктурами моноклиальных хребтов и впадин. Здесь прослеживается только одна куэста, которую можно считать продолжением Пастбищного хребта (II порядок). Она выражена в виде хребтов Котх и Пшаф (III порядок), разделенных долиной прорыва р. Псекупс. Пологий структурный северный склон хребтов бронирован эоценовыми песчаниками, а на крутом аструктурном южном склоне последовательно обнажаются породы палеоцена и верхнего мела (датский, маастрихтский и сантонский ярусы).

Хребет Пшаф протягивается до р. Афипс, что соответствует погружению комплекса юрских пород в составе Собербашско-Гунайского синклинория, а далее сменяется серией слабо различимых коротких моноклиальных массивов. Это постепенно понижающиеся морфоструктуры IV порядка - горы Ламбина (345 м), Острая Могила (287 м), Лихтеров Бугор (188 м), Крючкова (176 м), Скаженная (198 м). Они разделены долинами прорыва рр. Афипс, Убин, Хабль, Ахтыр, где эти морфоструктуры имеют наиболее крутые уступы. У западной границы Собербашско-Гунайского синклинория в правобережье р. Абин эти массивы ундулируют.

Собербашско-Гунайский район прямого складчатого среднегорного рельефа на верхнеюрских и нижнемеловых породах одноименного синклинория расположен между реками Цица и Абин. К западу от Фиштенского разлома верхнеюрские известняки северокавказской моноклинали втянуты в складчатость Собербашско-Гунайского синклинория и почти повсеместно перекрыты субфлишевыми нижнемеловыми песчаниками, глинами и известняковыми конгломератами.

В районе преобладают узкие гребневидные антиклинальные хребты и куэсты, разделенные крупными синклинальными впадинами III порядка, имеющими эллиптическую форму и названными В.М. Муратовым наложенными мульдами [6]. Как правило, в основании они сложены верхнеюрскими известняками, перекрытыми нижнемеловым терригенно-карбонатным флишем. Мουλды имеют общий наклон к северу, к их ядрам часто приурочены долины рек, а южные крылья являются моноклиальными хребтами. Выделяются Режетская, Гунайская, Навислинская, Планчская, Собербашская и Эриванская синклинальные впадины (мульды), вытянутые в цепочку субкавказского направления. Очевидно, все они когда-то составляли единую крупную синклинальную впадину, осложнявшую ядро Собербашско-Гунайского синклинория. На южных крыльях впадин протягиваются моноклиальные хребты IV порядка, с вершинами Черногор (1760 м), Маратуки (884 м), Сар-Депе (1036 м), Нависла (704 м).

С севера перечисленные впадины ограничивают антиклиналы Волчьих Ворот, Тхамахинская, Шабановская и Медвежьегорская, в ядрах которых обнажаются верхнеюрские известняки. В рельефе им соответствуют антиклинальные хребты III порядка, разделенные на отдельные массивы IV порядка: горы Шупсе (987 м), Оплепен (1007 м), Боз-Депе (1081 м), Гейман (1060 м), Сарай-Гора (772 м), Хребтовая (648 м), Герсеванова (593 м), Медвежья (495 м). Западным продолжением Шабановского антиклинально-

го хребта следует считать хребет Дерби (г. Убиньсу - 875 м). С юго-запада район ограничен протяженной Шапсугской антиклинальной впадиной, в ядре которой обнажаются готерривские и валанжинские глины. Впадина освоена верховьями рр. Баканка, Абин, Пшада, Афипс, Шебш, Шапсухо.

