

Структурная
геоморфология
горных
стран



Издательство ·Наука·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КОМИССИЯ

551.4

Структурная
геоморфология
горных стран

4571



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1975



Сборник содержит переработанные для печати материалы X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР (1973 г. в г. Фрунзе).

Освещаются общие и методические вопросы морфо-структурного анализа, а также региональные структурно-геоморфологические исследования в СССР (Урал, Крым, Казахстан, Сибирь, Средняя Азия) и за рубежом (Монголия, Южная Азия, Средний Восток).

Специальный раздел посвящен применению морфо-структурного анализа в инженерной геологии.

Ответственные редакторы

О.К. ЧЕДИЯ и Н.В. ДУМИТРАШКО

ПРЕДИСЛОВИЕ

X Пленум Геоморфологической комиссии Академии наук СССР – был посвящен общим и методическим вопросам геоморфологического анализа горных территорий, их региональным исследованиям и решению различных практических задач.

Сборник отражает вопросы, обсуждавшиеся на X Пленуме Геоморфологической комиссии: методику морфоструктурного анализа горных стран, вопросы их классификации, сравнительного анализа рельефа эпиплатформенных и эпигеосинклинальных орогенов. Доклады, посвященные отдельным регионам, дают представление о характере морфоструктур и их изученности в районах Сибири, Дальнего Востока, Урала, Казахстана, Средней Азии и в меньшей степени альпийского горного пояса юга СССР.

С удовлетворением можно отметить, что за последние годы морфоструктурный анализ нашел широкое применение в исследованиях разного профиля и пользуется все большей популярностью у работников территориальных производственных геологических организаций.

Настоящий сборник отражает многообразие исследований по структурной геоморфологии горных стран, которые были представлены в докладах, заслушанных на Пленуме.

Следует отметить дискуссионный характер некоторых докладов и ряда вопросов, важных для теории морфоструктурного анализа, но не в полной мере рассмотренных на Пленуме. Недостаточно полно была освещена проблема классификации морфоструктур горных стран, хотя принципы разработки были предложены рядом докладчиков и служили предметом оживленного обсуждения. Большинство участников совещания признавалась необходимость интерпретации глубинного строения Земли, ее геофизических свойств

и тектонического строения для анализа развития морфоструктур, но в отдельных докладах принципы высотной поясности принимались за основу классификации горного рельефа. Дискуссионный характер имели также доклады по системному подходу к формационному анализу о развитии рельефа Земли в результате непрерывного поднятия. Хотя вопросы формационного анализа не входили в тематику X Пленума, редколлегия сочла возможным поместить один из этих докладов в настоящем сборнике.

Следует отметить интересные попытки применения современных идей глобальной тектоники к анализу генезиса морфоструктур горных стран, сделанные в некоторых докладах, но нуждающиеся в проверке на более широком фактическом материале.

Большинство докладов, публикуемых в настоящем сборнике, в целом помогут наметить дальнейшие пути исследований по общей теории и методике изучения морфоструктур горных стран, стоящие перед советскими геоморфологами.

ОБЩИЕ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ МОРФОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Н. В. Думитрашко

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ МОРФОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА ГОРНЫХ СТРАН

Концепция академика И. П. Герасимова о морфоструктурах, выдвинутая более двадцати лет назад, получила большую популярность у советских геоморфологов. На ее базе были созданы серия обзорных геоморфологических карт Физико-географического Атласа Мира, монографии "Рельеф Земли", "Геоморфология СССР"¹ и обобщения крупных региональных исследований по Кавказу, Казахстану, Уралу, Сибири и другим территориям, карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР, руководство по применению морфоструктурного анализа при поисках нефтегазоносных структур и ряд других работ. Перечень исследований, в которых нашло применение плодотворное учение о морфоструктурах, невозможно привести в краткой статье. Это учение затрагивает ряд общих вопросов, посвященных генезису рельефа Земли в целом и соотношению эндогенных и экзогенных факторов, действующих на поверхности и внутри земной коры и обусловленных состоянием ее мантии. К важнейшим проблемам, требующим применения морфоструктурного анализа, относятся проблемы геоморфологического картирования и поисков полезных ископаемых, в том числе рудных, для изучения которых исследование морфоструктур особенно перспективно.

Методы, применяемые при морфоструктурном анализе (геофизические, геолого-тектонические и геоморфологические), широко известны, но нередко используются выборочно и недостаточно углубленно. Наименее полно для изучения горных морфоструктур применяются геофизические методы исследования, дающие возможность определить строение и мощность земной коры в пределах крупных морфоструктур, уровень границы Мохоровичича, состояние изостатических и магнитных аномалий, сейсмичности и особенностей теплового потока. Хотя за последнее время в отношении выявления геофизических особенностей крупных горных регионов сделано очень много, этого явно недостаточно для выяснения зависимости динамики развития рельефа от характера и соотношения эндогенных и экзогенных процессов, обусловленных взаимодействием мантии, земной коры и атмосферы. Например, в эпигеосинклинальных горных странах мощность гранитного

¹ Подготовлена Институтом географии АН СССР.

слоя колеблется от 20 до 30 км, базальтового слоя – от 25 до 40 км, положение границы Мохоровичича – от 45 до 65 км; в то же время в эпплатформенных возрожденных горных странах эти цифры составляют в среднем 15–20, 20–40 и 50–70 км (Николаев и др., 1972). Таким образом, эпигеосинклинальные горные страны отличаются несколько большей мощностью гранитного слоя и меньшей толщиной земной коры по сравнению с эпплатформенными возрожденными горами. Имеются значительные различия в стиле сейсмичности, которая для эпигеосинклинальных гор характеризуется меньшей магнитудой (менее 7,8) и частотой неглубоких коровых землетрясений. Эпплатформенные возрожденные горы высокосейсмичны (с отдельными сильными землетрясениями с магнитудой более 7,8). Высокой сейсмичностью отличаются материковые рифтовые морфоструктуры; особенно сильно это проявляется в Северном Прибайкалье, но строение и мощности земной коры, а также аномалии силы тяжести в Байкальской рифтовой зоне еще недостаточно изучены. Интересна локализация отрицательных аномалий в рифтовых впадинах. В эпигеосинклинальных горных областях намечается сопряженность отрицательных и положительных изоаномалий и некоторое их смещение по отношению к морфоструктурам и рельефу; в эпплатформенных орогенах подобных соотношений не наблюдается. Причины этих явлений еще не вполне ясны. Слабо изучен и тепловой поток, особенно в эпплатформенных горных странах. Он отличается повышенными значениями, например, в Байкальской рифтовой зоне, а также в эпигеосинклинальных орогенах (где достигает 2 мккал/см^2) и в вулканических областях (3 мккал/см^2 и более); на кристаллических шитах эти цифры менее 1 мккал/см^2 (Белоусов, 1972). Динамика теплового потока является, по-видимому, ведущим фактором тектогенеза (Хаин, 1965) и имеет существенное значение в формировании морфоструктур и их эволюции. На IX Пленуме Геоморфологической комиссии Академии наук СССР (1971) были высказаны предположения о связи эпох планации рельефа с уменьшением теплового потока. Поэтому необходимо осуществлять более тесную связь морфоструктурных и геофизических исследований.

Совершенно ясной является крупная роль геолого-тектонического изучения морфоструктур, в частности громадная рельефообразующая роль складчатой и дизъюнктивной тектоники, а также вулканизма, который, как предполагают Е.Е. Милановский (1968) и некоторые другие авторы, в своей интрузивной фазе является причиной поднятия гор, а в эффузивной способствует возникновению громадных вулканотектонических депрессий. Перспективное значение для анализа горных морфоструктур имеет изучение глубинных, краевых разломов, определяющих расположение и динамику тектонических зон, а также изучение материкового рифтогенеза, который еще недостаточно отражен в морфоструктурном анализе горных стран (Милановский, 1972).

Большую важность имеет изучение глобальных и региональных линейментов и их связи с морфоструктурами и сейсмичностью, ко-

торой уделено значительное внимание И.П. Герасимовым и Е.Я. Ранцман (1973), а также О.К. Чедия (1972). Исследование глобальной трещиноватости также может помочь выявлению общих закономерностей развития горных морфоструктур. Обычно геоморфологи обращают недостаточное внимание на роль древних, малоактивных разломов в формировании пассивных горных морфоструктур; такие разломы, создавая дробление горных пород, способствуют развитию эрозии и денудации. Точно так же недостаточно изучаются литологические особенности и вещественный состав горных пород, которые имеют определяющее значение в развитии отпрепарированных, литоскульптурных морфоструктур (Борисевич, 1970). В дальнейшем эти пробелы необходимо восполнить при изучении как плотных пород, большей частью слагающих горные хребты и массивы, так и рыхлых отложений, выполняющих прогибы.

Геоморфологические методы – основные при исследовании горных морфоструктур. Эти методы успешно использованы при изучении плана развития гидросети для целей анализа морфоструктур (Коржув, 1969). В то же время требуют выяснения и доработки: изучение речных и морских террас, их соотношения и возраста, изучение поверхностей выравнивания и их генезиса (особенно генезиса педиментов и педипленов), разработка методов подсчета тотальной денудации. Г.К. Габриелян (1971) на основании подсчета твердого стока рек пришел к выводу, что скорость современной тотальной денудации на Кавказе в среднем составляет 2 микрона в год и на один порядок меньше скорости современных тектонических движений. Но подсчеты размеров тотальной денудации по величине твердого стока явно занижены, так как грубообломочные гравитационные отложения (обвалы, глыбовые россыпи) и селевые выносы остаются на склонах и большей частью не осваиваются реками. Поэтому необходим другой подход к изучению тотальной денудации, который должен опираться в первую очередь на стационарные наблюдения. Так как в горных странах экзогенные процессы происходят с большой интенсивностью, развитие стационарных исследований может дать хорошие результаты. Большие перспективы имеет также изучение космических снимков и организация космических полигонов для их наземной привязки.

В последние годы намечается тенденция к расширению морфометрических методов при изучении горных территорий. Хочется в связи с этим указать, что применение морфометрических исследований для анализа горных морфоструктур далеко не всегда оправданно. В основу этих методов положено представление об одновозрастности речных долин одного порядка, которая в горных районах не часто наблюдается благодаря многократным перестройкам речных систем вследствие дифференциальных тектонических движений. С особенной осторожностью надо относиться к применению морфометрических методов в районах кайнозойского наземного вулканизма, маскирующего более древние тектонические структуры.

Большим и пока еще далеким от полного разрешения является вопрос о возрасте морфоструктур горных стран, что связано со слож-

Таблица

Геотектонические регионы	Типы морфоструктур и их положение в горной системе: ак- тивные (новейшие), пассивные (древние); в осевых, перифери- ческих зонах, про- гибах или в преде- лах срединных мас- сивов	Соотношение с древ- ним тектоническим планом (прямые и обращенные, унасле- дованные или нало- женные, новообра- зованные морфост- руктуры)	Возраст унаследо- ванных и наложен- ных морфоструктур (с указанием воз- раста наследуемой структуры)
-----------------------------	---	---	---

ностью и многоэтапностью формирования этих морфоструктур. И.П. Герасимов и Ю.А. Мешеряков (1964, 1967) ограничивают геоморфологический этап развития рельефа Земли мезозоем, когда образовались глобальный пенеплен и различные формы рельефа, реликты которых сохранились до современности (Герасимов, 1970). В то же время многочисленны примеры морфоструктур, унаследованных с палеозоя (например, Минусинская впадина), палеозоя – протерозоя (Хаин, 1965, 1971). Многие срединные массивы и поднятия фундамента этого возраста “впяны” в молодые альпийские эпигеосинклинальные горные области Кавказа и Передней Азии. Движения древнего палеозойского и протерозойского фундамента определяют стиль тектонического плана как эпигеосинклинальных, так и эпиплатформенных горных областей. Состав палеозойских и протерозойских отложений, в которых нередки конгломераты, указывает на существование во время их формирования горного рельефа. Вместе с тем районы древней протерозойской складчатости и древние докембрийские щиты испытали обширную планацию, что дало С.С. Коржуеву (1969) основание для выделения глобального докембрийского пенеплена (протоплена). В ряде горных районов сохранились откопанные и погребенные реликты как пенепленизированного, так и расчлененного древнего докембрийского и палеозойского рельефа. Но не следует забывать и о громадной роли новейших, неоген-четвертичных движений в формировании рельефа горных морфоструктур (Николаев, 1970). Поэтому вопрос о возрасте должен решаться с учетом всех этапов развития рельефа: как древнего, до-мезозойского, так и геоморфологического (мезозойского) и неотектонического этапа.

Для развития исторического подхода к изучению морфоструктур горных стран, выяснения ряда теоретических вопросов и прикладных нужд (поиски полезных ископаемых, выявление инженерно-мелиоративных мероприятий по борьбе со стихийными явлениями и по освоению территории) необходимо разработать классификацию горных морфоструктур. Классификация, предложенная ранее Ю.А. Мешеряковым (1965), была основана главным образом на изучении платформ. Кроме того, в ней было уделено большое внимание вопросам о размерах морфоструктур и их таксономического соподчинения, а их генетичес-

Геофизические особенности (строение и мощность земной коры, глубина границы Мохововичича, сейсмичность, изоаномалии, тепловой поток)

Наиболее характерные морфоскульптуры

Прикладные особенности (полезные ископаемые, инженерно-мелиоративные мероприятия)

Эти особенности были освещены недостаточно, за исключением вопроса о прямом или обратном соотношении структур и рельефа. Нам представляется, что в классификации морфоструктур основное внимание должно быть уделено их геолого-тектонической характеристике, активному или пассивному состоянию, возрасту, геофизическим особенностям, прикладному значению, а также вопросам соотношения морфоструктур и морфоскульптур. Мы полагаем, что морфоскульптуры связаны не только с климатическими различиями, определяемыми широтной зональностью и высотной поясностью, но также и с тектоническими особенностями морфоструктур. Например, для крутых склонов куэстовых хребтов характерны гравитационные морфоскульптуры (обвалы, осыпи, оползни). Значительно приподнятые сводово-глыбовые или сводовые хребты сопровождаются большей частью ледниковыми морфоскульптурами. Поэтому особенности морфоскульптур, характерные для данной морфоструктуры, должны быть учтены в классификации. Принципиальная схема ее представлена в таблице.

Мы надеемся, что создание подобной классификации, а также разработанной на ее основе легенды геоморфологических карт углубит и расширит методику морфоструктурного анализа и позволит подойти к обоснованным выводам по генезису и динамике тектонического рельефа Земли.

ЛИТЕРАТУРА

Борисевич Д.В. Генетическая классификация форм рельефа. — Геоморфология, 1970, № 3.

Габриелян Г.К. Денудация Кавказа. — Геоморфология, 1971, № 1.

Герасимов И.П. Три главных цикла в истории геоморфологического этапа развития Земли. — Геоморфология, 1970, № 1.

Герасимов И.П., Мещеряков Ю.А. Геоморфологический этап в развитии Земли. — Изв. АН СССР, серия геогр., 1964, № 6.

Герасимов И.П., Ранцман Е.Я. Морфоструктуры горных стран и их сейсмичность. — Геоморфология, 1973, № 3.

Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР. Л., "Недра", 1972.

Коржув С.С. Происхождение и возраст рельефа Восточной Сибири и некоторые общие вопросы геоморфологии. Автореф. докт. дис. М., 1969.

Мещеряков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран, М., 1965.

Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа, М., "Недра", 1968.

Наймарк А.А., Сидоров И.С. Карта неотектоники мира. – В сб.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, № 3. Изд-во МГУ, 1972.

Николаев Н.И. Карта новейшей тектоники мира. – Геоморфология, 1970, № 4.

Рельеф Земли (морфоструктура и морфоскульптура). М., "Наука", 1967. Физико-географический Атлас Мира. М., изд-во ГУТК, 1964.

Хаин В.Е. Возрожденные (эпиплатформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа. – Сов. геол., 1965.

Хаин В.Е. Планетарный рельеф Земли как отражение эволюции тектоносферы. – Геоморфология, 1971, № 4.

Чедия О.К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования.

Кн. П. Новейшая тектоника и палеогеография. Фрунзе, 1972 г. Илим.

А. К. Трофимов

О ПРИНЦИПАХ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ И НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ В РАЗВИТИИ ГЕОТЕКТУР

В основе существующих схем морфоструктурного (как и тектонического, геоморфологического) районирования лежит принцип дифференциации – разделения территории по совокупности сходных признаков. Не исключая первостепенной важности такого анализа, предлагается за основу принять принцип интеграции (объединения в более крупные таксономические единицы) – для структур, обладающих антиподными признаками, существование которых, однако, взаимобусловлено в истории развития, т.е. для структур, развивающихся сопряженно. Такой принцип частично используется в геотектонике. Например, геосинклиналь образована сопряженно развивающимися положительными и отрицательными структурами. Целесообразно, по-видимому, распространить этот принцип на все таксономические уровни схем морфоструктурного и тектонического районирования.

В соответствии с этим основными геотектурными элементами Земли будут не материки и океаны, а сопряженно развивающиеся блоки, образованные системой материк – океан. В ранге морфоструктур подобными единицами различного порядка являются: орогены-геосинклинали, материковые платформы – океанические платформы, хребты – мегантиклинали – впадины – мегасинклинали, островные дуги – глубоководные желоба и др. (табл. 1, рис. 1). В связи с этим выделяется два типа границ между структурными единицами разного ранга: границы раздела и границы сопряжения структур, которые, по-видимому, имеют различную генетическую сущность. Наиболее крупной из них является граница раздела между основными континентально-океаническими мегаблоками, представленная системой срединно-океанических хребтов и рифтовых зон. Остальные границы – в основном линейные и разломы соответствующего ранга и типа.

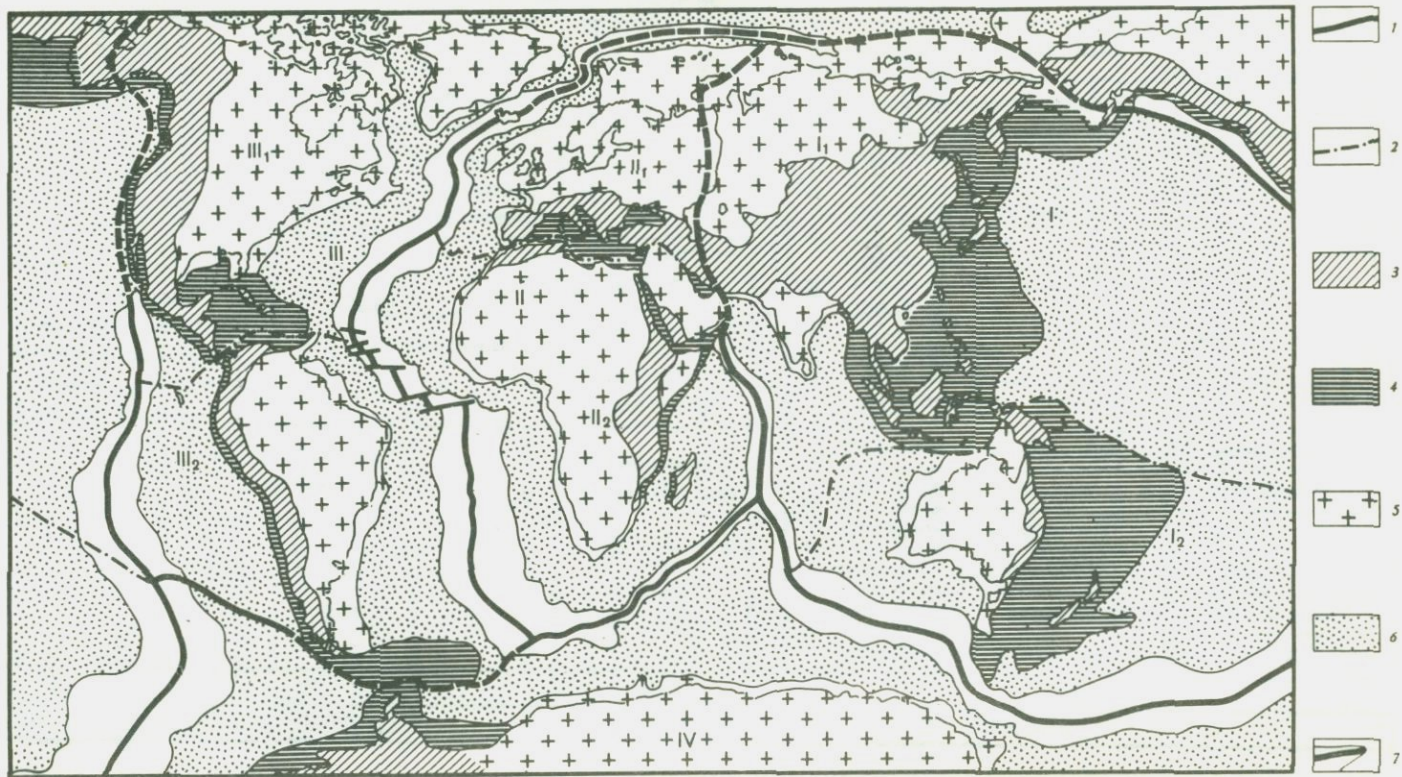
Рассмотрим некоторые закономерности, вытекающие из анализа амплитуд колебания рельефа (размах вертикальной составляющей

Таблица 1

СХЕМА СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ

ГЕОТЕКТУРНЫЕ ЕДИНИЦЫ			МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ЕДИНИЦЫ				
I	II	III	I	II	III		
Континентально-океанические мегаблоки	Континентально-океанические блоки	Орогеосинклинальные пояса	Орогены II_c	ВНЕШНИЕ ОБЛАСТИ	Внешние горные III_c	Предгорные и межгорные равнины-впадины	
					III_p	III_c	Предгорья - переходная зона сопряжения
						III_c	Внешние хребты гор - мегантиклинали
		Геосинклинали	Внутренние горные	III_c	ВНЕШНИЕ ОБЛАСТИ	III_c	Внутригорные равнины - впадины
						III_c	Предгорья - переходная зона сопряжения
						III_c	Внутренние хребты гор - мегантиклинали
Материковые платформы	II_p	Континентально-океанические платформенные массивы	ВНЕШНИЕ ОБЛАСТИ	Эвгеосинклинальные III_p	ЗОНЫ	III_c	Глубоководные желоба
						III_c	Островные дуги
						III_c	Прогибы
Океанические платформы	II_c	Океанические платформы	ВНЕШНИЕ ОБЛАСТИ	Миогеосинклинальные	ЗОНЫ	III_c	Поднятия
						III_c	Синеклизы, впадины
						III_c	Антеклизы, поднятия
						III_c	Абиссальные впадины
						III_c	Океанические поднятия

————— Границы раздела и их порядок (I_p , II_p , III_p)
 - - - - - Границы сопряжения и их порядок (I_c , II_c , III_c)



новейших движений), площадей выделенных геотектурных блоков, мощностей, объемов и массы земной коры в их пределах (табл. 2). На гипсографической кривой, построенной Э. Коссина (Марков, 1948; и др.), отчетливо выявляется асимметрия площадей таких геотектурных элементов, как горы, материковые платформы, глубоководное океаническое дно, глубоководные океанические впадины. Вместе с тем гипсометрия океанического дна и глубоководных впадин является грубым зеркальным отражением гипсометрии материковых платформ и гор. Центр симметрии располагается в пределах материкового склона.

Данные, приведенные в табл. 1, свидетельствуют о том, что площади сопряженных геотектур, таких, как "геосинклинали" (переходные зоны) – орогены и материковые платформы – океанические платформы, находятся в отношении 1:2, а в целом образуют геометрическую прогрессию со знаменателем 2 (1, 2, 4, 8). Сходная закономерность устанавливается также для континентально-океанических мегаблоков (табл. 1, рис. 1). Суммарная площадь Азиатско-Австралийского и Европейско-Африканского мегаблоков (346 млн. км²) в 2 раза больше площади Американского и Антарктического мегаблоков (154 млн. км²). Эти две совокупности мегаблоков в таком же отношении делятся на смежные мегаблоки, некоторые из них на блоки (например, Азиатский – 162 млн. км², Австралийский – 78 млн. км²). По-видимому, одной из закономерностей в истории развития геотектур является стремление земной коры разбиваться на блоки с отношением площадей, близким к 1:2.

Количественная характеристика движений является важнейшей составной частью неотектонического анализа. Известно, что гипсометрия положительных морфоструктур в пределах орогенов и материковых платформ отражает амплитуды новейших тектонических поднятий. Зеркальное положение на гипсографической кривой океанических структур по отношению к материковым позволяет предполагать, что гипсометрия впадин океанических платформ и глубоководных желобов переходной зоны отражает в основном амплитуды новейших прогибаний.

Рис. 1. Схема структурно-геоморфологического районирования Земли. Составлена на основе карты Г.М. Беляковой, В.Ф. Канаева, Ю.А. Мещерякова, Р.А. Сорокиной, Г.Б. Удинцева ("Рельеф Земли", 1967).

1 – границы континентально-океанических мегаблоков (I – Азиатско-Австралийский, II – Европейско-Африканский, III – Американский, IV – Антарктический); 2 – границы континентально-океанических блоков (I₁ – Азиатский, I₂ – Австралийский, II₁ – Европейский, II₂ – Африканский, III₁ – Северо-Американский, III₂ – Южно-Американский); 3 – орогены; 4 – "переходные зоны", "геосинклинали"; 5 – материковые платформы; 6 – океанические платформы; 7 – срединно-океанические хребты.

Таблица 2

АМПЛИТУДЫ КОЛЕБАНИЯ РЕЛЬЕФА, ПЛОШАДИ, МОЩНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ, ЕЕ ОБЪЕМ И МАССА В ПРЕДЕЛАХ ОСНОВНЫХ ГЕОТЕКТУРНЫХ И МОРФОСТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМЛИ

Континентально-океанические блоки и их морфоструктурные элементы	Рельеф Н, км			Площадь S		Земная кора				
	max	min	ΣH	10 ⁶ км ²	%	Средняя мощность М, км	объем V		Масса P	
							10 ⁶ км ³	%	10 ¹⁵ т	%
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
I Азиатско-Австралийский мегаблок				240	47,1	18,3	4411	44,0	12364	43,4
I ₁ Азиатский блок				162	31,7	21,0	3413		9539	33,4
Океанические платформы	-7,2	10,8		96	18,8	7,0	686		1966	
Материковые платформы	+3,6			26,7	5,2	35,0	927		2567	
Орогены	+8,8		19,8	29,3	5,7	54,0	1582		4389	
Переходные зоны	-11			10,0	2,0	21,8	218		617	
I ₂ Австралийский блок				78,0	15,4	13	998		2825	10,0
Океанические платформы	-6,3			52,5	10,3	6,0	308		892	
Материковые платформы	+1,5		7,8	10,6	2,1	35,6	377		1053	
Орогены	+2,2		13,1	4,9	1,0	33,6	165		452	
Переходные зоны	-10,9			10,0	2,0	14,8	148		428	
II Европейско-Африканский мегаблок				106	20,7	20	2102	21,0	5886	20,7

II ₁ Европейский блок			24,0	4,7	27,0	643	1797	6,3	
Океанические платформы	-6,0		5,2	1,0	5,0	26	74		
Материковые платформы	+1,2	7,2	14,3	2,8	30,0	423	1185		
Орогены	+5,6		3,0	0,6	52,0	156	433		
Переходные зоны	-5,1	10,7	1,5	0,3	25,3	38	105		
II ₂ Африканский блок			82	16	17,7	1459	4089	14,4	
Океанические платформы	-7,0		43,5	8,5	5,5	241	698		
Материковые платформы	+3,4	10,4	28,7	5,6	30,5	888	2473		
Орогены	+5,7	8,7	5,8	1,1	47,4	275	764		
Переходные зоны	-3,0		4,0	0,8	13,7	55	154		
III Американский мегаблок			110	21,6	23,5	2583	25,7	7597	26,7
III ₁ Северо-Американский блок			50,0	9,8	28	1403	4279	15,0	
Океанические платформы	-6,9		13,0	2,5	7,2	93	270		
Материковые платформы	+2,0	8,9	22,0	4,3	36,6	805	2591		
Орогены	+6,2		9,5	1,9	45,4	432	1211		
Переходные зоны	-9,2	15,4	5,5	1,1	13,3	73	207		
III ₂ Южно-Американский блок			60	11,8	20	1180	3318	13,7	

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Океанические платформы		-6,6		32,5	6,4	7,0	230		667	
Материковые платформы	+3,0		9,6	19,1	3,8	35,4	677		1891	
Орогены	+6,9			5,2	1,0	47,0	245		680	
Переходные зоны		-8,2	15,1	3,2	0,6	8,5	28		80	
IV Антарктический мегаблок				54	10,6	18	942	9,3	2652	9,2
Океанические платформы		-7		34,2	6,8	6,7	229		663	
Материковые платформы	+1,4		8,4	15,2	2,9	34,8	529		1469	
Орогены				4,6	0,9	40?	184		520	
Земля				510	100	20	10038	100	28500	100
Океанические платформы				276,9	54,2	6,5	1813	18,0	5230	18,3
Материковые платформы (включая шельф и материковый склон)				136,6	26,8	34,0	4626	46,2	13229	46,4
Орогены (включая шельф)				62,3	12,3	48,7	3039	30,3	8449	29,7
Переходные зоны, "геосинклинали" (включая материковый склон)				34,2	6,7	16,3	560	5,5	1591	5,6

Площади основных элементов геотектуры и морфоструктуры - по данным Г.М. Беляковой (1967), В.Н. Степанова (1959), справочной литературе; недостающие данные были подсчитаны приближенно по мелкомасштабным картам, приложенным к монографии "Рельеф Земли" (1967). Мощности земной коры - по данным Р.М. Деменишской (1961, 1967) и др. Плотность "базальтового" слоя принята $2,9 \text{ г/см}^3$, "гранитного" - $2,65$. Масса земной коры в пределах океанических структур дана с учетом массы воды.

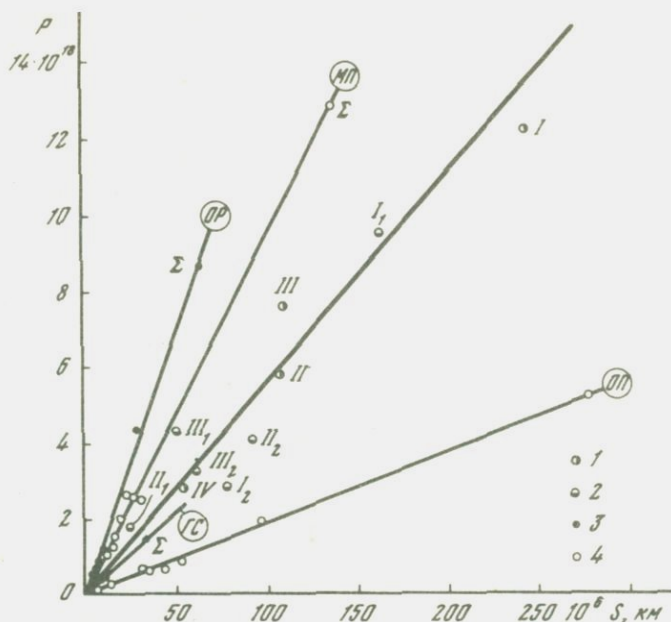


Рис. 4. Графики соотношения массы земной коры и площадей геотектурных (I, II порядка) и морфоструктурных (I порядка) элементов.

1 — континентально-океанические мегаблоки, 2 — континентально-океанические блоки (нумерация та же, что на рис. 1), 3 — орогены (ОР) и геосинклинали (ГС), 4 — платформы материковые (МП) и океанические (ОП).

площадей континентов и океанов со средними их высотами и глубинами (Воронов, 1964, 1964а, 1965).

Интересные соотношения устанавливаются между площадями (S) геотектур и морфоструктур первого порядка, с одной стороны, и массами (P) земной коры в их пределах — с другой. Зависимость P и S линейная для всех геотектурных блоков, а также для каждого типа морфоструктур первого порядка в отдельности (рис. 4). Тангенс угла наклона прямых к оси абсцисс численно равен среднему давлению земной коры на мантию в пределах соответствующих структурных единиц.

Линейная зависимость P и S для континентально-океанических мегаблоков и блоков свидетельствует о том, что каждый из них обладает потенциальной возможностью образовать структуру с мощностью земной коры 20 км, если массу каждого из блоков равномерно распределить по всей площади. Интересно, что средняя мощность земной коры для земного шара также равна 20 км (табл. 1). Отсюда можно сделать гипотетическое предположение, что площади и мас-

сы коры геотектурных блоков, так же как и всего земного шара, являются величинами, близкими к постоянным. В таком случае в процессе развития геотектур может происходить потеря массы земной коры (например, за счет базификации) или рост ее (например, при орогенезе), но общий баланс вещества земной коры должен оставаться примерно постоянным.

Характерно, что все континентально-океанические блоки северного полушария (I_1 - Азиатский, II_1 - Европейский, III_1 - Северо-Американский) располагаются выше средней линии графика, а блоки южного полушария (I_2 - Австралийский, II_2 - Африканский, III_2 - Южно-Американский, IV - Антарктический) - ниже средней линии, либо прямо на ней (рис. 4). Приняв ряд вариантов изменения P и S , при которых континентально-океанические блоки должны стремиться к равновесию масс земной коры, можно прийти к выводу, что в истории развития геотектур северного полушария наиболее вероятной должна быть тенденция к базификации земной коры (например, для Северо-Американского блока), а для блоков южного полушария - к усилению активности геосинклиналей и орогенов (например, для Африканского и Австралийского блоков). Особенности морфометрии континентов северного и южного полушарий, обусловленные, по-видимому, их геологической природой, были отмечены ранее П.С. Вороновым (1964, 1964а, 1965).

Выявленные закономерности свидетельствуют о том, что принятые границы геотектурных элементов не являются случайными. Они, очевидно, обусловлены закономерностями, связанными с процессами развития вещества земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

Белякова Г.М. Площади основных типов геотектуры и морфоструктуры суши - В кн.: Рельеф Земли. М., "Наука", 1967.

Воронов П.С. Опыт анализа соотношений площадей, высот и скорости денудации континентов. - Изв. ВГО, 1964, т. 96, вып. 1.

Воронов П.С. К методике палео- и меллогеографического воссоздания морфометрии материков и покровных оледенений. - Изв. ВГО, 1964а, т. 96, вып. 5.

Воронов П.С. Об особенностях пространственного соотношения континентальных плит. - Изв. ВГО, 1965, т. 97, вып. 1.

Герасимов И.П., Мешеряков Ю.А. (отв. ред). Рельеф Земли (морфоструктура и морфоскульптура). М., "Наука", 1967.

Деменецкая Р.М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. - Тр. НИИГА, 1961, т. 115, 1961.

Деменецкая Р.М. Кора и мантия Земли. М., "Недра", 1967.

Марков К.К. Основные проблемы геоморфологии. Географгиз, 1948.

Степанов В.Н. Размеры основных частей океанов и морей. - Бюл. Океаногр. комис. АН СССР, 1959, № 3.

ГОРЫ, ИХ ОБРАЗОВАНИЕ И КЛАССИФИКАЦИЯ

В истории развития земной коры горы стали возникать, лишь когда появились жесткие платформы (поздний протерозой), играющие роль упоров, контрфорсов, в неровные края которых упираются, подвергаясь смятию, более податливые массы осадков, слагающих переходные к океанам области. До образования жестких платформ интенсивные перемещения мантийно-корового вещества, по-видимому, не создавали сколько-нибудь крупных неровностей рельефа Земли.

Дислоцированность пород, слагающих горы, свидетельствует о значительных тангенциальных движениях. Например, на Гармском полигоне, по И.М. Конопальцеву (1971 г.), эти движения по своему масштабу в 4 раза превышают вертикальные движения. Следовательно, каждая горная страна включает в себя деформированные субгоризонтальные плоскости, первичная протяженность которых во много раз превышает ширину горных поясов.

В свете новейших представлений о дрейфе материков горы возникают на переднем крае дрейфующих плит. Согласно Ле-Пишону, при скорости сближения и столкновения плит менее чем 5-6 см/год кора амортизирует сжатие и коробится, образуя в переходной области только горные сооружения. Если же скорость выше (до 10 см/год), то одна из плит разрушается, погружаясь под другую и соскальзывает в мантию, нагромождая горы в поднятом крыле и впадины и желоба - в опущенном.

Коробление в переходной области вызывает образование не только гор, но, по Менарду (1971 г.), и корней гор. Мощность корней гор значительно превышает высоту современных гор, достигая 50-70 км. По-видимому, она отражает суммарную величину сжатия и деформации с момента их возникновения, в то время как верхняя часть этого утолщения земной коры, выраженная на поверхности Земли горами, подвергается денудационному срезу. Судя по наличию мезозойских отложений в крупных межгорных впадинах современных горных систем, начало воздымания гор, а следовательно и образования их корней, падает на мезозойское время.

Ритмичное развитие земной коры в фанерозое приводило неоднократно к активизации тектонических движений, возникновению контрастного (в том числе и горного) рельефа и последующему ослаблению движений, когда возрастала роль денудации и уничтожалась контрастность. Горы замещались поверхностями выравнивания полной (пенеплены) или неполной (педименты, педиплены) компенсации - мегацикловыми и цикловыми. Последняя мегацикловая поверхность выравнивания имеет палеогеновый (досреднеолигоценый) возраст (Сваричевская, 1961; Сваричевская, Селиверстов, 1973, и др.). Древние горы (палеозойские, мезозойские) не перешли этот рубеж и были нацело срезаны, о чем свидетельствует олигоцен-четвертичный возраст орогенной формации осадочных пород, а так-

же наличие поверхностей выравнивания мезозой (?)–палеогенового возраста в вершинной части гор; но корни гор остались. Возраст современных гор на Земле всюду одинаков. Однако в пределах каждой горной страны центральные части гор более древние, чем передовые хребты, развивающиеся вследствие горной "экспансии" – постепенного расширения горной страны за счет втягивания в поднятие предгорий.

Различная предельная высота современных горных систем является следствием не разного их возраста или интенсивности денудационных процессов, а различной интенсивности тектонического вздымания, которое зависит от активности дрейфующих и сталкивающихся плит, от скорости их дрейфа. Наибольшие скорости наблюдаются на Тихоокеанском побережье и по границе древних платформ – Европейской, Азиатской и Индо-Африканской; например, скорость дрейфа Турецкой глыбы, по Ле-Пишону, достигает 11 см/год, в то время как Африка уходит от Америки со скоростью всего 1 см/год.

Сказанное в отношении активности сталкивающихся плит поясним на примере развития Западно-Сибирской платформы, возникшей в конце палеозоя в результате смыкания переходных областей Европейской и Азиатской древних платформ. От мощного давления с юга, со стороны Индостанского клина, она вздымается высокими горами Тянь-Шаня, Алтая и Саян, сохраняя на остальной части платформенный облик. Давление с запада, со стороны Атлантического рифта, менее интенсивно, что и приводит к образованию по западной окраине платформы низких Уральских гор.

В зависимости от того, какие части обрамления древних платформ амортизируют давление соседних плит, формируются различные типы гор. Если давление испытывает мезозойско-кайнозойская (альпийская) переходная область современного тихоокеанского геосинклинального типа, то возникают эпигеосинклинальные горы; если сжатию подвергаются палеозойские геосинклинальные области, образующие ныне молодые платформы, то возникают эпиплатформенные горы.

Эпигеосинклинальные и эпиплатформенные горы с точки зрения горообразования равнозначны как по степени поднятия, так и по тектонической дифференциации. В геоморфологическом же отношении они обладают рядом различий. Прежде всего, как говорит само название гор, одни возникли непосредственно после геосинклинального режима, образованию же других предшествовала платформенная стадия – с региональным выравниванием и мощным корообразованием, глубоким денудационным срезом, вскрытием интрузивных тел и метаморфизованных толщ, влияющих на особенности экзогенных процессов. Кроме того, наиболее широкое развитие тектонических уступов также характерно для эпиплатформенных гор, имеющих поэтому глыбовую структуру.