В отдельных случаях прямой рельеф района осложняют инверсионные массивы пирамидальной формы, отвечающие бескорневым структурам типа клиньев выжимания. Это останцы некогда существовавших синклинальных мульд, аналогичных описанным выше. Они ограничены со всех сторон крутыми аструктурными склонами и подорваны межпластовыми разломами на контактах литологически разных пород. Крутизна склонов увеличивается за счет процесса послойного взбрасывания по плоскостям межпластовых разломов, описанного С.А. Булановым [12]. Подобные морфоструктуры, как правило, сложены верхнемеловыми флишевыми породами и лежат на широких ложах синклинальных впадин. Примерами служат скалистые вершины Папай (808 м), Сосновая (529 м) и Шизе (542 м), возвышающиеся над широким ложем Эриванской синклинальной впадины. Аналогичную Собербашскую впадину венчает пирамида г. Собер-Баш (736 м).

В центральной части района обнажаются податливые байосские глинистые сланцы, в которых выработан мягкий низкогорный обращенный рельеф с характерными денудационно-литологическими впадинами, приуроченными к ядрам антиклиналей. Основные из них заняты долинами рр. Псекупс, Грязная, Собачка, Фанагорийская. Выступ этих пород является структурным продолжением Гойтхского антиклинория, проявляющегося здесь в виде обращенной морфоструктуры.

Центральный район прямых и обращенных среднегорных хребтов с участием отпрепарированных интрузий на юрских породах Гойтхского антиклинория. Роль осевого поднятия в восточной части Северо-Западного Кавказа выполняет Гойтхский антиклинорий (морфоструктура II порядка). Здесь преобладают породы пшишской и индюкской свит средней юры с участием аргиллитов, алевролитов, туфов и туфобрекчий, дислоцированность которых возрастает от периферии к осевой зоне, а также с запада на восток.

Весьма оригинальный рельеф района назван нами *интрузивно-складчатым*. Складчатые структуры этого района повсеместно прорваны интрузиями юрских кварцевых порфиров. По плоскостям секущих и межпластовых разломов здесь заложены штоки, дайки и лополиты. Эти породы сформировали наиболее устойчивые к агентам денудации структурно-литологические комплексы на территории Северо-Западного Кавказа [6]. Пронизывая складчатые структуры, они создают жесткий каркас хребтов и впадин. В местах обнажения интрузий формируется резкорасчлененный альпийский структурный рельеф. Примером могут послужить такие морфоструктуры V порядка, как горы Лысая (1425 м), Псечанах (1071 м), Собор-Скала (1205 м).

Прямыми морфоструктурами IV порядка являются антиклинальные и частично моноклиналильные хребты Мезецу и Семашхо, соответствующие крыльям Мезецу и Индюкской антиклиналей. Их разделяет впадина Пшенахской синклинали (долина р. Пшенахо), прорванной порфировым лополитом. По межпластовым разломам в крыльях синклинали интрузия проникла до ядерных частей антиклиналей. Не охваченные ей противоположные крылья складок местами были разрушены денудацией, и хребты частично приобрели моноклиналильный характер. Таким образом, интрузия сформировала литологический каркас этих морфоструктур, объединив их в единую инверсионную морфоструктуру III порядка (рис. 2). Далее к востоку оба моноклиналильных гребня сливаются в одну орографическую линию, и эта морфоструктура продолжается в виде мощного синклинального хребта, также имеющего в основании интрузивный каркас кварцевых порфиров и диабазовых порфиритов. В хребте расположены такие высочайшие вершины Северо-Западного Кавказа, как Бол. Чура (2251 м) и Ачишхо (2391 м). Обе вершины представляют собой клинья выжимания, соответствуя ядрам синклиналей, осложненных лополитами и выжатых латеральным сжатием при уча-

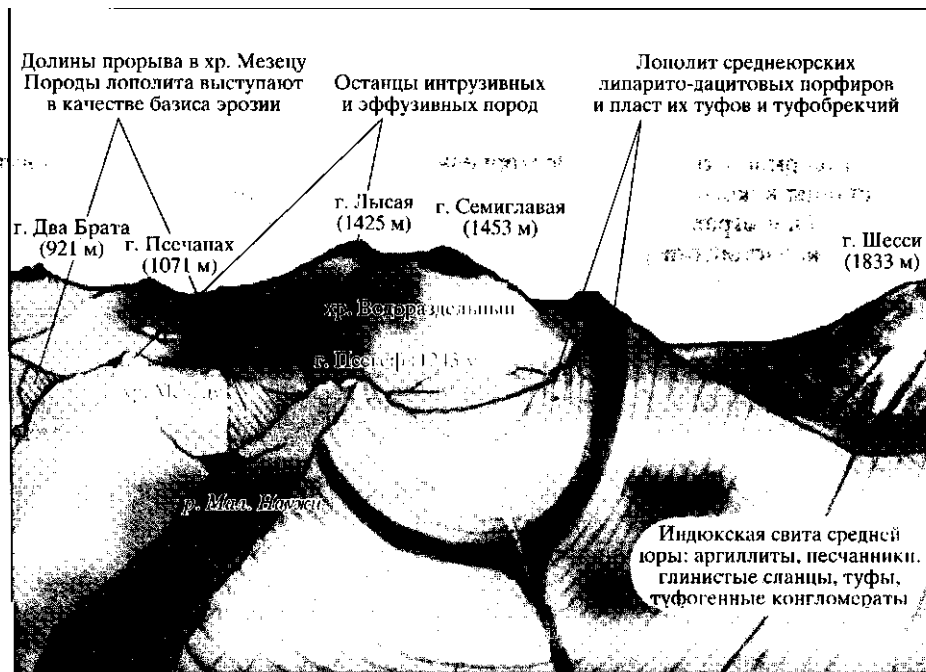


Рис. 2. Центральный морфоструктурный район
Морфоструктура хребтов Водораздельного и Мезену, разделенных впадиной Пшенахинской синклинали

стии процесса послойного взбрасывания. Формирование подобных инверсионных морфоструктур подробно описано С.А. Булановым [12].

Морфоструктуру IV порядка с интрузивным каркасом в основании представляет собой антиклинальный массив Шесси, расположенный севернее. Его высочайшие точки служат примерами отпрепарированных интрузий - г. Шесси (1834 м) и г. Бол. Оконту (1430 м).

Западная граница района соответствует Туапсинской зоне поперечных разломов, освоенной долинами рр. Туапсинка и Пшиш, подробно описанной С.А. Несмеяновым [8]. К западу от нее комплекс осадочно-вулканогенных пород Гойтхского антиклинория погружается под толщу карбонатного флиша, слагающего Новороссийский синклинорий. Через перемычку Гойтхского перевала от антиклинального хребта Семашхо (г. Семашхо - 1103 м.) к синклинали Агойскому хребту (г. Агой - 995 м) переходит главный водораздел Северо-Западного Кавказа. Аналогичная перестройка водораздела отмечается и на восточной границе района. С погружением Чугушского поднятия Главного хребта (г. Чугуш - 3238 м.) происходит его прорыв р. Березовой и миграция водораздела к инверсионному хр. Ачишхо, расположенному в 10 км южнее. В обоих случаях за водоразделом мигрирует и название "Главный Кавказский хребет", выделяемый здесь исключительно по орографическому признаку, без учета его морфоструктурных особенностей. Однако единые в орографическом отношении горные цепи не являются в данном случае едиными морфоструктурами [13].

Новороссийско-Лазаревский район низкогорного и среднегорного обращенного складчатого рельефа на меловых породах Новороссийского синклинория протягивается узкой полосой от Анапы до долины р. Шахе, занимая зону южного макросклона и частично осевую зону.

Преобладающий тип морфоструктур района - обращенные и смещенные хребты и впадины. Как правило, они имеют аструктурные склоны и синклинали или моно-

клинальное строение в разрезе. В итоге последовательного процесса инверсии они заняли доминирующее положение в рельефе, перехватив роль водораздела у хребтов Гойтхского антиклинория.