Высотное разделение гор не зависит от их предыстории, т.е. применимо как для эпиплатформенных, так и для эпигеосинклинальных горных стран: те и другие, по существу, поднимались от уров-

ня моря. Как показал К.К. Марков (1948), денудационный уровень (пенеплен) формируется на высоте, близкой к общему базису эрозии, т.е. к уровню моря. Лишь на водоразделах древних долин могут сохраниться возвышенности, высоты которых разными авторами оцениваются различно — от 100 до 500–600 м. В строении гор принимают участие не только хребты, но и разделяющие их тектонические впадины, что является следствием дифференцированных тектонических движений. Впадины имеют разное строение и возраст, так как в процессе развития области горообразования структура ее постоянно усложнялась за счет прогрессирующей дифференциации. Наиболее древние, первичные впадины заложены между центрами поднятий, которые в дальнейшем развинулись в горные системы. Эти впадины — межгорные, наиболее прогнутые, в составе их осадков принимают участие мезозойские отложения (таковы Ферганская, Зайсанская, Алакульская и другие впадины). Судя по составу отложений, здесь преобладали невысокие поднятия, периодически значительно разрушавшиеся. Второй тип впадин — внутригорных — возник позже, в основании их осадков лежат породы олигоцена — неогена. Сюда относится большинство впадин Тянь-Шаня (Горячев, 1959), в числе их совсем молодые впадины, оформившиеся в плиоцен–четвертичное и четвертичное время. Такие впадины разделяют передовые хребты обрамления Ферганской, Илийской, Балхаш–Алакульской котловин и Таджикской депрессии.

Горы обрамлены предгорными впадинами, в рельефе большей частью не выраженными, так как обычно они заполнены мощными толщами отложений, главным образом конусов выноса и сухих дельт. Высотное положение впадин различно и зависит от положения в структуре гор, возраста и степени компенсированности осадконакоплением. Некоторые горные страны, например Урал, не имеют предгорных впадин.

Горы являются тектоническим образованием, поэтому в основу их классификации должна быть положена степень интенсивности проявления горообразовательных процессов, которая фиксируется приподнятостью над базисным гравитационным уровнем Земли. Этот уровень определяется положением общего базиса эрозии (уровнем моря) и является единым; поэтому и разделение гор по их приподнятости должно быть единым. Абсолютная высота гор не случайна, подчинена определенным закономерностям, и их надо положить в основу классификации.

Единая система высотного разделения гор начиная с 1000 м (как принято на гипсографической кривой) предложена нами в 1955 г. Выделяются горы: более 5000 м — высочайшие; 5000–3000 — высокие; 3000–2000 — средние; 2000–1000 — низкие. Холмогорья: 1000–600 — высокое; 600–300 — среднее; 300–0 — низкое. По этой шкале производится разделение, с одной стороны, областей горообразования по их мобильности, с другой — в пределах одной области горообразования по разной скорости поднятия в разных ее частях и по разному их возрасту.

Таблица 1

КЛАССИФИКАЦИЯ ГОР ПО ВЫСОТНОМУ РАЗДЕЛЕНИЮ

Класс гор	Н	Градиент новейших движений, м/км	Глубина эрозионно-денудационного расчленения, м	h
Высочайшие	5000	200	Глубокое расчленение	4000-8000
			Среднее "	3000-1000
			Слабое "	1000- 200
Высокие	5000-3000	100	Глубокое расчленение	3000-2000
			Среднее "	2000-1000
			Слабое "	1000- 200
Средние	3000-2000	50	Глубокое расчленение	2000-1000
			Среднее "	1000- 300
			Слабое "	500- 200
Низкие	2000-1000	25	Глубокое расчленение	1500- 500
			Среднее "	500- 300
			Слабое "	300- 100
Холмогорье (высокое, среднее, низкое)	1000-0			

С.С. Шульц (1962) установил разделение областей горообразования на четыре типа и рассчитал для них градиенты поднятий (т.е. величины поднятий на 1 км за весь неотектонический этап). Это следующие типы: 1) весьма интенсивное горообразование (200 м/км) - Памир, Тянь-Шань; 2) интенсивное горообразование (100 м/км) - Алтай; 3) умеренное горообразование (50 м/км) - горы Северо-Востока СССР; 4) слабое горообразование (25 м/км) - Урал.

Классификация гор по предложенным принципам дана в табл. 1.

Следовательно, горы поднимаются с разной скоростью в зависимости от типа орогенической области, который определяется максимальной высотой в центральных, наиболее длительно поднимающихся частях. Периферические части орогенических областей поднимаются с той же скоростью, но их меньшая высота обусловлена более поздним началом поднятия. Так, например, Каратау, являющийся окраинным в системе гор Северного Тянь-Шаня, представляет собой низкогорье и отвечает по высоте Уралу. Но по существу Каратау и Урал несравнимы, так как Урал достиг этой высоты за весь этап новейшей тектоники начиная с середины олигоцена, а Каратау поднялся, по В.В. Галицкому (1956), за четвертичный период. Поэтому надо учитывать и приподнятость и тип орогенической области.

По степени тектонической горизонтальной расчлененности горы разделяются на: хребты – линейно вытянутые сооружения; массивы более или менее изометричной формы; горные системы, состоящие из ряда хребтов, разделенных внутригорными впадинами (например, Большой Кавказ, Памир); горные страны – сложные горные поднятия, состоящие из нескольких горных систем (Кавказ, Тянь-Шань и др.); горные пояса – крупнейшие горные сооружения, объединяющие смежные горные страны и пересекающие ряд материков (Евразийский альпийский, Американский).

На более низком таксономическом ранге учитывается влияние экзогенных процессов (скульптурный элемент).

Значительную роль играет эрозионное расчленение, которое приводит к разрушению склонов, фрагментов доорогенного рельефа, а иногда и нарушает целостность гор, прорезая их сквозными долинами.

Выделяется первичная речная сеть, использующая начальные, обусловленные тектоникой уклоны, и вторичная, возникшая после перестройки первичной сети, главным образом в связи с усложнениями тектонической структуры. Продольная первичная речная сеть характерна для Тянь-Шаня и Памира (Жандаев, 1954; Костенко, 1970) и формировалась в период становления горной страны. Некоторые горы, например Урал и Джунгарский Алатау (Олли, Рождественский, 1953 г; Афоничев, 1960), постепенно разрастались от первичного главного хребта; поэтому здесь развивалась поперечная (консеквентная) речная сеть. При дальнейшем обрастании главного хребта передовыми хребтами в зависимости от скорости эрозии сеть или перестраивалась, или пересекала их antecedentными долинами.

Глубина вреза долин создает наиболее характерную особенность гор – их расчленение. Закономерным является расчленение, связанное с уровнем базиса денудации – предгорными равнинами, дренируемыми реками, относящимися к общим или крупным местным базисам эрозии (Каспийское и Аральское моря, оз. Балхаш и др.). В результате своеобразия тектонических условий расчленение происходит и по отношению к местным, более мелким базисам денудации, расположенным на разных, иногда высоких уровнях (например, оз. Каракуль на Восточном Памире). Поэтому, несмотря на большие абсолютные высоты и принадлежность гор к типу высочайших, глубина расчленения в таких случаях может быть невелика.

Помимо главного фактора расчленения тектонического горного сооружения – эрозии и гравитационных перемещений, значительную роль играют ледниковые и перигляциальные явления, а также аридные процессы, карст и т.д.

В рельефе гор и равнин выделяются синхронные поверхности выравнивания (Сваричевская, Селиверстов, 1973): позднетриасовая; раннемеловая, палеогеновая; миоцен-раннеплиоценовая; позднеплиоценовая; среднеплейстоценовая; позднеплейстоценовая. В горах мезозойские поверхности редко сохраняются, зато происходит расщепление неогеновых и увеличение их числа до 3–4.

Горы в целом моложе, чем их водораздельные поверхности, возраст гор соответствует возрасту прорезающих их долин и педиментов на склонах. Террасы горных долин образуют два комплекса: верхний — позднеолигоцен—раннеплиоценовый и нижний — позднеплиоцен—плейстоценовый, отмечая два этапа в поднятии гор.

ЛИТЕРАТУРА

Афоничев Н.А. Новейшая тектоника и рельеф северного склона Джунгарского Алатау. — В кн.: Вопросы географии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.

Галицкий В.В. Роль молодой тектоники в формировании хр. Каратау. — Изв. АН КазССР, серия геол., 1956, вып. 4.

Горячев А.В. Мезозойско—кайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичность района оз. Иссык—Куль. 1959. Изв. АН СССР.

Жандаев М.Ж. Особенности развития гидрографической сети в восточной части Заилийского Алатау. — Изв. АН КазССР, 134, серия геол., 1954, № 8.

Костенко Н.П. Развитие рельефа горных стран. М. "Мысль", 1970.

Марков К.К. Основные проблемы геоморфологии. М., ОГИЗ, 1947.

Менард Г.У. Глубокое дно океанов. — В сб.: Океан. М., "Мир", 1971.

Олли А.И., Рождественский А.Н. К палеогеоморфологии Южного Урала. — В сб.: Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии, № 2, 1952.

Сварическая З.А. Древний пенеплен Казахстана. Изд-во ЛГУ, 1961.

Сварическая З.А., Селиверстов Ю.П. Классификация и возраст поверхностей выравнивания. — В сб.: Поверхности выравнивания. М., "Наука", 1973.

Шульц С.С. Основные геоструктурные области Земли по данным новейшей тектоники СССР. — Сов. геол., 1962, № 5.

Б. А. Федорович

О ЧЕТЫРЕХ МАЛОИЗУЧЕННЫХ ПРОБЛЕМАХ МОРФОСТРУКТУРЫ ГОРНЫХ СТРАН

О возрасте современных гор. Изучение мелкосопочника Центрального Казахстана доказало широкое развитие процессов пенепленизации в домеловое (позднеюрское) и донеогеновое (олигоценное) время. Горы Тянь—Шаня, формировавшиеся во время каледонского и герцинского орогенеза, по мнению некоторых исследователей, уже к юрскому времени были полностью уничтожены денудацией, превратившей их в пенеплен. По З.А. Сварической (1973), Тянь—Шань к началу четвертичного периода повсеместно обладал высотами не более 200—300 м. Следовательно, на всю свою высоту (до 5000—7000 м) он поднялся за один лишь четвертичный период, т.е. в среднем до 1 см в год. Существующие в мелкосопочнике Казахстана водоразделы, сформированные избирательной эрозией и денудацией, также стали объяснять только новейшей четвертичной тектоникой, несмотря на противоречие между давно из-

вестной унаследованностью речных долин мелкосопочника с юрского времени и отсутствием данных об их последующей перестройке.

Между тем изучение континентальных толщ Тянь-Шаня показывает, что начиная минимум со средней юры почти непрерывно во всех понижениях рельефа накапливались толщи грубообломочных пролювиальных отложений, которые никак не могли бы образоваться (имея в виду их состав и мощности), если бы не было сильно расчлененного горного рельефа. В процессе седиментации грубообломочного материала были некоторые перерывы. Но можно ли их трактовать как доказательства отсутствия в то время гор? Ведь и в наше время среднегорья, получающие достаточное количество атмосферных осадков, имеют закрепленные склоны, с которых соносится минимальное количество наносов. Однако причиной этому служит не отсутствие гор, не пологость их склонов, а плотность растительного покрова, особенно субальпийского высокоствольного, защищающего склоны от размыва даже при их крутизне в 60°. Значит, смена грубообломочных отложений маломощными мелкоземными объясняется не исчезновением гор в чрезмерно короткие сроки, а палеогеографическими условиями, именно изменением количества осадков, что может произойти достаточно быстро.

К тому же как эти толщи, так и все прочие красноцветные континентальные мезокайнозойские толщи, широко распространенные в горах и на равнинах Средней Азии и Казахстана, испытали субтропическое красноземное почвообразование. Поэтому они дают возможность судить о характере зональности и высотной поясности периода своего формирования: как субтропические почвы они не могли формироваться в том высотном поясе, где существовали морозные зимы. И действительно, красноцветные отложения распространены в Тянь-Шане и на Памире, как правило, не выше 3500 м. И лишь в немногих районах высочайших гор, вздымающихся до 7000 м, они приподняты до 4500 м. Из этого следует сделать вывод, что к началу четвертичного периода Тянь-Шань обладал на хребтах высотой не 200-300, а 2000-3000 м. Сходные выводы, но по совершенно иным данным сделаны Н.П. Костенко (1970): на палеогеографических картах показана высота до 3000 м для Памиро-Алая в миоцене и плиоцене.

В то же время наши исследования в районе, прилегающем к Хан-Тенгри с востока (Федорович, Ян-Тин-сянь, 1960), показали, что в районах высочайших массивов Тянь-Шаня, помимо четырех четвертичных оледенений, было еще два плиоценовых. Следовательно, высота этих гор еще в плиоцене существенно превышала 2000-3000 м.

Наконец новейшие исследования изменений спорово-пыльцевых спектров растительности Памира (Пахомов, 1969), так же как и палеогляциологические исследования И.М. Лебедевой и А.А. Величко (личные сообщения), убедительно подтверждают, что действительные амплитуды поднятия Памира за четвертичный период достигали не 7000, а лишь 2000-3000 м.

О разновозрастности и унаследованности морфоструктур. Как показали исследования Н.Г. Кассина (1941), в Центрально-Казахстанском мелкосопочнике широко распространено унаследованное развитие структур герцинид и альпинид по подобию структур каледонид.

Тянь-Шань является классической страной унаследованных структур, однопланово развивающихся от нижнего палеозоя до наших дней. Современные хребты Тянь-Шаня в подавляющем большинстве унаследованы от древних мегантиклинориев, так же как и межгорные понижения являются древними мегасинклиниями, выполненными мезокайнозойскими наземными толщами. В осевых же частях хребтов располагаются узкие, шириной несколько километров интрузии гранитов, вытянутых на сотни километров. При этом если северные хребты Тянь-Шаня (Киргизский, Заилийский Алатау) созданы каледонскими структурами, то более южные хребты — одноплановые с ними, более молодые и образованы герцинидами. Одноплановость и тех и других морфоструктур настолько существенна, что альпийское возрождение этих хребтов ни в чем не изменило их архитектоники, кроме усиления дизъюнктивных линейментов.

Вместе с тем Тянь-Шань является также примером сочетания двуплановости разновозрастных структурных элементов. На севере к собственно Тянь-Шаню причленяются Каратау и Чу-Илийские горы. Однако характер этого сочленения изучен далеко не достаточно. Предполагают торцовое причленение Каратау. Действительно, широтные складчатые хребты Западного Тянь-Шаня не испытывают никаких существенных изменений, пересекая линию продолжения Каратау к юго-востоку. Однако совершенно иным оказывается это взаимоотношение в Ферганском хребте, создающем сложные послекюрские структуры, вплоть до крупнейшего Таласо-Ферганского разлома в районе, соответствующем непосредственному простираению хр. Каратау.

У южных подножий Тянь-Шаня вновь появляется юго-восточное (подобное хр. Каратау) простираение низких, едва торчащих из-под мощного аллювия гребней складчатых силурийских отложений Маралтау, также торцово сочленяющихся с широтными хребтами Тянь-Шаня. Под обширной Таримской впадиной, выполненной мощнейшими аллювиальными толщами, палеозойский фундамент, по геофизическим данным, образует субширотные хребты, вершины которых залегают на глубинах от 4000 до 16000 м. И все же в западной части впадины прослеживается еще одна структура юго-восточного направления, выраженная в рельефе куэстой неогенового плато Ростат.

Возрождение Тянь-Шаня альпийским орогенезом резко усилило систему его широтных и диагональных юго-восточных разломов, еще больше подчеркнувших двуплановость структур и морфоструктур. Приведенные данные показывают, что юго-восточные структуры Тянь-Шаня являются наиболее древними элементами его строения, сохраняющими свою активность вплоть до наших дней. Но являются ли они каледонскими или унаследованы от еще более древнего ороге-

неза? Это требует дальнейшего изучения, тем более что субмеридиональные дислокации более перспективны по своим ископаемым ресурсам.

О наращивании и поглощении площади гор. Процессы наращивания территории горных сооружений характерны для Кавказа. То же характерно и для Крыма: к Главной гряде Горного Крыма, возникшей к раннему мелу, лишь позже присоединились Вторая и Третья гряды. Вполне наглядно приращение площади Тянь-Шаня: у его северных подножий, где плиоценовые отложения слагают вторые прилавки на высотах до 1500 м, а четвертичные — образуют первые прилавки, поднятые на сотни метров.

Однако совершенно в тени остается вопрос о погребенных морфоструктурах, образующихся при "поглощении гор равнинами". Эти процессы распространены в природе тоже достаточно широко, но они остаются малоизученными.

Часть терригенного материала, создавшего горы Крыма, поступала с Понтиды, ныне погребенной в глубинах Черного моря. Значительная часть Уральских гор погребена под Тургайским прогибом, образовавшимся в основном в палеогене. Аналогично этому поглощение Тянь-Шаня у его южных подножий; оно совершается аллювиальными толщами рек, стекающих с Куньлуня, Памира и Тянь-Шаня на протяжении более длительного срока, но с такой интенсивностью, что неотектонические движения полностью гасятся речной аккумуляцией (Федорович, 1961).

В процессе поглощения гор в пустынных странах крупную роль играет также пролювий. Эта роль бывает как вспомогательной, увеличивая массы аллювия, так и самостоятельной. У северных подножий Куэнь-Луня, превышающего 6000 м, снеговая линия расположена на высоте около 5400 м, и до этой высоты распространен пояс высокогорных пустынь. Пустынность, т.е. крайняя разреженность растительного покрова, и резкая смена температур при значительном морозном выветривании создают такое громадное количество продуктов механического выветривания, что пролювиальный шлейф разрастается до ширины 100–120 км, а различие высот его верхней и нижней частей местами достигает 4000 м. Таким путем происходит не только создание рельефа полупогребенных гор, но и полное их поглощение.

Однако не следует считать, что пролювиальный процесс сводится только к одной аккумуляции. В иных условиях, среди низкогорий, где пролювиального материала значительно меньше, снос его сопровождается срезанием рельефа, создающим выровненные наклонные поверхности, едва прикрытые тонким и неплотным пролювиальным плащом. При этом срезание рельефа идет не снизу вверх, как в педигенах и при морской абразии, а сверху вниз. Подобные примеры наблюдались мною также в Центрально-Казахстанском мелкосопочнике, в Центральных Кызылкумах, Джунгарии и, по-видимому, широко развиты в Монголии, т.е. чаще всего в северной подзоне пустынь и в полупустыне.

О роли экзогенной складчатости. Обычно любую складчатость принято считать эндогенной, и потому созданный ею рельеф — морфоструктурным. Однако в последние годы наряду с глубоким изучением первично-тектонического складчатого рельефа все больше накапливается фактов и появляется работ, свидетельствующих о наличии и достаточно широком распространении новейшей экзогенной складчатости, возникающей при расширении горных сооружений. Хороший обзор этого явления дал С.С. Шульд (1961). Мне пришлось тоже указывать на распространение и типы этого явления на Южном берегу Крыма, на северных и южных склонах Тянь-Шаня и особенно на северных склонах Куньлуня (Федорович, 1966). Эти гравитационные явления происходят в результате поднятия гор, увеличения крутизны склонов и складчатого смещения вниз по склонам рыхлых толщ. При этом наверху образуются пологие складки, а ниже — более крутые и более наклонные к предгорным впадинам, переходящие в складковзбросы и надвиги небольшой амплитуды. На склонах Куньлуня даже верхние складки, обычно менее высокие и сложенные щебнисто-каменистым пролювием, достигают местами (над городом Гума) амплитуды до 500 м.

Несомненно, такой процесс не может быть только современным, он существовал и в более древние геологические эпохи. Необходимо тщательно выявлять эти чисто гравитационные экзогенные явления и, следовательно, не всякую складчатость, а тем более молодую, выраженную в рельефе, причислять к морфоструктурам.

ЛИТЕРАТУРА

Кассин Н.Г. Тектоника. Геоморфология. — В кн.: Геология СССР, т XX, Восточный Казахстан. М.—Л., Гос. изд-во геол. лит., 1941.

Костенко Н.П. Развитие рельефа горных стран (на примере Средней Азии). М., "Мысль", 1970.

Пахомов М.М. Применение спорово-пыльцевого анализа для изучения новейших движений горных стран. — Изв. АН СССР, серия геогр., 1969, № 4.

Сваричевская З.А. Горы, их образование и классификация. — В сб.: Структурная геоморфология горных стран. Материалы к X Пленуму Геоморфол. комис. АН СССР, Фрунзе. "Илим", 1973.

Федорович Б.А. Происхождение рельефа пустыни Такла-Макан и вопросы ее освоения. — В кн.: Куньлунь и Тарим. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Федорович Б.А. Типы движений предгорий. — В кн.: Структурная и климатическая геоморфология. М., "Наука", 1966.

Федорович Б.А., Ян-Тинь-сянь. Новые данные о характере и количестве оледенений китайской части Тянь-Шаня. — В кн.: Природные условия Синьцзяна. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Шлыгин Е.Д. Геологическая история и геологическое строение Казахстана. — В кн.: Очерки физической географии Казахстана. Алма-Ата, 1952.

Шульд С.С. Поверхностные гравитационные перемещения и гравитационная тектоника. — Уч. зап. ЛГУ, № 298, серия геогр., 1961, вып. 15.

О ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ И ИНТЕГРАЦИИ МОРФОСТРУКТУР

Широко распространено мнение о значительной дифференциации позднекайнозойских тектонических движений континентальной части юга Дальнего Востока, основанное на представлениях о решающей роли неоген-четвертичных подвижек в создании основных неровностей горного и равнинного рельефа этой территории. Несмотря на это, надо признать, что становление южнодальневосточных морфоструктур произошло во многих случаях за счет мезозойских и даже палеозойских тектонических движений, а кайнозойские движения имели меньшее значение (Худяков и др., 1972). Внутриматериковые тектонические движения в позднем кайнозое для Дальнего Востока оказались не только менее амплитудными (хотя и унаследованными в ряде случаев от более древних структур), но и пространственно менее дифференцированными; произошло вполне закономерное изменение качества движений.

Изучая историю развития рельефа южной части Дальнего Востока, автор пришел к выводу, что в областях палеозойской и мезозойской складчатости в мезозое были характерны максимальные градиенты мощностей аккумулятивных геологических тел, коррелятных и конформных основным морфоструктурам. В то время здесь активно развивались почти все основные типовые группы морфоструктур: геосинклинальные (Сихотэ-Алиньский и Нижне-Амурский сегменты); эпигеосинклинальные в разных стадиях образования (те же сегменты, Куканско-Ям-Алиньская и Джагдинская системы); дейтероорогенные (Янкан, южная часть Станового хребта, Джугджур с их внутригорными и межгорными впадинами); платформенные (Амуро-Зейская и Алданская впадины); эпиплатформенные (Еуреинское поднятие, северная часть Станового хребта).

К концу мезозоя — началу кайнозоя прекратилось опускание Верхне-Амурского прогиба, системы Предстановых прогибов, Верхне-Буреинской и Тырминской впадин, существенно уменьшилась амплитуда опускания Амуро-Зейской и Верхне-Зейской впадин. Прогрессивно развивались в палеогене и неогене лишь самые молодые системы прогибов: Средне- и Нижне-Амурская и Суйфуно-Ханкайская. К концу плиоцена и особенно в четвертичном периоде большинство внутригорных впадин, а также Амуро-Зейская и Удская межгорные впадины прекратили свое активное развитие и превратились в пассивные депрессионные морфоструктуры.

Общую закономерность региональной эволюции морфоструктур можно представить следующим образом на примере южной части советского Дальнего Востока. Узкорегionalная контракция геологических тел при формировании орогенных сооружений различного типа (складчатые, складчато-глыбовые и глыбовые) сочетается здесь с рифтовым и крипторифтовым растяжением земной коры при развитии морфогенетически сопряженных с ними внутригорных, межгорных и межматериковых впадин. По-видимому, началом этого

процесса является рифтогенное расползание и утонение земной коры в пределах океанических и материковых сооружений. Следствием процесса утонения коры является, с одной стороны, компенсирующая его в различной степени аккумуляция геологических тел, а с другой – поддвижение впадин под внутриматериковые орогенные и материковые сооружения. Явления поддвижения океанических впадин под материковые массивы доказываются сторонниками новой глобальной тектоники. Поддвижение, фиксированное надвиговыми и фокальными зонами, приводит к сжатию и складчатости аккумулятивных тел и чешуйчатым надвигам жестких глыб консолидированной коры не только в зоне перехода от материка к океану (согласно гипотезе новой глобальной тектоники), но, как полагает автор, и в пределах материковых пространств. Как в том, так и в другом случае сжатие обуславливает орогенез и гранитоидный магматизм в осевых частях горных хребтов и, вероятно, также в пределах крестового пересечения разломов фундамента континентальных плит. Ю.А. Шубер (1972) доказал определяющее значение в развитии гранитоидного магматизма громадных тангенциальных сдавливаний горных пород, приводящих к внутриматериковым ядерным реакциям. Автор неоднократно отмечал закономерное расположение гранитоидов в осевых частях горных хребтов на юге Дальнего Востока. Дальнейшие исследования привели его к выводу, что горные хребты на Дальнем Востоке возникли в результате трансформации тангенциальных напряжений в вертикальные вдоль зон разломов и преобразования полигенных геологических тел в складчатые или глыбово-надвиговые структуры. Когда активное развитие (прогибание) внутриматериковых впадин заканчивается, прекращается и активное развитие – узкорегionalное поднятие – сопряженных с ними внутриматериковых горных хребтов.

Постепенное уменьшение амплитуды прогибания впадин и соответствующее уменьшение амплитуды подъема окружающих их горных сооружений со временем приводят к гипсометрическому повышению уровня аккумуляции, уменьшению мощности аккумулятивных тел, увеличению уклонов дренирующих впадины рек, формированию относительно грубообломочного аллювия и общему расширению площади аккумуляции. Примеры такого развития впадин приведены в работах А.П. Сорокина (1972), Г.И. Худякова и др. (1972). Впадина трансгрессивно и неравномерно во времени и пространстве наползает на разрушающееся горное сооружение, последовательно погребая под осадочным чехлом участки предгорной денудационной равнины. Вне границ площади устойчивого осадконакопления наиболее широко и гипсометрически высоко развивается тот денудационный уровень базисного выравнивания, который пространственно коррелирует и одновозрастен наиболее обширному на этой площади аккумулятивному уровню.

Прекращение внутриматерикового и окраинноматерикового рифтогенеза ведет к дальнейшему поднятию впадин, смятию и денудационному разрушению их аккумулятивного чехла и в конечном итоге – к

общей структурно-тектонической интеграции как самих впадин, так и сопряженных с ними горных сооружений. Подобные формы, несмотря на четкое выражение в рельефе, являются регионально пассивными морфоструктурами, объединенными общим режимом тектонических движений в единые блоки. Такие блоки, возможно, следует назвать материковыми сегментарными плитами. Границы их проходят вдоль тектонически активных внутри- и окраинноматериковых впадин. В южной континентальной части советского Дальнего Востока в четвертичную стадию развития земной коры выделяются три основных сегментарных плиты: 1) Юго-Восточно-Сибирская (к северу от Верхне-Зейской и Удской впадин); 2) Монголо-Охотская (между Верхне-Зейской и Удской впадинами и системой Нижне-, Средне-Амурских и Суйфуно-Ханкайско-Уссурийской впадин; 3) Сихотэ-Алиньская (между системой Нижне-, Средне-Амурских и Суйфуно-Ханкайско-Уссурийской впадин и впадинами Охотского - Японского морей).

Если принять во внимание нормальные спектры террасовой лестницы от пассивных и разрушающихся депрессий к ограничивающим их горным сооружениям, то можно сделать вывод, что амплитуда поднятия и тех и других в четвертичное время в целом была одинакова. Это явление наблюдается даже у хорошо сохранившихся морфологически, но тектонически уже объединенных в единую "сегментарную" плиту, сопряженных пассивных депрессий и горных сооружений.

Интеграция региональных морфоструктур в "сегментарные" плиты приводит к созданию планетарных морфотектонических полюсных систем - материков и океанов. Однотипный режим тектонических движений наблюдается, например, для громадной по площади юго-восточной окраины Евразийского материка. По А.П. Кулакову (1973), в четвертичное время там преобладают погружения материковых окраин со схождением спектра террас в сторону впадин Охотского и Японского морей. Это погружение с дроблением материковой коры началось еще раньше, примерно с раннего и позднего мела, и зафиксировано катазиатским вулканогенным поясом.

Уменьшение контрастности и, по существу, ликвидация внутриматериковых полюсных морфоструктурных систем приводят к постепенной замене активных морфоструктур их пассивными аналогами. В этом процессе морфоструктурный рельеф играет все меньшую роль, заменяясь морфоскульптурными формами. Происходит разрушение локальных структур с последующей их интеграцией в складки большего радиуса кривизны. Такова эволюция геоморфологических форм от позднегеосинклинальных (Курильская островная дуга с глубоко-водными желобами) и раннеэпигеосинклинальных (Камчатка) к позднеэпигеосинклинальным (Сахалин), позднеэпигеосинклинальным - дейтероорогенным (Сихотэ-Алинь, Баджал-Ям-Алинь), дейтероорогенным (Янкан-Тукуруйгра-Джагды, Становой хребет - Джугджур южнее Станового разлома), платформенным (Амуро-Зейская и Алданская плиты) и эпиплатформенным (Буреинский массив и Становой хребет севернее Станового разлома).

Когда внутригорные и межгорные депрессии развиваются активно и сопряженно с поднятием окружающих их горных массивов, в условиях резкой полюсной дифференциации морфоструктур (в системе впадина – поднятие), накопление осадочных толщ происходит в мало изменяющихся во времени ареалах, ограниченных чаще всего линиями тектонических нарушений. В этом случае наблюдаются лишь узкие (обычно не выше нескольких сотен метров) локальные педименты вдоль тектонически пассивных и разрушающихся блоков, расположенных в виде тектонических останцов внутри и по окраинам рифтовой и крипторифтовой систем впадин. Нередко педименты в этом случае вообще отсутствуют и формирующийся осадочный плащ покрывает подножия останцовых возвышенностей. Примеры таких районов – кайнозойские впадины Сахалина и островов Большой Курильской гряды, внутригорные палеогеновые и неогеновые впадины Сихотэ–Алиня, большая часть кайнозойских впадин Среднего и Нижнего Приамурья, юрско–меловые впадины областей эпиплатформенной и дейтероорогенной активизации на юго–востоке Сибирской платформы. Достаточно долгое сохранение контрастных сочленений таких впадин с их горным окружением исключает возможность образования по их окраинам широких педиментных поверхностей. Спектры террасовой лестницы в условиях таких межгорных впадин и горных сооружений, развивающихся тектонически дифференцированно, очень сложны, с расхождением в сторону гор и сжатием в сторону впадин.

Процесс дифференциации и создания качественно новых полюсных морфоструктур при разрушении старых, интегрированных происходит по принципу кумулятивной¹ деструкции поверхности литосферы. Максимальное сосредоточение энергии эндогенно–экзогенных процессов разрушения структуры литосферы вдоль рифтогенных зон приводит к надбазисному, затем – базисному и в ряде случаев – подбазисному понижению и выравниванию ее континентальной поверхности, в различной степени компенсированному аккумуляцией.

Отдельные стороны процессов разрушения структуры литосферы и последующей их компенсации накоплением новообразованных геологических тел рассматривались во многих работах советских и зарубежных исследователей. Предложенный автором термин “принцип кумулятивной деструкции” отражает, по существу, частный процесс по отношению к более общему явлению сосредоточения энергии соиздания и разрушения земной коры вдоль планетарных зон сдвиговых и раздвиговых деформаций литосферы. На проблемное геоморфологическое значение процессов кумуляции энергии (на примере развития речного стока и системы склон – педимент), по–видимому, впервые обратил внимание М.В. Пиотровский (1964).

Согласно принципу кумулятивной деструкции, поверхности выравнивания образуются в континентальных и континентально–морских

¹ *Cummulatio* (лат.) – скопление, сосредоточение.

условиях при разрушении поверхностей структуры литосферы как перед накоплением аккумулятивных геологических тел, так и во время их накопления. Прерывистому накоплению осадочных, вулканогенно-осадочных, осадочно-вулканогенных и вулканогенных комплексов в орогенических зонах, а может быть, даже и в равнинно-платформенных условиях предшествует стадия регионального растяжения земной коры. Такое предрифтовое или крипторифтовое состояние коры характеризуется ее утонением и уменьшением мощности. Этот процесс представляет собой образование как бы недоразвитого рифта, когда еще нет тех открытых систем трещиноватости, по которым происходит обрушение коры и возникновение наложенных депрессионных морфоструктур. В сущности, это тот же процесс формирования рифтовых впадин, но менее градиентный и поэтому не дошедший еще до стадии грабенообразования. При крипторифтовом состоянии отдельных участков коры в них образуются депрессионные зоны, лишённые покрова рыхлых отложений (эвгимнические впадины, по Ю.А. Косыгину и И.В. Лучицкому, 1962). Крипторифт, по-видимому, как и рифт, развивается в условиях местного растяжения земной коры, в результате которого, по образному выражению М.Е. Артемьева и Е.В. Артюшкова (1968, стр. 55) "возникло ее утонение — шейка, расположенная ниже равновесного положения".

Возможно, что начальные стадии крипторифтового состояния локального участка земной коры выражены через тектонопедименты или педиментные проходы, по терминологии М.В. Пиотровского (1964). Дальнейшее развитие такого процесса в сочетании с действием гравитационных факторов ведет к более основательному разрушению горной страны с образованием дисплена.

ЛИТЕРАТУРА

- Артемьев М.Е., Артюшков Е.В. О происхождении рифтовых впадин. — Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 4.
- Косыгин Ю.А., Лучицкий И.В. Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента Азии. — В сб.: Тектоника Сибири, т. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.
- Кулаков А.П. Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. Новосибирск, "Наука", 1973.
- Пиотровский М.В. Проблемы формирования педиментов. — В сб.: Проблемы поверхностей выравнивания, М., "Наука", 1964.
- Сорокин А.П. История геолого-геоморфологического развития Зейско-Бурейской впадины в мезозое и кайнозое. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1972.
- Худяков Г.И., Денисов Е.П., Короткий А.М., Кулаков А.П., Никонова Р.И., Чернобровкина Е.И. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока, Юг Дальнего Востока, М., "Наука", 1972.
- Шубер Ю.А. Проблема гранита. — В сб.: Международный геохимический конгресс, т. III, кн. 2. Гранитизация, граниты и пегматиты. М., 1972.

МОРФОТЕКТОНИКА ОБЛАСТЕЙ МЕЗОКАЙНОЗОЙСКОЙ ПЛАТФОРМЕННОЙ АКТИВИЗАЦИИ

(на опыте исследований Алдано-Станового региона)

Изучение связей тектоники и рельефа – особая ветвь науки о Земле и шире – планетологии. Она закладывалась давно, но сейчас усиленно развивается на контакте геоморфологии, тектоники и геофизики и входит в стадию своего становления как целого на уровне основных проблем морфотектогенеза. Термин морфотектоника давно употребляется, преимущественно за рубежом, но без развертывания всего его содержания. В СССР геоморфологи говорят о морфоструктурном направлении в геоморфологии, в геологии подобное направление развивается в русле неотектоники. Изучение глубинных процессов тектонисты и геофизики связывают с рельефом, но не всегда, и преимущественно лишь с крупными его чертами, не используя геоморфологических методов как системы. Термин "структурно-геоморфологические исследования" связан с подсобным их использованием при геологической съемке и поисках. Все эти названия частных направлений сыграли организующую роль. Они сохраняют эту роль и сейчас, но, отражая этап, в целом уже достигнутый, начинают скрыто сдерживать развитие морфотектоники, когда они по инерции распространяются на новый ее этап.

Термин И.П. Герасимова морфоструктура дал название тем естественным целостным единицам, системы которых образуют основу рельефа Земли. Поэтому он и вошел в науку быстро и неотъемлемо и дал решающий толчок морфоструктурному картированию, сделав его предмет осязаемо четким. Понятие морфоструктуры иногда распространяют на совокупность морфоструктур, которую лучше называть общей морфоструктурой. Говорят также "морфоструктура плато", "морфоструктура сводово-глыбовых гор" и т.д. Здесь правильнее говорить о морфоструктурных типах. В любом, однако, значении термин морфоструктура связан с существующими, сложившимися образованиями, хотя изучаются также и процессы их формирования. Так, определение "горстовый хребет" характеризует его непосредственный генезис. Изучение его глубинных основ входит в гораздо большей мере в сферу морфотектоники, чем в сферу собственно геоморфологии.

Неотектоника занимается в основном новейшим развитием рельефа, на примерах которого изучен ряд широких закономерностей морфотектоники. Но стержень понятия "неотектоника" не тектонический рельеф вообще, любого возраста, а новейший тектонический этап во всех его проявлениях. Это понятие не может заменить понятие морфотектоники.

Термин морфотектоника, в отличие от предыдущих, вполне отвечает основному направлению рациональной системы терминов науки о Земле и планетологии, точно входя в соответствующее ее звено. Морфотектоника как комплекс явлений – это рельеф твердо-

го тела планет, раздел его с возможными гидро- и атмосферой, сформированный тектоникой в специфичных для него проявлениях, с экзогенной его обработкой (возможно понятие морфотектоники и других планетарных разделов, например границы Мохо). Морфотектоника включает и отдельные морфоструктуры и системы их, процессы и историю их формирования. В другом значении – это наука об указанных явлениях. Термины "морфотектоника", "морфоструктурное направление (или анализ)", "морфотектоническое и морфоструктурное картирование" параллельны терминам "тектоника", "структурная геология", "тектоническое и структурно-геологическое картирование". Соответственно морфоструктурное картирование должно быть сосредоточено в основном на отражении реальных морфоструктур и может соответствовать стандартным кондициям; морфотектоническое картирование должно обязательно включать генетические и исторические характеристики, большее число элементов объяснения и гипотез, элементы долгоживущей тектоники, глубинного строения, знаки установленных тектонических и предполагаемых планетарных напряжений и т.д. Морфотектоническое картирование еще не отделилось от морфоструктурного, тектонического, неотектонического и других видов картирования, элементы которых оно может включать. Выделение его здесь основано на анализе современных тенденций исследования и на опыте автора. Оно является прогнозом и программой и намечает морфотектоническое картирование как мощное и гибкое средство исследования, отвечающее этапу становления морфотектоники.

Программная задача морфотектоники – изучение механизмов морфотектогенеза. Решение ее означает глубокую причинно-генетическую характеристику тектонического рельефа, а отсюда и рельефа в целом.

Источники энергии морфотектогенеза – процессы в ядре Земли, особенно в мантии, и движение Земли, создающее ротационные механизмы. Выдвигаемые схемы их соотношений пока неполны и гипотетичны. Возможность быстрого обзора рельефа по картам, аэрофото- и космическим снимкам вплоть до глобального обзора Земли и сравнения ее с Луной и Марсом позволяет близко подойти к схемам некоторых механизмов морфотектогенеза. Эффективный путь – морфоструктурное картирование, переходящее в морфотектоническое через выявление закономерностей морфоструктурных планов и строения самих морфоструктур и их связей с долгоживущими структурами и коромантийными уровнями. Обязательны при этом поиски схем возможных механизмов.

Исходная закономерность – решетчатые системы структур и морфоструктур¹. Они принадлежат к важнейшим чертам строения планет. При этом выделяются: разломы и разрывные нарушения (Шульц, 1973), крупноволновые деформации (Мешеряков, 1965; Одесский, 1972) и зоны короткопериодных напря-

¹ Сб. "Планетарная трещиноватость", Изд-во ЛГУ, 1973.

жений. Ориентированность систем указывает на их формирование ротационными механизмами или при их участии. Вероятно, имеется ряд различных, но в то же время связанных механизмов. Морфоструктуры областей платформенной активизации создаются в основном вертикальными движениями в результате глубинных процессов. Ротационные механизмы участвуют в непосредственном формировании морфоструктур, вероятно, лишь в небольшой мере, но могут значительно усиливать и ускорять глубинные процессы и особенно организовывать их планы, а тем самым и морфоструктурные планы.