В западной части района доминируют такие морфоструктуры III порядка, как Коцехурский и Маркотхский хребты, соответствующие Тхабской и Анапско-Геленджикской синклиналиям. Их разделяет Атакайско-Панасенковская и Текосско-Бжидская впадины, соответствующие Семигорской антиклинали, сложенной в ядре нижним мелом [6]. Северный склон Коцехурского хребта круто обрывается к Шапсугской антиклинальной впадине, описанной выше. Обе антиклинали имеют южную вергентность, узкий гребневидный профиль, и контролируются Семигорским и Безепским надвигами [3]. Выходящие у северных подножий хребтов пласты готеривских пород являются лишь северными крыльями антиклиналей, надвинутыми к югу и частично перекрывающимися крутые северные крылья синклиналей. К крутым северным склонам хребтов приурочены их высочайшие вершины Тхаб (905 м) и Михайловка (787 м) - морфоструктуры V порядка. Южные склоны обоих хребтов положе и сложены последовательно сменяющимися друг друга пластами пород, не нарушенными дизъюнктивными движениями. Эти признаки дают основание считать Маркотхский и Коцехурский хребты складчато-надвиговыми.

Целостность Коцехурского и Маркотхского хребтов в западной части нарушена долинами прорыва рек Неберджай, Адегой, Скобидо и Адерба. Возможно, они приурочены к Джанхотской и Шесхарисской зонам поперечных разрывов, выделяемым В.Е. Хаиным [7]. Очевидно, эти зоны играют важную роль в строении Северо-Западного Кавказа. К западу от них куэсты северного макросклона сменяются серией локальных брахиантиклинальных поднятий с выраженной северной вергентностью. Это согласуется с данными В.И. Попкова об асимметричной билатеральной тектонической зональности западной части Северо-Западного Кавказа [3].

В центральной части района Коцехурский и Маркотхский хребты утрачивают свою целостность и сменяются серией отдельных коротких инверсионных хребтов, разделенных подобными же впадинами. Здесь выделяются несколько клиньев выжимания (морфоструктур IV порядка), в частности: г. Шапсухо (677 м) и г. Агой (994 м). Возможно, дробление продольных морфоструктур связано с пересечением Джубгинской и Туапсинской зонами поперечных разломов [7].

К востоку от Туапсинской зоны разломов район заметно сужен, и складчатость носит более напряженный характер с преобладанием узких и длинных изоклинальных складок, запрокинутых к югу [6]. Доминирующее положение в рельефе занимает Береговая цепь (III порядок), состоящая из обращенных и смещенных хребтов четвертого порядка, разделенных поперечными долинами рек на короткие отрезки. Эти хребты объединяются Ю.В. Ефремовым с Маркотхским под названием Южного Бокового хребта [11]. Севернее их ограничивает протяженная Красно-Александровская впадина, соответствующая одноименной антиклинали [6]. Ядро антиклинали сильно разрушено, и впадина занята долинами притоков рр. Дедеркой, Шепси, Аше, Псезуапсе, Шахе, имеющих субкавказское простираие.

С севера впадина ограничена системой инверсионных хребтов и массивов, лежащих в пределах поднятия Аутлинской синклинали (III порядок) [6]. Среди них выделяются обращенные морфоструктуры IV порядка: горы Папортная (778 м), Бол. Псеушко (1100 м), Тхихурай (925 м), являющие примеры клиньев выжимания. На границе Аутлинской синклинали и зоны Гойтхского антиклинория лежит инверсионный массив Аутль (1855 м) - одна из наиболее высоких вершин Северо-Западного Кавказа.

Чвежисинский район среднегорных складчато-надвиговых хребтов в комплексе юрских и меловых пород Новороссийского синклинория. На первый взгляд современный среднегорный рельеф района слабо согласуется с древним структурным планом территории. Близость района к морю при максимальном в России количестве осадков (до 4000 мм) определяет очень большую густоту его расчленения. Складчатые структуры субкавказского простираия пропилены здесь множеством рек и разбиты на ряд

поперечных коротких хребтов и массивов. Однако морфоструктурный анализ позволяет выделить здесь целый ряд морфоструктур III и IV порядков.

Юрские и меловые породы района дислоцированы значительно сильнее, нежели в предыдущих районах, и собраны в серию дисгармоничных складок и тектонических покровов с общим юго-западным фронтом надвигания. Автохтонной структурой, выступающей упором для надвига, следует считать окончание Закавказского срединного массива, лежащего в основе Сочинского морфоструктурного подрайона [6].

Во фронтальной части надвига лежат морфоструктуры хребтов Алек и Ажек (III порядок), образующие Воронцовский тектонический покров. Хребты подорваны с юга соответственно Монастырским и Воронцовским надвигами. Оба хребта, очевидные в восточной части, имеют менее выраженное продолжение вплоть до западных границ района. Здесь их разделяет обращенная впадина Дагомысской брахиантиклинали (IV порядок), в ядре которой обнажается средняя юра.

К северу от них расположен хребет Амуко (г. Амуко - 1918 м). Он продолжает фазу три морфоструктуры Новороссийского района: инверсионные хребты Бзныч и Аутль, разделенные Красно-Александровской антиклинальной впадиной. Все три морфоструктуры сжаты здесь в единый массив, шарьированный к юго-западу. Массив осложнен пластовой интрузией и подорван с юго-запада Краснополянским надвигом на контакте байосских и батских вулканитов с сеноманскими известняками и мергелями.

Таким образом, в условиях мощнейшего тангенциального стресса получают максимальное распространение складчато-надвиговые дислокации и соответствующие им морфоструктуры. Данный факт позволяет обособить их в отдельный район.

Следует отметить, что описанная в литературе Пшехско-Адлерская шовная зона, считающаяся юго-восточной границей региона и играющая важнейшую роль в рельефе плато Лагонаки, не нарушает целостности морфоструктур Чвежипсинского района. Отсутствие ее проявления в рельефе заставляет усомниться в целесообразности ее выделения здесь и проведения по ней границы Северо-Западного Кавказа.

Приморский район прямого складчатого низкогорного рельефа в комплексе палеогеновых и неогеновых пород Новороссийского синклиория. Тектонически он представляет собой верхний структурный этаж наиболее молодых преимущественно флишевых пород Новороссийского синклиория, недавно втянутых в поднятие Кавказского орогена. Район отличается молодым прямым складчатым рельефом либо рельефом, находящимся на первичных стадиях инверсии. Здесь преобладают морфоструктуры IV порядка типа антиклинальных и моноклиальных хребтов и синклиальных впадин небольшой протяженности. Район протягивается узкой разорванной полосой вдоль побережья Черного моря и делится на подрайоны, наиболее крупным из которых следует считать Сочинский. Объединение этих разрозненных морфоструктур в один район обусловлено их морфологической схожестью, литологическим и структурным единством.

Абраусский подрайон занимает юго-западную наиболее поднятую часть п-ова Абрау, ограниченную с северо-востока Анапско-Геленджикской синклиальной впадиной III порядка. Центральная часть впадины занята Цемесской и Геленджикской бухтами грибообразной формы. К юго-западу от нее на полуострове расположен низкогорный Семисамский хребет IV порядка, соответствующий одноименной антиклинали, сложенной в ядре кампанским мелом (г. Смертная - 327 м). На юго-западном крыле антиклинали расположен моноклиальный хребет Навагир IV порядка (отм. 504 м). Его северо-восточный склон, обращенный к ядру Семисамской антиклинали, имеет ступенчатое строение, будучи сформированным тремя куэстами, соответствующими пластикам палеогеновых, датских и маастрихтских пород (морфоструктуры V порядка).