Схема морфотектогенеза областей платформенной активизации представляется следующей. Активизация вызывается усиленным выделением энергии в глубинных оболочках Земли. Оно приводит к развитию ярусных систем уровней разуплотнения верхней мантии и коры, которые приурочены к разделам, отвечающим изменениям состава или фазового состояния вещества. Эти уровни, по-видимому, могут быть сопоставлены с уровнями метаморфизма и, вероятно, отличаются повышенной пластичностью. Разуплотнение сопровождается миграцией подвижных компонентов из верхней мантии к поверхности Земли; они участвуют в процессах разуплотнения уровней, в которые приносятся. В зонах разломов и особенно на их пересечениях интенсивность предполагаемых глубинных процессов резко возрастает вследствие проницаемости этих зон, падения давления в них и облегчения миграции подвижных компонентов. Возможно, что приливо-отливные короткопериодные напряжения и деформации участвуют в формировании "планетарной трещиноватости" (включая крупные разломы) и поддержании их перманентной активности. Особенно вероятна их роль для безамплитудных нарушений, широко отражающихся в рельефе (преимущественно долинной сетью). Приливо-отливные явления, вызывая приоткрывание и закрытие нарушений и вибрационный эффект, могут способствовать резкому ускорению движения подвижных компонентов, пластичных и полупластичных масс и астенолитов, а путем резонансного эффекта развязывать и усиливать дифференциальные движения блоков¹.

Уровни разуплотнения можно представлять в виде субгоризонтальных слоев с решетчато-узловыми утолщениями по решеткам разломов, а также по корням складчато-блоковых и магматогенных структур фундамента. Увеличение объема уровней разуплотнения отражается в рельефе, по-видимому тем резче, чем ближе уровень к поверхности коры. Ареальное разуплотнение вызывает приподнимание вышележащих слоев мантии и коры. На утолщениях слоев разуплотнения происходит дифференциальное поднятие блоков, формирующее в рельефе своды-горсты и горсты. К этому положению близки идеи Н.А. Флоренсова (1965), В.К. Шевченко (1971) и др.

Крылья сводов образуются над линзообразными краями дифференциальных очагов разуплотнения. Таким образом, своды-горсты и

¹ Личное сообщение В.В. Пиотровского.

горсты представляют надразломные надочаговые морфоструктуры. Это ясно видно для локальных сводов-горстов Алдано-Станового региона, прорезанных долинами по осевым "очагообразующим" разломам. В ядрах некоторых из этих сводов-горстов среди осадочных пород вскрыты блоки фундамента, расколотые пополам осевыми разломами и поднятые над центральными очагами на разную высоту по обе стороны разломов. Горные хребты можно рассматривать как сложные поднятия над очагами разуплотнения, развившиеся по комбинациям нарушений в зонах сближенных глубинных разломов (Питровский, 1970). В зонах и узлах магматизма к приподниманию блоков над очагами разуплотнения прибавляется выталкивание их активными интрузиями.

Принято считать (Варанд, 1970, и др.), что поперечники блоков и интервалы разломов приблизительно равны глубинам коромантийных уровней, с которыми они связаны. В Алдано-Становом регионе эти величины и размеры морфоструктур образуют отчетливый дискретный ряд. Он хорошо соответствует глубинам коромантийных уровней, часть которых установлена геофизически в самом регионе, а часть выделяется обобщенно для Восточной Сибири и Дальнего Востока. Концентрическое строение морфоструктур, особенно кольцевых, указывает на связь с ярусными системами очагов разных глубин, "нанизанных" по вертикали на одни и те же разломы и их пересечения.

По размерам и связям морфоструктур и их элементов с коромантийными уровнями (включая рельеф поверхности Земли) предлагается схема классификации блоков, дифференцированных в рельефе вследствие разной интенсивности активизации морфоструктурных зон - образований линейного, линейно-решетчатого и линейно-узлового строения; локальных морфоструктур и их деталей.

Эта схема, применительно к условиям Алдано-Станового региона, такова. Глубокая астеносфера (300-450 км): 1. Мегазоны. 2. Регионы - секторы мегазон, субмегазоны. 3. Субрегиональные "большие" блоки, Астеносфера (120-150-200 км): 4. Субрегиональные "средние" блоки. Подкорковая мантия (50-80 км): 5. Региональные и субрегиональные зоны, узлы их пересечений и швы мега- и субмегазон, субрегиональные "малые" блоки. Раздел Мохо (38-42 км): 6. Осевые горсты и впадины субрегиональных зон, центральные горсты горных узлов, локальные своды-горсты и впадины (сложных узлов и одиночные). Раздел Конрада (18-25 км): 7. Аналогичные меньшие морфоструктуры: самостоятельные и центры морфоструктур 6-го порядка. Уровень гранитизации (12-24 км): 8. Аналогичные морфоструктуры: самостоятельные и центры морфоструктур 6-го и 7-го порядков. Уровень приповерхностных очагов (3-8 км): 9. Мелкие локальные горсты, горсты - вершины поднятий 6-8-го порядков, в том числе поднимающиеся мезозойские интрузии-гольцы, мелкие впадины. Приповерхностный уровень механической дифференциации тектонических напряжений, связанной с рельефом: 10. Детали морфоструктур: выжатые и просевшие блоки,

уступы, долины по ослабленным нарушениям и т.д. Поверхностный уровень: 11. Формы "тектоноденудации" - слияния тектонических и экзогенных, преимущественно гравитационных, процессов: ослабление трещин, отседание склонов, сейсмообвалы и сейсмооползни, движения шлейфов, ускоренные микросейсмическими колебаниями и т.д.¹

Схема дана здесь крайне упрощенно, без обоснования и не разветвляется по необходимым для классификации линиям: связи морфоструктур с решетчатыми планами, строения самих морфоструктур и их рядов по интенсивности активизации; опущены также тектонические долины. Полная классификация была разработана автором как итог и составная часть системы легенд морфотектонических карт разных масштабов и может включать, на основании единых принципов, элементы морфотектоники: от мега- и макро- до мезоморфоструктур разных порядков и любые их детали - до мелких рвов отседания и осыпей.

По общей интенсивности и характеру рельефа платформенную активизацию можно разделить на слабую - общие поднятия с пологими деформациями, умеренную - общие поднятия с локальным и узловым горообразованием и интенсивную - горообразование.

Для Байкало-Алданской мегазоны горообразования активизация подразделяется по типам на рифтовую с субрифтовым подтипом и квазирифтовую с предрифтовым подтипом. Они различаются по интенсивности глубинных процессов и, следуя ее изменениям во времени, могут сменять друг друга как стадии развития одних и тех же мега- и субмегазон, регионов и блоков. Рифтовый тип отличается сильным разогревом верхней мантии, по-видимому приобретающей пластичность до раздела Мохо. Поднятия горных сводов-горстов здесь сопровождаются крупными (километры) абсолютными компенсационными опусканиями смежных впадин, фундамент которых, по-видимому, погружается в подкоровую мантию или в коровые уровни разуплотнения, также сильно разогретые (?). Во впадинах аккумулируются продукты сноса. Такой "классический" рифтогенез развивается в подвижных зонах. В те же тектонические этапы в соседних платформенных блоках могут развиваться аналогичные, но слабые процессы субрифтогенеза с образованием небольших локальных и узловых впадин на пересечениях лишь крупнейших разломов, с меньшими абсолютными опусканиями (сотни метров - 1 км) и также с компенсационными поднятиями смежных локальных сводов-горстов. Квазирифтовый тип развивается в подвижных зонах в условиях менее интенсивного тектогенеза. Он, видимо, определяется меньшим разогревом верхней мантии. Впадины, участвуя в общих поднятиях, испытывают расчленение и снос и кажутся лишь отстающими в поднятиях. Однако анализ системы морфоструктур приводит к выводу, что впадины и здесь вдавливаются в вер-

¹ Наше понятие тектоноденудации шире представлений о сейсмогравитационных явлениях В.П. Солоненко (1973).

ную мантию и коровые уровни разуплотнения, но это опускание замаскировано тем, что оно меньше общего поднятия. Предрифтовый подтип отличается развитием локальных впадин и стиранием ряда геофизических поверхностей раздела, что указывает на усиленную вертикальную миграцию подвижных компонентов и, по-видимому, на начало усиленного разогрева.

Важной чертой и одновременно ключевой проблемой сводово-блоковой морфотектоники являются компенсационные связи поднятий и впадин, выступающие для всех порядков морфоструктур — от региональных блоков глубокой астеносферы до локальных морфоструктур размерами 5–8 км, связанных с приповерхностными коровыми очагами. Такие пары поднятий и впадин, смежных и равных по размерам, широко распространены. Объяснение дифференциальных поднятий влиянием очагов разуплотнения не вызывает обоснованных сомнений. Впадины также являются надразломными, и определенно начинает намечаться вдавливание их в уровни разуплотнения, но механизм его неясен. Возможно, впадины указывают на особо активно пронизываемые разломы, на усиленное разуплотнение, а также на усиленную дегазацию магмы и в итоге — на уменьшение объема очагов? Разные порядки компенсационных пар показывают, что связи между ними устанавливаются на разных коромантийных уровнях, очевидно, по сходной схеме. Соотношения пар в рельефе ставят вопрос о миграции вещества по уровням его разуплотнения от впадин к поднятиям (противоположно поверхностному сносу). Нужно подчеркнуть, что обычное волнообразное чередование зон горных хребтов и межгорных впадин (решетчатое при равенстве взаимно перпендикулярных зон) также выражает компенсационные связи. Проблема "больших складок" В. Пенка — это одновременно проблема таких связей. Ее частью является также механизм морфоструктур инверсионного тектонического режима.

Крупной проблемой является, далее, механизм влияния корней структур в мантии на процессы активизации. Оно ясно проявляется в Байкало-Алданской мегазоне мезокайнозойского горообразования. Мегазона делится на секторы Байкальский и Алданский, в основном совпадающий с Алдано-Становым регионом. Решетчатый план фундамента в этом регионе намечился расположением структурно-фациальных зон еще в раннеархейский доскладчатый этап (Черкасов, 1973б, 1973а). Последующая раннеархейская метаморфогенная складчатость ассимилировала этот план и на Алданском плоскогорье сформировалась по типу ортогональной и диагональной решеток. В центре их совмещенных квадратов располагается Центрально-Алданский узел локальных морфоструктур и магматизма, активный с раннего архея до настоящего времени. Решетки разломов очень отчетливы; они развивались как соскладчатые, приобретая все более жесткий характер и омолаживаясь вплоть до новейшего этапа (Пришкян, 1968; Геология СССР, т. 42). Часть разломов — наложенные послеперархейские, разного возраста. Интенсивность мезокайнозойской активизации резко меняется по границам блоков "порядка

глубокой астеносферы", что связано с наследованием древнейших различий мантии и корней структур фундамента. Алданское плоскогорье с древнейшими структурами имеет пологие деформации и локальные горные поднятия. Тимптоно-Учурский блок с более молодыми структурами – горный решетчатый рельеф "бассейнов и хребтов". В рельефе этих двух блоков с соответственно разной резкостью проявляется общий план мезокайнозойской активизации – развития продольных и поперечных зон – порядка "подкорковой мантии" (поперечники зон – 75 км). Продольные зоны точно параллельны Становой зоне и повторяют ее план. Очевидно, становой тектогенез "перерубил" более ранние архейские структуры шита и создал корни, вместе с разломами определившие план мезокайнозойской активизации. На Алданском плоскогорье этот план вписался в раннеархейский, корни которого оказались, как видно, очень прочными.

Байкальский сектор в мезозое развивался по рифтовому типу, возобновившемуся в новейший этап; в Алданском секторе рифтовое развитие проходило в юре – начале раннего мела в Предстановом прогибе, а субрифтовое – в юре на Алданском шите, к северу от прогиба. В новейший этап Предстановой прогиб и Тимптоно-Учурский блок шита развиваются по квазирифтовому типу (с предрифтовым подтипом в прогибе). Резкая граница секторов с новейшим рифтовым и квазирифтовым развитием по р. Олкеме показывает, что корни Алданского сектора образуют мощное препятствие для развития разуплотнения верхней мантии.

Пример исследования Алдано-Станового региона показывает, что морфотектоническое картирование, кроме углубления геоморфологических характеристик, дает точную основу для выявления долгоживущих структур, анализа совмещенных планов разной глубины заложения, локализации магматизма, оруденения, дифференциации глубинного теплового потока, интерпретации геофизических данных и т.д. Единство решетчатых систем, объединяющее элементы всех их порядков, и принцип связи морфоструктур с коромантийными уровнями обеспечивают единство картирования всех масштабов. Понятие тектоноденудации разъясняет суть одной из наиболее распространенных групп геоморфологических процессов и по-новому освещает энергетику геоморфологического цикла. Формирование долин тектоникой в сводово-блоковом рельефе и тектоноденудация крутых склонов показывают, что этот рельеф в гораздо большей мере формируется энергией тектонических процессов и в меньшей – экзогенных, чем это представлялось.

ЛИТЕРАТУРА

Варанд Э.М. Магмопроводящие разломы западной части Сибирской платформы и их рудоконтролирующее значение. – В сб.: Тектоника Сибири, т. III. Тектоника Сибирской платформы. М., "Наука", 1970.

Геология СССР, т. 42. Южная Якутия, Глава VI. Тектоника. М., "Недра", 1972.

Гришкян Р.И. О механизме образования позднекембрийских разрывных нарушений в кристаллических толщах центральной части Алданского шита. – Геотектоника, 1968, № 4.

Мешеряков Ю.А. Структурная геоморфология материковых равнин, М., "Наука", 1965.

Одесский И.А. Волновые движения земной коры. Л., "Недра", 1972.

Пиотровский М.В. Закономерности и возможный механизм сводово-блоковой морфотектоники (на примере Алданского щита и Станового хребта. - В сб. Тектоника Сибири, т. 4, М., "Наука", 1970.

Планетарная трещиноватость. Изд-во ЛГУ, 1973.

Солоненко В.П. Землетрясения и рельеф. - Геоморфология, № 4, 1973.

Флоренсов Н.А. К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии. - Геотектоника, 1965, № 4.

Черкасов Р.Ф. Основные черты архейд Алданской флогопитоносной провинции в связи с проблемами тектонического районирования. - В сб.: Тектоника Сибири, т. 6. Новосибирск, "Наука", 1973а.

Черкасов Р.Ф. Пликативная тектоника архея Алдана и методика ее изучения. Автореф. канд.дис. ДВ научный центр АН СССР, Хабаровск, 1973.

Шевченко В.К. Роль магматизма в формировании морфоструктур горных областей (на примере Нижнего Приамурья, Западного Приохотья и Юго-Западного Забайкалья). Автореф. канд. дис. Изд-во МГУ, 1971.

Шульц С.С. Планетарная трещиноватость (основные положения). - В сб.: Планетарная трещиноватость. Изд-во ЛГУ, 1973.

В. В. Соловьев

МОРФОСТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА В ГОРНЫХ СТРАНАХ И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ

Значительные успехи отечественной геоморфологии и морфоструктурного анализа способствуют все более глубокому проникновению геоморфологических исследований в различные сферы геологии, в том числе и в такие прикладные, как поиски эндогенных полезных ископаемых и прогнозно-металлогеническая оценка территорий.

Запросы практики находят отражение в дальнейшей разработке геоморфологической теории и методологии. В связи с этим следует отметить прогрессивную роль введенного И.П. Герасимовым и Ю.А. Мешеряковым представления о геоморфологическом этапе развития Земли, существенно расширившего временной диапазон геоморфологических исследований. Значительный приток новой информации, важной для морфоструктурного анализа, получен в последнее время в связи с переходом от морфогенетического картирования к картированию граней рельефа. Все это способствует поиску и выявлению ряда важных структурных особенностей рельефа. В частности, внимание исследователей все больше привлекают купольные, кольцевые и другие морфоструктуры изометрических очертаний, являющиеся отражением в рельефе разнообразных штоков, батолитов, кольцевых интрузий и даек, вулканических аппаратов и т.п.

Подобные морфоструктуры, в отличие от линейных форм, можно отнести к большой группе морфоструктур центрального типа. Наибо-

лее характерными являются изометрические, округлые, реже – овалы в плане и радиально-концентрическое расположение каркасных элементов. Различными авторами эти формы имеют по-разному: кольцевыми, круговыми и купольными. Для отдельных районов Казахстана они описаны А.В. Авдеевым (1965) и Г.З. Поповой (1966), для Забайкалья и Сихотэ-Алиня – И.Н. Томсоном и М.А. Фаворской (1968), для Приморья – И.К. Волчанской (1972). Имеется ряд статей с описанием подобных морфоструктур в горных областях и других частях СССР и зарубежных территорий. Однако в большинстве случаев морфоструктуры центрального типа (за исключением молодых вулканогенных морфоструктур) рассматриваются как единичные или локальные образования, имеющие сугубо подчиненное значение среди линейных складчатых и блоковых структур. Разработанный И.К. Волчанской и Е.Н. Сапожниковой (1969 г.) метод составления морфоструктурных схем позволил им установить в Приморье и Нижнем Приамурье значительно большее количество неотектонических изометрических форм, чем установлено обычными геоморфологическими исследованиями. Метод аномалий геоморфологических линеаментов (Соловьев, 1973) позволяет дешифровать еще более древние морфоструктуры центрального типа, имеющие мезозойское, палеозойское, а в ряде случаев и докембрийское заложение. Этот метод дал возможность выделить морфоструктуры центрального типа практически повсеместно. Использование при этом топометрических данных, материалов высотной и космической аэрофотосъемки и дальнейшее геолого-геофизическое изучение выделенных объектов открыли путь для комплексного исследования строения и закономерностей развития этих морфоструктур. Специально проведенное нами средне- и крупномасштабное картирование юга Дальнего Востока, отдельных районов Северо-Востока СССР, Восточной Сибири, Забайкалья, Алтае-Саянской области, Карелии и Западной Африки, а также работы по составлению сводной обзорной карты морфоструктур центрального типа для СССР помогли выяснить позицию этих структурных форм в различных геотектонических областях. Анализировались не только формы, хорошо выраженные в неотектоническом плане, но и формы, возникшие в ранние стадии геоморфологического этапа, а также структуры еще более древнего (палеозойского и докембрийского) заложения.

Морфоструктуры ранних стадий геоморфологического этапа в связи с позднейшей перестройкой структурно-тектонического плана обычно лишь частично совпадают с современными геоморфологическими элементами, которые подчеркиваются долинами разнорядковых водотоков и местными водоразделами. Морфоструктуры древнейшего заложения устанавливаются обычно лишь по гетерогенным геоморфологическим линеаментам. Палеотипные формы, как правило, интенсивно раздроблены разломами и частично уничтожены. Поэтому реконструируются лишь части их в виде секторов, сегментов и дуг.

Некоторые закономерности пространственно-временного развития морфоструктур центрального типа были отмечены раньше (Соловьев, 1972). Главнейшие из них следующие: длительность и прерывистость эволюции, нередко в унаследованном плане; гетерохронность заложения (от докембрия до современности); разнопорядковость латеральных размеров, видимо отражающая глубинную дифференциацию положения энергогенерирующих очагов. Морфоструктуры центрального типа наиболее непосредственно отражают жизнь глубинных оболочек земного шара.

Проявление энергетических напряжений в разных генетических категориях этих структур различно. В большинстве случаев напряжения обуславливают образование радиальных и кольцевых трещин и нарушений, проекции которых на дневную поверхность вызывают возникновение геометрически правильных каркасных элементов морфоструктур.

Выделяется несколько крупных генетических категорий морфоструктур, предопределенных: вулканической деятельностью, внедрением интрузий, образованием субвулканических тел, возникновением конфокальных структур¹. Первые три категории помимо дизъюнктивных нарушений, подчеркиваются зональным расположением слагающих их магматических фаций. Конфокальные морфоструктуры располагаются резко несогласно по отношению к вмещающим складчатым толщам. Они образованы системами повышенной трещиноватости и разломов, веерообразно расходящихся от глубинных центров разрядки напряжений. Плоскости нарушений ограничивают, согласно законам внутренней геодинамики, объемную фигуру, имеющую симметрию конуса. Вершина конуса совпадает с энергогенерирующим центром.

Каждая из перечисленных категорий может подразделяться на ряд более низких порядков, зависящих от их генезиса, состава слагающих пород и других признаков. Например, среди интрузивных форм выделяются экспонированные и крипто-структуры, которые в свою очередь различаются по характерным формам самих интрузивных тел (морфоструктуры, связанные с батолитами, лакколитами, факолитами, кольцевыми интрузиями и т.п.). Для этой группы целесообразно отмечать стадийность развития рельефа (Соловьев, Ганешин, 1971), зависящую от глубины вскрытия плутонов. Подобным же образом проводится подразделение на более низкие порядки вулканогенных и конфокальных морфоструктур. К низким порядкам последней группы относятся трубки взрыва.

Морфологическая классификация, являющаяся естественным дополнением генетической, построена на анализе характера поперечных профилей морфоструктур. По этому показателю все разнообразные морфоструктуры центрального типа могут быть разделены на

¹ Группа морфоструктур, связанная с брахиформными складками, здесь не рассматривается, так как это разновидность линейных складчатых форм.













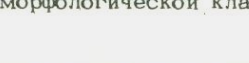
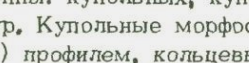
КУПОЛЬНЫЕ		простые
		с контурным рвом подножия
		с дифференцированным центром
		с дифференцированной поверхностью
КУПОЛЬНО-КОЛЬЦЕВЫЕ		простые
		со слабо поднятым центром
		с дифференцированной поверхностью
		сложные
КОЛЬЦЕВЫЕ		простые
		с сильно опущенным центром
		сложные
		провальные
		ступенчатые
		

Схема морфологической классификации структур центрального типа

три группы: купольных, купольно-кольцевых и кольцевых морфоструктур. Купольные морфоструктуры обладают положительным (выпуклым) профилем, кольцевые – отрицательным (вогнутым) профилем, а купольно-кольцевые – имеют сложный криволинейный профиль, представляющий сочетание элементов первой и второй групп (рисунок).

Морфоструктуры центрального типа отмечаются повсеместно, однако их роль особенно велика в горных странах. Нередко пространственное положение горных сооружений определяется позицией высокопорядковых глобальных структур центрального типа. Так, например, горы Забайкалья и юга Дальнего Востока СССР тяготеют к периферии Восточно-Азиатского кольца – глобальной структуры, имеющей диаметр более 2000 км.

Внутри самих горных систем широко развиты средне- и низкопорядковые морфоструктуры. Чем моложе и проще построены горы, тем большая роль в их современном плане принадлежит кайнотипным морфоструктурам. В альпийских сооружениях (Кавказ, Камчатка) преобладают вулканические и субвулканические морфоструктуры, образующие цепочки частично перекрывающих друг друга форм, разделенных продольными дизъюнктивными нарушениями. В зонах завершенной мезозойской складчатости доминируют палеотипные вулканогенные и криптоплутонические морфоструктуры, значительное распространение имеют конфокальные купола и формы, связанные с малыми интрузиями (горы Северо-Востока СССР и Приамурья). Участки сгущения морфоструктур центрального типа в этих областях разделяются зонами поперечных разломов. В эпиплатформенных горах ведущая роль принадлежит конфокальным морфоструктурам и формам, развивающимся на экспонированных интрузивных телах. В отдельных зонах распространены и палеотипные вулканогенные и субвулканические формы. Достаточно крупные морфоструктуры центрального типа здесь располагаются на пересечении региональных разломов.

Зоны дизъюнктивных нарушений, сопутствующие морфоструктурам центрального типа, а часто и обуславливающие их возникновение, нередко являются подводными каналами для рудоносных расплавов и растворов. До 80% известных месторождений полезных ископаемых пространственно совпадают с морфоструктурами центрального типа.

Апробация методики поиска новых зон минерализации на базе анализа морфоструктур центрального типа была проведена в районе Буреинского хребта. Полевыми работами была подтверждена правильность выделения потенциально перспективных участков морфоструктур центрального типа, в которых установлена сульфидная и марганцевая минерализация.

ЛИТЕРАТУРА

Авдеев А.В. О кольцевых структурах магматических комплексов. - Сов. геол., 1965, № 10.

Авдеев А.В. О кольцевых структурах магматических комплексов. - Сов. геол., 1965, № 10.

Волчанская И.К. Морфоструктурные построения и особенности локализации некоторых рудных узлов Приморья. - В кн.: Локальное прогнозирование в рудных районах Востока СССР. М., "Наука", 1972.

Попова Г.З. Кольцевые и линейные морфоструктуры Казахской складчатой страны. М., "Наука", 1966.

Соловьев В.В. Конфокальные палеоморфоструктуры как отражение глобальных закономерностей тектогенеза. - В кн.: Внутренняя геодинамика, вып. 1. Л., Изд-во ОНТИ ВСЕГЕИ, 1972.

Соловьев В.В. Использование результатов геоморфологических исследований при прогнозировании. - В кн.: Прогнозирование месторождений

полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л., Изд-во ОНТИ ВСЕГЕИ, 1973.

Соловьев В.В., Ганешин Г.С. Развитие рельефа и формирование четвертичных отложений Сахалина. М., "Недра", 1971.

Томсон И.Н., Фаворская М.А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения. - Сов.геол., 1968, № 10.

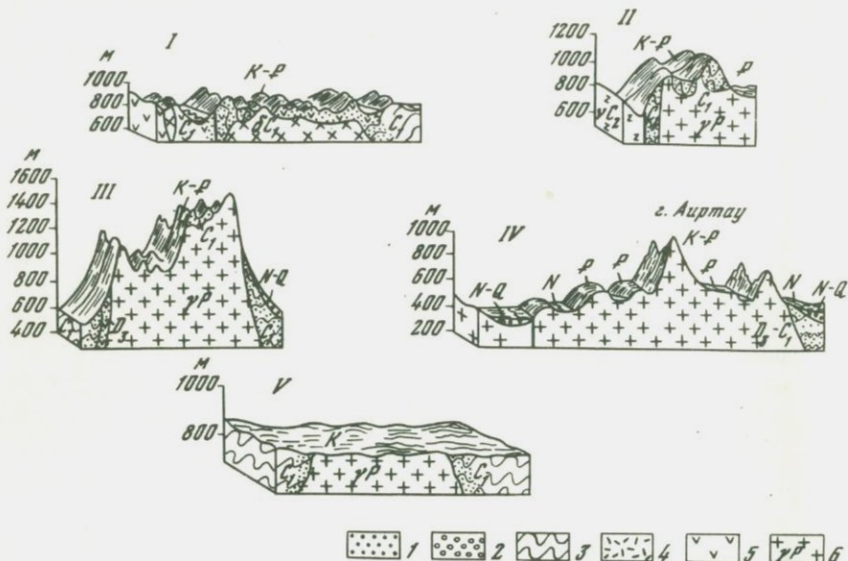
Е. А. Минина, Б. А. Борисов

КОЛЬЦЕВЫЕ И КУПОЛЬНЫЕ МОРФОСТРУКТУРЫ (на примере Алтае-Саянской горной страны)

Своеобразными структурными формами рельефа Алтае-Саянской эпиплатформенной горной страны являются купольные и кольцевые морфоструктуры, пространственно связанные с интрузивными телами и окружающими их экзоконтактовыми зонами. По составу среди палеозойских интрузивных пород преобладают гранитоиды, слагающие преимущественно среднеглубинные штокообразные тела, и крупные плутоны, окруженные ореолом приконтактовоизмененных пород, в основном роговиков, шириной от нескольких сотен метров до первых километров. Ввиду широкого распространения интрузий и связанного с ними разнообразного оруденения анализ выражения их в рельефе приобретает большое научное и практическое значение.

Кольцевые и купольные морфоструктуры наблюдаются в регионе на абсолютных высотах от 400 до 2500 м, вне зоны альпийского рельефа. Наиболее широко они развиты в области мелкосопочного и низкогорного рельефа по периферии Алтае-Саянской горной страны. Купольные морфоструктуры представляют собой овальные в плане возвышенности высотой от 50 до 500 м, окруженные, как правило, кольцевыми депрессиями. Для них характерно сочетание радиально-центробежного и кольцевого планов речной сети. Кольцевые морфоструктуры состоят из внутренней чашеобразной депрессии, развитой на интрузивных породах и имеющей речную сеть радиально-центростремительного плана, и кольцевой гряды с радиально-центробежной системой рек, совпадающей с зоной экзоконтактовых роговиков.

Относительно генезиса этих форм рельефа существуют различные концепции (Ефимцев, 1961; Федорович, 1971; Девяткин, 1965; Сваричевская, Яговкин, 1966; Бороздин, Семакин, 1969; Скублова, Зейлин, 1969, и др.). Однако ни одна из этих концепций не может удовлетворительно объяснить происхождение купольных и кольцевых морфоструктур региона. Представлениям о связи купольных возвышенностей с устойчивостью гранитов к выветриванию противоречат многочисленные данные о значительной скорости разрушения гранитоидных пород (Ананьев, Каревская, 1970 г., Сваричевская, Яговкин, 1966). С позиций изостатической концепции невозможно объяснить сосуществование на гранитных массивах с близкими

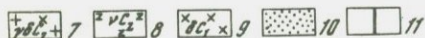
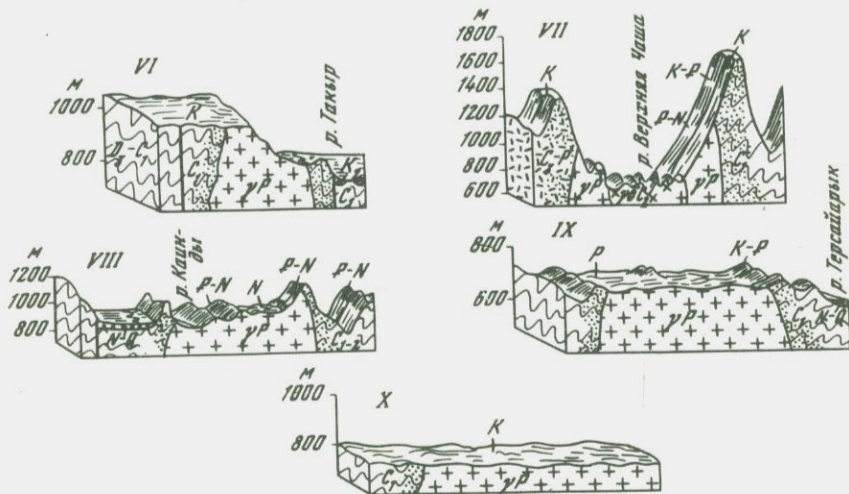


Блок-диаграммы купольных и кольцевых морфоструктур Алтае-Саянской горной страны, иллюстрирующие стадийность развития денудационного рельефа на интрузивных массивах.

1 - нерасчлененные неоген-четвертичные отложения; 2 - верхнемеловые отложения; 3 - верхнедевонские - нижнекаменноугольные, нижнекаменноугольные, ниже-среднекаменноугольные вулканогенно-осадочные породы; 4 - верхнекаменноугольные - нижнепермские вулканогенные породы кислого состава; 5 - верхнедевонские и

показателями аномалий силы тяжести отрицательных - кольцевых и положительных - купольных морфоструктур. Блоковой природе морфоструктур противоречит отсутствие ограничивающих их разрывных нарушений. Строгое пространственное соответствие кольцевых и купольных форм рельефа с интрузиями, а также отсутствие признаков пликативных деформаций на поверхностях денудационного выравнивания, развитых на их склонах, не позволяет трактовать эти образования и как новейшие складки.

Основной причиной образования купольных и кольцевых морфоструктур Алтае-Саянской горной страны является, по нашему мнению, селективная денудация древних магматических (плутонических) структур, ороговикованных пород экзоконтактных зон и вмещающих вулканогенно-осадочных пород палеозоя, характеризующихся различной устойчивостью к процессам денудации. К сходным выводам относительно происхождения подобных форм рельефа на территории Дальнего Востока СССР пришел еще раньше В.В.Соловьев (1971 г.). Важнейшей предпосылкой для образования и пространственного раз-



нижнекаменноугольные вулканогенные породы среднего состава; 6 - пермские интрузии кислого состава (граниты); 7 - среднекаменноугольные интрузии кислого состава (кварцевые диориты, гранодиориты, андезиновые граниты); 8 - средне-каменноугольные интрузии основного состава (габбро, габбро-нориты); 9 - раннекаменноугольные интрузии кислого состава (диориты, кварцевые диориты); 10 - контактовые роговики; 11 - линии тектонических контактов.

мещения купольных и кольцевых морфоструктур служит небольшая скорость тектонических движений, поскольку лишь в этих условиях проявляются процессы селективной денудации.

Как показало изучение купольных и кольцевых морфоструктур региона, денудационные формы рельефа на интрузивных массивах сменяются во времени в определенной последовательности. В их развитии можно выделить 10 стадий, из которых первые пять стадий отвечают купольному этапу, а последующие - кольцевому.

На первой стадии купольного этапа интрузивный массив, окруженный экзоконтактовыми роговиками, практически еще не вскрыт денудацией. В рельефе он проявляется в основном благодаря заложению речной сети по системам радиальных и концентрических (окаймляющих) трещин, возникающих во вмещающих породах при внедрении в них магматического тела (рисунок). На второй стадии интрузия, бронируемая экзоконтактовыми роговиками, вследствие более быстрой денудации относительно податливых вмещающих пород получает выражение в рельефе в виде куполообразной

возвышенности (рисунок, II). На третьей стадии происходит разрушение экзоконтактового панциря, которое начинается со склонов куполов, где процессы денудации протекают более активно. С ликвидацией брони деградация купольных морфоструктур, сложенных неустойчивыми к выветриванию гранитоидными породами, совершается весьма быстро, и к концу третьей стадии на их месте возникают массивы резко расчлененного рельефа (рисунок III).

В дальнейшем ведущую роль играют процессы педипланации, в результате проявления которых на четвертой стадии развития на месте расчлененных купольных возвышенностей формируется рельеф денудационных равнин с островными крутосклонными горами (рис., IV). Конечным результатом эволюции купольных морфоструктур в условиях пассивного тектонического режима (пятая стадия) является их полная денудация (рис., V).

При новом усилении поднятий и оживлении процессов селективной денудации на шестой стадии (первой стадии кольцевого этапа) намечается заложение основных элементов новых морфоструктур — кольцевой гряды, образующейся в результате препарирования экзоконтактовой зоны, и центральной депрессии — на месте менее устойчивых гранитоидных пород интрузии (рис., VI). На седьмой стадии в пределах кольцевой морфоструктуры закладывается речная сеть двух планов: радиально-центробежного (на внешних склонах кольцевой гряды) и радиально-центростремительного (внутри морфоструктуры). С речной эрозией связано углубление и расчленение центральной депрессии, приобретающей вид чаши, окруженной высокой кольцевой грядой (рис., VII).

С восьмой стадии начинается нисходящее развитие кольцевых морфоструктур. Кольцевая гряда расчленяется на отдельные останцы вследствие регрессивной эрозии рек. По долинам, дренирующим центральную депрессию, развиваются педименты (рис., VIII). На следующей, девятой стадии в условиях прогрессирующей денудации долинные педименты центральной депрессии сливаются, образуя единую поверхность выравнивания типа педиплена, окруженную сниженной, расчлененной, но еще морфологически отчетливой кольцевой грядой (рис., IX). Конечным результатом эволюции кольцевых морфоструктур (девятая стадия), как и купольных, является их полная денудация (рис., X).

Купольные и кольцевые морфоструктуры Юго-Западного Алтая являются формами рельефа древнего заложения и длительного развития, которое началось для первых из них в основном еще в допозднемеловое время, а для вторых — с позднего мела, с эпохи первого расчленения мелового пенеплена. О древности морфоструктур свидетельствуют развитые на их склонах поверхности денудационного выравнивания палеогенового и неогенового возраста, местами зафиксированные корами выветривания и перекрытые осадками неогенового возраста.

Резюмируя все изложенное, можно сделать следующие выводы.

1. Купольные и кольцевые морфоструктуры Алтае-Саянской гор-

ной страны обязаны своим происхождением процессам селективной денудации. Важнейшую роль в их становлении и развитии играет броня экзоконтактовых пород интрузий, которая при анализе этих форм рельефа большинством исследователей не принимается во внимание.

2. Интрузии выражены в рельефе в виде специфических морфоструктур лишь при определенном режиме тектонических движений, обеспечивающих развитие процессов селективной денудации.

3. Денудационный рельеф на интрузивных массивах проходит в своем развитии два этапа: купольный и кольцевой; в каждом из этих этапов можно выделить до пяти стадий. Купольные морфоструктуры формируются на интрузиях, бронированных экзоконтактовыми породами, а кольцевые – на интрузиях, прошедших купольный этап развития и лишенных этой брони.

4. Кольцевые морфоструктуры соответствуют более глубоко эродированным интрузиям по сравнению с купольными.

5. Геоморфологический анализ денудационного рельефа на интрузивных массивах может быть использован для геологического картирования и определения относительной глубины денудационного среза, что имеет важное значение для прогноза поисков месторождений полезных ископаемых, связанных с интрузиями.

ЛИТЕРАТУРА

Бороздин Ю.Г., Семакин В.П. Об избирательном поднятии гранитных массивов Казахстана и Алтая. – В сб.: Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск, "Наука", 1969.

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М., "Наука", 1965.

Ефимцев Н.А. Четвертичное оледенение Западной Тувы и восточной части Горного Алтая. – Тр. ГИН АН СССР, 1961, вып. 61.

Сваричевская З.А., Яговкин В.И. Явления выдавливания гранитных массивов и их роль в образовании островных гор Центрального Казахстана. – Вестник ЛГУ, серия геол. и геогр., 1966, № 24, вып. 24.

Скублова Н.В., Зейлин Б.С. О кольцевых морфоструктурах Северного Прибалхашья. – Вестник ЛГУ, серия геол. и геогр., 1969, № 12.

Федорович Б.А. Развитие тектонических структур и основные морфоструктуры. – В кн.: Казахстан, М., "Наука", 1971.

Д. А. Тимофеев

ПЬЕДЕСТАЛЬНЫЕ ГОРЫ – НАЧАЛЬНАЯ СТАДИЯ РАЗВИТИЯ ВОЗРОЖДЕННЫХ ГОР

Понятие пьедестальные горы ввел в науку В.А. Обручев (1894, 1896) на основании своих исследований в Центральной Азии. Морфологически это низко- и средневысотные горные хребты и кряжи, окаймленные со всех сторон наклонными равнинами – бэ-лями. Бэли – термин, взятый из монгольского языка, впервые его употребил в отчетах о своих путешествиях по Монголии Г.Н. Потан

нин (1950). Это подгорные наклонные равнины с вогнутым или прямым, редко-выпуклым поперечным профилем. Иногда ровная поверхность бэлей нарушается уступами (например, северный бэль хр. Тосту, южный бэль хр. Алтан-Ула), идущими параллельно фронту гор, мелкосопочником или низкими горами – останцовым или новообразованным рельефом.

Ширина бэлей колеблется от 5 до 25–30 км (см. таблицу), высота измеряется сотнями метров и во многих случаях близка к высоте горных хребтов, поднимающихся над бэлем; порой высота бэлей больше высоты гор.

Бэли, окружающие центральные горные массивы со всех сторон, составляют те специфичные для юга Монголии пьедесталы гор, которые так поражали первых их исследователей. По красочным описаниям Г.Н. Потанина и В.А. Обручева, горы Южной Монголии как бы "высовываются" из окружающих их крутых наклонных равнин-пьедесталов или венчают их. Наблюдая такой горный массив со дна ближайшей впадины или с гребня соседнего хребта, видишь четкое вало- или сводообразное поднятие с косыми ровными крыльями и изрезанной, расчлененной центральной частью.

Окружая со всех сторон центральное горное поднятие, бэли вместе с этими горами создают сводовую пьедестальную морфоструктуру. Морфотипом пьедестальных гор служит Гобийский Алтай. Под этим названием объединяется несколько десятков хребтов и кражей, расположенных цепочками или кулисообразно и протягивающихся с ССЗ на ЮЮВ от восточных оконечностей Монгольского Алтая вдоль южной границы Монголии. Морфологически вся эта горная система представляет собой чередование валообразных вздутый возвышенных равнин и опущенных депрессий. Морфоструктурно Гобийский Алтай можно определить как субширотно вытянутую на многие сотни километров систему сводово-глыбовых пьедестальных горных поднятий и межгорных впадин. Каждый горный хребет (краж, массив) имеет в плане большей частью овалы очертания (отношение осей 1:2, 1:3), а в поперечном и продольном профиле – свод с нарушенной разломами наиболее высокой частью.