Джанхотско-Туапсинский подрайон также являет пример молодого прямого рельефа синклиальных впадин, антиклинальных и моноклиальных хребтов. Его формируют такие морфоструктуры IV порядка, как Прасковейская, Сосновая, Бжидская, Новомихайловская и Ольгинская синклиальные впадины. На их крыльях лежат отдельные невысокие антиклинальные и моноклиальные массивы V порядка типа

г. Демегина (237 м), г. Ту (249 м) и ряд безымянных массивов. Эти морфоструктуры территориально разобщены и занимают крайние прибрежные территории. Выходя на побережье, они под острыми углами срезаются абразией, формирующей абразионные террасы.

В пределах расположенного восточнее *Сочинского подрайона* палеогеновые отложения распространены на значительной площади от Головинки до Гантиади в Абхазии. Это северо-западное окончание Закавказского срединного массива отличается незначительной дислоцированностью пород, в восточной части перекрытых аллохтонном Воронцовского тектонического покрова [6]. Структура выражается в рельефе в виде почти равнинной приморской Сочинской депрессии.

В западной части района доминирует впадина Хобзинской синклинали (IV порядок). Впадина слабо выражена в рельефе и прорезается долинами рр. Детляшка, Буу, Лоо, Дагомыс. Ее осевая зона подчеркивается лишь их небольшими притоками субкавказского направления. Морфоструктурами IV порядка восточной части района являются поднятия Ахунской и Галицинской антиклиналей, в ядрах которых обнажаются верхнемеловые известняки.

Таманский район прямого складчатого рельефа, осложненного грязевым вулканизмом, на неогеновых породах Предкавказского краевого прогиба. Район занимает положение между впадинами Черного и Азовского морей, Кавказским и Крымским мегантиклинориями. Складкообразование обусловлено втягиванием южной части Предкавказского прогиба в единый для этих горных систем процесс орогенеза. Таманский район замыкает поднятие Большого Кавказа, одновременно связывая его с Крымским. Он сходен с Апшеронско-Кобыстанской брахиантиклинальной зоной с характерным грязевым вулканизмом в области периклинального погружения мегантиклинория [5].

Таманский район иллюстрирует ранние этапы складчатого орогенеза и позволяет представить прошлое морфоструктур Северо-Западного Кавказа. Находясь на эмбриональном этапе развития, морфоструктуры Тамани носят в большинстве случаев прямой характер, и в целом район имеет значительно более простое строение, нежели уже рассмотренные нами территории. Складчатость затрагивает здесь верхние структурные этажи осадочных толщ, сложенные преимущественно глинистыми породами майкопской свиты, способствующими проявлениям грязевого вулканизма.

В районе резко преобладают обширные синклинали с пологим падением пластов, занятые аккумулятивными низменностями или лиманами. Выделяются Кизилташская, Витязевская, Ахтанизовская, Курчанская и др. синклинали IV порядка. В центральных частях впадин часто находятся лиманы, а в случаях наиболее активного прогибания - морские заливы, где могут объединяться сразу несколько синклиналей. Примером тому служит Таманский залив, в основе которого лежат три синклинали: Яновская, Сенная и Северо-Ахтанизовская, составляющие вместе морфоструктуру третьего порядка [14].

Среди впадин поднимаются брахиантиклинальные холмистые гряды, имеющие в плане форму вытянутых эллипсов протяженностью до 20-30 км и достигающие абс. высоты 164 м (г. Комендантская). Округлые формы гряд часто осложнены плоскими аструктурными абразионно-денудационными вершинными поверхностями. Препарировка антиклинальных ядер и обнажение пластов легко размываемых майкопских глин определяют процесс инверсии рельефа еще на начальных стадиях его развития. Над вершинными поверхностями часто возвышаются отдельные караваяобразные или конусовидные холмы, представляющие чаще всего более мелкие брахиантиклинальные и диапировые складки и, реже, грязевые сопки (морфоструктуры V порядка) [14]. Брахиантиклинальные поднятия имеют восточно-северо-восточное простирание и, как правило, небольшие размеры (первые километры) - их следует относить к морфоструктурам IV порядка. Выделяются такие морфоструктуры, как Центральная гряда, протянувшаяся от г. Карабетовой (164 м) до г. Дубовый Рынок, гряды Цимбала, Камышеватая, Благовещенская, Фонталовская. Субкавказское простира-

ние имеет протяженная Курчанская гряда. В западной части полуострова выделяются наиболее древние морфоструктуры - моноклиналильные гряды Зеленская и Таманская, обрывающиеся аструктурными абразионными уступами к морю. Не исключено их структурное единство с возвышенностями Керченского полуострова [14].

Восточная часть района соответствует периклинали Новороссийского синклинория. На складчатых структурах района сформировалась денудационная пологоволнистая равнина, рельеф которой, на первый взгляд, кажется аструктурным. Однако детальные исследования показывают, что на этой территории под действием избирательной денудации сформировалась речная сеть, совпадающая по простиранию с направлением тектонических структур. В результате препарировки ядер антиклиналей (первоначально под действием абразии) и размыва слагающих их легкоразмываемых глинистых пород в районе сформировался обращенный рельеф. Речные долины соответствуют ядрам антиклиналей, а водоразделы являются их моноклиналильными крыльями. Подобное устройство имеет рельеф бассейнов Гостагайки, Анапки, Катламы, Масаги, Куматыря и прослеживается вплоть до г. Крымск, соответствия Абинской брахиантиклинальной зоне [2].

Восточная часть Таманского района интересна для нас как территория, переходная между Таманской зоной брахиантиклинальных поднятий и зоной обращенных складчато-надвиговых морфоструктур Новороссийского-Лазаревского района, разделенных Анапской флексурой. Здесь представлена начальная стадия инверсии складчатого рельефа, являющаяся важнейшей ступенью его эволюции.

Выводы

1. По особенностям геологического строения и характеру рельефа на Северо-Западном Кавказе выделяются восемь морфоструктурных районов, один из которых подразделяется на подрайоны.

2. Морфоструктурные районы Северо-Западного Кавказа отвечают различным ступеням эволюции его складчатого рельефа. При движении на юго-восток с обнажением все более древних структурных этажей в ядре мегантиклинория они выстраиваются в эволюционный ряд. Так, прямые морфоструктуры брахиантиклинальных поднятий Таманского района иллюстрируют ранние этапы складчатого орогенеза, однако в его восточной части представлена начальная стадия инверсии складчатого рельефа, являющаяся важнейшей ступенью его эволюции. Восточнее преобладают инверсионные и смещенные складчатые и складчато-надвиговые морфоструктуры, занимающие зону осевого поднятия и перехватывающие на себя водораздел, а прямые морфоструктуры сохранились лишь благодаря бронирующим литологическим комплексам. На крайнем юго-востоке в условиях мощнейшего тангенциального стресса получают максимальное распространение складчато-надвиговые, преимущественно бескорневые морфоструктуры, сильно преобразованные в ходе длительной эволюции.

3. Продольная зональность морфоструктур Северо-Западного Кавказа осложнена поперечными тектоническими ступенями, нарушающими их целостность. В ряде случаев тектонические ступени определяют границы морфоструктурных районов, дробя их на части, отличающиеся высотой неотектонического поднятия и вергентностью складчатых структур.

4. Пшехско-Адлерская шовная зона, по которой проводится юго-восточная граница региона, проявляется в рельефе только в пределах плато Лагонаки и не нарушает целостности морфоструктур Чвежипсинского района и Сочинского подрайона. Предлагается проведение восточной границы региона по линиям Цицинского и Фиштинского разломов, долинам верховий рр. Шахе и Ачипсе. Остается открытым вопрос о юго-восточной границе региона. Мы условно проводим ее по российско-грузинской границе.