В таблице приведены морфометрические характеристики хребтов-сводов Гобийского Алтая. Эти данные показывают, что пьедесталы гор – бэли составляют в среднем около половины общей ширины и высоты свода, а иногда (хребты Нэмэгтийн-Нуру, Чингис-Ула, Тосту, Алтан-Ула) и более половины.

Бэли образованы теми же породами, что и окружающие равнины, или породами, слагающими центральное горное поднятие. Покров молодого пролювия на бэлях маломощен (первые метры). У более древних пьедестальных гор мощность пролювиальных шлейфов увеличивается (хр. Ихэ-Богдо). Бэль – это не аккумулятивный пролювиальный шлейф (хотя морфологически эти образования и сходны между собой), а денудационная или структурно-денудационная наклонная педиментированная поверхность.

В южных частях Гобийского Алтая мощность пролювия уменьшается вниз по бэлю; часто в днищах впадин нет никакого рыхлого покрова и развит структурно-денудационный рельеф (например, во впадине Заалтайской Гоби). Это объясняется тремя причинами:

1) молодостью впадин и поднимающихся над ними пьедестальных гор; 2) слабостью процессов выноса и переноса пролювиального материала, который не доходит до дна впадины; 3) интенсивным эоловым выносом мелкозема со дна впадин¹. Эфемерные русловые и плащевые водотоки, пройдя по бэлю 10–20 км, либо иссыкают, не достигая дна впадины, либо **полностью** сгружают обломочный материал в верхней и средней частях бэля.

В ряде случаев горы поднимаются над бэлями постепенным флексуорообразным перегибом, но чаще отграничены от него четким, хорошо выраженным в рельефе тектоническим уступом, идущим по линии краевого разлома или системы разломов, движения по которым продолжают до настоящего времени. В центральных частях горных массивов сохраняются выровненные поверхности на вершинах хребтов или в относительно опущенных внутригорных депрессиях. При этом обычно имеется одна исходная поверхность выравнивания (хребты Гурван-Сайхан, Нэмэгтийн-Нуру, Атас-Ула и др.), и лишь в относительно древних пьедестальных горах встречаются более молодые придолинные поверхности (хр. Ихэ-Богдо).

Тектоника внутренней горной части относительно проста и за редкими исключениями во всех хребтах Гобийского Алтая однотипна. Как правило, слагающие горы палеозойские осадочные и эффузивные породы, а также граниты имеют крутое падение к оси хребта (пласты "ныряют" под хребет). Центральные (горные) части сводов разбиты на отдельные блоки, приподнятые или опущенные относительно друг друга.

Строение бэлей различно. В большинстве сводовых вздутий бэли сложены осадочными породами мела – палеогена, моноклинально падающими согласно уклону поверхности бэля. В некоторых сводах бэли сложены теми же палеозойскими породами, что и центральная часть гор (хр. Атас-Ула). У контакта с горами в породах бэля видны молодые дислокации, затрагивающие отложения вплоть до четвертичных и даже современных.

По Н.А. Флоренсову (1967) и Н.А. Флоренсову и Н.А. Логачеву (1963), образование горного рельефа в центральных частях сводов обусловлено движениями глыб по системе разломов. Центральная часть свода в определенный момент начинает ломаться с образованием "клиньев выпирания". На юге Монголии иногда можно встретить небольшие (10–15 км в длину, 5 км в ширину, 200–400 м относительной высоты) валы-своды, центральные части

¹ Интенсивная денудация отрицательных элементов рельефа типична для пустынь. По подсчетам С.А. Лукьяновой (1973), на Северном Устурте интенсивность денудации в днищах локальных тектонических депрессий в 5 раз превышает денудацию на поднятиях.

МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ХРЕБТОВ ГОБИЙСКОГО

Название	Длина вместе с бэлем, км	Ширина вместе с бэлем, км	Ширина бэлей, км	Отношение ширины бэлей к ширине гор
Гурван-Сайхан	200	40-60	20-30	1:1
Арц-Богдо	120	60	10-30	1:1
Бага-Богдо	60	60	10-20	1:3
Ихэ-Богдо				
Ноен-Ула	150	50	10-20	1:2,5
Тарят-Ула				
Улан-Аргалант-Ула				
Дунд-Ула	60	25	10	1:2,5
Нэмэгтийн-Нуру	50	35	20-25	2:1
Сэврэй-Нуру	75	20-30	10-20	1:1 1,5:1
Дзолэн-Ула	80	25	10-15	1:1
Атас-Ула	60	30	10-15	1:1
Чингис-Ула	40	30	15-20	1,5:1
Сэгс-Цаган-Богдо	75	60	20-30	1:1
Тосту	80	90	15-25	1:3,5
Эдрэнгийн-Нуру	180	60	20-30	1:1
Алтан-Ула	30	35	10-20	1:1
Булган-Хушуны-Нуру	40	20	10-15	1:1 1,5:1
Баян-Цаган-Нуру	70	35	15-20	1:1

которых еще не взломаны. Это, очевидно, первая стадия образования свода. Бэли представляют собой крылья сводов, образованные втянутыми в поднятие исходными равнинами. Горы имеют свежий тектонический рельеф, слабо еще переработанный экзогенными процессами. Характерна высокая сейсмическая активность пьедестальных гор. Живые сейсмодислокации типичны как для внутренних горных частей сводов, так и для бэлей, на которых в современную эпоху образуются молодые форберги, представляющие собой гряды

АЛТАЯ

Макс. абс. выс., м	Относит. выс. всего свода, м	Относит. выс. бэля, м	Относит. выс. гор, м	Отношение высоты бэлей к высоте гор
2,815	1300-1700	600-800	700-1000	1:1
2,477	1200	400-700	500-800	1:1,6 1:1
3,590	2000-2400	600-1000	1400-1600	1:2 1:1
3,957	1200-2700	400-800	300-1700	1:2
2,522	1000-1100	500-600	500	1:1
2,768	1100-1600	400-900	400-700	1:1 1,5:1
2,631	1300	500-700	600-700	1:1
2,422	1200	400-700	500-700	1:1
2,695	1300	650	650	1:1
2,114	900	600	300	2:1
2,480	1300	650	650	1:1
2,517	1500	600-1000	300-500	2:1
2,076	600-1100	300-600	300-600	1:1 1:2
2,273	1000-1300	700-1000	300-500	2:1 3:1
1,714	300-500	200-300	200-300	1:1
3,452	1000-1500	700-600	700-800	1:1,5 1:1

мелкосопочного или холмистого рельефа, вытянутые вдоль простирания свода. Моноклиальное падение пород, слагающих бэль, здесь нарушено системой разрывов, флексур и складок, захватывающих иногда самые молодые отложения вплоть до верхнечетвертичного - голоценового пролювия. Обычно эти молодые форберги асимметричны: крутой склон-уступ их обращен к оси свода (к горам). Иногда форберги представляют собой типичные куэсты шириной 0,5-1,5 км и длиной несколько километров. Некоторые хребты окаймлены бо-

лее древними форбергами, превратившимися уже в настоящие низкие, а порой и средневысотные горные кряжи (форберги на южном бэе хр. Арц-Богдо). Но все же это не самостоятельные хребты, так как они "сидят" на едином с главным хребтом пьедестале – бэе, а их собственные вторичные бэи коротки и невысоки. Русла крупных временных потоков, стекающих с главного хребта и пересекающих бэе, обычно прорываются через форберг по узким и глубоким сквозным долинам, заложенным по поперечным разломам.

Форберги возникают вследствие расширения сводовых поднятий на крыльях. Формирование форбергов – характерная черта гор гобийско-алтайского типа. Со временем они могут либо включиться в главный хребет, осложняя его и придавая ему типичный для крупных хребтов Гобийского Алтая параллельно-грядовый облик, или стать самостоятельными хребтами, не теряющими, однако, окончательно генетической связи с главным хребтом.

Так, хребты Сэрх-Ула, Тайширын-Ула, окаймляющие с севера восточную оконечность Монгольского Алтая, имеют типичное гобийско-алтайское строение. Они являются древними форбергами Монгольского Алтая, который уже прошел стадию пьедестальных гор и переживает сейчас следующую стадию развития.

Не менее яркой специфической чертой рельефа и морфоструктуры пьедестальных гор являются интерберги. Это название мы предлагаем для обозначения характерного рельефа, возникающего на перемычках между соседними сводовыми хребтами. При прогрессирующем поднятии отдельные кулисообразные хребты и цепочки хребтов начинают объединяться. Перемычки между хребтами испытывают поднятия, на них образуется густо расчлененный эрозионно-тектонический рельеф интербергов (перемычки между хребтами Бага-Богдо и Ихэ-Богдо, Ихэ-Богдо и Тарят-Ула).

Форберги выражают процесс расширения сводовых поднятий, а интерберги – их объединения вдоль основных осей поднятий и формирования мощных единых хребтов типа современного Монгольского Алтая. Естественно, что раз подъем интербергов и образование горного рельефа на перемычках начались позднее, чем в смежных с ними хребтах, то и в объединенной горной цепи высота отдельных ее частей будет неодинакова. Причиной разновысотности осевых частей горных цепей является различие не столько в амплитудах поднятий, сколько в их возрасте.

По мере дальнейшего поднятия, расширения сводов и объединения отдельных хребтов, форбергов и интербергов в единый хребет и освоения этого сводово-глыбового поднятия экзогенными процессами, пьедестальные горы превращаются в типичные "зрелые" возрожденные горы. Так, по В.А. Бельскому (1972), в неогене Северный Памир представлял собой пьедестальные горы. Гобийский Алтай переживает первую стадию возрождения сейчас. Монгольский Алтай, вероятно, пережил ее несколько ранее, в плиоцене – плейстоцене. Таким образом, пьедестальные горы можно рассматривать как морфологическое выражение первых стадий эпиплатфор-

менного орогенеза, идущего в условиях сжатия земной коры (Флоренсов, 1967).

При переходе пьедестальных гор в зрелые возрожденные горы происходит замещение денудационных бэлей мощными пролювиальными шлейфами с уменьшением уклонов подгорных равнин, а также их высоты, возможно, за счет компенсационного прогибания подгорных впадин. В дальнейшем края этих впадин могут быть снова втянуты в поднятие, но тогда уже образуются не ровные наклонные бэли, а ступени прилавок. В горной части свода наблюдается первичный тектонический рельеф и преобразование тектонических долин в тектоэрозионные с системой террас и педиментов. В вершинной части гор начинается выработка вторичных наложенных поверхностей выравнивания (итчленов) взамен первичных участков исходной поверхности и образование молодых придолинных поверхностей выравнивания.

Изучение пьедестальных гор Гобийского Алтая показало, что возраст сводов омолаживается с запада на восток от зрелых возрожденных гор Монгольского Алтая до совсем юных, зачаточных небольших сводов на крайнем юго-востоке и юге Монголии.

ЛИТЕРАТУРА

Бельский В.А. К новейшей тектонике юго-западного Дарваза. — В сб.: Тектоника юго-восточной Средней Азии. Душанбе, "Дониш", 1972.

Лукьянова С.А. О темпах денудации на Северном Устюрте. — Вестник МГУ, серия геогр., 1973, № 3.

Обручев В.А. Орографический и геологический очерк Центральной Монголии, Ордоса, Восточной Ганьсу и Северной Шэньси. — Изв. Русск. геогр. о-ва, 1894, т. 30, № 2.

Обручев В.А. Природа и жители Центральной Азии и ее юго-восточной окраины. — Землеведение, кн. 2, 1896.

Потанин Г.Н. Тангутско-Тибетская окраина Китая и Центральная Монголия. М., Географгиз, 1950.

Флоренсов Н.А. О геоморфологическом аспекте проблемы горообразования. — В сб.: Методы геоморфологических исследований. Новосибирск, "Наука", 1967.

Флоренсов Н.А., Логачев Н.А. Геоморфология и неотектоника. — В кн.: Гоби-Алтайское землетрясение. М., Изд-во АН СССР, 1963.

А. В. Поздняков

ОБ ОСНОВНОМ ЗАКОНЕ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Рельеф поверхности Земли есть результат одновременного взаимосвязанного и взаимозависимого действия эндогенных и экзогенных сил. Рассматривая это явление, Д.А. Тимофеев (1972) вывел два главных закона развития рельефа: закон взаимодействия рельефообразующих сил и закон расчленения-выравнивания. Идеи, выраженные Д.А. Тимофеевым в виде главных законов геоморфологии,

высказывались исследователями давно, и в настоящее время они являются общепризнанными. Но механизм взаимодействия рельефообразующих сил и образования форм поверхности изучен еще недостаточно. Поэтому не случайно в отношении к данной проблеме среди исследователей существуют две точки зрения. Сторонники первой считают, что в вечной борьбе эндогенных и экзогенных сил перенос оказывается то на стороне первых (и тогда создаются горы), то на стороне вторых (экзогенных), когда горы замещаются равниной.

Согласно второй точке зрения, еще не получившей признания у большинства исследователей, во взаимодействии эндогенных и экзогенных сил могут быть такие состояния, когда эти силы по своему рельефообразующему действию оказываются равными. Высказывается предположение, что равномерное длительное поднятие поверхности может полностью компенсироваться воздействием денудации (Наск, 1965). Эта идея находит поддержку среди все большего числа исследователей (Герасимов, 1969; Дедков и др., 1970; Криволацкий, 1971; Лилиенберг, 1972, и др.). И.П. Герасимов еще в 1948 г. примерно с таких же позиций объяснял происхождение ярусности рельефа Южного Урала. Позднее (1969) он высказал положение, что рельеф может рассматриваться как сложная природная система, характеризующаяся динамическим равновесием.

На поверхности Земли протекают два одновременных процесса: процесс вертикального расчленения и процесс выравнивания, уничтожения неровностей (Тимофеев, 1972). Отражением этих процессов являются склоны, и, следовательно, их можно рассматривать как равнодействующие силы рельефообразования. Допустим, происходит равномерное врезание речного потока в ровную поверхность на величину f при величине денудации за ту же единицу времени d (рис. 1, А). Тогда за время t врезание потока приведет к образованию элементарного уступа f_1 , который под воздействием денудации отступит на величину d_1 . Следующее врезание потока вызовет образование нового элементарного уступа f_1 , но за это же время предыдущий элементарный уступ f_1 отступит уже на величину d_2 . Когда вертикальная составляющая врезающегося потока составит F , а горизонтальная составляющая денудации D , возникнет склон — равнодействующая S . Совершенно ясно, что если процесс врезания потока ускорится, например, за счет увеличения водности потока, то начнет формироваться новый более крутой склон S_1 (рис. 1, В). Как показал В. Пенк, со склона, образующегося при равномерно протекающих процессах врезания потока и денудации, смещается слой обломочного материала строго определенной мощности. Она определяется произведением величины врезания потока (или величины снижения базиса денудации) f на $\sin \beta$ или $\sin 90^\circ$ — a $m = fs \sin \beta$ (рис. 2). Выявленная В. Пенком закономерность действительна для всех случаев равномерного снижения базиса денудации и относительно постоянных скоростей разрушения горных пород. Изменяется скорость одного из этих процессов — меняется и крутизна склона. Вместе с этим меняется и тип склоновых процессов.

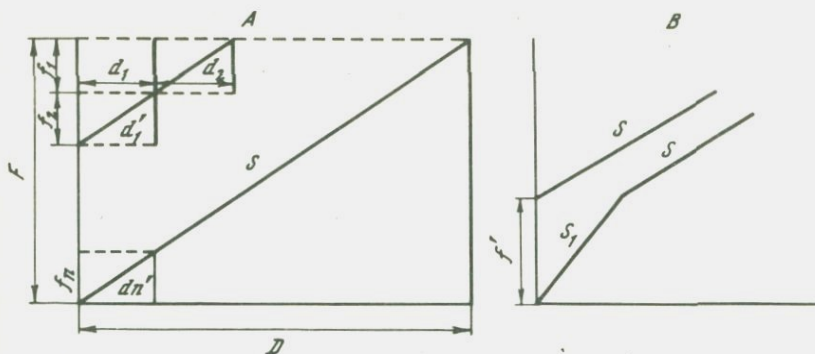


Рис. 1. Схема образования склонов при равномерном врезании потока.

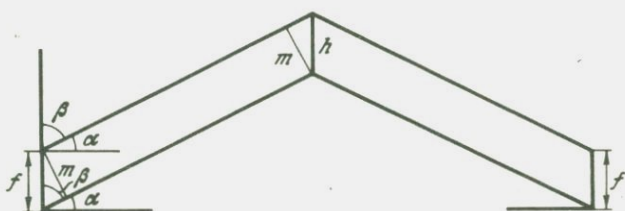


Рис. 2. Схема смещения на склоне обломочного материала при равномерных процессах врезания потока и денудации.

Если скорость равномерного снижения базиса денудации мала, то соответственно формируется пологий склон, на котором преобладают процессы медленного смещения обломочного материала. Увеличивается скорость снижения базиса денудации – формируется более крутой склон с преимущественно гравитационным смещением обломочных масс на нем. И во всех случаях мощность слоя удаляемых пород определяется величиной снижения базиса денудации и скоростью разрушения горных пород. Таким образом, врезание двух смежных потоков при схождении склонов их долин вызывает снижение вершины водораздела на величину, равную величине снижения базиса денудации (на рис. 2 $f = h$). Данная закономерность проявляется и при действии селективной денудации. Если, например, поверхность срезает породы различной устойчивости к выветриванию, то на границе участков неодинаковой сопротивляемости возникает склон–равнодействующая. Крутизна его зависит от разницы в скоростях снижения участков поверхности, срезающих устойчивые и неустойчивые породы. И здесь также действительна установленная В. Пенком закономерность. Мощность слоя удаляемых со склона рыхлых пород пропорциональна величине снижения базиса денудации этого склона и синусу угла.

Если по каким-либо причинам увеличится или уменьшится скорость снижения базиса денудации, то соответственно увеличится или уменьшится крутизна склонов-равнодействующих и высота формы рельефа.

Высота форм рельефа при поднятии и врезании рек или при вулканическом извержении не может увеличиваться без увеличения ширины их основания. Повсеместно наблюдается зависимость высоты форм от ширины их основания. Это положение справедливо для тех случаев, когда склоны форм сходятся и исходная поверхность полностью уничтожается. В районах, где поднятие и эрозийное расчленение началось недавно и поэтому еще хорошо сохранилась исходная, например равнинная, поверхность, все формы независимо от ширины их основания будут примерно равными по высоте. Склоны форм с меньшей шириной основания сойдутся раньше, а с момента их схождения водоразделы будут снижаться на величину снижения базиса денудации склонов. Склон: форм с большей шириной основания, например на участках более устойчивых пород, сойдется позже, и поэтому высота водоразделов окажется большей. Так одна и та же ровная поверхность при одной и той же амплитуде поднятия, но различной густоте расчленения может расщепиться на несколько высотных уровней. При одной и той же амплитуде поднятия расчленение поверхности не может быть во всех случаях одинаковым, что связано с определенными закономерностями образования речной сети и различиями в устойчивости пород к разрушению. При блоковом поднятии поверхности обычно наиболее густо расчлененными оказываются краевые части морфоструктур. Следовательно, ширина основания водоразделов здесь также оказывается меньшей. Соответственно и схождение склонов здесь происходит раньше, чем в центральных участках, а поэтому и водоразделы оказываются более низкими. Если равномерное поднятие продолжается геологически длительное время, то во всех частях формирующихся морфоструктур склоны водоразделов сходятся и возникает единая поверхность равновесия, когда величины поднятия, врезания рек и снижения вершин форм оказываются равными. Такая же поверхность равновесия возникает и в результате действия селективной денудации. На участках, где поверхность сложена устойчивыми породами, снижение ее будет происходить медленнее, чем на участках, сложенных менее крепкими породами. Но как только склоны – равнодействующие сойдутся, возникает поверхность, все точки которой снижаются на одну и ту же величину. Эту поверхность можно назвать поверхностью равновесия.

Интенсивность эндогенного и экзогенного воздействия на поверхность Земли может меняться во времени. Меняется и интенсивность селективной денудации, что может быть связано с изменением климатических особенностей или устойчивости горных пород. Каждое изменение интенсивности противоположно направленных рельефообразующих процессов немедленно приводит к образованию новых склонов – равнодействующих. Эти новые склоны неизбежно заменя-

ют старые склоны, не соответствующие существующей интенсивности рельефообразующих сил.

При длительном и равномерном поднятии и расчленении равнина замещается сочетанием склонов определенной крутизны, образующих в зависимости от темпа поднятия низкие или высокие горы. Эту новую сложную поверхность также можно назвать поверхностью равновесия, поскольку она отражает состояние равновесия между противоположно направленными рельефообразующими силами. Прекрасным примером динамического равновесия могут являться горы Камчатки, в частности хр. Ганнальский, водораздел рек Плотникова и Паратунки и др., а также отдельные районы Корякского нагорья (Криволуцкий, 1971); в состоянии динамического равновесия развития находятся осевые части хребтов Кавказа.

С позиций динамического равновесия рельефообразующих сил объясняется ярусность рельефа. Хорошим примером может быть описанная И.П. Герасимовым (1948) ярусность гор Урала. Такого типа ярусы характерны для всех горных районов. Так сформировались, например, ярусы гор Нижнего Приамурья. Здесь в крайних частях блоковых морфоструктур в связи с большей густотой расчленения ширина основания форм оказалась меньшей, соответственно и склоны сошлись раньше, чем в центральных участках морфоструктур, где ширина водоразделов по основанию была в 2 раза больше. Поэтому центральные участки таких морфоструктур в рельефе выделяются в виде более высокого яруса гор. Еще контрастнее ярусность выделяется, когда на поверхность выходят гранитоидные интрузии. В местах их распространения ширина основания форм наибольшая, соответственно и высота форм достигает максимальных отметок.

Таким образом, в формировании и развитии рельефа действует закон равновесия рельефообразующих сил. Проявление этого закона обуславливает все основные изменения, происходящие на поверхности Земли. Главный смысл его действия заключается в том, что всякое проявление внутренних сил Земли неизбежно вызывает проявление внешних сил. Совместное действие этих сил всегда направлено на образование такой поверхности, при которой наступает их взаимная компенсация. Это совсем не значит, что во всех случаях взаимодействие рельефообразующих сил должно приводить к образованию поверхности равновесия. Активность этих сил часто меняется во времени и пространстве, и поэтому каждый раз формирование поверхности равновесия как бы начинается сначала. При этом некоторое время еще сохраняются остатки ранее формировавшейся поверхности равновесия. Очевидно, в развитии рельефа существенное значение имеет явление "запаздывания". Когда в поднятие вовлекается, например, равнина, то еще долгое время в рельефе сохраняются ее остатки. И наоборот, когда поднятие прекращается — сохраняются горы.

Закон равновесия рельефообразующих сил можно сформулировать следующим образом: равномерно происходящее взаимодействие эн-

догенных и экзогенных сил приводит к возникновению такой поверхности, при которой действие одних сил компенсируется действием противоположно направленных сил.

Проявление этого закона приводит к образованию поверхности равновесия, морфология которой не меняется при более или менее равномерном воздействии на нее факторов рельефообразования. Такой поверхностью равновесия является, например, сложная поверхность гор, формировавшаяся в процессе длительного поднятия и врезания рек, или поверхность пенеплена, образующаяся в результате длительного перерыва в проявлении эндогенных сил.

Учет закона равновесия рельефообразующих сил позволяет более активно отражать строение и развитие рельефа, в частности изучать ярусы рельефа и их происхождение, полнее выявлять процессы россыпеобразования, объяснять причины глубокого среза геологических тел и т.д.

ЛИТЕРАТУРА

Герасимов И.П. Геоморфология Среднего и Южного Урала. Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР, М.-Л., Изд-во АН СССР, 1948.

Герасимов И.П. Современные рельефообразующие экзогенные процессы, уровень научного познания, новые задачи и методы исследования. - Изв. АН СССР, серия геогр., 1969, № 2.

Дедков А.П., Бутаков Г.П., Бабанов Ю.В., Малышева О.Н. Формирование ярусности рельефа внешних зон горных областей и возвышенностей. В сб.: Поверхности выравнивания. Иркутск, 1970.

Кривошукский А.Е. Жизнь земной поверхности. М., "Мысль", 1971.

Лилиенберг Д.А. Современные тектонические движения и их связь с морфоструктурами. - В кн.: Актуальные вопросы советской географической науки, М., "Наука", 1972.

Тимофеев Д.А. О некоторых геоморфологических законах. - Геоморфология, 1972, № 2.

Hack J.T. Geomorphology of the Shenandoah Valley, Virginia and West Virginia and origin of the residual arena deposits. - U.S. Geol. Surv. Profess. Paper., 1965, 484.

Н. В. Башенина

ПРИНЦИПЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ

Систематика и классификация в геоморфологии еще недостаточно разработаны. Наука о Земле вступила в стадию глобальных обобщений, которые обосновываются уникальным материалом орбитальных снимков. Данные геофизических исследований, геотектоники, геохимии, географии и геоморфологии позволили рассматривать Землю как единую саморегулирующуюся систему. Стала очевидной огромная роль ротационного фактора, и влияние космических факторов на развитие Земли. Исследования взаимосвязи внутренних и внешних оболочек Земли как систем подчиненного порядка, поверхности Земли,

на которой взаимодействуют процессы, происходящие в этих оболочках, выявили ведущую роль эндогенных рельефообразующих факторов и по-новому осветили проблему геоморфологической классификации.

Рельеф поверхности Земли представлен разнообразными тектоническими формами, в неодинаковой степени измененными денудацией или аккумуляцией, т.е. морфоструктурами разного порядка и возраста, а также формами экзогенного происхождения. Поэтому современная геоморфологическая классификация должна быть основана на таксономии по генетическому, возрастному и размерному подчинению. Классификация экзогенных форм рельефа, видимо, должна составляться по тем же принципам.

Теоретическое значение проблемы систематики и классификации заключается в связи всех малых элементов рельефа в своем развитии с крупными как частей и целого. Образование малых и так называемых чисто экзогенных форм рельефа может быть понято в результате изучения морфоструктур, в пределах которых они формируются. Классификация элементов рельефа разного ранга является основой для легенд карт разных масштабов.

Попытки классифицировать элементы рельефа делались неоднократно, но они неполны. Классификация должна отражать главные стороны объектов. 1) Она должна быть сущностной (т.е. классифицировать объекты по их самым существенным признакам); 2) охватывать качественные и количественные особенности объектов и их причинно-следственные связи; 3) рассматривать объекты как целостности; 4) характеризовать их с историко-генетических позиций. На каждой ступени классификации должна быть отражена связь общего и отдельного, особенного (Энгельс, 1941; Мелюхин, 1966; Афанасьев, 1963; Уемов, 1961).

Существенные признаки различны для крупных и малых элементов рельефа. Последние неодинаковы в разных морфоструктурах в зависимости от общего тектонического "фона" и отличаются от тех, которые образуются в других морфоструктурах того же порядка, но с иным тектоническим развитием: например, слабо активизированные платформенные горы Урала и аккумулятивная Западно-Сибирская равнина на глубоко залегающем основании. Среди форм, обусловленных криогенными процессами, на Урале образуются гольцовые педименты (Башенина, 1967), а в Западной Сибири — многолетние бугры пучения. Очевидно, что существенные генетические признаки этих двух крупных морфоструктур и форм, обусловленных мерзлотой, различны. Крупные морфоструктуры и педименты, бугры пучения и пр. стоят на разных ступенях классификации.

При современном уровне знаний о рельефе можно ограничиться качественной стороной объектов, лишь с учетом количественных характеристик: трехмерной размерности элементов рельефа, скорости неотектонических и современных движений, скорости и объема денудационного среза, трехмерности зон глубинных разломов и т.д.

Основные классификационные единицы всех порядков представляют целостности, т.е. объекты, части которых не могут образоваться и развиваться отдельно друг от друга. Отдельно они могут существовать лишь как реликты, если целостность разрушена (пример такого реликта – часть взорвавшегося вулканического конуса). По В.Г. Афанасьеву (1963), целостность – сочетание компонентов (элементов рельефа низшего порядка), создающее новое качество, которого ни один компонент сам по себе не содержит. Следовательно, крупный элемент рельефа как целостность представляет не сумму элементов низших порядков, а их закономерное сочетание.

Рассмотрим примеры связи общего и особенного (отдельного). Рельеф Земли в целом как общее, как множество существует в четырех особенных формах: 1) океанические впадины, или ложе океана; 2) зоны перехода между океанами и материками; 3) материковые платформы; 4) рифтовые зоны океанов (Леонтьев, 1971) и материков. Они различаются разными типами земной коры и верхней мантии (Деменицкая, 1967). Выражение рельефа Земли в таких формах обусловлено различиями в общей направленности тектонических движений за геологическое время. Это самые крупные морфоструктуры, которые отвечают структурным формам первого порядка и которые некоторые исследователи (Н.В. Васильковский, 1964) рассматривают как стадии развития коры.

На второй ступени классификации материк как общее находит выражение в двух особенных формах: собственно материковые платформы и подводные окраины материков. Неодинаковое выражение в рельефе двух планетарных материковых морфоструктур обусловлено изменением интенсивности тектогенеза за геологическую стадию развития Земли. Также и переходная зона как общее на второй ступени существует в двух особенных формах: современные геосинклинальные зоны и эпигеосинклинальные орогенические зоны материков. Рифтовые зоны разделяются на срединно-океанические хребты и рифтовые зоны материков и т.д.

Рассмотрим материковые платформы как общее. На третьей ступени классификации они выявляются в двух особенных формах – равнины платформ и горы платформ. Причины различия – неодинаковая направленность и интенсивность тектогенеза в фанерозое.

Равнины платформ на следующей – четвертой ступени, как общее, также представлены особенными формами: равнинами аккумулятивными и равнинами денудационными. Неодинаковая направленность неотектонических движений обусловила эти самые существенные черты различия рельефа равнин на четвертой ступени и вызвала разное направление экзогенных процессов – снос или накопление.

Морфоструктуры разного таксономического ранга отражают неодинаковый характер взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов на поверхности раздела внутренних и внешних оболочек Земли и неодинаковую степень моделировки структурных форм экзогенными факторами. В крупных морфоструктурах наблюдается видимое различие роли эндогенных и экзогенных факторов в их формирова-

нии. Так, аккумулятивные равнины как общее, как множество на пятой ступени выражены в своих особенных формах в зависимости от типа прогиба, глубины залегания фундамента. Близкое залегание неровного коренного основания создает иной облик равнины — большую пестроту и сложность аккумулятивного рельефа. Но для денудационных равнин на пятой ступени классификации самым существенным является то, что в рельефе выступают структурные особенности, отличающие одну равнинную морфоструктуру от другой.

На шестой ступени аккумулятивные равнины различаются в зависимости от характера аккумуляции (аллювиальные, ледниково-морские, озерные и пр.), а денудационные равнины материковых платформ различаются по более мелким особенностям структуры и литологии. Тип денудации для равнин и гор для этой ступени таксономической лестницы еще не будет существенным признаком. Следовательно, если исходить из сущности объектов, то классифицировать морфоструктуры даже на одной ступени нужно по разным признакам.

Классификация морфоструктур по единым признакам возможна только до пятой ступени включительно. Для морфоструктур более низшего порядка единые признаки уже не дают возможности выявить существенные черты рельефа и могут оказаться препятствием для такого выявления.

Возможен и пропуск таксономических ступеней. Не каждый элемент рельефа предыдущей ступени разделится на элементы следующей, более низкой ступени. Может оказаться, что его деление возможно только на еще более низкой таксономической ступени. Например, эпигеосинклинальные орогенические зоны — морфоструктуры второго ранга по опыту нашей работы, нельзя пока разделить на третьей ступени, а только на четвертой.

От живого созерцания природы (рельефа) к абстрактному мышлению и от него к практике — таков диалектический путь познания истины, познания объективной реальности.

Классификация, легенда, карта — это научные абстракции, т.е. отвлечение от тех или иных сторон явлений. Абстракция необходима для познания объективной действительности. Абстракции могут быть главными и второстепенными, частными. Главные абстракции отражают сущность явлений; второстепенные или частные — отдельные стороны явлений, например роль только экзогенных факторов в формировании рельефа. Геоморфологическая классификация должна быть основана на главной абстракции и отражать рельеф, как результат взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов. Идя в классификации от низших ступеней к высшим, мы можем генерализовать морфоструктуры по их сущности, все больше освобождая классификацию от черт, несущественных для высших ступеней. Но при этом содержанием классификации всегда остаются реальные элементы рельефа, поскольку мы нигде не разрушаем их целостности, как результата взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов.

Главная — классификация рельефа представляет существенную часть теории геоморфологии и организует геоморфологические исследования, а также обуславливает составление легенд к общим геоморфологическим картам разных масштабов. Частные классификации отражают рельеф, но недостаточно объясняют его происхождение. Например, составляя карту моренного или овражного рельефа, мы понимаем что он образуется на равнинах, но для полного объяснения генезиса этого рельефа надо привлечь тектонический фактор, которым обусловлено образование самой равнины.

Поскольку практическая ценность общей геоморфологической классификации определяется в основном информативностью легенд и карт разных масштабов, то создание классификации может быть путем для разработки общих принципов разномасштабного геоморфологического картографирования. Классификация морфоструктур разного порядка как основа для легенд карт создает и возможность генерализации объектов картографирования по их сущности. Например, можно показать "склон смыва" на картах съемок крупных масштабов, но в мелких масштабах это невозможно, поскольку сущность понятия "склон" изменяется. В него входят сниженные хребты, гряды и ступени предгорий и др. Поэтому на карте масштабов мельче 1:2 500 000 вообще нельзя выделить склоны. Чтобы не упустить существенное для разнопорядковых элементов рельефа, надо найти "порог", установить переход одного качества в другое.

Основываясь на представлениях А.В. Пейве (1960 и др.) и В.Е. Хаина (1963, 1965) о том, что не только крупные, планетарные блоки, но и малые ограничены разломами и разрывными нарушениями разной глубины заложения, мы попытались эти нарушения классифицировать (Башенина и др., 1972). Эта классификация близка к классификации В.Е. Хаина (1963), но, в противоположность последней, учитывает их выражение в рельефе. Четкой зависимости между порядками глубинных разломов и разрывных нарушений и порядками морфоструктур нет; можно говорить лишь о преобладании тех или иных разломов, ограничивающих морфоструктуру данного порядка. Границы региональных блоковых морфоструктур определяются сложными комбинациями разных разломов и нарушений.

Н.В. Башениной совместно с О.К. Леонтьевым (морфоструктуры первых пяти порядков) и М.В. Пиотровским (морфоструктуры и их элементы седьмого, восьмого, девятого порядков) сделана попытка составления классификации морфоструктур от самых крупных планетарных до морфоструктур и их элементов, которые изучаются при полевом картировании (1974). Классификация не претендует на полноту, так как еще много неясного в вопросе причин, механизма и глубинности тектонических движений.

Морфоструктуры пятого порядка (применительно к суше) соответствуют тем морфоструктурным различиям, которые отражаются на орбитальных снимках масштабов от 1:15 000 000 до 1:7 500 000. Классификация морфоструктур первых пяти порядков может быть основой легенд геоморфологических карт мелких обзорных мас-

штабов - 1:1 000 000 000, 1:40 000 000, 1:15 000 000. Легенды для карт этих масштабов различаются, причем учитывается необходимость генерализации картографического изображения. Это доказано нашим опытом составления геоморфологических карт Мира масштабов 1:100 000 000 (Бошенина и др. 1974) и 1:40 000 000¹. Классификация морфоструктур шестого-седьмого порядка представляет основу для системы легенд геоморфологических карт масштабов от 1:5 500 000 до 1:1 500 000. Как показывает наш опыт составления карт м-ба 1:2 500 000 по Карпатам, Южному Уралу, на них приходится комбинировать способы изображения: цветом показывать те же морфоструктуры, что и на карте м-ба 1:15 000 000, а большее разнообразие структурных различий передавать фигурными сетками того же цвета. Приходится также значительно шире использовать цветные значки для отдельных морфоструктур и форм экзогенного происхождения.

На основе классификации морфоструктур низших порядков, а также элементов этих морфоструктур, в том числе и склонов (Башенина, Пиотровский, 1968) и классификации экзогенных форм, разработана легенда для геоморфологических карт съемочных масштабов (Башенина, и др. 1975).

Авторы классификации и легенд геоморфологических карт разных масштабов не считают, что они являются унифицированными. Предлагается лишь один из возможных путей решения сложнейшей проблемы и по сути - первый опыт составления легенд геоморфологических карт на основе единой классификации. Многое в решении этой проблемы даст изучение космических снимков. Сравнение их с аэрофотоснимками показало, что в горных странах разных материков повторяются плановые рисунки морфоструктур неодинаковых рангов - кольцевые, решетчатые, ячеистые и др. Имея ширину от первых сотен километров до 1-2 км и высоту от 3000-4000 м до 50-100 м, морфологически они построены сходно и представляют сложные конформные морфоструктуры, образующиеся в узлах пересечения глубинных разломов или разрывных нарушений разных порядков и на разной глубине. Проблема связи морфоструктур разных размеров с глубиной их заложения в настоящее время - одна из основных.

ЛИТЕРАТУРА

Афанасьев В.Г. О принципах классификации целостных систем. - Вопросы философии, 1963, № 5.

Башенина Н.В. Формирование рельефа земной поверхности (с геоморфологической картой Мира). М., "Высшая школа", 1967.

Башенина Н.В. О классификации разломов и разрывных нарушений и морфоструктур разного порядка. - В сб.: Тектоника Сибири, т. VI. Новосибирск, "Наука", 1974.

¹ (Башенина, Леонтьев, Заруцкая в книге Н.В. Башениной "Формирование рельефа земной поверхности (с геоморфологической картой Мира). М., 1967.

Башенина Н.В. и др. Руководство по детальному картированию. Под ред. Демека и Е. Эмблтона. Прага, 1972.

Башенина Н.В. и др. Легенда для морфоструктурных карт съемочных масштабов. — В сб.: Геоморфологическое картирование в съемочных масштабах. Изд-во МГУ, 1975.

Башенина Н.В., Пиотровский М.В. Генетическая классификация склонов как основа для легенды геоморфологических карт крупных масштабов. — Вестник МГУ, серия геогр., 1968, № 3.

Башенина Н.В., Бронникова В.К. Геоморфологическая карта Мира. в м-б 1:10 000 000 ГУГК, 1974.

Васильковский Н.В. К проблемам развития земной коры. Доклады сов. геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса, проблема 4. М., "Наука", 1964.

Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. М., "Недра", 1967.

Леонтьев О.К. Типы планетарных морфоструктур Земли и некоторые черты их динамики в кайнозое. — Геоморфология, 1971, № 3.

Мелюхин С.Т. Материя в ее единстве, бесконечности и развитии. М., "Мысль", 1966.

Пейве А.В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. Доклады сов. геологов на XXI сессии МГК, пробл. 18. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Уемов А.И. Некоторые тенденции в развитии естественных наук и принципы их классификации. — Вопросы философии, 1961, № 8.

Хаин В.Е. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры. — Изв. вузов, серия геол. и разведка, 1963.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1965.

Энгельс Ф. Диалектика природы. М., Госполитиздат, 1941.

О. А. Кашменская

О ДИНАМИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ГОРНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

В основе геоморфологических процессов лежит диалектическое противоречие двух основных составляющих морфогенеза: внутренней, или эндогенной (источник энергии связан главным образом с мантией), и внешней, или экзогенной (основной источник энергии — Солнце). Если эндогенные процессы рельефообразования стремятся создать контрастные формы рельефа, то экзогенные стараются их уничтожить. Противоположное направление основных сил морфогенеза обеспечивает саморазвитие геоморфологической системы.

Классификация системы заключается в выделении таких подсистем, которые независимо от их порядка сохраняют специфику связей (структуру) и подчиняются общим для всей системы законам развития. Мы считаем, что геоморфологическая формация (Флоренсов, 1964, 1965) отвечает этим требованиям, является подсистемой крупного порядка и может быть использована при классификации геоморфологической системы.