5. Морфоструктурный анализ наглядно показывает гетерогенный характер строения основных орографических элементов Северо-Западного Кавказа. Хребет, называемый Главным, не является единой морфоструктурой, а представляет собой цепь

кулисообразно сменяющих друг друга прямых и инверсионных среднегорных хребтов, сложенных породами разных структурных этажей осадочных толщ. С местами смены морфоструктуры осевой зоны связаны долины прорыва и миграция водораздела на соседние хребты. Для обозначения этого хребта представляется более логичным название Черноморская Цепь, употреблявшееся ранее [10]. Аналогичное гетерогенное строение имеют так называемый Южный Боковой хребет, а также северо-западное окончание Пастбищного хребта на северном макросклоне. Проведение на Северо-Западном Кавказе Бокового и Скалистого хребтов не оправдано с морфоструктурных позиций. Эти морфоструктуры не прослеживаются к западу от плато Лагонаки. Само плато с Фишт-Оштенской горной группой следует относить к Западному Кавказу, а Северо-Западный Кавказ считать крайней низкогорно-среднегорной внеледниковой частью Большого Кавказа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рельеф Земли / Герасимов И.П., Мещеряков Ю.А. М: Наука, 1967. 331 с.
2. *Летавин А.И., Перерва В.М.* Разрывная тектоника и перспективы нефтегазоносное™ краевой зоны Северо-Западного Кавказа. М.: Наука, 1987. 88 с.
3. *Попков В.И.* Чешуйчато-надвиговое строение Северо-Западного Кавказа // Докл. РАН. 2006. Т. 411. № 2. С. 223-225.
4. *Ранцман Е.Я.* Морфоструктурное районирование и некоторые вопросы геодинамики Большого Кавказа // Геоморфология. 1985. № 1. С. 3-17.
5. *Думитрашко Н.В.* Кавказ. Геоморфологическое районирование // Горные страны Европейской части СССР и Кавказ. М.: Наука, 1974. С. 219-226.
6. *Муратов В.М.* Неотектоника и рельеф Северо-Западного Кавказа: Дис. ... канд. геогр. наук. М.: ИГ АН СССР, 1964. 304 с.
7. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* О молодых подвижках по древним разломам на Западном Кавказе и их влиянии на гидрографическую сеть // Изв. вузов. Геология и разведка. 1959. № 8. С. 17-21.
8. *Несмеянов С.А.* Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа. М.: Недра, 1992. 254 с.
9. *Михайловский В.Г.* Горные группы и ледники Центр. Кавказа // Землеведение. 1894. Т. 1. С. 121-184.
10. *Гвоздецкий Н.А.* Физическая география Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1954. Вып. 1. 204 с.
11. *Ефремов Ю.В., Ильичев Ю.Г., Панов В.Д. и др.* Хребты Большого Кавказа и их влияние на климат. Краснодар: Просвещение-Юг, 2001. 145 с.
12. *Буланов С.А.* Расчленение складчатого орогена в условиях регионального сжатия (на примере зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня) // Геоморфология. 1993. № 4. С. 68-73.
13. *Трихунков Я.И.* Прямой и обращенный рельеф Северо-Западного Кавказа как стадии эволюции складчатого рельефа // Учитель 21-го века: устойчивое развитие и географическое образование (м-лы V межвуз. науч.-практ. конф. Москва, 26-27 ноября 2004 г.). М.: Геогр. ф-т МГПУ. 2006. С. 329-331.
14. *Благоволин Н.С.* Геоморфология Керченско-Таманской области. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 201 с.

Ин-т географии РАН

Поступила в редакцию
15.10.2007

MORPHOSTRUCTURAL REGIONALIZATION OF THE NORTHWEST CAUCASUS

Y.A.I. TRIKHUNKOV

Summary

Morphostructural analysis of the NW Caucasus is fulfilled from the position of the plate tectonics. The regions of concordant and inverse relief are determined. The hierarchy of morphostructures is represented by regionalization suggested. The main orographic units have heterogenic character; the role of the transversal faults in their formation is shown. Some of the faults bound the whole mountain system.