В основу системного анализа геоморфологической формации должно быть положено изучение баланса вещества земной коры, так как различный баланс масс ведет к образованию различных формаций рельефа, т.е. подсистем геоморфологической системы.

С этих позиций весь рельеф может быть разделен на две основные части: рельеф неравновесного баланса масс (горы и впадины) и рельеф равновесного баланса (денудационные равнины и аккумулятивные равнины). Горы возвышаются над теоретической поверхностью геоида, а денудационные и аккумулятивные равнины близки к ней; и те и другие могут рассматриваться как геоморфологические формации первого порядка. Они выделяются по принципу суммарного баланса вещества земной коры. При формировании каждой формации баланс вещества испытывает неоднократные колебания в пространстве и времени. Это приводит к различию в облике рельефа на отдельных участках внутри формации и на разных этапах ее развития, что позволяет выделить формации низших порядков и палеоформации. Все подсистемы геоморфологической системы взаимодействуют друг с другом (как и она сама с другими системами) путем обмена энергией и веществом. Стремление к подвижному равновесию, т.е. к устойчивости систем, достигается равновесным балансом материала, поступающего в систему и вынесенного из нее. Примером могут служить флювиальный и склоновый рельефы (Карташов, 1972; Хворостова, 1971), если их рассматривать как подсистемы.

Изучение рельефа горных стран и коррелятных его развития рыхлых отложений показывает, что изменение значения в рельефообразовании эндогенных и экзогенных сил происходит в определенной закономерности (циклично): от резкого преобладания эндогенных сил, через равновесие их с экзогенными, внешними — к преобладанию денудации и, наконец, к новому равновесию уже на другом уровне взаимодействия сил внутри системы и при другом объеме обменных масс. Этим изменением соотношения рельефообразующих сил (т.е. баланса масс земной коры) обеспечивается цикл развития рельефа от контрастного горного до выровненного (пенеплена).

По-видимому, в начале цикла, при резком преобладании эндогенного фактора над экзогенным (резко положительном балансе масс земной коры) равновесие системы не может быть достигнуто; происходит горообразование, приток вещества из соседних регионов и системы мантии значительно превышает суммарный денудационный вынос рыхлого материала. В этот период могут возникать кратковременные состояния динамического равновесия, связанные с ослаблением тектонических напряжений как во времени, так и в пространстве (например, в периферийных частях сводовых поднятий). С этим связано, по-видимому, образование локальных педипленов. Однако общее развитие горной страны остается восходящим, и образующиеся педиплены испытывают затем быстрое поднятие. Это геоморфологическая формация растущих гор.

Далее, при устойчивом ослаблении тектонических напряжений система теряет столько же вещества, сколько его получает. Баланс

масс становится равновесным; возникает геоморфологическая формация равновесных гор с характерным для нее большим объемом обменных масс, вызывающим неустойчивое равновесие. В этот этап подформация педипленов получает значительно более широкое развитие, располагаясь у подножия гор — на периферии сводовых поднятий, вблизи впадин и в районах, сложенных породами, податливыми к денудации.

Продолжающееся ослабление тектонических движений приводит к увеличению роли денудации в рельефообразовании. Из системы выносятся больше материала, чем в нее поступает. Баланс масс становится отрицательным. Это геоморфологическая формация снижающихся гор.

Снижение гор и выполаживание склонов ведут к уменьшению интенсивности денудационных процессов, количество удаляемых масс уменьшается, и, наконец, возникает снова подвижное равновесие в балансе масс земной коры при очень малых объемах обменных масс. Это заключительный этап цикла развития рельефа — геоморфологическая формация пенеплена.

Изучение изменений баланса вещества во времени, т.е. чередования палеоформаций различного возраста, позволяет подойти к проблеме их сопоставления со стадиями развития рельефа Девиса. Изменение баланса масс земной коры в пространственном аспекте дает основание для классификации современного горного рельефа. Если геоморфологическая формация гор принадлежит к формациям первого порядка, то высокие, средние и низкие горы, выделяемые также по величине суммарного баланса масс земной коры, относятся ко второму порядку, а динамические формации, соответствующие современному состоянию масс в различных частях горной системы, имеют третий порядок. Это формации растущих гор, равновесных гор, снижающихся гор, пенеплена. Могут быть выделены также формации растущих, равновесных и заполняющихся впадин. Для каждой из формаций характерен особый баланс масс земной коры, определяющий ход рельефообразования, темп накопления, характер рыхлых отложений и месторождений гипергенных полезных ископаемых.

Рассмотрим, каково соотношение баланса масс земной коры с формами рельефообразующих процессов и балансом рыхлого материала (Карташов, 1972) в различных геоморфологических формациях.

Для формации пенеплена характерны малые высоты и уклоны поверхностей рельефа. Низкие пологие склоны поставляют мало рыхлого материала, и реки выносят лишь небольшое его количество вследствие пологого продольного профиля русел. Это приводит к подвижному равновесию между поступлением и выносом материала, т.е. к равновесному балансу. Согласно динамической классификации флювиальных процессов В.В. Ламакина (1948), которая позднее была применена при изучении склонов (Хворостова, 1971), процессы в системе склонов — днище долины находятся в перстративной фазе; мощности склоновых и речных отложений — в пределах нормы. Таким образом, равновесному балансу масс в земной коре соответ-

ствуется равновесный баланс масс рыхлого материала. И тот и другой осуществляются при малом объеме обменных масс, что характерно для достаточно устойчивого состояния системы.

Для формации растущих гор характерно увеличение высот и уклонов. Поступление рыхлого материала не успевает компенсировать возрастающий его вынос. Процессы в системе склон — днище долины переходят в инстративную фазу, избыток энергии используется на врез гидросети и вынос рыхлого материала. Таким образом, положительному балансу масс земной коры, свойственному формации растущих гор, сопутствует постоянный отрицательный баланс рыхлого материала; мощности склоновых и речных отложений здесь меньше нормальных.

Для формации равновесных гор (т.е. рельефа, высоты и уклоны которого стабилизированы, что соответствует равновесному балансу масс земной коры) характерны выработанные профили днища долин и склонов, находящихся в перстративной фазе развития, и равновесный баланс рыхлого материала. По-видимому, равновесие между поступлением и выносом рыхлого материала может быть достигнуто при различных уклонах рельефа, вплоть до самых крутых; меняется лишь объем обменных масс.

Для формации снижающихся гор характерно уменьшение высот и уклонов. При этом вынос уменьшается быстрее, чем количество поступающего рыхлого материала. Наступает перенасыщение рыхлым материалом; системы склон — днище долины переходят в констративную фазу развития, баланс рыхлого материала становится положительным, происходит аккумуляция избытка рыхлого материала внутри формации в виде склоновых отложений, шлейфов и аллювия повышенных мощностей. Такой режим масс приводит к снижению рельефа и сокращению поступления рыхлого материала. Величина неравновесности баланса уменьшается, создаются условия равновесия системы. Происходит, с одной стороны, вынос рыхлого материала за пределы формации, что ведет к общему абсолютному снижению гор, а с другой — отложение избытка рыхлого материала внутри формации, что приводит к дополнительному выполаживанию уклонов и относительно-му снижению гор.

В условиях выровненной страны — формации пенеплена — характерны равновесные балансы при очень малом объеме обменных масс. Образование пенеплена происходит при положительном балансе рыхлого материала; его нельзя рассматривать как чисто денудационную равнину. Это денудационно-аккумулятивная поверхность, где выположенные денудацией водораздельные пространства чередуются с долинами, выполненными аллювиально-пролювиальными отложениями повышенных мощностей.

Формации впадин (растущих, равновесных, заполняющихся) характеризуются обратной по отношению к горным формациям тенденцией развития масс земной коры: эндогенные тектонические процессы направлены здесь отрицательно; в балансе рыхлого материала вынос заменяется накоплением.

Тип динамической формации определяет характер образования россыпей. В формациях растущих гор и растущих впадин большая часть золота не успевает освободиться из горных пород, а то, что освободилось, либо выносится за пределы формации растущих гор, либо накапливается в растущих впадинах. Формации равновесных гор сопровождаются интенсивной линейной концентрацией золота в россыпных месторождениях. Для формаций снижающихся гор и за-полняющихся впадин характерно разубоживание золота по вертикали в рыхлых отложениях повышенной мощности, а для формации пенеп-лена — горизонтальное разубоживание золота по выложенным во-дораделам и склонам.

Рельеф, как и россыпные месторождения, образуется не только на современном этапе развития, но и в течение предшествующих палеоформаций. Поэтому для более глубокого познания рельефа необ-ходимо исследовать не только его современные формации, но и па-леоформации различного возраста, восстановленные по реликтовым формам.

Изложенный подход к изучению горных стран ставит перед ис-следователем ряд вопросов, решение которых требует дополнитель-ного изучения фактического материала. Например, недостаточно ясна природа недонасыщенных впадин: их облик в современном релье-фе, характер отложений, признаки, по которым можно обнаружить существование таких впадин в палеогеоморфологических системах гор. Вызывает затруднения детальная разработка различных вари-антов зависимости между балансом масс земной коры и балансом рыхлого материала — мы предлагаем лишь принципиальную схему их сопоставления. Некоторые выводы, логически вытекающие из предлагаемой классификации горного рельефа, идут вразрез с тра-диционными представлениями: непривычно, например, представление о равновесных профилях большой крутизны. Однако, нам кажется, что предлагаемый метод динамической классификации современной и палеогеоморфологических систем представляет известный интерес как для теоретической интерпретации явлений, происходящих в гор-ных странах, так и для практического освоения территории.

ЛИТЕРАТУРА

- Карташов И.П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран. М., "Наука", 1972.
- Ламакин В.В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отло-жений. — Землеведение, 1948, т. II(XL—II).
- Флоренсов Н.А. О некоторых общих понятиях в геоморфологии. — Геол. и геофиз., 1964, № 10.
- Флоренсов Н.А. Что такое структурная геоморфология? — Изв. АН СССР, серия геогр., 1965, № 2.
- Хворостова З.М. Основные аспекты проблемы педимента. — В кн.: По-верхности выравнивания гор Сибири. Новосибирск, "Наука", 1971.

ПРИНЦИП ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕЛИЧИНЫ РЕГИОНАЛЬНОГО ТАНГЕНЦИАЛЬНОГО СЖАТИЯ В НОВЕЙШИХ ЭПИПЛАТФОРМЕННЫХ ОРОГЕНАХ

Любая карта новейшей тектоники, составленная в общепринятой легенде Н.И. Николаева, С.С. Шульца (1959 г.) по ступеням суммарных деформаций донеогеновой (или доверхнеолигоценовой) поверхности за новейший этап, отражает распределение и амплитуды вертикальных тектонических движений за это время. Вопрос же о тангенциальной составляющей новейших движений еще недостаточно освещен.

Для каждого геолога совершенно очевидно, что тектонические движения всегда несут в себе кроме вертикальной и тангенциальную компоненту. Одни исследователи доминирующее значение придают первой, другие – второй, однако никто не станет отрицать существование той или другой из них. И если вертикальная компонента относительно просто определяется по геолого-геоморфологическим профилям и при простом анализе уже составленной карты новейшей тектоники, то определение компоненты тангенциальной либо вообще не производится, либо делается чисто субъективно. А определение последней не менее важно, чем первой. Настоящая статья и посвящена рассмотрению этого вопроса применительно к этапу новейшего тектогенеза¹.

Как известно, в условиях растягивающих усилий образуются рифтовые зоны, представленные системой грабенов, которые образованы проседанием отдельных участков верхней части коры по системе сопряженных прямых сбросов. Если просевший участок мысленно поднять до его изначального положения, то между ним и "рамой" останется определенный зазор, ширина которого в общих чертах будет соответствовать амплитуде раздвига или растяжения на данном участке (Белюсов, 1962, и др.). Рифтовые зоны в современной структуре Среднеазиатского орогена нам не известны, а прямые сбросы исключительно редки. Подобные структуры, видимо имевшие место в доновейшее время или в начале новейшего этапа, во вторую его половину на фоне разрастающихся вишь гор были превращены в поддвиги, как это показано на рис.1. В случае А современные поддвиги юго-западного склона Ферганского хребта могли заложиться и развиваться по типу прямых сбросов в юрское время по обрамлению Суекского прогиба; в случае Б современные поддвиги северного склона Киргизского хребта могли быть заложены и развиваться в качестве прямых сбросов в начале новейшего этапа по южному обрамлению Чуйской впадины.

В современной же структуре Среднеазиатских гор более всего развиты либо обратные грабены – рампы, зажатые между двумя

¹ Авторы выражают признательность А.К. Трофимову за замечания, сделанные при просмотре статьи.

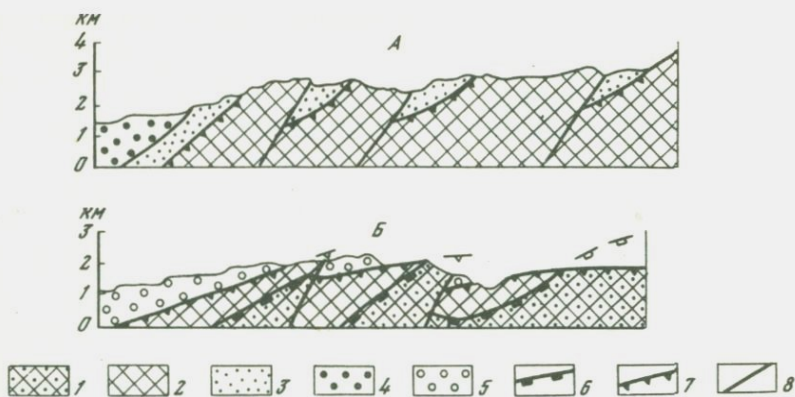


Рис. 1. Примеры современных поддвигов: А - на юго-западе Ферганского хребта, В - на северо-западе Киргизского хребта.

1 - каледонский комплекс; 2 - герцинский комплекс; 3 - нижнеюрские отложения; 4 - мел-палеоцен-эоценовые отложения; 5 - олигоцен-неоген-четвертичные молассы; 6 - эпикаледонский пенеплен; 7 - предорогненная поверхность выравнивания; 8 - поддвиги.

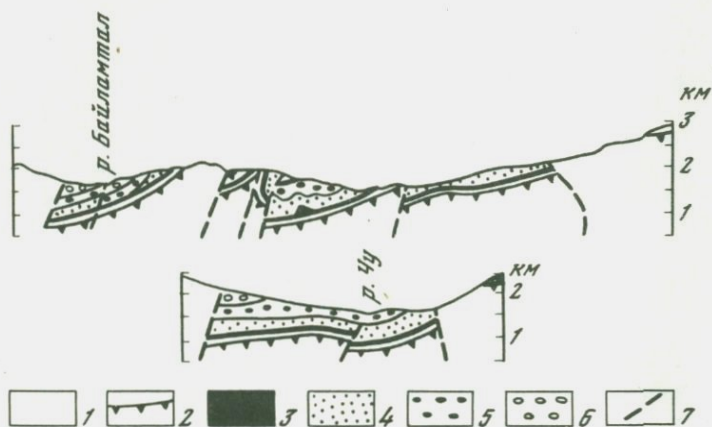


Рис. 2. Примеры наиболее распространенных новейших структурных форм - грабен-синклиналей и обратных грабенов (рампов) на стыке Киргизского хребта и Кунгей-Алатоу.

1 - палеозойские образования без расчленения; 2 - предорогненная поверхность выравнивания; 3-, 4-, 5-, 6 - отдельные свиты в кайнозойских молассах; 7 - разрывы.

обрамляющими их поднятиями, которые вздымаются по взбросам, либо односторонние грабены (грабен-синклинали), на которые горные массивы надвигаются с одной стороны (рис. 2). И те и другие могли образоваться лишь в условиях интенсивного сжатия. В целом для Тянь-Шаня и Памира ось сжатия ориентирована субмеридионально, хотя в отдельных районах (как, например, на юго-востоке Таджикской депрессии) она испытывает значительные отклонения.

Попытаемся определить величину регионального сжатия Среднеазиатского орогена и отдельных его зон в новейшем этапе. Начнем с отбора показателей, на которые в этих целях можно было бы опереться.

Само собою разумеется, что ни анализ складчатости, ни анализ шарьяжей, если они установлены, не может дать ответа на поставленный вопрос, ибо эти явления связаны с течением (перераспределением) анизотропного материала, которое может быть вызвано не только тангенциальными, но и вертикальными усилиями; обширная литература по этому вопросу широко известна.

При оценке тангенциальной составляющей многие исследователи большое значение отводят сдвигам. При этом необходимо различать сдвиги, действительно установленные, и сдвиги, которые рисуются посредством логических построений; последние не могут представлять интереса. Новейшие сдвиги, установленные в зоне Таласо-Ферганского разлома (Ранцман, 1963; Буртман, 1964), в хребте Сусамыр-Тау (Садыбакасов, 1972), в зоне Дарваз-Каракульского разлома (Чедия, 1972) и т.д., как правило, не превышают сотен метров — первых километров. Кроме того, сдвиговые перемещения обнаруживаются на небольших площадях, так как в направлении сдвига они очень быстро переходят в ассоциирующиеся с ними взброснадвиги (динамопары, по Суворову, 1963), отчего амплитуда сдвига будет характеризовать тангенциальную компоненту движений лишь для данного узко очерченного участка.

Нередко при оценке тангенциальной составляющей движений большое место уделяется надвигам. Если в каком-либо районе имеется серия надвигов, то горизонтальные смещения по ним складываются и дается общая сумма последних для всего изученного района (например, Суворов, 1963; Садыбакасов, 1972). Можно ли с этим согласиться?

Подмеченная К.Леуксом (1930) закономерность о поддвиге разрывов под хребет подтверждена всеми среднеазиатскими исследователями. Вместе с тем накопились данные о широком распространении козырьковой формы сместителя: субгоризонтальная (в виде надвига) поверхность разрыва в направлении от впадины к горам, как правило, приобретает все более крутое падение вплоть до вертикального положения сместителя. В одних случаях подобное изменение угла падения сместителя можно наблюдать непосредственно в обнажении. Так, на рис. 11 изображен Чонкурчакский надвиг по правому борту одноименной долины близ г.Фрунзе. Здесь отчетливо видно, как на олигоцен-миоценовые осадки киргизской свиты, зале-



Рис. 3. Общий вид Чонкурчакского надвига.

1 - предороговая поверхность выравнивания; 2 - плоскость надвига.

гающие на доороговом пенеплене, надвинуты красноцветные каменноугольные отложения. Угол сместителя с севера на юг меняется от 30° до 80° . В других случаях козырьковая форма разрыва в обнажении не видна, но это устанавливается буровыми скважинами, как, например, у Южно-Катарского разлома (Трофимов, Чедия, 1970); наконец, в некоторых районах козырьковая форма разрывов устанавливается посредством анализа сейсмических данных о положении очагов землетрясений (Бунэ, Рейман, 1960). Все это подтверждает давно сформулированную Б.Л.Личковым точку зрения о преимущественно гравитационном происхождении надвигов (1943). В этом случае ширина всяческого крыла (аллохтона) обуславливается не величиной тангенциального сжатия, а амплитудой вертикального поднятия блока и условиями рельефа смежного с ним относительно опущенного блока.

Таким образом, перечисленные данные не могут быть положены в основу оценки величины регионального сжатия той или иной тектонической зоны для какого-либо отрезка геологического времени.

Отправным пунктом в решении поставленной задачи в условиях эпиплатформенного Среднеазиатского орогена является предороговая денудационная поверхность выравнивания (пенеплен) в горах и коррелятная ей предверхнеолигоценовая аккумулятивная поверхность во впадинах (Шульц, 1964; Резвой, 1964; Чедия, 1972). Со временем эта поверхность, как известно, не только была поднята или опущена на различные абсолютные высоты (от $5-6$ до $+5 +7$ км и даже более), но и значительно деформирована или покороблена. Если бы деформации этой поверхности были связаны только с вертикальными движениями вне горизонтального сжатия, то наряду со взбросами и рампами, безусловно, имелись бы также нормальные сбросы и рифтовые зоны, которых, как уже указывалось выше, в современной структуре Среднеазиатских гор не установлено. Поэтому каждая деформация доороговой поверхности выравнивания, приводящая к образованию в общем довольно простых по форме и широких в размахе антиклиналей, синклиналей или горст-антиклиналей и грабен-синклиналей - словом, складок основания, в понимании С.С.Шульца (1948), несет в себе определенное сжатие. Когда мы говорим о простоте этих своеобразных структур, то имеем в виду, что они, в отличие от линейных или голоморфных складок, не могут

образовать такие сложные формы, как изоклинали или веерные складки, и характеризуются большими радиусами кривизны (Костенко, 1964). Однако неправильно было бы думать, что складки основания Среднеазиатских гор лимитируются небольшими углами падения крыльев. Широко известны случаи, когда доорогенный пенеппен вместе с кроющими его мезозойско-кайнозойскими осадками падает под углами $70-80^{\circ}$ и более (например, район Каджисая в Иссык-кульской впадине). Известны даже редкие случаи и его запрокинутого залегания, как, например, в истоках Восточного Кичик-Алая. Характерно, что такие деформации пенеппена не связаны с механическими свойствами пород, на которых он был выработан. В пользу такого вывода говорят крутые углы падения пенеппена, выработанного на каледонских гранитоидах. Все это заставляет считать, что новейшие структурные формы Среднеазиатских гор с полным правом могут называться складками, как на этом настаивает С.С. Шульц с тридцатых годов. Конседиментационный рост складок основания уже давно ни у кого не вызывает сомнений. В большинстве случаев рассматриваемые складки устанавливаются по деформации геоморфологической поверхности, а не какого-либо слоя. Поэтому вопрос о перераспределении вещества в данном случае снимается.

Если какую-нибудь складку основания, маркируемую доорогенной поверхностью выравнивания l_1 , мы попытаемся распрямить, как это показано на рис. 4А, то поверхность выравнивания, приведенная в свое изначальное положение, окажется больше горизонтальной проекции складки l на величину Δl . Тогда отношение $\Delta l/l$ и можно принять за величину сжатия данной складки.

До общих построений необходимо специально рассмотреть случай, когда складка осложнена разрывом. На рис. 4, Б поверхность складки разорвана на две кривые: АВ и CD. Разрыв, будучи на глубине, как правило, вертикальным или близким к этому, на поверхности (в обрамлении впадины) имеет козырьковую форму и может падать под горный массив под разными углами, отчего кривую справа от разрыва при желании можно интерпретировать и как C_1D . Независимо от действительной величины угла α мы на наших профилях весь разрыв будем принимать вертикальным, так как крутизну падения сместителя и ширину аллохтона (C_1C) мы не считаем выразителями тангенциального сжатия, а связываем с явлением

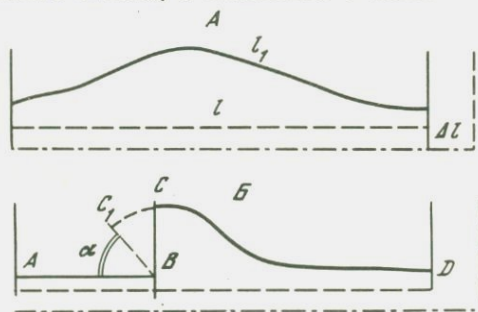


Рис. 4. Пояснения в тексте

гравитации. В таком случае длина поверхности складки нами получается за счет сложения отрезков кривых AB и CD . Величина сжатия данной структуры будет получена так же, как и для случая "А".

Естественно, определение величины сжатия может производиться лишь на профилях с соотношением горизонтального и вертикального масштабов 1:1. Для простоты расчетов, точность которых зависит от масштаба профиля, при сравнении длины кривизны складки l_1 и ее горизонтальной проекции l можно пользоваться обычным курвиметром.

Вверху рис. 5 изображен геолого-геоморфологический профиль с пятикратным увеличением вертикального масштаба относительно горизонтального, как это обычно делается на вспомогательных профилях при построении карты новейшей тектоники. На нем, кроме

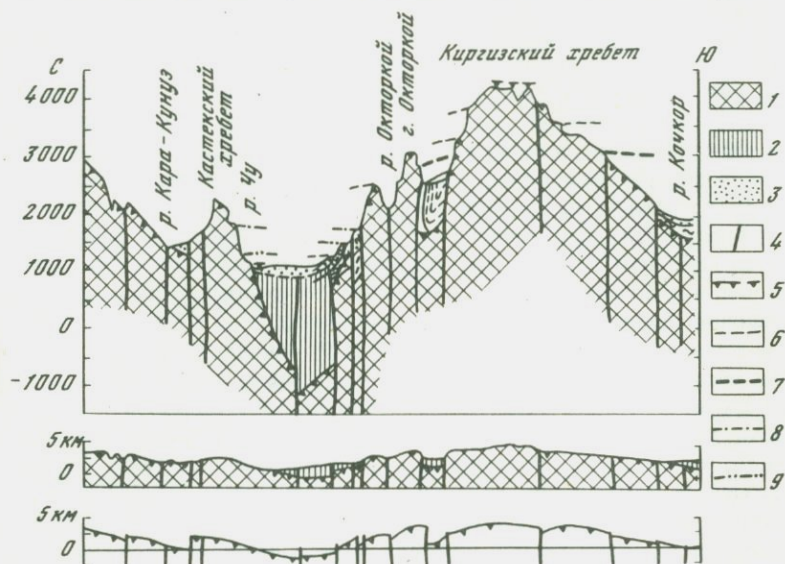


Рис. 5. Принцип идеализации геолого-геоморфологического профиля.

1 - палеозойские и допалеозойские образования; 2 - кайнозойские накопления; 3 - четвертичные отложения; 4 - новейшие разрывы; 5 - предороженный пенеплен; орогенные поверхности выравнивания; 6 - неогеновые; 7 - нижнечетвертичная; 8 и 9 - среднечетвертичные.



Рис. 6. Пояснения в тексте.

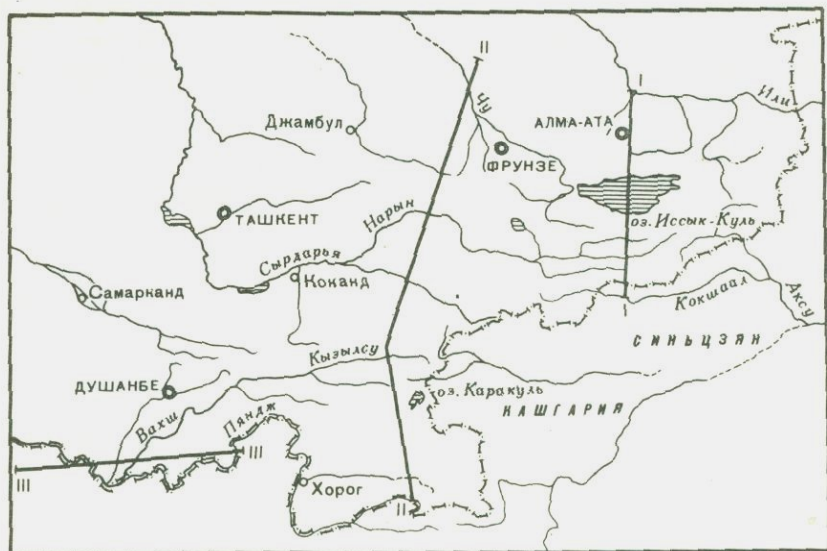


Рис. 7. Пространственное положение проанализированных профилей.

доороженной поверхности выравнивания, показаны различные кайнозойские отложения, а также орогенные геоморфологические уровни (педименты, террасы и т.п.), выработанные в процессе орогенных движений. Среднее изображение на рис. 5 — тот же профиль, приведенный в нормальный масштаб (без увеличения вертикального). Нижний профиль дает изображение новейших структурных форм в их идеализированном виде, что достигается посредством снятия с него новейших отложений и орогенных эрозионно-денудационных (скульптурных) форм рельефа. Такие профили весьма просто построить по любой уже составленной карте новейшей тектоники, и именно их мы и будем анализировать в дальнейшем.

Профили, составленные вкрест простирания всего Тянь-Шаня и Памира, слишком велики для помещения в настоящей статье, поэтому мы иллюстрируем наши расчеты лишь небольшим фрагментом такого профиля, изображенным на рис. 6 (то же, что и на рис. 5, в увеличенном масштабе). Для остальной же площади Среднеазиатского орогена приведем лишь табличные данные, полученные также посредством анализа соответствующих профилей, пространственное положение которых изображено на рис. 7.

Итак, на профиле рис. 5 и 6 изображены новейшие структуры южного склона Кендыктасских гор и Кастекского хребта севернее р. Чу, а к югу от нее — Окторкойских гор и Киргизского хребта.

Для Кендыктаса и Кастекского хребта $\Delta l = 42 - 41,5 \text{ км} = 0,5 \text{ км}$. Тогда $\Delta l/l = 0,5/41,5 = 0,01$ (или, другими словами, 1% изначальной ширины).

Для Окторкойских гор и Киргизского хребта $\Delta l = 72,5 - 67,5 \text{ км} = 5 \text{ км}$, а $\Delta l/l = 5/67,5 = 0,07$.

Прежде чем сделать какие-либо выводы, проанализируем данные таблицы, рассчитанные по трем профилям, из которых I пересекает Тянь-Шань по меридиану г.Алма-Аты, II - Тянь-Шань и Памир по несколько ломаной линии (рис. 7), а III - юго-восточную часть Таджикской депрессии по широте г.Куляба. I и II профили в подавляющей своей части отображают складчато-глыбовые структуры (складки основания) по деформации "исходного" или доорогенного, пенеплена, в которых немалую роль играют разрывы. Профиль III на всем своем протяжении построен по подошве олигоцен-миоценовых красцветных отложений (Большужанской свиты), между которыми и палеозойским фундаментом залегает мощная толща мезозойско-палеогеновых осадков; при этом верхнеюрские со-легипсоносные осадки, туронские глины и некоторые горизонты палеогенового возраста по своим пластичным свойствам нередко вызывают дисгармонию в структуре мезозойско-кайнозойского покрова.

Рассуждая логически, можно было бы ожидать, что показатели по III профилю и двум первым профилям должны значительно отличаться, так как характер структур III профиля преимущественно пликативный. Тем не менее средние показатели по всем профилям обнаруживают довольно хорошую сходимость (таблица).

По I профилю $\Delta l = 20,5 \text{ км}$ при $l = 404,5 \text{ км}$, что дает $\Delta l/l = 0,05$.

По II профилю $\Delta l = 24 \text{ км}$ при $l = 684 \text{ км}$, что дает $\Delta l/l = 0,03$.

На профиле II территория Памира охарактеризована минимальной величиной $\Delta l/l$ (0,01), что, видимо, и способствует занижению общей величины сжатия.

По III профилю $\Delta l = 10 \text{ км}$ при $l = 200 \text{ км}$, что дает $\Delta l/l = 0,05$. В то же время по указанной выше причине "истинная" величина сжатия, рассчитанная по деформации "жесткого" палеозойского фундамента, очевидно, должна иметь несколько меньшее значение.

Таким образом, величина регионального сжатия для рассмотренной области определяется сотыми долями (0,03-0,05), или первыми процентами. Для частных структур она варьирует в пределах от 0,01 (Памир) до 0,13 (Сусамыр-тау, Кетмень-Тюбинская впадина).

Если сопоставить суммарную величину сжатия всего Тянь-Шаня (профиль I) 20,5 км с амплитудой вертикальных движений 12 км (от 7,5 до 4,5 км) или суммарную величину сжатия Тянь-Шаня вместе с Памиром (профиль II) 24 км с амплитудой вертикальных движений 15 км, то может показаться, что тангенциальная составляющая доминирует над вертикальной. Если же произвести подобное сопоставление по отдельным структурам, то во всех случаях вертикальная компонента будет превосходить тангенциальную в несколько раз.

Таблица

СРЕДНИЕ ПОКАЗАТЕЛИ ПРОФИЛЕЙ

Номер про- филя	Зона	l , км	l_1 , км	Δl , км	$\Delta l/l$
I	Илийская впа- дина	46,5	47,5	1,0	0,02
	Хр. Заилийский Алатау	39,0	42,5	3,5	0,09
	Хр. Кунгей- Алатау	26,5	27,5	1,0	0,04
	Иссыккульская впадина	57,0	60,0	3,0	0,05
	Хр. Терской- Алатау	50,0	51,5	1,5	0,03
	Система Нарын- ских хребтов	52,5	57,5	5,0	0,09
	Хр. Кокшаал и Каратеке	109,0	113,5	4,5	0,04
	Урочище Джа- илган	24,0	25,0	1,0	0,04
	Итого по профилю I	404,5	425,0	20,5	0,05
II	Чуйская впади- на	74,5	75,0	0,5	0,01
	Хр. Киргиз- ский	58,0	60,0	2,0	0,05
	Хр. Сусамыр- гау	55,0	57,5	2,5	0,04
	Кетменьтю- бинская впадина	11,0	12,5	1,5	0,13
	Хр. Ферганский	26,0	29,5	3,5	0,13
	Восточное за- мыкание Фер- ганской впадины	121,5	125,0	3,5	0,03
	Наукатская впадина	18,0	20,0	2,0	0,11
	Хр. Алайский	65,0	66,5	1,5	0,02
	Алайская впа- дина	34,5	39,0	4,5	0,11
	Памир	220,5	223,0	2,5	0,01
	Итого по профилю II	684,0	708,0	24,0	0,03

Таблица (окончание)

Номер про- филя	Зона	l , км	l_1 , км	Δl , км	$\Delta l/l$
III	Центральная часть Тад- жикской деп- рессии	120,0	127,5	7,5	0,06
	Яхсуйская впадина	80,0	82,5	2,5	0,03
	Итого по профилю III	200,0	210,0	10,5	0,05

Возможно, сторонники мобилистических взглядов сочтут достаточным для объяснения формирования новейших структур привлечение лишь тангенциального сжатия. Однако такой подход представляется нам формалистическим, так как с этих позиций нельзя объяснить многие закономерности в истории тектонического развития области, как, например, определенную унаследованность новейших структур от древних этапов тектогенеза и особенно длительную активность основных краевых разломов, глубинный характер которых доказан во многих случаях. Мы придерживаемся той точки зрения, что новейшая структура рассмотренного орогена сформирована под действием вертикальных движений в условиях значительного тангенциального сжатия.

Изложенное выше позволяет считать, что карта новейшей тектоники, составленная в легенде Н.И. Николаева, С.С. Шульца содержит сведения не только о вертикальной, но и о тангенциальной компонентах новейшего тектогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Бунэ В.И., Рейман В.М. К сейсмостектонической характеристике Центральной части Таджикской депрессии. Душанбе, 1960.
- Буртман В.С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). М., "Наука", 1964.
- Костенко Н.П. Геоморфологический анализ новейшего развития складок с большим радиусом кривизны и региональных разломов (на примере горных районов юга Средней Азии). - В кн.: Активизированные зоны земной коры. М., "Недра", 1964.
- Личков Б.Л. О природе новейшей тектоники Тянь-Шаня. - Изв. Тадж. фил. АН СССР, 1943, № 2.
- Ранцман Е.Я. О четвертичных горизонтальных движениях по Таласо-Ферганскому разлому. - ДАН СССР, 1963, № 3.

Резвой Д.П. О тектонической природе западной части Памиро-Гималайско-Кунь-Луньского неотектонического поднятия. - В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., 1964.

Садыбакасов И. Неотектоника центральной части Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим", 1972.

Суворов А.И. Главные разломы Казахстана и Средней Азии. - В кн.: Разломы и горизонтальные перемещения земной коры. Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 80.

Трофимов А.К., Чедия О.К. К методике оценки интенсивности новейших тектонических движений по геолого-геоморфологическим данным на примере долины р.Акбурь (Юго-Восточная Фергана). В сб.: Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе, Изд-во АН Кирг.ССР, 1970.

Чедия О.К. Ю. Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн. 2, Фрунзе, "Илим", 1972.

Чедия О.К., Уткина Н.Г. Новейшие структурные формы восточной части Алайского хребта. - Изв. АН Кирг.ССР, 1967, № 6.

Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., 1948.

Шульц С.С. Геоструктурные области и положение в структуре Земли областей горообразования по данным тектоники СССР. - В кн.: Активизированные зоны земной коры, Новейшая тектоника и сейсмичность. М., "Наука", 1964.

*И. Садыбакасов, М. Омуралиев, В. К. Паламарчук,
Р. Мангельдин, А. Д. Павленкин*

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ КОМПЛЕКСА ЭЛЕМЕНТОВ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ТЯНЬ-ШАНЕ

Волновыми движениями вызывается миграция областей поднятия и опускания, сдвигание палеозойских масс по надвигам, ограничивающим впадины, а также асимметрия мегантиклиналей и мегасинклиналей, эшелонированных в глубине, охватывающих нередко большие территории Тянь-Шаня. (Садыбакасов, 1972). Мегантиклинали и мегасинклинали, имеющие одинаковую структуру, т.е. однонаправленную ориентацию движения, объединяются в системы волн.

Заилийско-Кельпинтагская система волн - наиболее широкая из Тяньшаньских систем (350 км). Тяньшаньская дуга выпуклостью обращена к югу именно благодаря волновым движениям Заилийско-Кельпинтагской системы, направленным на юг. В пределах этой системы все структуры обладают одинаковым строением: с северными пологими крыльями и крутыми южными, со сдвижением палеозойских масс каждого хребта в сторону впадины, расположенной южнее. Фронтальная выпуклая часть Заилийско-Кельпинтагской системы проникает на 100 км в глубь Таримской платформы, вовлекая часть ее в поднятие.

По обе стороны от Тяньшаньской дуги развиты кулисы, расположение которых носит противоположный характер. На

восточном ее фланге развиты правосторонние кулисы, а на западном — левосторонние. Это находит свое отражение на пространстве, занятом Заилийско-Кельпинтагской системой волн, посредине которой находится своеобразная ось симметрии, совпадающая с максимальной кривизной дуг, а также разделяющая правосторонние и левосторонние кулисы структур.

Памирские структуры, наоборот, образуют дуги, выпуклостью обращенные к северу. Ось симметрии здесь проходит на меридиане хр. Академии наук; последний разделяет два участка с противоположным характером расположения структур — кулис (восточный и западный). Восточный участок обладает левосторонним расположением кулис; западный, наоборот, правосторонним. Волновые движения, выразившиеся в виде перемещений масс по надвигам и в асимметрии структур, направлены на север, в сторону выпуклости дуг.

Следовательно, Тяньшаньская и Памирская дуги в плане образуют перекосную зеркальную симметрию с периодом порядка 6° .

Существование Тяньшаньской дуги с южным направлением движения волн и Памирской с северным направлением движения на их стыке создали сдвиговые усилия, что, по-видимому, явилось причиной возникновения Таласо-Ферганского глубинного разлома с правосторонним по нему движением масс.

В результате суперпозиции волн двух направлений — северо-восточного и северо-западного — в Тянь-Шане образуются структуры различных размеров в зависимости от угла встречи этих волн. При больших углах ($\alpha \rightarrow 90^{\circ}$) образуются изометричные куполовидные структуры небольшой протяженности; при меньших значениях угла возникают удлиненные, вытянутые структуры. Например, длина Джумгалской впадины — 108 км при угле встречи $\alpha = 60-65^{\circ}$, тогда как длина Иссыккульской впадины — 355 км при угле $\alpha = 35-40^{\circ}$. Различие протяженности горной системы Тянь-Шаня (3000 км) и Памира (630 км) также, по-видимому, объясняется различиями углов встречи (в Тянь-Шане $\alpha = 30-50^{\circ}$, на Памире — $\alpha \approx 80^{\circ}$).

Ниже излагаются результаты обработки тектонических характеристик на ЭВМ. С целью изучения объемной волны с тектонической карты Тянь-Шаня в масштабе 1:500 000 были взяты абсолютные отметки палеозойского основания шагом через 5 км. Для характеристики степени изменчивости $H(x, y)$ использована оценка дисперсии σ^2 , полученная по всей площади исследования по скользящему окну с радиусом 20 км.

На карте дисперсии выделяется граница Тяньшаньского орогена (повышенные и быстро меняющиеся значения дисперсии) с Казахстанской и Таримской платформами (небольшие и слабоменяющиеся ее значения).

Карта дисперсий позволяет произвести районирование в пределах Тяньшаньского орогена. Например высокими значениями максимумов дисперсии выделяется Североферганский разлом, отделяющий Чат-

кальский поднятый массив от Ферганской впадины. На территории самой Ферганской котловины устанавливается субмеридиональная граница, отделяющая восточную, глубоко погруженную и почти изометричную часть впадины от западной, линейно-вытянутой, резко суженной.

Из глубинных разломов Тянь-Шаня особенно ярко выделяется Атбаши-Иныльчекский, являющийся границей между Алае-Кокшальской и Чаткало-Нарынской зонами. Если одним из главных критериев наличия глубинных разломов является проявление по ним эколгитов и серпентинитов, то к ним можно отнести Атбаши-Иныльчекский разлом (Бакиров, 1972). На карте дисперсий Атбаши-Иныльчекский разлом разделяет два участка с различным строением полей: на юге развиты преимущественно изометрические формы максимумов и минимумов, в то время как на севере наблюдаются вытянутые, удлиненные изолинии значения дисперсий, имеющие северо-восточное направление.

Следует также отметить, что высоко поднятый центральный Тянь-Шань в целом характеризуется наибольшими значениями дисперсии.

Производные $r_x = \frac{dH(x,y)}{dx}$ и $r_y = \frac{dH(x,y)}{dy}$, а также производная $r = \sqrt{r_x^2 + r_y^2}$ анализировались с целью выделения осей гармонических составляющих, осей максимальных градиентов и степени асимметрии.

В связи с тем что в значениях всегда присутствует помеха или случайная составляющая, вычисление производных осуществлялось по методу наименьших квадратов путем аппроксимации $H(x)$ или $H(y)$ параболой $H(x) = ax^2 + bx + c$. Значение производной вычислялось по формуле $r = 2ax + b$.

В центральной части Тянь-Шаня участки с одинаковыми значениями образуют полосы северо-восточного простираения с трансляционным периодом $T = 60-75$ км. Центры положительных $r_x, r_y = \max$, отрицательных $r_x, r_y = \min$ узлов также имеют трансляционный период, равный $T = 55-75$ км.

Функция автокорреляции $P(t)$ обладает рядом интересных и важных свойств, которые позволяют производить обнаружение периодических сигналов.

Если $H(x)$ представляет собой значение рельефа по профилю, то функции автокорреляции $P(t)$ определяются как

$$P(t) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^T H(x)H(x+t)dx.$$

Значения функции автокорреляции, вычисленные по системе профилей (меридиональных и широтных), позволили выделить преобладающие гармоники, или, иначе, длины волн периодически повторяющихся поднятий и опусканий рельефа палеозоя в диапазоне 30-400 км. По совокупности наблюдений построена карта доминирующих волн, на которой выделялись три зоны.

Первая зона включает волны длиной более 300 км. Эта зона отделяет область Тяньшаньского орогена от окружающих его плит (Муюнкумской и Таримской).

Вторая зона охватывает волны длиной от 30 до 100 км, или самые высокочастотные в исследуемом диапазоне волн. Она протягивается вдоль внешних границ Тянь-Шаня и увязывается с наиболее неоднородной его зоной, которая характеризуется повышенной сейсмической активностью.

В третьей зоне развиты волны длиной от 100 до 300 км. Она соответствует центральной части Тянь-Шаня и отличается относительно спокойным тектоническим режимом и относительной асейсмичностью.

Волны длиной менее 30 км не выделялись, так как для этой цели необходим анализ неотектонических процессов в более крупном масштабе.

Взаимоотношения, взаиморасположения геологических структурных уровней, отличающихся пространственно-временными параметрами (длиной волн λ и частотой ν), формируют геологическую решетку. Геологическая решетка характеризуется пространственно-временной периодичностью, или трансляционной симметрией. Совокупность всех эквивалентных структурных уровней в геологическом пространстве может быть совмещена путем параллельного переноса, и геологическое пространство можно разбить на элементарные ячейки. Ассоциации элементарных ячеек приобретут при этом группы симметрии.

Вместе с тем вследствие наличия разнонаправленных систем тектонических волн в геологическом пространстве образуется сложное волновое поле. Там, где волны взаимно слагаются, сформировались высокочастотные положительные узлы, характеризующиеся короткой длиной волны; там, где волны вычитаются, образовались отрицательные длинноволновые низкочастотные узлы. Положительные узлы играли роль своеобразного вторичного источника тектонических волн. В самом деле, анализ векторного поля (по разрезу Серектас-Пильденпоен) показывает, что в районах гор Даланкара, Кулжабасы, Чуй-Илийских, севернее г.Фрунзе, хребтов Киргизского, Сусамыртау, севернее горы Ортоктау, хр.Такталык, южнее хр.Алатау, г. Андижана, горы Катрантау и Алайского хребта образованы положительные узлы. Расстояние между узлами — трансляционный период — равно 50–55 км. Из них наиболее интенсивно выражены узлы в пределах хребтов Алайского, Алатау, Такталык, Киргизского и севернее г. Фрунзе. Центры узлов расположены в виде цепочек на одной прямой линии, погружающейся на севере, в северо-западном направлении под углом 8–10°. Самый близкий центр в этом разрезе расположен в районе Алайского хребта на глубине 40 км от дневной поверхности. Отмеченные выше "положительные" узлы разделены узлами отрицательными.

Узлы по морфологии разделяются на овальнозамкнутые и параболически открытые. Центры овальнозамкнутых отрицательных

узлов расположены, например, в районах севернее гор Катрантау, Кулжабасы и южного склона хр. Сусамыртоо, на интервале глубин 30–55 км.

По оси открытого узла заложены зоны глубинных разломов, например Таласо-Ферганского и Северо-Киргизского. При этом выясняется, что Таласо-Ферганский разлом падает на юг под углом 75° , в то время как зона Северо-Киргизского разлома падает на юг под углом 65° .

Градиенты глубинных узлов в вертикальном направлении небольшие, в горизонтальном – максимальные.

Тектонические вторичные волны направлены от центра узла положительного к узлам отрицательным, т.е. асимметрия направлена от высокочастотного к низкочастотным структурным уровням. Соответственно в местах пространства с резкой асимметрией (возможно, в горизонтальном направлении) тектонические движения несколько ускорены.

Вертикальные составляющие асимметрии – нормали глубинных положительных узлов, сформированных в районах севернее Киргизского хребта, делают поворот к северу, на Киргизском хребте – к югу, в пределах хребта Токталык – к северу, наконец, в районах хребтов Алатау и Аксай они ориентированы центробежно, с поворотом как к северу, так и к югу; однако в последнем районе преобладает поворот в северном направлении.

Таким образом, на плоскости разреза выделяются три структурные единицы (области), оконтуренные глубинными разломами: Вахшским, Таласоферганским и Северокиргизским. Каждая структурная единица имеет зеркальную симметрию, причем плоскость симметрии проходит через центральную часть овально замкнутого отрицательного узла в районах севернее горы Катрантау, южного склона хр. Сусамыртоо и севернее горы Кулжабасы.

Г. С. Ганешин, В. В. Соловьев, Ю. Ф. Чемяков

ОТРАЖЕНИЕ МОРФОСТРУКТУР ПРИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ ГОРНЫХ СТРАН

В СССР в различных целях проводятся геоморфологические исследования и составляются геоморфологические карты разных масштабов. В наибольшем объеме эти работы выполняются в комплексе с геологической съемкой и направлены на выявление перспектив поисков полезных ископаемых. Для решения этой задачи большое значение имеет изучение и картирование морфоструктур.

Под морфоструктурами понимаются формы рельефа различного таксономического ранга (от горных цепей и горных систем до отдельных небольших форм, таких, как сбросовый уступ, куэста и т.д.), обусловленные эндогенными факторами морфогенеза: тектони-

ческими движениями и структурами, вулканическими процессами, магматическими процессами и др. Как правило, они не являются эндогенными формами в чистом виде, так как с самого начала своего возникновения подвергаются изменениям под действием наложенных экзогенных процессов.

На всех общих геоморфологических картах независимо от принципов их составления содержится та или иная информация о морфоструктурах. Однако полнота этой информации колеблется в значительных пределах в зависимости от принципов картирования.

На морфогенетических картах морфоструктуры показываются как сочетания различных морфогенетических типов, входящих в ту или иную тектоническую структуру, очень часто безотносительно к степени выраженности ее в рельефе. Примеров подобного типа карт очень много. Это прежде всего большинство среднemasштабных карт, составляемых при комплексной геологической съемке, на которых в горных странах изображаются высокогорья, среднегорья и низкорья (в разной степени расчлененные), развитые на различных магматических, метаморфических или осадочных породах. На подобных картах не находит отражения степень выраженности в рельефе элементов структуры этих пород.

На обзорных геоморфологических картах те же самые категории горного рельефа нередко показываются в зависимости от принадлежности к тем или иным крупным тектоническим структурам.

Авторы Геоморфологической карты СССР масштаба 1 : 5 000 000, изданной ВСЕГЕИ (гл. ред. И.И. Краснов), исходили из необходимости изображения на обзорных геоморфологических картах прежде всего морфоструктур, используя для этого самое выразительное средство — цвет. На этой карте на первый план выступают различия рельефа, обусловленные структурными особенностями древних и молодых платформенных и геосинклинальных областей. Авторы карты отказались от практикуемого подразделения гор в зависимости от возраста геологических структур (горы каледонские, герцинские и т.п.), ибо, с одной стороны, палеозойские, мезозойские и в большинстве случаев палеогеновые тектонические движения не являются непосредственной причиной возникновения горных сооружений и межгорных прогибов, а с другой стороны, время формирования внутренней тектонической структуры не играет решающей роли в определении геоморфологических особенностей гор. Даже в районах проявления наиболее позднего, альпийского этапа складчатости вовлекаются в поднятие не только мезокайнозойские образования, но и древние метаморфические и магматические породы. Следовательно, условия, в которых протекало образование горного рельефа, по литолого-структурным особенностям могут быть сходными в зонах проявления альпийского, киммерийского, герцинского и палеозойского тектогенеза.

При разработке классификации горного рельефа пришлось отказаться также от подразделения гор на складчатые, глыбово-склад-

чатые и глыбовые, так как в большинстве горных стран имеются признаки проявления в рельефе как складчатых, так и глыбовых деформаций, причем сплошь и рядом остается неясным, какой из этих типов деформаций играет решающую роль. В сущности, все горные страны являются складчато-глыбовыми. Выделение чисто складчатых и чисто глыбовых гор возможно лишь в отдельных случаях (адыры Ферганы, складчатые хребты южных предгорий Большого Кавказа и Северного Сахалина и др.).

В легенде Геоморфологической карты СССР масштаба 1:5 000 000 горы подразделяются прежде всего в зависимости от характера структуры, на которой они развиваются: складчатое основание, моноклинально падающие пласты и древнее кристаллическое основание. Более дробная классификация горного рельефа учитывает роль новейших тектонических движений и степень выраженности структурных и аструктурных элементов. Выделяются, например, разновысотные горы на складчатом основании с узкими гребнями хребтов и отчетливым выражением в рельефе плана древних складчатых структур, с резкими гребнями водоразделов и слабым отражением в рельефе плана древних складчатых структур, с широким развитием на водоразделах древних поверхностей выравнивания и отчетливым выражением в рельефе древних складчатых структур, с широким развитием на водоразделах древних поверхностей выравнивания и слабым отражением в рельефе древних складчатых структур и т.д. При составлении карты был принят способ раздельного показа различными изобразительными средствами морфогенетических элементов, возникших в результате проявления ведущих эндогенных процессов (морфоструктур, по И.П. Герасимову) и экзогенных процессов (морфоскульптур, по И.П. Герасимову). Для изображения первых на карте использован цвет, для вторых — система штриховых условных обозначений.

Этот же принцип был положен в основу составления геоморфологических карт, помещенных в Физико-географическом Атласе мира (М., ГУТК, 1964).

Основываясь на опыте составления Геоморфологической карты СССР масштаба 1:5 000 000 и целого ряда мелкомасштабных геоморфологических карт для отдельных крупных регионов страны, авторы пришли к выводу, что на морфогенетических картах морфоструктурная характеристика в большинстве случаев является слишком схематичной и зачастую формальной, отражая субъективные представления отдельных исследователей.

Значительно большие возможности для отражения на общих геоморфологических картах конкретных соотношений рельефа со структурой появляются при использовании так называемого генетического принципа картирования, основанного на выделении поверхностей ограничения форм рельефа, различающихся по морфологии, генезису, возрасту и положению в пространстве. При этом в задачу съемщика входит непосредственное прослеживание границ и картирование границ форм рельефа, подобно тому как при геологической съемке ве-

дется прослеживание границ и картирование геологических тел, образующих тектонические структуры.

В типовой легенде для общих геоморфологических карт разных масштабов, разработанной во ВСЕГЕИ с использованием указанного принципа, помимо денудационных и аккумулятивных элементов, важное место занимают условные обозначения для изображения тектоногенных, вулканогенных, структурных и структурно-денудационных форм.

Морфоструктуры на картах, составленных по этой легенде, вычитываются из сочетания разновозрастных и разных по генезису и положению в пространстве поверхностей (граней) рельефа. При этом достигается более объективное отражение морфоструктур.

Этот подход дает возможность отразить также и эволюцию морфоструктурного плана картируемой территории, так как наряду с элементами рельефа, связанными с развивающимися морфоструктурами неотектонического этапа, картируются и грани рельефа, обусловленные препарировкой древних структурных форм. Иными словами, на карте содержится информация как о развивающихся морфоструктурах, так и о реликтовых палеоморфоструктурах.

В предлагаемой легенде предусмотрено картирование следующих основных генетических категорий: тектонической, вулканогенной, структурной, структурно-денудационной, денудационной и аккумулятивной.

Под тектоническими гранями рельефа понимаются грани, образованные структурными формами неотектонического происхождения. К тектоническим относятся поверхности сбросовых уступов и склоны антиклинальных гряд, топографическая поверхность которых в общем совпадает со структурной поверхностью складки. Примеры поверхностей первого рода многочисленны. В зависимости от масштаба они могут показываться площадным фоновым условным знаком (на картах главным образом крупного и среднего масштабов) или линейным масштабным знаком (преимущественно на картах мелкого масштаба). Примеры поверхностей второго этапа встречаются реже. К ним относятся склоны адыров Ферганской долины, горные гряды Северного Сахалина и Куринской депрессии и др. Эти поверхности в зависимости от их размера и масштаба карты показываются также или площадным фоновым знаком, или линейным масштабным знаком.

В связи с отнесением к тектоническим только этих двух типов поверхностей возникает вопрос: почему тектоническими не считаются все горные склоны, возникновение и развитие которых немислимо без проявления новейших тектонических поднятий? Конечно, новейшей тектоникой обусловлено возникновение подавляющего числа форм современного горного рельефа, однако новейшая тектоника при формировании склонов обычно проявляется не прямо, а косвенно, посредством экзогенных процессов, формирующих структурно-денудационные, денудационные, эрозийно-денудационные и другие типы склонов. Именно поэтому при картировании горных склонов их ге-

незис должен определяться ведущим фактором экзоморфогенеза (если, конечно, эти склоны не относятся к описанным выше двум тектоническим типам).

К вулканогенным относятся поверхности лавовых плато, покровов и потоков, а также склоны стратовулканов, кальдер и др. В зависимости от масштаба карты вулканогенные грани могут, подобно другим генетическим категориям, изображаться или площадными, или внемасштабными условными знаками.

К структурно-денудационным относятся поверхности, возникающие в результате препарировки денудационными процессами (комплексная денудация, склоновые процессы и др.) древних субгоризонтальных и складчатых структур, интрузивных тел, древних тектонических контактов и т.д. Введение в легенду этой генетической категории позволяет отразить на геоморфологической карте зависимость рельефа от особенностей геологического строения и тектоники, выражающейся в различных типах морфоструктур.

Следует учитывать, что на картах крупного масштаба имеется возможность изобразить отдельные структурно-денудационные формы рельефа или даже их элементы, а на мелкомасштабных картах — только зависимость формы склонов и их ориентировки от особенностей складчатой структуры в целом.

Естественно предположить, что при геоморфологическом картировании конкретных районов окажется недостаточным содержащийся в легенде перечень структурно-денудационных граней. Учитывая, что предлагаемая легенда рассматривается авторами как типовая, можно допустить ее расширение путем включения новых типов поверхностей при условии сохранения общего принципа построения легенды. В отношении структурно-денудационной категории усложнение легенды может выразиться в уточнении зависимости граней как от структур, так и от типа экзоморфогенеза. Так, например, среди структурно-денудационных поверхностей могут быть выделены структурно-эрозионные, структурно-абразионные, структурно-экзарационные и др. Расширение предлагаемой легенды возможно также путем включения дополнительных условных обозначений не только для структурно-денудационных, но и для других генетических категорий. Естественно, что содержание легенд, разрабатываемых для крупномасштабного и среднемасштабного геоморфологического картирования конкретных районов, будет существенно меняться в зависимости от особенностей их геологического и геоморфологического строения.

На картах поверхностей (граней) рельефа морфоструктуры различного таксономического ранга вычитываются по определенным сочетаниям поверхностей. Так, например, морфоструктура горстового хребта изобразится сочетанием склонов, образованных разрывными нарушениями, и экзогенных склонов; морфоструктура межгорного прогиба будет отражена сочетанием аккумулятивных поверхностей различного генезиса, образующих в плане вытянутый контур, окаймленный горными склонами.

Карта поверхностей (граней) рельефа является основой для составления типологических морфоструктурных карт и карт морфоструктурного районирования. На первых должны изображаться типологические категории морфоструктур различного таксономического ранга в зависимости от масштабов карт (морфоструктуры геосинклинальных прогибов, эпигеосинклинальных горных систем, эпиплатформенных горных систем, антиклинальных хребтов, горстовых хребтов и т.д.).

Карты морфоструктурного районирования должны отражать региональные категории разных таксономических рангов, которым присваиваются собственные названия (например, Сетте-Дабанский горстово-антиклинорный хребет, Сихотэ-Алиньское эпигеосинклинальное горное поднятие и т.д.). Эти карты дают возможность оттенить местные особенности морфоструктурного строения изучаемых территорий.

*Н. В. Башенина, Н. Н. Тальская, В. К. Бронникова,
Е. А. Рубина, М. Г. Михайловская*

О ЗНАЧЕНИИ МОРФОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА ГОРНЫХ СТРАН ДЛЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ

Методика морфоструктурного анализа в течение нескольких лет разрабатывалась в Лаборатории геоморфологического картографирования Московского государственного университета на примере трех горных стран: Карпат, Рудного Алтая и Южного Урала. Морфоструктурный анализ предполагает комплексный подход к изучению и картографированию элементов рельефа путем применения и взаимного контроля различных частных приемов геоморфологических исследований в сочетании с геологическими, геофизическими, картографическими и др. Предложения, разработанные нами, просты и могут быть использованы при изучении горных стран с большими амплитудами относительных высот (Башенина, Трешов, 1971). В предполевой период составляются разнообразные вспомогательные карты и схемы, из которых мы считаем наиболее необходимыми карту элементов рельефа и схему разломов и разрывных нарушений.

Карта элементов рельефа составляется на основе детального анализа топографических карт и аэроснимков. Она дает возможность выявить закономерности пространственного размещения положительных и отрицательных элементов рельефа (долины, склоны, вершинные поверхности, ступени и т.д.). Карта отражает и количественные показатели: например, вершинные поверхности разделяются по высоте, склоны — по крутизне и другим признакам (рис. 1). Разделение склонов по крутизне дает возможность их сопоставления со схемой разрывных нарушений и с классификацией склонов на геоморфологической карте по первичному генезису и по процессам их переработки (например, склоны гравитационные, делювиальные и др.).

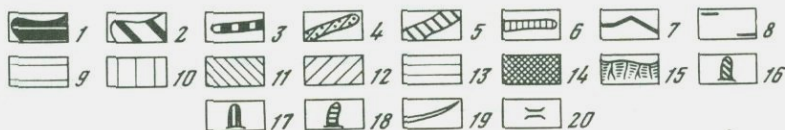


Рис. 1. Фрагмент карты элементов рельефа.

Вершинные поверхности и гребни (по абсолютным высотам в м):
 1 - выше 1900; 2 - 1700-1650; 3 - 1600-1550; 4 - ниже 1700; 5 - 1500-1500; 6 - 1400-1350; 7 - ниже 1400.
 Склоны (по крутизне в градусах): 8 - 0° - 2° ; 9 - 3° - 5° ;
 10 - 6° - 10° ; 11 - 11° - 15° ; 12 - 16° - 25° ; 13 - 26° - 35° ;
 14 - 36° - 55° ; 15 - 55° . Ступени склонов, хребтов и долин (по абсолютным высотам в м):
 16 - 1800 - 1700; 17 - 1600-1500; 18 - 1350-1300; 19 - речные долины;
 20 - седловины.

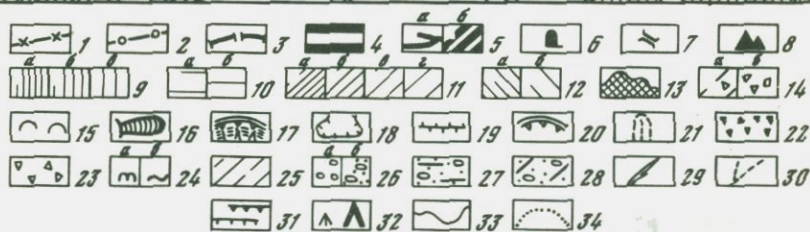


Рис. 2. Фрагмент геоморфологической карты.

Разрывные нарушения, выраженные в рельефе: 1 – выделенные по геоморфологическим данным и доказанные геологически; 2 – выделенные по геоморфологическим данным и дешифрированию аэрофотоснимков; 3 – граница межгорной впадины-грабена. Блоковые

При составлении схемы разломов и разрывных нарушений используются тектонические, геологические, топографические и другие карты, а также результаты анализа аэрофотоматериалов и космических снимков.

Выявление при дешифрировании орбитальных снимков сложной, многоплановой решетки разломов позволяет изучить план этой решетки, создавшей главные черты рельефа, более детально выявить порядки разломов и разрывных нарушений по их роли в рельефе, изучить связь очертаний и размеров морфоструктур разного порядка и типа, а также их элементов с сеткой линейментов: планетарных, региональных и локальных. Это дает возможность выяснить соотношение рельефа с коромантийными и коровыми блоками, с направленностью и интенсивностью неотектонических и современных движений

Окончание подписи

морфоструктуры и их элементы. Вершинные поверхности, гребни хребтов и формы вершинного комплекса: 4 - реликты доверхнеплиоценовой поверхности выравнивания, переработанные криопланацией (выше 1600 м); 5 - ступенчатые гребни боковых хребтов, вырезанные процессами эрозии: а - острые, узкие; б - округлые, плоские; 6 - денудационные вершины; 7 - денудационные седловины; 8 - останцы морозного выветривания. Склоны и формы склонового микрорельефа. Склоны сноса и транзита: 9 - тектонические: а - $36^{\circ} - 55^{\circ}$; б - $26^{\circ} - 35^{\circ}$; в - $25^{\circ} - 16^{\circ}$; денудационные: 10 - солифлюкционные: а - $6^{\circ} - 10^{\circ}$; б - $3^{\circ} - 5^{\circ}$; 11 - дефлюкционные: а - $36^{\circ} - 55^{\circ}$; б - $26^{\circ} - 35^{\circ}$; в - $16^{\circ} - 25^{\circ}$; г - $11^{\circ} - 15^{\circ}$; 12 - делювиально-ложковые: а - $11 - 15^{\circ}$; б - $6 - 10^{\circ}$; 13 - обвальоосыпные ($36^{\circ} - 55^{\circ}$). Склоны накопления: 14 - подгорный шлейф комплексного накопления (солифлюкционно-делювиального): а - реликтовый; б - формирующийся; 15 - делювиально-пролювиальный шлейф; 16 - структурные ступени, 17 - экзарационные стенки каров; 18 - экзарационные котловины; 19 - ригели каров; 20 - нивальные ниши, 21 - эрозионно-деллевые водосборные воронки; 22 - курумы; 23 - осыпи; 24 - современные процессы моделировки: а - солифлюкционного сноса; б - дефлюкционного сноса. Днища впадин: 25 - днище межгорной впадины, аккумулятивное, выполненное озерно-пролювиально-аллювиальными отложениями (Q_2^{3-} - Q_{III}). Флювиальные формы: 26 - пойма аккумулятивная, а - низкая (Q_{IV}^2), б - высокая (Q_{IV}^1); 27 - I терраса аккумулятивная (Q_{III-IV}), высота 3-5 м; 28 - II терраса докольная, вырезанная в отложениях впадины (Q_{II-III}), высота 10-12 м; 29 - пойма и участки террас малых рек и ручьев; 30 - ложбины; 31 - уступы эрозионные: а - в коренных породах, б - в рыхлых породах; 32 - конусы выноса; 33 - геоморфологические границы. 34 - границы склонов разной крутизны.

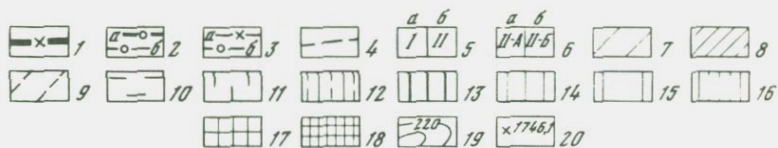
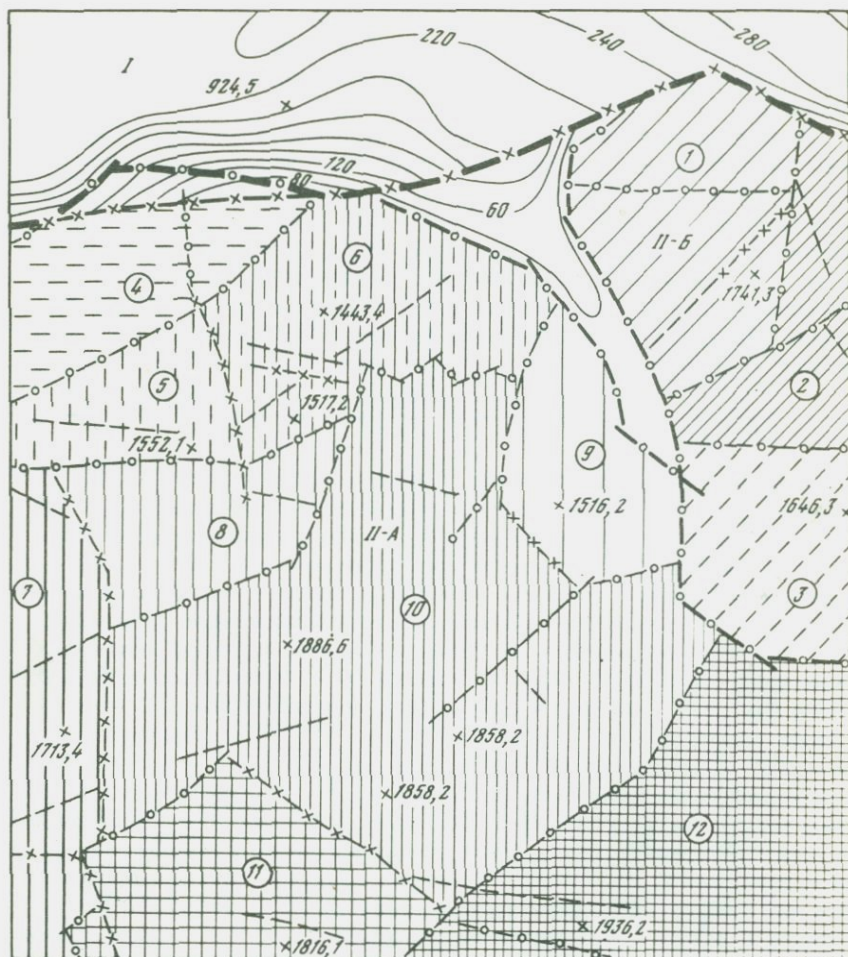


Рис. 3. Фрагмент карты блоковых структурных форм.

Разломы и разрывные нарушения: 1 – граница зоны глубинного разлома, разделяющего блоки первого порядка – межгорную впадину и высоко поднятый блок; 2 – разрывные нарушения: а – разграничивающие блоки второго порядка, выраженные в рельефе крупными долинами, глубокими седловинами; б – разделяющие блоки третьего и более высоких порядков, выраженные в рельефе малыми

(что важно и для оценки скорости денудационного среза), выявить центры и зоны новейших деформаций. Сопоставление данных анализа космических снимков с геофизическими и геологическими картами позволяет подойти к решению проблем генезиса и механизма формирования новейших морфоструктур разного порядка и типа.

Дополнительно можно составлять схему высот. На кальку или пластик, наложенные на топографическую карту, переносятся все отметки абсолютных высот. Затем составляется шкала высот в зависимости от интервала между самой высокой и низкой точками района. В пределах выбранной градации высоты на кальке показываются разными цветами и соединяются изолиниями, рисовка которых корректируется по линиям разломов, выраженных в рельефе. В итоге получается предварительная схема блоковых структурных форм, так как здесь намечаются только самые общие очертания крупных блоков.

Главные итоговые картографические материалы следующие:

- 1) аналитическая морфоструктурная геоморфологическая карта;
- 2) синтетическая карта блоковых структурных форм и 3) карта фаций и мощностей рыхлых коррелятивных отложений.

Геоморфологическая карта (рис. 2) создается на основании ключевой съемки и вспомогательных карт. Для составления морфоструктурной геоморфологической карты кабинетом геоморфологического картографирования разработана легенда для карт съемочных масштабов 1:50 000 - 1:500 000 (Башенина, Бронникова, Мирнова, Пиотровский, Рубина, 1972). Основным принципиальным положением легенды является картирование морфоструктур и их элементов по ведущему генетическому фактору, который может быть как тектоническим, так и экзогенным.

Легенда предусматривает изображение тектонических, вулканических, псевдовулканических, структурных отпрепарированных, моделированных денудацией морфоструктур и их элементов, а также форм и элементов форм экзогенного происхождения.

Окончание подписи

долинами, перегибами склонов, ложбинами; 3 - разломы и разрывные нарушения: а - доказанные геологически, б - выделенные по геоморфологическим данным и дешифрированию аэрофотоснимков; 4 - трещины, выявленные дешифрированием аэроснимков, определяющие более мелкие прямолинейные водотоки и ложбины, перегибы склонов, малые ступени, останцы, седловины и т.д. Блоки: 5 - блоки первого порядка: а - пониженный блок межгорной впадины-грабена (I), б - поднятый блок среднегорного рельефа (II). 6 - блоки второго порядка: а - наиболее поднятый блок (II-A), б - менее поднятый блок (II-B); 7-8 - мелкие блоковые структурные формы внутри блоков второго порядка (порядковые номера блоков 1-12); 19 - изолинии мощностей рыхлых отложений в пониженном блоке; 20 - максимальные высоты внутри каждого блока.

Авторы не претендуют на признание легенды универсальной и предлагают ее в качестве возможного варианта для составления морфоструктурных карт горных территорий с хорошо выраженной блоковой тектоникой.

Изучение роли экзогенной моделировки морфоструктур и интенсивности создавших ее процессов и их типов (не только в связи с климатическими различиями, но и с неодинаковой интенсивностью и направленностью тектонических движений) позволяет делать выводы прогнозного характера о перспективах поисков россыпных полезных ископаемых: их возможном обогащении или разубоживании, погребении, сохранности в ловушках-грабенах и других элементах рельефа.

Завершающим этапом геоморфологических исследований служит карта новейших структурных форм. Основное содержание карты составляют блоки разных порядков, ограниченные разломами и разрывными нарушениями. Кроме того, для опущенных блоков показываются в изолиниях мощности рыхлых отложений (рис. 3). Эта карта синтезирует фактический материал об истории развития и современном строении рельефа земной поверхности. На карте структурные формы изображаются как бы со снятой экзогенной моделировкой. Такие карты можно назвать картами идеального, или восстановленного, тектонического рельефа. Для составления карты блоковых структурных форм используются разнообразные вспомогательные материалы и карты (морфометрические, мощностей рыхлых отложений, схема разрывных нарушений, геолого-геоморфологические профили и др.), основным же источником служит геоморфологическая карта.

Таким образом, морфоструктурный анализ направлен на выявление ведущего генетического рельефообразующего фактора и определение роли денудационной моделировки и переработки морфоструктур. Геоморфологическое картографирование позволяет объяснить закономерности формирования морфоструктур горных стран, уточнить зоны разломов и выявить новые разрывные нарушения, изучить перестройку речной сети и связанное с ней перераспределение рыхлых отложений, их локализацию, погребение и т.д. Сравнение морфоструктур разных по истории развития горных стран помогает оценить интенсивность и направленность движений по разломам, отделить долгоживущие разломы от молодых, установить связь с ними разрывных нарушений и отделить от последних локальные, формирующиеся в каждом блоке нарушения. Такой отбор позволяет перейти к прогнозу и оценке перспектив поисков полезных ископаемых, связанных с разломами.

Практическое значение морфоструктурного геоморфологического картографирования увеличивается, если вспомогательные и итоговые материалы создаются как единая серия карт, взаимодополняющих и согласованных во всех элементах содержания и оформления. В этом случае все картографические материалы: карты, схемы, профили — дают основу для составления металлогенических оценочных и прогнозных карт. Этому способствует выявление разрывных нарушений по разным данным: геофизическим, геологическим, геоморфологиче-

ским. Например, известно, что в участках сочленения глубинных разломов восточного склона Южного Урала распространены наиболее мощные коры выветривания, к которым приурочены крупные месторождения железа, бокситов, горного хрусталя и т.д. (Халиловское, Магнитогорское месторождения и др.). Методика, направленная на выявление полезных ископаемых, дополняется определенным набором поисковых признаков. Например, при поисках угольных месторождений в Приуралье она должна быть направлена на выявление сложных приразломных грабен с большой мощностью осадочных образований. Для впадин, расположенных в любой относительно подвижной горной стране, типично наложение разновозрастных блоковых подвижек. По интенсивности тектонических движений можно предположить и обосновать глубину залегания полезных ископаемых и перспективность их разработки.

ЛИТЕРАТУРА

Башенина Н.В., Бронникова В.К., Мирнова А.В., Пиотровский М.В., Рубина Е.А. Легенда к морфоструктурным картам масштабов 1:50 000 - 1:500 000. - В сб.: Геоморфологическое картирование в съемочных масштабах. Изд-во МГУ, 1972.

Башенина Н.В., Трещов А.А. К методике морфоструктурного анализа для геоморфологической съемки горного рельефа. - Геоморфология, 1971, № 3.

Лукашов А.А., Симонов Ю.Г. Структурно-геоморфологический анализ новейшей тектоники подвижных платформенных поясов (Восточное Забайкалье). - В сб.: Геоморфологические и гидрологические исследования. Изд-во МГУ, 1968.

Симонов Ю.Г., Лукашов А.А. Некоторые приемы и результаты анализа неотектонических структур Юго-Восточного Забайкалья. - Зап. Сиб. отд. Геогр. о-ва СССР, 1963, вып. 21.

Тальская Н.Н. Сопряженное геолого-геоморфологическое картографирование в крупных масштабах (на примере Южного Урала и Рудного Алтая). Автореф. канд. дисс. М., 1973.

Н. В. Скублова, С. И. Стрельников, А. В. Доливо-Добровольский

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ ПРИ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ ГОРНЫХ СТРАН

**(на примере горного пояса южной окраины СССР
и некоторых зарубежных районов)**

Применение космических фотоснимков - один из новых методов при структурно-геоморфологическом анализе горных стран. Эффективность метода обусловлена мелкомасштабностью, обзорностью, достаточно высокой разрешающей способностью космических фотоснимков и генерализацией на них изображения земной поверхности. При этом не исключается возможность получения информации и по более мелким особенностям строения рельефа.

Кроме того, высокая контрастность рельефа и прекрасная обнаженность, характеризующие горные страны, дают возможность изучать по космическим снимкам структурно-геоморфологическое строение труднодоступных и малоизученных районов. Именно поэтому мы обратились в первую очередь к космическим снимкам Восточного Тянь-Шаня, Таримской впадины, Куньлуня и Северного Тибета.

Дешифрирование космических снимков этих регионов позволило выявить крупные структурно-геоморфологические области, представляющие собой горные сооружения, межгорные и предгорные впадины. Каждая из выделенных на космическом снимке структурных единиц обладает спецификой фотоизображения, рисунок и тон которого зависят от интенсивности новейших движений (определивших направленность экзогенных процессов), а также от литологии рельефообразующих пород и характера растительности.

В Восточном Тянь-Шане, Джунгарском Алатау и северной части Таримской впадины на космическом снимке выделяются следующие структурно-геоморфологические единицы (рис. 1). Высочайшие горы — область наиболее интенсивных неотектонических поднятий (массив Хан-Тенгри с прилегающими хребтами, Терской-Алатау, Куйлю, Кокшаал-Тау), отметки которых достигают 5000 м и более над уровнем моря. На большом протяжении эти структуры ограничены разломами, крупнейшим из которых на юго-востоке является Кокшаальский. Особенностью фотоизображения является резкая контрастность тонов, сложность и четкость фоторисунка.

Ряд активизированных крупнейших разрывных нарушений (главный Тяньшанский разлом, Атбаш-Иныльчекский, Центрально-Терскойский и др.) разделяют эти структуры на блоки низшего порядка, отличающиеся амплитудой неотектонического поднятия и различной сохранностью поверхностей выравнивания (рис. 2).

Высокие горы (хребты Заилийского Алатау и Кунгей-Алатау, Джунгарский Алатау и Борохоро, Нарат и Борохотан) на космическом снимке характеризуются общей особенностью — клиновидно-чешуйчатой неправильной многоугольной формой, которую подчеркивает и усиливает перспективное фотоизображение.

Самостоятельную новейшую структуру второго порядка представляет полоса предгорий вдоль южных склонов Восточного Тянь-Шаня, расположенная в пределах Кучарского краевого прогиба. На фотоснимке она выделяется наиболее светлой серой гетерогенной тональностью, на фоне которой отчетливо видны структуры низших порядков: системы кулисообразно расположенных мелких блоков и адыры, представляющие собой изометричные брахискладки.

На космическом снимке дешифрируются крупные аккумулятивные депрессии: межгорные впадины (Иссыккульская, Илийская, Текесо-Кеганьская), а также Таримская равнина — область относительной стабилизации неотектонических движений. Восточная часть Иссыккульской впадины, разделяющая горные сооружения Кунгей-Алатау, Заилийского Алатау и Восточного Тянь-Шаня, имеет отчетливо выраженный тектоническое обрамление и складчатый характер струк-

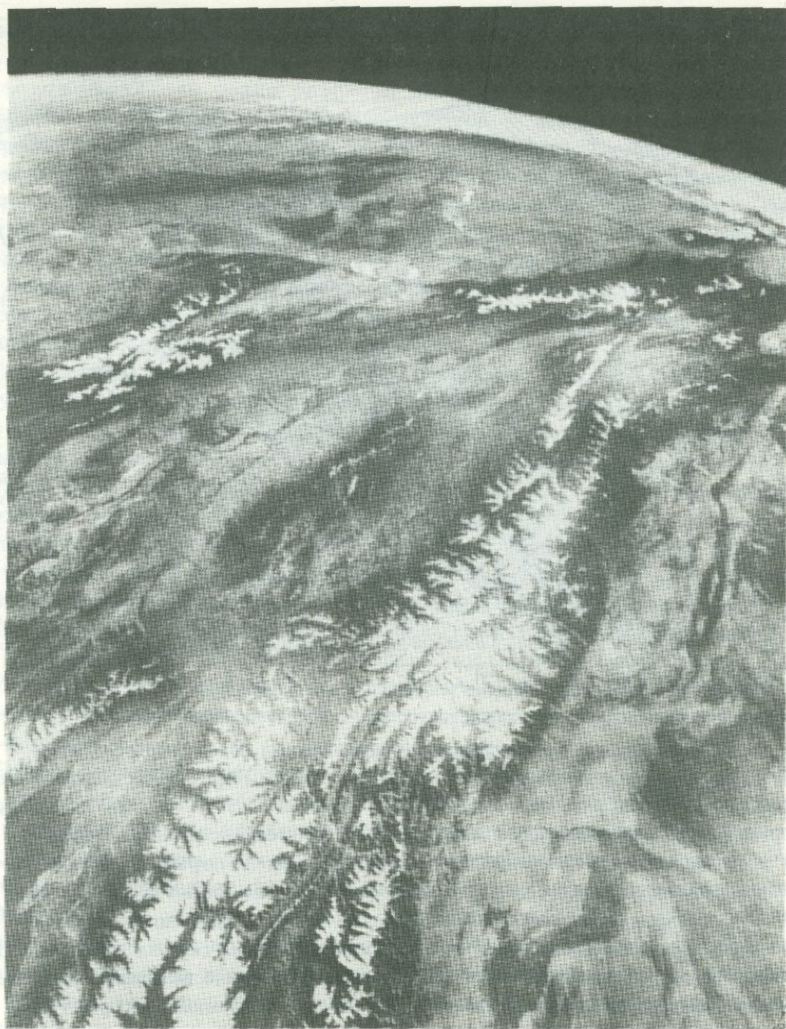


Рис. 1. Космический фотоснимок Восточного Тянь-Шаня и прилегающих территорий.

тур прибрежной зоны, который читается по снимку благодаря чередованию темных, глубоко вдающихся в сушу заливов и светлых мысов — антиклинальных новейших поднятий.

Сопоставление структурно-геоморфологических областей с общим структурным планом территории позволяет установить, что общая широтно-линейная ориентировка осей хребтов, их подножий и внутренних впадин, отчетливо выраженная на космическом снимке, унаследована от дорифейской складчатости. Новейшая структура,

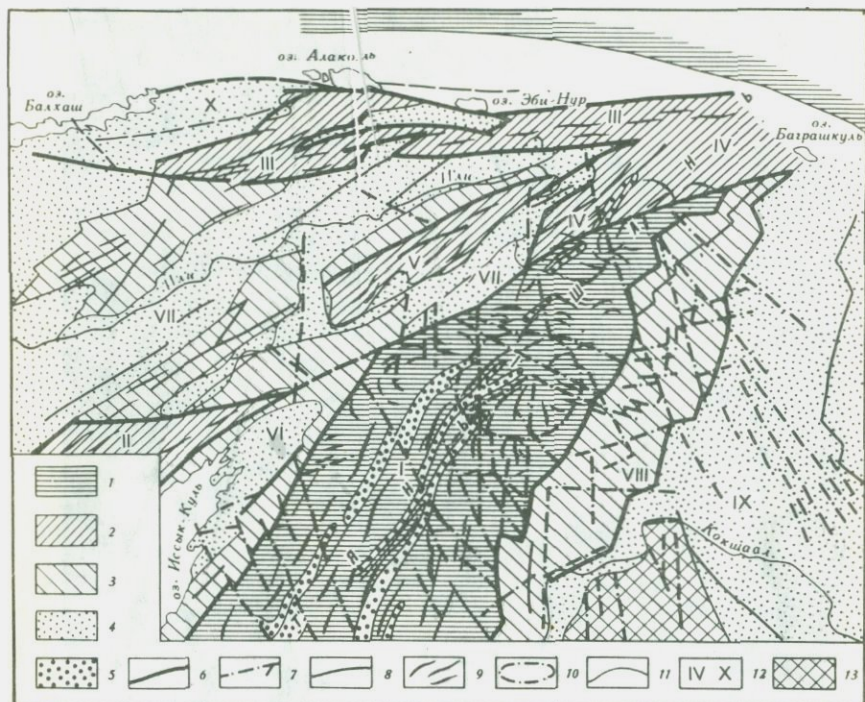


Рис. 2. Структурно-геоморфологическая схема Восточного Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау и северной части Таримской котловины. Структурно-геоморфологические зоны и области: 1 - зона наиболее интенсивных слабо дифференцированных неотектонических поднятий - сводово-глыбовые высочайшие и высокие горы; 2 - зона интенсивных дифференцированных поднятий - сводово-глыбовые высокие горы; 3 - зона малоамплитудных слабо дифференцированных неотектонических поднятий - предгорья; 4 - зона седиментационных депрессий - подгорные равнины; 5 - внутригорные впадины. Прочие знаки: 6 - крупнейшие разрывные нарушения - границы структурно-геоморфологических зон первого порядка; 7 - разрывные нарушения, выраженные в рельефе; 8 - разломы - границы структурно-геоморфологических областей; 9 - гребни хребтов, гряды; 10 - контур кольцевой морфоструктуры массива Хан-Тенгри; 11 - границы структурно-геоморфологических областей. Римскими цифрами (12) отмечены основные структурно-геоморфологические области: I - высочайшие горы (Хан-Тенгри, Терской-Алатау, Куйлю, Кокшаал-Тау); высокие горы: II - Заилийский Алатау и Кунгей Алатау; III - Джунгарский Алатау и Борохоро, IV - Нарат и Борохотан; V - Кетмень. Седиментационные депрессии - межгорные впадины: VI - Исык-Кульская; VII - Илийская и Текесо-Кегенская, VIII - полоса предгорий; IX - Таримская равнина слабоинтенсивное новейшее поднятие в пределах Таримского массива.

включающая высокогорный узел Хан-Тенгри и хребты Терсей-Алатау, Кокшаал-Тау и др., характеризуется сложным развитием. Рисунок ее фотоизображения резко различен в западной и восточной частях. Субширотно-линейная ориентировка хребтов и узких внутригорных депрессий на западе (хребты Терсей-Алатау, Кокшаал-Тау и др.) сменяется радиально-лучистым расположением осевых зон хребтов в горном узле Хан-Тенгри. Максимальные поднятия приурочены к узлам пересечения субширотно ориентированных разрывных нарушений, согласных со складчатостью, и трансорогенных разломов северо-восточного и субмеридионального простирания. С подобными узлами совпадают также системы осевых линий горных хребтов, расположенных концентрически или кулисообразно.

Информация космического снимка позволяет оценить рельефообразующую роль разрывных нарушений различного порядка. Разрывные нарушения, ограничивающие структурно-геоморфологические области, выражены в рельефе протяженными тектоническими уступами большой амплитуды, которые могут быть разорваны или фрагментарно смещены секущими разломами. Как правило, они наследуют план палеозойской разрывной тектоники. Трансорогенные разрывные нарушения на снимке морфологически выражены прямолинейными ушельями и реже тектоническими уступами, секущими горные хребты. В предгорной зоне подобные линейные элементы читаются как границы блоков, "просвечивающих" под чехлом кайнозойских отложений. В ряде случаев по трансорогенным разломам на космическом снимке наблюдаются горизонтальные смещения (хр. Кунгей-Алатау).

Более сложную морфологию имеют диагональные разломы. Их примером является наиболее протяженный на снимке разлом, секущий северные отроги хр. Хан-Тенгри и уходящий далее в Джунгарию. Подобный разлом имеет явно неотектоническую природу и лишь фрагментарно наследует план докайнозойской разрывной тектоники.

Значительный интерес представляет фестончатый или кулисообразный рисунок контура Восточного Тянь-Шаня и предгорных зон, а также сочленение предгорий и равнин Таримской впадины. Северная и южная границы Восточного Тянь-Шаня имеют на снимке негативный рисунок: выступам и выпуклостям, расположенным на севере, соответствуют вогнутости на юге, и наоборот. Подобное фотоизображение позволяет сделать вывод о тектонической природе этих границ и высказать предположение о дифференцированных тангенциальных силах сжатия, связанных с подвижками Таримской и Балхашской жестких глыб. Естественно, подобная трактовка рисунка фотоизображения требует в дальнейшем более обоснованных доказательств.

При дешифрировании космических снимков других районов Центральной Азии по тону и рисунку фотоизображения выделяется ряд структурно-геоморфологических областей: Таримская равнина, хребты Куньлуна, Алтынтаг, Тибетское нагорье и др. В их пределах выявлены структуры более низкого порядка.

Южная граница Таримской равнины прослеживается на снимке в виде ломаной линии. Вдоль нее проходит подножие гигантского (высотой 2000 м) тектонического уступа, отделяющего ее от хребтов Куньлуня и Алтынтаг. На снимке Таримской равнины дешифрируются массивы или бугристых песков и обширные солончаки. Контуры песчаных накоплений различной морфологии, по-видимому, определены характером поверхности коренных пород и, видимо, соответствуют границам блоков с различной амплитудой и направленностью неотектонических движений. При структурно-геоморфологическом районировании эти "просвечивающие" блоки выделены как морфоструктуры третьего и более низких порядков. Часть их имеет кольцевую форму и, возможно, отражает плановые очертания древних изометричных структур догеосинклинального этапа развития.

Хребты Куньлуня, расположенного в зоне палеозойской складчатости, впоследствии испытали длительную пенепленизацию. Фрагменты древней докольной равнины, сохранившиеся на водоразделах гор, дешифрируются на снимке по белому изотропному тону благодаря обширным снежникам и ледникам плоских вершин. На космических снимках выделяются такие характерные особенности этой структуры, как резкая асимметрия северного и южного склонов хребта, система реликтовых, глубоко врезанных долин, их antecedentный характер на отдельных участках, несоответствие водораздела и линии современных максимальных высот, активизированные разрывные нарушения диагональной и ортогональной систем, особенно субширотной и северо-западной.

Горы Алтынтаг — крупнейший новейший горст на южной окраине Таримского срединного массива — имеют на космическом снимке отчетливые очертания. Их фотоизображение отличается наиболее темным тоном и резко контрастным фоторисунком, что связано с литологией древних дислоцированных толщ, их длительной препарировкой и интенсивным реликтовым эрозионным врезом, происходившим в эпохи ослабления аридности.

Тибетское нагорье выделяется на снимке единством фотоизображения как самостоятельная структура и имеет сложно дифференцированный рельеф. Среди денудационных (докольных и пластовых) равнин Тибетского нагорья дешифрируются невысокие кряжи — блоки древнего складчатого основания. Морфоскульптура Тибетского нагорья отличается мягкостью форм и слабым расчленением, что связано с небольшой дифференциацией новейших тектонических движений и изоляцией нагорья от общего базиса эрозии.

В центральной части Тибетского нагорья дешифрируется кольцевая структура второго порядка с ядром досинийских пород в центральной части, отличающаяся посветлением фототона и системой дугообразных структурных линий.

Проведенный по космическим снимкам структурно-геоморфологический анализ некоторых регионов Центральной Азии позволяет судить о большой перспективности этого метода и целесообразности его применения при исследовании поверхности Земли.

По космическим снимкам могут быть составлены контурные основы для геоморфологических, структурно-геоморфологических, морфоструктурных, неотектонических и других специальных мелко-масштабных и обзорных карт и схем.

На космических снимках рельеф приобретает роль ведущего признака среди прочих ландшафтных индикаторов структуры, поэтому геоморфологическая информация, полученная при дешифрировании, является основой для геологической интерпретации космической съемки.

В отличие от аэрофотоматериалов, по космическим снимкам возможно изучение не только региональных, но и глобальных особенностей рельефа Земли.

В. Г. Можаява

К МЕТОДИКЕ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА РЕЛЬЕФА ГОРНЫХ СТРАН (По материалам радиолокационной аэросъемки)

Одним из новых видов аэрометодов, применяющихся для изучения геологического строения и рельефа Земли, является радиолокационная (РЛ) аэросъемка (Комаров, Нявро, 1972). Достоинством метода является его высокая пригодность и обзорность РЛ-снимков благодаря их мелкомасштабности; недостатком - малая разрешающая способность (около 30 м на местности) и невозможность проведения измерительного дешифрирования.

Рисунок и тон РЛ-изображения обуславливаются интенсивностью отраженного от подстилающей поверхности радиосигнала (в первую очередь от рельефа). Характер отражения или поглощения радиоволны определяется особенностями поверхности, длиной волны облучения и углом, под которым происходит облучение (Стрельников, 1971). Структура рисунка РЛ-изображения зависит от размера форм рельефа (включая их относительную высоту). Высота форм определяет длину и площадь РЛ-теней на снимке. Например, при относительных высотах горного рельефа 1500-2000 м радиотени занимают до 40% площади снимка. На РЛ-снимках отчетливее изображаются линейные формы рельефа, ориентированные перпендикулярно сканирующему лучу, а формы, параллельные ему, не видны. Рисунок РЛ-изображения определяется также углами наклона падающего радиолуча к элементарным площадкам рельефа (например, крутые склоны - светлее) и особенностями почвенно-растительного покрова, а также физическими свойствами горных пород. Поэтому РЛ-снимки дают дополнительную информацию о геолого-геоморфологическом строении территории, особенно о ее новейшей структуре и связи современного рельефа с глубинным строением (Стрельников, 1972, и др.).

РЛ-снимки позволяют дешифрировать пликативные, кольцевые, блоковые структуры и разломы. В отдельных случаях определенные

элементы структурного строения видны более отчетливо по РЛ, чем на аэрофотоснимках. Особую роль играют радиотени: как правило, в горном рельефе они затрудняют изучение структуры, но известны случаи, когда расположение теней помогает восстановить ее план.

Общие контуры складчатых форм видны с первого взгляда на РЛ-снимках, изображение деталей менее выразительно. Тем не менее складчатые морфоструктуры горного рельефа, отвечающие простиранию пород (гряды, хребты), сочетания мезоформ одинаковой морфологии (сопки, увалы и др.) хорошо читаются по рисунку РЛ-снимков. Особенно хорошо выделяются нарушения складок, выраженные смещениями контуров рельефа или резкими сменами направлений в ориентировке его форм.

Дешифрирование блокового строения горных областей, особенно связанных с новейшими движениями, — один из наиболее перспективных аспектов применения РЛ-съемки. Границы отдельных блоков, как правило, отчетливы, так как блоки приурочены к новейшим разломам, выраженным в современном рельефе линейными или спрямленными положительными или отрицательными формами или элементами форм рельефа.

Возможности дешифрирования разломов в горах определяются размерами разломов и их ориентировкой относительно сканирующего луча. Контрастность рисунка РЛ-изображения соседних блоков позволяет судить об относительной интенсивности движений отдельных блоков на новейшем этапе. Так, блоки с более контрастным рисунком РЛ-изображения и большой площадью радиолокационных теней свидетельствуют об интенсивных поднятиях (резкий, сильнорасчлененный рельеф альпийского типа), и, наоборот, участки с преобладанием серого тона соответствуют тектонически спокойным районам.

В отличие от горного рельефа, рельеф межгорных впадин и предгорных равнин, сложенных рыхлыми четвертичными отложениями, изображается относительно спокойным рисунком, в основном серого тона с довольно плавными переходами и почти без радиотеней. Применение РЛ-снимков совместно с аэрофотоснимками значительно облегчает изучение структуры предгорных и межгорных равнин. По аномальному рисунку и тону РЛ-изображения устанавливается наличие локальных новейших поднятий, опусканий и блоковых перемещений. Изменения рисунка РЛ-снимков обусловлены проявлением геоморфологических аномалий: увеличением относительных высот местных водоразделов, изменением конфигурации речной сети, характера эндогенного рельефа, особенностей дренажа, увеличением коэффициента расчленения, сменой фациального состава рыхлых отложений и т.д. Участки локальных опусканий дешифрируются по однородному и темному тону с малыми контрастами. Линейно-параллельные элементы рисунка характерны для вытянутых прогибов, а округлые и концентрические — для брахисинклиналей.

Методика проведения структурно-геоморфологического анализа РЛ-снимков равнинных территорий практически остается той же,

что и для аэрофотоснимков (изучение плана гидросети, характера врезов, изменения относительных высот разновозрастных геоморфологических уровней).

На участках новейших поднятий в речных долинах, аллювиально-пролювиальных плащей и других аккумулятивных форм рельефа преобладает своеобразный полосчатый рисунок изображения. Это светлые и темные полосы или штрихи, расположенные по определенному плану: прямолинейные или параллельно изогнутые полосы темных или светлых черточек и точек. Они отвечают, по-видимому, простиранию разнообразных геологических элементов, контактам различных по фациальному составу рыхлых пород, разрывным нарушениям и трещинам, подчеркивающим структурные особенности района. На местности им соответствуют микропонижения, гривки, уступы и цепочки западин. В то же время это могут быть и техногенные образования: характер распахки, каналы, дороги, поселки.

Трассирующие элементы рисунка — наиболее широкие, линейно-вытянутые полосы, часто смещающие общую полосчатость рисунка, дешифрируются как изображения разрывных нарушений, а прерывистые линейные элементы, сгруппированные в дугообразные линии, — как структурные линии пликтивных форм. Наличие новейших локальных погребенных структур (Старостин и др., 1972), установленных по материалам РЛ-съемки, подтверждается геофизическими (магнитными) данными в ряде районов.

Высокая обзорность РЛ-снимков позволяет убедительно доказать наличие крупнейших кольцевых структур. По РЛ-снимкам отчетливо намечаются кольцевые структуры, которые выявляются по размещению отрезков долин различных порядков в отрицательных формах рельефа и вписанных в них или оконтуривающих, изогнутых по дуге гряд, увалов и хребтов. По материалам аэросъемок хорошо дешифрируются системы колец диаметром 60–70, 27–32, 15–17, 4–7 км. Намечается закономерность в размещении колец различных порядков: мелкие кольцевые структуры преимущественно вписаны в крупные, но иногда секут их и часто пересекаются между собой.

По выражению в рельефе среди кольцевых структур всех порядков выделяются положительные и отрицательные. Положительные структуры образуют хребты, гряды, отдельные возвышенности. Среди отрицательных форм преобладают понижения, широкие долины, межгорные депрессии, отдельные мелкие возвышенности. Морфологическое выражение элементов строения положительных кольцевых структур всех порядков выше, чем отрицательных.

Сравнение кольцевых структур и их геоморфологических особенностей по аэрофото- и РЛ-снимкам свидетельствует, что совпадений в расположении структур и форм рельефа не наблюдается. Кольца секут различные элементы рельефа, и территория внутри кольца имеет различную морфологию. Контуры рельефа predeterminedены в основном границами новейших блоков.

Таким образом, в современных макроформах изогнутых долин, депрессий, хребтов и т.д., по-видимому, отражается морфология гер-

цинских или более древних структур. Вопросы происхождения кольцевых структур пока дискуссионны. В общем виде они принимаются за реликты древних (герцинские, каледонские и первичные - нуклеарные - тектоно-магматические или вулканоплутонические) структур, обновленные новейшими тектоническими движениями и в разной степени эродированные (Попова, 1966; Скублова, Зейлин, 1969, и др.).

ЛИТЕРАТУРА

Комаров В.Б., Нявро Б.П. Методика радиолокационной аэросъемки системой бокового обзора "Торос" для геологических исследований. - В кн.: Новые методы получения информации различными дистанционными приемниками и ее обработка для решения геологических задач. Серия общая и регион, геология и методика геол. картирования, М., 1972, № 6.

Попова Г.З. Кольцевые и линейные морфоструктуры Казахской складчатой страны, Алма-Ата, 1966.

Скублова Н.В., Зейлин Б.С. О кольцевых морфоструктурах Северного Прибалхашья. - Вестник ЛГУ, 1969, № 2.

Старостин В.А., Семенова Н.Н., Можаяева В.Г. Опыт использования материалов РЛ-аэросъемки при геологическом дешифрировании в Центральном Казахстане. - В кн.: Новые методы получения информации различными дистанционными приемниками и ее обработка для решения геологических задач. Серия общая и регион, геология и методика геол. картирования, М., ОНТИ ВИЭМС, 1972, № 6.

Стрельников С.И. Применение радарной аэросъемки в США при изучении и освоении природных ресурсов. Серия общая и регион, геология и методика геол. картирования, М., ОНТИ ВИЭМС, 1971.

Стрельников С.И. Некоторые вопросы и методики использования материалов радиолокационной аэросъемки. - Сов. геол., 1972, № 3.

Э. Т. Палиенко

КОРРЕЛЯЦИЯ ПОВЕРХНОСТЕЙ ВЫРАВНИВАНИЯ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ

(на примере Крымского полуострова)

До настоящего времени не решен вопрос о возрасте основных субширотных морфоструктур Горного Крыма, еще меньше ясности в датировке времени заложения поперечных субмеридиональных структурных зон этого региона. Однако структурные линии Горного Крыма, как установлено нами, имеют аналогию, а иногда продолжение в Равнинном Крыму. Кроме того, Равнинный Крым, Тарханкутская возвышенность и Горный Крым в своем развитии тесно связаны как области аккумуляции и денудации. В связи с этим мы попытались выявить структурные особенности каждого из этих регионов на основе сопоставления поверхностей выравнивания разновозрастных циклов развития. Были изучены также коррелятные взаимоотношения осадконакопления и рельефообразования Равнинного и Горного Крыма и Тарханкутской возвышенности (в основном на неотектоническом этапе развития). Результаты этих исследований обобщены в табл. 1.

В Горном Крыму М.В. Муратов (1954), Н.С. Благоволин (1965), Н.И. Лысенко (1972) и другие выделяют два геоморфологических уровня (верхнее и нижнее плато Крымской Яйлы), однако мнения о их возрасте расходятся.

Можно согласиться с большинством авторов, что на месте верхнего плато, на высотах около 1500 м, в раннем мелу существовала суша (о чем свидетельствует анализ фаций), но неясно, сохранились ли ныне формы рельефа того времени.

Возраст нижнего плато М.В. Муратов (1954) определяет как сарматский, учитывая постепенность перехода поверхности плато к подошве морских среднесарматских отложений, Н.С. Благоволин (1965) и Н.И. Лысенко (1972) определяют его возраст раннемеловым временем.

Во время среднесарматской трансгрессии в Равнинном Крыму и на Тарханкутской возвышенности образовалась морская аккумулятивная равнина, которая была денудирована еще до начала трансгрессии. Общепризнано, что время сарматской трансгрессии было одним из крупнейших этапов выравнивания на юге СССР. Фази-

альный анализ морских сарматских отложений от Равнинного Крыма до куэст Крымских гор показывает, что область денудации в это время располагалась южнее Внешней куэсты. Поэтому логично считать поверхность нижнего плато денудационным аналогом среднесарматской фазы выравнивания рельефа Равнинного Крыма. Деформация сарматского геоморфологического уровня — от +1000 м (нижнее плато) до -300 м на севере Крыма.

Анализ рельефа Горного Крыма начиная с раннего плиоцена следует проводить с учетом этапов палеогеоморфологического развития Равнинного Крыма, которое в последнее время было изучено с помощью бурения и геофизических методов. В Равнинном Крыму четко прослеживается раннеплиоценовая (позднепонтическая) денудационная поверхность выравнивания, срезающая морские среднепонтические известняки. Обычно она перекрыта морской, элювиально-делювиальной и пролювиальной среднеплиоценовой толщей, образующей аккумулятивную поверхность выравнивания. На среднеплиоценовые отложения с размывом налегают аллювиально-пролювиальные песчано-глинистые осадки позднеплиоценово-раннечетвертичной равнины.

Понтическая морская равнина в Равнинном Крыму отличается хорошей сохранностью, но в основном является погребенной, за исключением Тарханкутской возвышенности, где эта равнина в киммерийское время была преобразована в денудационную. Аналогов понтической поверхности в Горном Крыму не найдено. На междуречье Качи-Альмы гипсометрически выше позднеплиоценовой Кизылджарской поверхности выравнивания мы наблюдали фрагменты денудационной поверхности выравнивания на абс. высоте более 330 м, которая деформирована и образует пологий северный склон Внутренней куэсты. Моноклинально изогнутые денудационные участки в нижней части поверхности прикрыты кизылджарскими позднеплиоценовыми галечниками. Следовательно, фрагменты денудационной поверхности на северном склоне Внутренней куэсты имеют допозднеплиоценовый возраст, так как в позднем плиоцене на них накопилась 30-метровая грубогалечная толща, свидетельствующая об эрозионном расчленении, а не о выравнивании рельефа гор.

Таким образом, Внутренняя куэста, или вторая гряда Крымских гор, возникла как морфоструктура (моноклираль) в среднем плиоцене, а выравнивание ее пологого склона произошло еще раньше, очевидно, в раннем плиоцене. Это согласуется с тем, что пересекающая куэсту более молодая поперечная структура Салгирской грабен-синклинали в Равнинном Крыму выполнена толщей верхнеплиоценовых галечников. К северу грабен-синклираль прослежена бурением в Равнинном Крыму (долина р. Чатырлык), что доказывает генетическую общность развития субмеридиональных морфоструктур гор и равнин Крымского полуострова.

Судя по деформациям морской понтической равнины в Равнинном Крыму и на Тарханкутской возвышенности, в среднем плио-

цене в основном были сформированы главные субширотные морфоструктуры — антиклинали и синклинали, которые позднее были разбиты на многочисленные блоки разных размеров. С направлением основных морфоструктур равнинной части Крымского полуострова связано заложение крупных речных долин того времени, имевших субширотную ориентировку (за исключением системы Салгир—Чатырлык).

В Горном Крыму небольшие фрагменты среднеплиоценовой денудационной поверхности выравнивания можно обнаружить на Внешней третьей гряде в западной части полуострова, где пологий склон куэсты срезает под углом сарматские отложения и прикрыт позднеплиоценово—раннечетвертными галечниками. Для Горного Крыма в это время характерно заложение крупных поперечных морфоструктур (Керченский пролив, Салгирская грабен-синклиналь, поднятие между Алуштой и Алушкой).

Деформации денудационного среднеплиоценового уровня планиции на Тарханкутской возвышенности составили 50—170 м, в Горном Крыму — 100—400 м. В Равнинном Крыму в это время формировалась аккумулятивная (киммерийская) поверхность выравнивания, местами находящаяся на глубине до 100 м. Фациальный состав ее отложений зависел от возникших ранее субширотных и субмеридиональных структур. На востоке эта равнина имела морской генезис, в сторону Тарханкутской возвышенности она постепенно сменялась аллювиальной, пролювиальной и денудационной поверхностями выравнивания.

Позднеплиоценовый и раннечетвертичный циклы развития рельефа не были отделены друг от друга ясным перерывом. В Равнинном Крыму и частично на Внешней куэстовой гряде отлагалась сравнительно мощная толща галечников, образовавшая аллювиально—пролювиальную поверхность выравнивания. В Горном Крыму формировались эрозионно—аккумулятивные террасовые уровни. Лишь в одном месте, в районе Кизылджара, можно наблюдать два уровня галечниковой равнины: позднеплиоценовый и раннечетвертичный. Они сравнительно слабо деформированы, в основном за счет роста локальных и перекашивания блоковых структур. В других районах оба уровня наложены друг на друга.

Положение раннечетвертичной галечниковой равнины в Равнинном Крыму фиксирует два различных морфоструктурных района: юго-западный, где со среднечетвертичного времени равнина переходит в денудационный этап развития, и юго-восточный, где галечниковая равнина погребена под более молодыми осадками.

Сопоставление поверхностей выравнивания основных морфоструктур Крымского полуострова требует дальнейших уточнений, в частности специального изучения рельефа второй и третьей гряд Крымских гор. Можно предполагать, что развитие морфоструктур Горного и Равнинного Крыма и Тарханкутской возвышенности в основном шло синхронно начиная с позднего миоцена (сармата) как для поперечных, так и для продольных структур, с некоторым отставани-

Таблица

СОПОСТАВЛЕНИЕ ОСНОВНЫХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ РАЗЛИЧНЫХ
МОРФОСТРУКТУРНЫХ РАЙОНОВ КРЫМСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Возраст	Горный Крым	Равнинный Крым	Тарханкутская возвышенность
Ранне-меловой	Денудационный рельеф		
Позднемиоценовый (сарматский)	Денудационная поверхность (нижнее плато Яйлы)	Морская погребенная равнина	
Раннеплиоценовый (понтический)	Денудационная поверхность на склонах куэст Внутренней гряды	Морская погребенная равнина	
Среднеплиоценовый	Денудационная поверхность на склонах куэст Внешней гряды	Полигенетическая аккумулятивная погребенная равнина	Денудационная равнина
Позднеплиоценовый	Эрозионно-аккумулятивные уровни и террасы		Денудационная равнина
Раннечетвертичный	Террасовые комплексы	Аккумулятивные равнины	Денудационно-аккумулятивная равнина

ем их во времени, масштабах и амплитудах в равнинной части полуострова. Это объясняется расположением Равнинного и Горного Крыма в разных геоструктурных зонах.

Одним из доказательств тесной связи основных этапов развития рельефа горной и равнинной частей Крымского полуострова может служить приведенное сопоставление одновозрастных поверхностей выравнивания.

ЛИТЕРАТУРА

Благоволин Н.С. Возраст морфоструктуры Горного Крыма. - Изв. АН СССР, серия геогр., 1965, № 2.

Лысенко Н.И. К вопросу о происхождении поверхностей выравнивания на Крымской Яйле. - Геоморфология, 1972, № 2.

Муратов М.В. О миоценовой и плиоценовой истории развития Крымского полуострова. - МОИП, отд. геол., 1954, № 1.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ТЕКТОНИКИ

(на примере горного Урала)

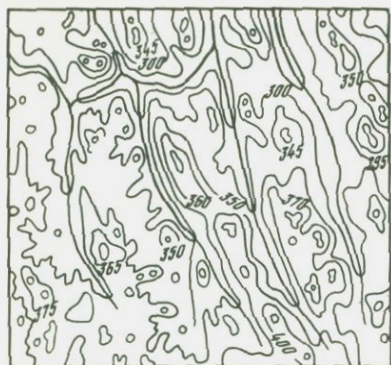
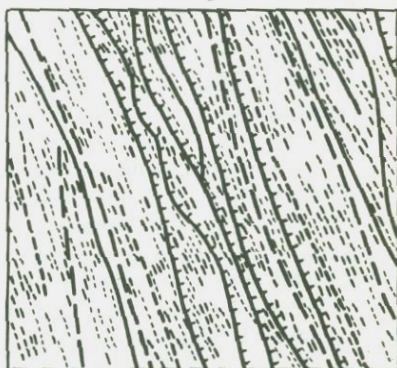
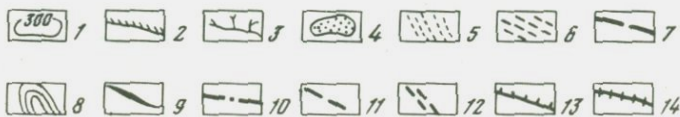
Структурно-геоморфологические методы исследований имеют большое значение при нефтегазопроисловых работах в закрытых территориях. Положительные результаты поисков были получены в западном Урале и в Предуралье. При этом был проведен геоморфологический анализ тектоники некоторых районов Пермской и Свердловской областей по материалам аэрогеологических, морфометрических и картметрических исследований, выполненных в комплексе с нефтегазопроисловыми работами (Возмянина 1969, и др., 1971, 1973).

Рассматриваемая территория, расположенная на западном склоне Северного и Среднего Урала (в бассейнах рек Вишеры, Колвы, Чусовой, Сылвы, Бисерти, Уфы), относится к денудационной равнине Предуралья и остаточным горам западного склона Урала (Сигов и др., 1968). Она сильно залесена, отличается резкой расчлененностью рельефа, наличием карста, слабой обнаженностью и плохой дешифрируемостью аэрофотоснимков.

В структурном отношении территория относится к Западно-Уральской зоне складчатости и внутренней зоне Предуральского краевого прогиба, которые сложены карбонатными и терригенными отложениями палеозоя. Складчатая зона характеризуется преобладанием антиклинальных и брахиантиклинальных складок субмеридионального простирания, осложненных взбросово-надвиговыми нарушениями, параллельными складчатости; амплитуда новейших поднятий 200–250 м (Карта новейшей тектоники СССР, 1959 г.). Для Предуральского прогиба характерны слабая дислоцированность пород и пологое их погружение в сторону складчатой зоны. Интенсивность новейших движений значительно меньше, чем в складчатой зоне.

Основное внимание было уделено дешифрированию, детальному анализу крупномасштабных гипсометрических карт и построенных по ним карт порядков гидросети и остаточного рельефа (Философов, 1960), анализу планового рисунка речной сети, графическому изучению поперечных профилей речных долин (Горбунова, Максимович, 1969) и ориентировки ландшафтных компонентов (рисунок).

В результате проведенных исследований было установлено, что связь рельефа и тектоники особенно ярко выражена в распределении и характере речной сети. Для складчатой зоны Урала характерна трещинная речная сеть, обусловленная тектоническими нарушениями разных порядков (Апродов, 1948). Рисунок речных долин бывает прямоугольный; перистый; параллельный, вытянутый согласно уральской складчатости (рисунок). Наблюдается и субширотное направление речных долин, обусловленное, вероятно, системой сложных и крупных разломов, идущих вкрест простирания к уральской системе складчатости (Борисевич, 1968).

а*б**в**г**д**е*

Глубокие V-образные и почти каньонообразные речные долины типичны для Урала. Относительно тектонических структур они бывают продольными, поперечными и диагональными. Северный и Средний Урал пересекают в субширотном направлении параллельные друг другу поперечные долины рек Колвы и Березовой, Вишеры, Яйвы, Косьвы, Чусовой (нижнее течение), Сылвы и Уфы. Резко асимметричные долины со значительной глубиной вреза приурочены к зонам тектонических нарушений или участкам новейших поднятий. Аномальные значения глубин вреза характерны для Чусовой в зоне Басковского и Мултыкского надвигов; для Березовой — в пределах Говорухинско-Немыдской антиклинали; для Яйвы — в районе Чикманского надвига и др.

По прямолинейным участкам долин, "кушениям" долинной и обрамной сети трассировались линеаменты возможных тектонических нарушений, а по радиальному, подковообразному, дугообразному и кольцевидному рисункам речной сети намечались участки возможных локальных поднятий. Так, линиям Михайловского, Саргинского, Упудского и Уткинского надвигов соответствуют в плане меридиональные долины рек Демида, Сарги, Шатлыка, Северной Утки. К серии поперечных нарушений субширотного простираения, пересекающих несколько складчатых зон, относится Баскинско-Барышанская, Нижнесергинская, Верхурмикеевская и другие, выявленные по линеаментам речной сети.

Дикоуткинская, Усть-Чизменская и другие структуры намечены в основном по рисунку гидросети. Так, Усть-Чизменская структура (узел Каменского, Рассоленского и Четырехбратского надвигов) расположена между дугообразно изогнутыми долинами рек Кумышпа и Чизмы — левых притоков Чусовой.

Макеты структурно-геоморфологических карт западного склона Урала, а — гипсометрическая карта Западно-Уральской зоны складчатости; б — гидрографическая карта; в — карта явного остаточного рельефа; г — карта ориентировки ландшафтных компонентов; д — карта структурно-геоморфологического дешифрирования аэрофотоснимков; е — схема тектоники по результатам структурно-геоморфологических, морфометрических и картометрических исследований с использованием геолого-геофизических данных; 1 — изогипсы (м); 2 — ложбины временного стока; 3 — порядок гидросети; 4 — явный остаточный рельеф; 5 — ориентировка линеаментов отрицательных форм рельефа; 6 — ориентировка линеаментов положительных форм рельефа; 7 — границы тектонических зон; 8 — структурные линии по данным дешифрирования аэроснимков; 9 — оси антиклиналей; 10 — оси синклиналей; 11 — крупные разрывные нарушения по линеаментам всех форм рельефа; 12 — возможные локальные нарушения по линеаментам всех форм рельефа; 13 — надвиги по геологическим данным; 14 — нарушения неустановленной природы

Таблица

ОТНОСИТЕЛЬНЫЕ ПРЕВЫШЕНИЯ ПОЙМЫ И ПЕРВОЙ НАДПОЙМЕННОЙ ТЕРРАСЫ
НЕКОТОРЫХ РЕК ЗАПАДНО-УРАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (М)

Наименование гео- морфологических аномалий	Низкая пойма			Высокая пойма			Надпойменная терраса		
	зап. крыло	свод	вост. крыло	зап. крыло	свод	вост. крыло	зап. крыло	свод	вост. крыло
р. Вишера									
Говорухинская	0,5	1,3	0,6	2,5	3,5	-	4,0	7,2	4,0
Южаниново-Ромахинская	1,2	1,3	0,8	-	3,2	2,7	4,8	6,7	4,0
Красновишерская	-	-	-	-	-	-	4,0	5,2	-
р. Бисертъ									
Киргишанская	0,6	0,8	0,7	1,4	2,0	1,7	2,6	3,2	2,8
Бисертская	0,6	1,0	-	1,4	2,0	1,8	2,5	3,2	2,6
р. Уфа									
Михайловская	0,7	1,5	1,0	-	-	-	3,5	4,0	-
Ново-Уфимская	0,5	1,0	-	2,2	3,0	2,5	-	3,7	3,5
Акбашская	0,8	1,0	0,9	2,0	-	2,2	-	3,5	-

Анализ планового расположения остаточного рельефа позволил установить, что холмы, гряды, увалы в зоне складчатости характеризуются линейным (полосовым или площадным) субмеридиональным простиранием, согласованным с крупными элементами тектоники (рис. 1, в). Например, крылья Бухарокской и Киргишанской антиклиналей хорошо выражаются в рельефе в виде линейных гряд. Михайловскому и Саргинскому надвигам соответствуют в плане линейные холмы субмеридионального простирания. Для участков локальных поднятий внутренней зоны прогиба характерно кольцеобразное, овалообразное или подковообразное расположение положительных элементов рельефа (Комаровская антиклиналь).

Маршрутные исследования с применением дешифрирования аэроснимков, проведенные по долинам рек Вишеры, Колвы, Чусовой, Сылвы, Уфы, Бисерти и их притоков, позволили закартировать здесь низкую и высокую поймы и первую надпойменную террасу и определить положительные деформации этих поверхностей (см. таблицу) на участках возможных поднятий. В долине р. Вишеры в пределах складчатой зоны выделены Говорухинская, Южаниново-Романихинская и Красновишерская геоморфологические аномалии.

Структурно-геоморфологическое дешифрирование позволило установить на западном склоне Урала и в Предуралье разрывные нарушения, субпараллельные простиранию уральской складчатости и поперечные ей. Индикаторами разрывов в большинстве случаев служат геоморфологические, гидрографические и другие ландшафтные признаки. Так, Каменский, Четырехбратский, Чизменский и другие надвиги были выделены на аэрофотоснимках по уступам рельефа, линеаментам гидросети разобщенных бассейнов, сквозным долинам, параллельным уральской складчатости. Поперечные разрывы, пересекающие несколько тектонических структур, распространены локально (Сергинский, Вишерский сдвиги). Предполагается прямая связь всех нарушений с глубинными разломами земной коры.

Для Свердловской и Пермской областей (Бухаровское, Гежское месторождения) сопоставление результатов структурно-геоморфологических исследований с данными бурения показывает хорошую сходимость выявленных аномалий.

В качестве основных геоморфологических критериев, имеющих важное нефтепоисковое значение на Западном Урале и в Предуралье, по нашему мнению, следует отметить: 1) линеаменты положительных и отрицательных форм рельефа, указывающие на их генетическую связь с тектонической трещиноватостью; 2) кольцеобразный рисунок элементов ландшафта, отражающий, по-видимому, морфологические особенности пликативных структур; 3) геоморфологические аномалии речных долин, соответствующие элементам тектоники и, возможно, обусловленные неотектоникой.

Мы полагаем, что геоморфологический анализ тектоники целесообразно применять как экспрессивный, экономичный метод на ранних стадиях нефтегазопроисковых работ.

ЛИТЕРАТУРА

Апродов В.А. О речной сети в средней части западного склона Урала и Приуралья. Материалы по геоморфологии Урала, вып. 1, 1948.

Борисевич Д.В. Геоморфологическое строение. - В кн.: Урал и Приуралье. М., "Наука", 1968.

Вохмянина Е.И. О методике структурно-геоморфологических исследований нефтегазоносных районов Пермского Прикамья. - В сб.: Структурно-геоморфологические исследования при нефтегазопроисловых работах. Л., 1969.

Вохмянина Е.И., Ильиных Ю.А., Черткова И.И. Применение метода дешифрирования материалов аэрофотосъемки при изучении тектонического строения западного склона Среднего Урала. - В сб.: Геология и разведка нефти и газа Пермского Приуралья. Пермское кн. изд-во, 1971.

Вохмянина Е.И., Ильиных Ю.А., Черткова И.И. и др. Результаты аэрогеологических исследований для поисков нефтегазоносных структур на юго-западе Свердловской области. - В сб.: Геология и нефтегазоносность севера Урало-Повольжья. Тр. ВНИГНИ, вып. 123. Пермь, 1973.

Горбунова К.А., Максимович Г.А. Озера карстовых районов. - В кн.: Максимович Г.А. Основы карстведения. т. II. Пермь, 1969.

Карта новейшей тектоники СССР. Масштаб 1:5 000 000. Под ред. Н.И. Николаева и С.С. Шульца. М., 1959.

Сигов А.П., Шуб В.С. и др. Комплексное геолого-геоморфологическое картирование Урала с целью поисков гипергенных полезных ископаемых. Изд-во Саратовского ун-та, 1968.

Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Изд-во Саратовского ун-та, 1960.

В. И. Астрахов

ВЛИЯНИЕ СТРУКТУРЫ СУБСТРАТА НА РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА СЕВЕРНОГО УРАЛА

Характер связей рельефа Урала с его геологическим строением трактуется по-разному в зависимости от той или иной концепции происхождения Уральских гор. Согласно одной схеме (В.А. Варсанофьева, Д.В. Борисевич и др.), разрушенный денудацией позднегерцинский ороген в мезозое - кайнозое подвергался прерывистому эпейрогеническому воздыманию. В результате обработки экзогенными процессами пологого сводового поднятия образовалось современное ступенчатое низкогорье. Полосы палеозойских пород образуют меридиональные хребты и депрессии благодаря пассивной препарировке денудацией литологически неоднородного герцинского основания.

Другая система взглядов (С.Г. Боч, И.И. Краснов, С.С. Шульц и др.) предусматривает унаследованное развитие на протяжении мезокайнозоя герцинских структурных форм, проявленных в современной морфоструктуре Урала в виде дифференцированного тектонического рельефа. Согласно этой концепции, хребты Урала соответствуют не просто выступам наиболее крепких пород, а разви-

вающимся горстам и антиклиналям; продольные депрессии соответственно имеют не денудационное, а тектоническое происхождение.

Обе приведенные гипотезы плохо объясняют многие особенности рельефа Урала: ортогональный план гидросети, поперечную асимметрию хребта, резко выраженную продольную гетерогенность горного рельефа. Новый материал для решения проблем происхождения рельефа Урала и его связи с геологическим строением был получен автором в процессе геологического картирования отрезка Уральского хребта между 62 и 64° с.ш. в 1964–1970 гг. Изучение геоморфологического строения Печоро–Сосьвинского Урала производилось методом картирования элементов мезорельефа (генетических разновидностей региональных цикловых поверхностей) в среднем масштабе, а для наиболее сложного района горы Тельпос–Из – в крупном масштабе. Геоморфологическое картирование с широким использованием аэрофотоматериалов дало возможность выделить и проследить по всей территории четыре региональные цикловые поверхности.

К поверхностям первого цикла относятся субгоризонтальные площадки вершин монадноков, ко второму циклу – увалистый рельеф регионального пенеплена предгорий и вершинная поверхность низкогорья. Поверхности третьего цикла (денудационно–тектонические и денудационно–эрозионные) выражены пологими вогнутыми склонами низкогорья. Поверхности молодого расчленения, относящиеся к четвертому циклу, образуют крутые склоны и молодые террасы разного происхождения, создающие на севере района резкий альпийский рельеф.

По морфологии и положению в рельефе указанные цикловые поверхности коррелируются с разрезами отложений мезокайнозойских грабенов Зауралья, в которых выделяются соответственно четыре цикла седиментации. Здесь на мощной коре выветривания герцинского основания залегают осадки среднеюрско–нижнемелового цикла, представленные морскими песками и глинами с конгломератами в подошве. На нижний мел с глубоким размывом ложатся верхнемеловые песчаники и конгломераты, вверх по разрезу переходящие в аргиллиты, диатомиты и опоки. Второй цикл завершается регрессивной свитой песков среднего олигоцена. Континентальная серия третьего седиментационного цикла представлена залегающими с размывом верхнеолигоценными конгломератами и перекрывающими их озерно–аллювиальными алевритами и песками миоцена – нижнего плиоцена (Лидер, 1964 г.). Четвертый цикл образуют песчано–галечные и валунно–суглинистые континентальные отложения верхнего плиоцена – плейстоцена, выполняющие глубокие эрозионные врезы.

Сравнительно–морфологическое изучение разновозрастных цикловых поверхностей показывает, что они по–разному связаны со структурой и литологией субстрата. Поверхности пенепленов первого и второго циклов срезают под один уровень литологически неоднородные толщи, и только в случае больших различий в денудационной

устойчивости пород (например, кварциты среди известняков) над поверхностью второго цикла возвышаются моноклины с фрагментами пенеплена первого цикла.

Напротив, поверхности третьего цикла, достигшие стадии поздней зрелости (по схеме В.М. Дэвиса), обнаруживают почти идеальное приспособление к литологии субстрата, образуя систему меридиональных литоморфных хребтов и продольных депрессий.

Интенсивно развивающиеся поверхности четвертого цикла (поздний плиоцен – плейстоцен), как правило, не успели приспособиться к литологии субстрата, но отчетливо тяготеют к линиям разрывов в палеозойском фундаменте. К ним относятся тектонические уступы и молодые эрозионные долины, часто закладываемые по трещинам субстрата поперек литологически различных толщ.

Таким образом, на Северном Урале характер связи рельефа со структурой обусловлен возрастом денудационных поверхностей. Игнорирование возраста и стадии развития отдельных элементов рельефа приводит зачастую к полному отрицанию литоморфности рельефа Урала (А.Г. Бер) или к ее преувеличению (Д.В. Борисевич).

Картирование региональных цикловых поверхностей, являющихся возрастными аналогами мезокайнозойских осадочных толщ, дает стройную картину постгеосинклинальных дислокаций на Северном Урале. Судя по однообразию высоты денудационного уступа (300–400 м) между первой и второй поверхностями, в мезозое действительно преобладали поднятия сводового характера (В.А. Варсонофьева). Однако существование денудационно-тектонических уступов третьего цикла вдоль границ горной полосы показывает, что в позднем олигоцене нарастание тектонических напряжений привело к оживлению герцинских меридиональных разломов, к выделению по оси Уральского поднятия линейного блока и к его воздыманию на 300–400 м. В предгорьях глубина неогеновых долин не более 50–100 м, что указывает на их относительно слабое поднятие в это время. Выположенность склонов низкогорья, значительная ширина долин, а также кварцевый состав аллювия и мелкозернистость миоцен-нижнеплиоценовых коррелятивных осадков свидетельствуют об условиях длительной тектонической стабильности в неогене.

В позднем плиоцене – плейстоцене Северный Урал вступил в главную фазу тектонической активизации, характеризующуюся сокращением площадей поднятий с одновременным возрастанием их интенсивности. По крупным субмеридиональным разрывам предгорья отделились от аккумулятивных равнин. Вдоль западного рубежа горной полосы, проходящего по омоложенному герцинскому надвигу, начали быстро подниматься мелкие блоки. Амплитуда поднятия массива горы Тельпос-Из за поздний плиоцен – плейстоцен достигла 700–800 м (а за поздний олигоцен – плейстоцен – 1100–1200 м). Блоковые поднятия четко оконтурились сгущением диссекционных поверхностей четвертого цикла. На севере района наблюдаются голоценовые смещения морен по разрывам на 30–50 м.

Дифференцированные поднятия четвертого цикла создали гетерогенность рельефа горного Урала, отчетливо заметную при движении вдоль хребта с юга на север. В истоках Печоры и Северной Сосны господствует сильно выположенное низкогорье (с абсолютными отметками 800–1000 м); здесь поднятия этого цикла не превышали 50–100 м, вследствие чего юные эрозионные склоны почти отсутствуют. Севернее сильно изношенный рельеф третьего цикла резко сменяется зубчатыми альпийскими хребтами (до 1600 м).

В отличие от субмеридиональных хребтов и депрессий низкогорья, орографические элементы на севере района (относящиеся к четвертому циклу) зачастую поперечны к простиранию пород палеозойского субстрата. Это связано с субширотным простиранием очагов молодых тектонических напряжений, тяготеющих к выдвинутым на запад по надвигу сегментам Центрально-Уральского антиклинория. Субширотное простирание молодых деформаций подчеркивается также быстрым снижением и выклиниванием тектонических уступов по простиранию субмеридиональных герцинских разрывов. С сильно дифференцированным поднятием в позднем плиоцене – плейстоцене метаморфизованных пород западного края Центрально-Уральской глыбы связана известная орографическая асимметрия Уральского хребта: линия максимальных высот проходит значительно западнее главного водораздела (не менявшегося, по крайней мере, с олигоцена), максимальные высоты тектонических уступов (до 800 м) наблюдаются именно на участках западной границы гор.

Нет сомнения в том, что в новейшее время ожили далеко не все разломы палеозойского субстрата, а лишь наиболее удобные для релаксации молодых напряжений: редкие субширотные и многочисленные субмеридиональные на участках пересечения очагов новейшей активизации. Сильная трещиноватость герцинского основания предопределила характер неотектонических напряжений в форме линейных горстов и "клавишных" блоков вдоль западной границы Центрально-Уральского антиклинория. При этом второстепенные в палеозойской структуре поперечные трещины в новейший этап выступили на первый план и образовали резко несогласные к складчатости блоковые поднятия.

Изучение цикловых поверхностей деструктивного рельефа и коррелятных им осадков дало возможность обосновать новую схему мезокайнозойского тектогенеза Северного Урала. В ней признается цикличность и направленность эволюции тектонического режима с нарастанием интенсивности и дифференцированности поднятий по западной окраине палеозойской складчатой системы. Механизм такого развития связан с тангенциальным давлением вдоль восточного края Русской плиты.

Первые (мезозойские) этапы становления Уральского хребта связаны со сводовым поднятием платформенного типа, ограниченным с востока субмеридиональным разломом. Влияние структуры субстрата на рельеф в течение первого и второго

циклов заключалось главным образом в препарировке денудацией меридиональных полос, сложенных породами различной устойчивости.

Возрастание тектонических напряжений в начале третьего цикла привело к проявлению в рельефе некоторых палеозойских структурных швов — в осевой части и по восточной окраине поднимающегося свода. С поднятиями этого цикла связано заложение субширотных консеквентных долин, согласных с новыми тектоногенными уклонами и несогласных с древней меридиональной складчатой структурой. В длительной нисходящей фазе третьего цикла преимущественное развитие получили меридиональные субсеквентные долины, пересекавшие полосы наименее устойчивых пород. В течение этого цикла и сформировались столь характерные для Урала пологосклонные меридиональные литоморфные хребты и депрессии.

Новая вспышка тектонической активности в позднем плиоцене привела к оживлению еще большего количества палеозойских разрывов и проявлению в рельефе множества блоковых поднятий. При этом, несмотря на совершенно другой по сравнению с геосинклинальным тип тектогенеза и другое простирание напряжений, система трещин жесткого палеозойского основания сыграла важную роль, обусловив искаженную конфигурацию новейших блоков, напоминающую субмеридиональный герцинский план. Это вызвано тем, что проявление молодых напряжений могло происходить в основном по уже разработанной сетке ослабленных зон, среди которых резко преобладали меридиональные.

Как указывалось выше, поверхности четвертого цикла распространены очень неравномерно. Сгущение их на выдвинутых к западу участках горной полосы и слабое развитие на западном склоне гор позволяют предполагать, что в настоящее время мы наблюдаем только начало четвертого цикла на активизированных, в первую очередь наиболее ослабленных, участках Уральского хребта. Вполне вероятно дальнейшее нарастание тангенциального сжатия и выдвигание вверх еще не вовлеченных в поднятие частей Центрально-Уральского антиклинория.

Изложенная выше схема развития рельефа Северного Урала связывает гетерогенность Уральского хребта с неодновременной активизацией различных его участков в ходе прогрессирующего нарастания тектонических напряжений в зоне сжатия вдоль восточного края Русской плиты. Смещение орографической оси Урала хорошо объясняется надвиганием к западу Центрально-Уральской глыбы по пологопадающему к востоку разрывному смещению, установленному геологической съемкой.

Ортогональный план гидросети и различная приспособленность рельефа Северного Урала к структуре и литологии являются результатом циклического процесса рельефообразования, протекавшего на резко анизотропном палеозойском основании. Влияние структуры субстрата на развитие рельефа Северного Урала сказалось в

двояком приспособлении рельефообразующих процессов к системе ослабленных зон фундамента — разрывов и полос легкоразмываемых пород.

Первый, восходящий тип приспособления проявлялся в эпохи поднятий, в начале эрозионных циклов, когда сетка палеозойских трещин использовалась для релаксации тектонических напряжений и заложения консеквентной гидросети. Это привело к формированию поперечных к складчатой структуре орографических элементов.

Второй тип господствовал в эпохи тектонической стабильности, в нисходящие фазы эрозионных циклов, когда процессы деструкции осваивали преимущественно меридиональные полосы слабоустойчивых пород. Этот нисходящий тип приспособления морфогенеза к структуре субстрата отражен в системе типичных для Урала литоморфных хребтов и продольных депрессий.

И. С. Степанов

РОЛЬ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ДРЕВНИХ СТРУКТУР В ФОРМИРОВАНИИ РЕЛЬЕФА ЗАПАДНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО И СЕВЕРНОГО УРАЛА

В оценке влияния структурно-тектонических факторов в происхождении рельефа западного склона Урала мнения исследователей расходятся: одни объясняют современный рельеф целиком литологией (Григорьев, 1925), другие структурными (Введенская, 1960) и структурно-литологическими особенностями (Герасимов, 1948; Боч, Краснов, 1951).

По вопросу о характере новейших тектонических движений на западном склоне Среднего и Северного Урала также нет единства взглядов. По мнению одних исследователей (Варсонофьева, 1954; Борисевич, 1960; Сигов, 1962), эти движения имели характер общих поднятий и опусканий всей территории, осложненных образованием крупных сводов. Другие полагают, что новейшие движения здесь проявлялись в виде неравномерных поднятий, вызвавших деформацию древней денудационной поверхности (Наливкин, 1944; Боч, Краснов, 1951, и др.).

Все эти исследователи исходят из признания широко распространенных взглядов о ведущей или даже исключительной роли вертикальных движений. Детальные геологические исследования и анализ плана гидрографической сети позволили нам высказать предположение о сбрососдвиговом характере новейших тектонических движений (Степанов, 1963).

Сдвиговые составляющие этих движений проявляются в рисунке гидросети. Долины западного склона Урала были заложены в неогене в условиях сильно выравненного рельефа и имели, очевидно,

широтное направление, обусловленное общим уклоном поверхности к западу. В современном плане речной сети широтные эпигенетические участки долин главных рек чередуются с меридиональными, приуроченными к тектоническим линиям. Часто наблюдается большое сходство очертаний меридиональных участков соседних долин, пересекающих различные в литологическом отношении толщи. Подобные нарушения первоначального широтного положения рек в районе Урала с интенсивной складчатостью можно объяснить только горизонтальными смещениями блоков вместе с фиксированными участками долин и тем, что река выработала меридиональные участки вдоль стыка двух соседних блоков. Роль литологии выражается в том, что условия фиксации долины в различных породах различны и наиболее благоприятны в магматических породах, кварцитах, песчаниках, конгломератах, менее — в сланцах; исключительно неблагоприятны они в карбонатных породах.

Общее запад-юго-западное направление долин западного склона Среднего и Северного Урала при субмеридиональном простирании структур свидетельствует о преобладании левых сдвигов. Правые сдвиги единичны и незначительны по амплитуде. Такой вывод согласуется с указанием Е.А. Кузнецова (1941) и К.П. Плюскина (1962) о том, что на Урале развиваются перемещения блоков по типу левого сдвига.

Одним из следствий сдвиговых движений на западном склоне Среднего и Северного Урала в новейшее время является постепенное увеличение длины субширотных долин за счет роста меридиональных участков вдоль стыка блоков. Удлинение долин по мере их развития вызывает веерообразный характер продольных профилей речных террас, так как наиболее древние из них относятся к тому времени, когда реки были короче и имели большее падение.

Горизонтальные составляющие сбрососдвиговых новейших тектонических движений проявляются только в рисунке гидросети. Выявление их по геологическим данным сопряжено с трудностями, так как эти движения обычно происходят по разломам, имеющим согласное с общим структурным планом простирание. Правда, резкие изменения мощностей и фаций одновозрастных палеозойских толщ в двух соседних блоках свидетельствуют об имевших место сдвиговых движениях, но по этим данным трудно судить об амплитуде и возрасте движений. Поэтому в большинстве случаев мы вынуждены говорить только о роли вертикальных составляющих неотектонических движений по линиям разрывных нарушений в формировании рельефа. Но и здесь интенсивные денудационные процессы, которые следуют за восходящими тектоническими движениями, сглаживают неровности, созданные последними, и скрывают от исследователя многие важные последствия послепалеозойских и новейших тектонических движений. В рельефе хорошо выражены лишь те тектонические швы, по которым происходят движения в настоящее время или происходили сравнительно недавно.

Один из таких швов прослеживается вдоль западного склона Полюдова Кряжа. В этой тектонической зоне приведены в контакт толщи рассольнинской свиты протерозоя с пермскими отложениями (вертикальная амплитуда не менее 6,5 км). В рельефе эта зона проявляется в виде отчетливо выраженного довольно крутого уступа высотой около 200 м.

Поднятия наибольшей амплитуды испытывают, очевидно, блоки древних пород в непосредственной близости от тектонической зоны. Этим частям соответствуют наиболее возвышенный рельеф и выходы древних пород. К востоку от шва интенсивность поднятий несколько ослабевает, что обуславливает перекося (крен) поднимающихся блоков в этом направлении. Подобные неравномерные движения способствуют выработке асимметричных речных долин, скатывающихся по наклонной поверхности поднимающихся блоков и подмывающих склон, обращенный в сторону поднятий максимальной интенсивности (Степанов, 1968).

Таким образом, на неотектоническом этапе своего развития структура палеозойского субстрата западного склона Среднего и Северного Урала находится в весьма динамическом состоянии. Неравномерные поднятия отдельных блоков определяют развитие рельефа и связанных с ними месторождений полезных ископаемых.

Роль древних структур в формировании современного рельефа сводится к тому, что благодаря им на поверхность выходят породы различной степени устойчивости к процессам выветривания. Нередки случаи инверсии рельефа. Наиболее возвышенные части рельефа западного склона Среднего и Северного Урала приурочены к выходам устойчивых к процессам выветривания пород независимо от их структурного положения: кварцевых конгломератов, кварцитовидных песчаников, кварцитов.

Таким образом, литологические особенности палеозойского субстрата играют важную роль в формировании рельефа. Выходы дислоцированных горизонтов твердых пород часто создают своеобразный ансамбль положительных форм рельефа, в котором очень четко отражаются структурные особенности района.

Структурно-геоморфологический анализ западного склона Урала имеет большое практическое значение. Установлено, что россыпи устойчивых ценных минералов, потерявшие связь с коренными месторождениями, хорошо сохраняются на карстующихся толщах блоков, испытывающих восходящие тектонические движения (Степанов, 1967). При этом карбонатные толщи складчатых областей более благоприятны для процессов карстообразования, что определяется характером залегания пород. Наклонное или вертикальное залегание карстующихся толщ обеспечивает практически неограниченную продолжительность сохранения устойчивых минералов, высвободившихся в результате разрушения местных пород или занесенных в карстовые области из других районов в предыдущие этапы геологического развития. Карстовые коллекторы ценных минералов осо-

бенно часто приурочены к контактовым зонам между карбонатными и терригенными толщами; здесь формируются контактово-карстовые месторождения россыпных минералов (Степанов, 1967а).

Наиболее богатые долинными россыпями приурочены к асимметричным долинам, развивающимся при парекосе поднимающихся блоков (Степанов, 1968). В процессе смещения асимметричных долин на подмываемом склоне перерабатываются все новые толщи карбонатных пород, и при этом из карстовых коллекторов извлекаются все новые порции устойчивых минералов, а на противоположном склоне остается лестница террас с аллювием, питающим долинными россыпями.

ЛИТЕРАТУРА

Борисевич Д.В. Основные проблемы геоморфологии Урала в связи с поисками россыпных месторождений полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Боч С.Г., Краснов И.И. О происхождении рельефа Урала в свете проблемы поисков полезных ископаемых. — Разведка недр, 1951, № 6.

Варсанофьева В.А. Основные вопросы генезиса и истории развития рельефа Северного Урала. — Тр. Коми фил. АН СССР, 1954, № 7.

Введенская Н.В. Вопросы теоретической и прикладной геоморфологии западного склона Урала и Предуралья. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Герасимов И.П. Основные черты геоморфологии Среднего и Южного Урала в палеогеографическом освещении. — Тр. Ин-та геогр. АН СССР, 1948, вып. 42.

Григорьев А.А. К геоморфологии западного склона Южного Урала. — Изв. Геогр. о-ва СССР, 1925, в.5.

Кузнецов А.Е. Тектоника Среднего Урала. М., Изд-во АН СССР, 1941.

Наливкин Д.В. Геологическая история Урала. Свердловск, 1944.

Плюский К.П. О роли разрывных нарушений в структуре Магнитогорского синклинория. — Докл. АН СССР, 1962, т. 143, № 5.

Сигов А.П. Основные черты геоморфологии Урала. Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Сб. 1, Уфа, 1962.

Степанов И.С. К вопросу о характере новейших тектонических движений на западном склоне Среднего Урала. — Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 5.

Степанов И.С. Структура хребта Басеги и стратиграфическое положение осланской свиты в разрезе древних толщ западного склона Среднего Урала. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1965, т. 40, вып. 4.

Степанов И.С. Новый тип месторождения алмазов на Урале. — Докл. АН СССР, 1967а, т. 177, № 5.

Степанов И.С. Происхождение россыпей алмазов западного склона Урала. — Сов. геол., 1967, № 2.

Степанов И.С. Новейшие тектонические движения и размещение россыпей на примере Вишерского алмазоносного района. — Сов. геол., 1968, № 8.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ РАСЧЛЕНЕННОСТЬ КАМСКОГО ПРИУРАЛЬЯ И УРАЛА И ЕЕ СВЯЗЬ С ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ И НЕОТЕКТОНИКОЙ

Вертикальная расчлененность или энергия рельефа (разница между высшими и низшими отметками) является важной геоморфологической характеристикой. Она определяет интенсивность эрозийных процессов и может быть использована для самых различных целей, в частности для оценки интенсивности новейших тектонических движений.

Большая часть изученного района относится к Восточно-Европейской равнине, т.е. к восточной окраине Русской платформы и Предуральскому краевому прогибу, а оставшая часть — к Уральской горной стране, т.е. к Западно-Уральской внешней зоне складчатости и Центрально-Уральскому поднятию (Софроницкий, 1969). Для исследованной территории характерно увеличение абсолютных отметок рельефа и глубины расчленения с запада на восток от равнинных районов к Уралу. На фоне закономерного увеличения расчленения к востоку имеются участки с аномальными значениями энергии рельефа. Они обусловлены главным образом структурными особенностями территории, а также неотектоникой.

Для всего района была составлена карта энергии рельефа (рис. 1). Для этого территория была разбита на одинаковые квадраты со стороной, равной 5 см. Величина квадрата оказалась оптимальной вследствие большого разнообразия орографических условий района. Выявленные величины энергии рельефа относились к центрам квадратов.

Таким образом, получилась сеть точек со значениями X, Y, Z , где X и Y — математические координаты точки в прямоугольной системе, а Z — значение энергии рельефа в данной точке.

В пределах исследованной территории энергия рельефа колеблется от 4 до 1077 м; при проведении изолиний как в равнинной, так и в горной частях был принят интервал 20 м.

Для графической интерпретации была составлена специальная программа, с помощью которой строились изолинии функции $P(X, Y)$, отражающей закономерности изучаемого признака (Z). Построение карты изолиний производилось на алфавитно-цифровом печатающем устройстве (АЦПУ-128) с шириной печати в одной строке 340 мм. Время печатания каждого листа карты составило 15 мин. Карта построена на ЭВМ "Минск-32" по 860 точкам.

На карте видно, что в равнинной части района, которая относится к восточной окраине Русской платформы, расчленение рельефа возрастает с севера на юг (рис. 1); наибольшая расчлененность (200 м и более) приурочена к району Пермско-Башкирского свода. В части района, соответствующей Предуральскому краевому

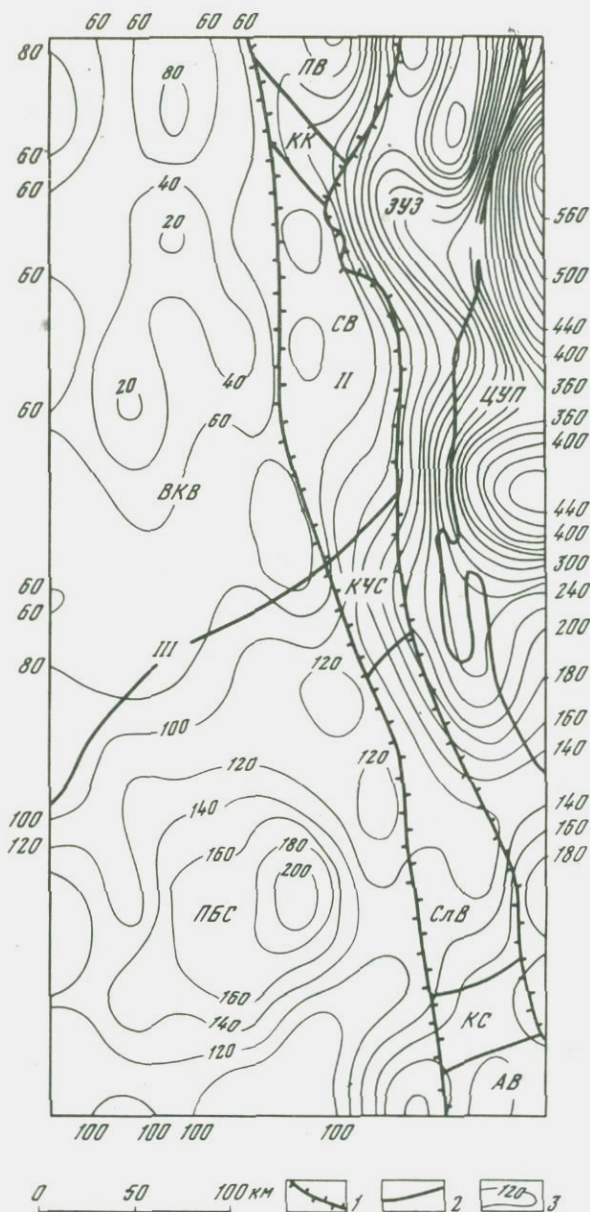


Рис. 1. Схема энергии рельефа Камского Приуралья и Урала.

1- границы структурно-фациальных зон: I - складчатая система Урала; II - Предуральский краевой прогиб; III - восточная окраина Русской платформы, 2 - границы структур второго порядка:

Таблица 1

ЗАВИСИМОСТЬ СРЕДНИХ ЗНАЧЕНИЙ ЭНЕРГИИ
РЕЛЬЕФА ОТ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Структурно-тектонические районы (по П.А. Софроницкому, 1969)	Энергия рельефа, м	
	крупные структурные элементы	
	впадины	поднятия
Восточная окраина Русской платформы	20-80	80-200
Предуральский прогиб	60-100	100-200
Складчатый Урал	200-300	300-600

прогибу, при общем увеличении энергии рельефа к востоку отмечается увеличение интенсивности расчленения до 140-200 м в пределах Ксенофоновско-Колвинского вала, в районах Косьвинско-Чусовской и Красноуфимской седловин. В западных предгорьях Урала, отвечающих Западно-Уральской внешней зоне складчатости, энергия рельефа увеличивается до 300-360 м, а в горной зоне, соответствующей структуре Центрально-Уральского поднятия, она составляет в основном 400-560 м (местами до 1100 м), несколько снижаясь к югу.

В пределах перечисленных структурно-тектонических зон отмечается закономерное увеличение энергии рельефа в положительных структурах и уменьшение в отрицательных (табл. 1).

Такая же прямая тесная связь установлена и между локальными структурами и вертикальным расчленением рельефа. Она отмечалась нами ранее (Шимановский, 1970) и хорошо выявляется на крупномасштабных картах энергии рельефа при проведении изолиний через 5-10 м.

Сопоставление карты энергии рельефа с картами, характеризующими интенсивность новейших движений, позволяет установить пря-

Окончание подписи.

ЦУП - Центрально-Уральское поднятие; ЗУЗ - Западноуральская зона складчатости; ПВ - Печерская впадина; КК - Ксенофоновско-Колвинское поднятие; СВ - Соликамская впадина; КЧС - Косьвинско-Чусовская седловина; СлВ - Сылвинская впадина; КС - Красноуфимская седловина; АВ - Айская впадина; ВКВ - Верхне-Камская впадина; ПБС - Пермско-Башкирский свод. 3 - изолинии вертикальной расчлененности (энергии) рельефа с интервалом через 20 м.

Таблица 2

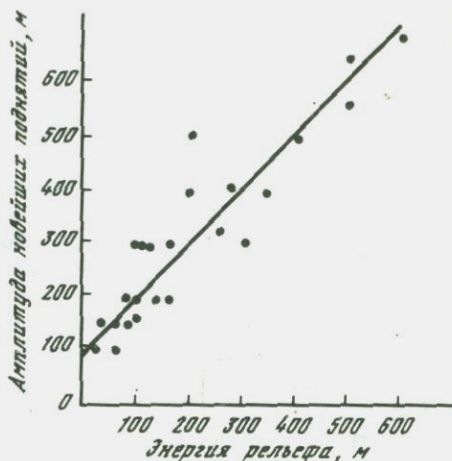
СВЯЗЬ СРЕДНИХ ЗНАЧЕНИЙ ЭНЕРГИИ РЕЛЬЕФА
С ИНТЕНСИВНОСТЬЮ НОВЕЙШИХ ДВИЖЕНИЙ

Неотектонические области, районы и локальные поднятия (по В.П. Три- фонову)	Амплитуда, м	
	новейшие под- нятия (по В.П. Трифонову)	энергия рельефа
I. Приуралье	100-500	20-200
Iг. Склон Усть-Илычской впадины	150-200	60-80
Iв. Верхне-Камская впадина	100-150	20-40
Iг. Пермское поднятие	150-300	80-120
Iд. Юрезано-Вишерское пони- жение	100-200	60-80
		(в пределах сед- ловин до 180)
Немыльское поднятие	150-200	80
Соликамское поднятие	150-200	80
Iе. Уфимское поднятие	300-500	120-200
II. Урал	200-700	100-600
IIа. Западно-Уральская ступень	200-400	100-280
Полюдовское поднятие	300-400	160-280
IIб. Северо-Уральский свод	300-700	160-600
Кваркуш-Чувальское поднятие	500-700	340-600
Кытлымское поднятие	500-700	320-500
Бассегское поднятие	400-500	340-400
IIг. Чусовское понижение	200-300	140-160
IIд. Верхнеуфимская ступень	200-400	160-200

мую и тесную связь между новейшей тектоникой и расчленением рельефа. Она хорошо проявляется как в пределах крупных районов, так и локальных поднятий (табл. 2).

Районам интенсивных новейших поднятий присуща максимальная расчлененность, районам слабых новейших поднятий — минимальная. Так, в Приуралье повышенная расчлененность рельефа установлена в пределах Пермского и Уфимского поднятий, а в горном Урале — на территории, отвечающей Северо-Уральскому своду. Однако в Юрезано-Вишерском районе новейшего понижения отмечаются участки с аномально высокой для этой территории (до 180 м) энергией рельефа. Это обусловлено влиянием положительных структур: Айской и Косьвинско-Чусовской седловин.

Рис. 2. Зависимость энергии рельефа от интенсивности новейших поднятий.



В целом же очевидно, что с увеличением интенсивности новейших поднятий увеличивается и размах рельефа (рис. 2). Таким образом, по картам энергии или вертикального расчленения рельефа удается выявить или уточнить структурно-тектонический план территории, а также установить характер и интенсивность новейших тектонических движений; построение таких карт следует признать целесообразным при различных геолого-геоморфологических исследованиях и при изучении неотектоники.

ЛИТЕРАТУРА

- Геоморфологическое районирование СССР. Под ред. А.А. Григорьева и К.К. Маркова. Тр. Комис. по естеств.-истор. районированию СССР, т. II, вып. 1. М.-Л., 1947.
- Герасимов И.П. Основные черты геоморфологии Среднего и Южного Урала в палеогеографическом освещении. - Тр. Ин-та геогр. АН СССР, 1948, вып. 42.
- Сигов А.П. Геоморфология Урала. - В кн.: Геология СССР, т. XII, ч. 1, кн. 2. М., "Недра", 1969.
- Софроницкий П.А. Восточная окраина Русской платформы. Предуральский краевой прогиб. - В кн.: Геология СССР, т. XII, ч. 1, кн. 2. М., "Недра", 1969.
- Шимановский Л.А. Основные факторы формирования рельефа Пермского Прикамья. - В сб.: Геология и петрография Западного Урала, вып. 5. Пермь, 1970.

З. А. Сваричевская, Н. В. Скублова

О ПРИРОДЕ ОСТРОВНЫХ ГОР ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Особенностью рельефа Казахстанского шита является наличие островных возвышенностей - низкогорий и холмогорий, в большинстве своем сложенных лейкократовыми и аляскиотовыми гранитами (горы Каркаралинские, Баянаульские, Кокчетау и др.) и значительно реже кварцитами, эффузивами и другими породами. Абсолютные

высоты холмогорий до 1000 и низкогорий — 1500 м, относительные превышения достигают 200–500 м.

Впервые Н.Н. Тихонович высказал предположение (в дальнейшем поддержанное рядом исследователей), что подобные возвышенности являются монадками — останцами селективной денудации, сохранившимися на месте древней горной страны в силу большой устойчивости пород. В 30-х годах появляются работы, в которых обосновывается не денудационное, а тектоническое происхождение островных гор. В 50–60-х годах исследователи вновь возвращаются к проблеме генезиса и возраста островных возвышенностей. Наиболее спорным оказалось объяснение происхождения возвышенностей, сложенных гранитами: они рассматривались как монадки. Отсюда вытекало заключение об исключительной устойчивости гранитов к выветриванию. Опровержение этих представлений для островных гор Казахстана было впервые высказано в работах З.А. Сваричевской и В.И. Яговкина и В.В. Ключкина. В этих работах возникновение островных гор рассматривалось как результат выдавливания или выжимания инородных тел при новейших тангенциальных движениях Казахстанского шита.

Г.З. Поповой впервые было выявлено существование кольцевых морфоструктур в Центральном Казахстане; геолого-геоморфологическое исследование, проведенные позднее, подтвердили их широкое развитие в этом регионе. Далее, в результате геологосъемочных работ и анализа аэроснимков было выяснено, что кольцевые морфоструктуры низшего порядка представляют собой вулканоплутонические структуры позднепалеозойского возраста (Авдеев, 1965; Зейлин, 1968). Изучение рельефа показало приуроченность большинства низкогорий и холмогорий к краевым или центральным частям этих структур и к гранитным массивам, ассоциирующимся с ними, и заставило вернуться еще раз к вопросу о природе островных гор (Скублова, Зейлин, 1969).

В позднепалеозойское время рельеф Центрального Казахстана, по-видимому, представлял собой умеренно расчлененное низкогорье, на фоне которого выделялись вулканы. В мезозое и далее вплоть до среднего олигоцена в условиях платформенного режима и относительного тектонического покоя происходило формирование древней денудационной равнины. Горный вулканический рельеф позднепалеозойского возраста был почти полностью с nivelирован. Эпохи пенепленизации — поздний триас, средняя юра, ранний мел (апт) и эоцен, по данным З.А. Сваричевской и Ю.П. Селиверстова, завершались корообразованием и прерывались периодами некоторой активизации тектонических движений.

К концу раннего олигоцена рельеф представлял собой шокольную равнину, фиксированную корой выветривания. Величина денудационного среза кольцевых вулканоплутонических структур за мезозой-нижний олигоцен — от первых сотен метров (Улькен-Каракуусская, Каргалинская и другие структуры) до 1–3 км (значительно эродированные структуры типа каркаралинской и бектауатинской). В но-

вейшее время кольцевые вулcano-плутонические структуры являлись наиболее активизированными зонами, о чем свидетельствует анализ коррелятных отложений.

На фоне растущих, крупных по площади поднятий (типа Кокчетавского, Улутавского, Центрально-Казахстанского и других антиклинориев) формировались локальные новейшие структуры диаметром от 30 до 120 км, обычно ассоциирующиеся с кольцевыми вулcano-плутоническими структурами, приуроченными не только к древним антиклинориям (Жамансарыусуйскому), но и к синклинориям (Токраусскому). Для них был характерен холмогорный и мелкопочный рельеф восходящего развития. Гидрографическая сеть была приурочена к прогибам или наложена на тектонически ослабленные зоны разломов, в том числе и кольцевых (дугообразно изогнутые участки древней речной сети - Пра-Саттыбай, Пра-Ежибай, Пра-Жаман-Сарысу и др.).

Об активизации кольцевых вулcano-плутонических структур в эпоху миоценовой озерной трансгрессии свидетельствует состав отложений аральской свиты (песчано-щебнисто-дресвяной в пределах кольцевых структур и тонкодисперсной глинистой - в удалении от них). Щебнем, глыбами и дресвой гранитов насыщены и красноцветные отложения павлодарской свиты нижнего плиоцена в районе гор Кызылрай, Каркаралинских, Кызылтас и др.

В среднепозднеплиоценово-четвертичное время произошло наиболее активное воздымание локальных структур и формирование низкогорья. О молодости горных поднятий свидетельствуют следующие геоморфологические данные: значительное превышение (500-900 м) гор над равниной, обуславливающее молодой глубокий врез долин и ложков и большие уклоны их русел; резкая граница, очерчивающая подножие гор, и резкий перелом продольного профиля долин при переходе от гор к равнине; большая крутизна и значительная обнаженность склонов гор; наличие открытых, зияющих трещин в гранитном массиве, приуроченность к ним долинно-ложковой сети; наличие тектонических внутригорных депрессий, лишенных аллювия, иногда используемых озерами или долинами; ступенчатый характер склонов, имеющий тектоническое или денудационное (поднятые педименты) происхождение, и наличие antecedentных долин; раздваивание террасовых уровней (р. Караманды в районе горы Кызылрай); высокое положение останцов поверхностей выравнивания и миоценовых озерных отложений, глубокий эрозионный врез в плиоценовые отложения (долины рек Сарыюлен, Тайшек и др.); наличие у подножий гор пресных (еще не успевших засолониться) глубоких озер со скалистым дном и максимальными глубинами у нагорного берега (Щучье, Большое и Малое Чебачье); отсутствие коры выветривания; слабое развитие, а иногда и полное отсутствие предгорных шлейфов и т.д.

Выделяются следующие типы кольцевых вулcano-плутонических структур и связанные с ними особенности рельефа: а) Структуры с кольцеобразной формой локальных поднятий и резко дифференци-

рованными подвижками по системам кольцевых разломов. Низкогорья поднимаются в виде дугообразной островной возвышенности и представляют собой остатки вулканических сооружений (Жанетская, Каргалинская и др.), либо образованы кольцевой интрузией (Кокчетавская, Шалтас); б) Структуры горстового типа изометричной формы, ограниченные кольцевыми разломами (Улькен-Каракуусская, Тунгатарская и др.), плутон не вскрыт или вскрыт незначительно; в) структуры с центральным купольным поднятием плутона, небольшие по размерам (Бектауатинская, Кызылтасская и др.) и крупные, окаймленные компенсационными дугообразными грабнями (Кызылрайская, Бугалинская).

Каковы же причины новейшей активизации кольцевых вулкано-плутонических структур? Геоморфологический анализ свидетельствует о том, что поднятия низкогорных кольцевых структур (в том числе и гранитных плутонов, приуроченных нередко к их центральной части) продолжаются и в современную эпоху. Это относится также к гранитным плутонам сильно эродированных кольцевых структур, вулканические постройки которых почти нацело были уничтожены денудационным срезом (Акчатау, Ортау, Аиртау и др.). Геофизические исследования показали, что участки восходящих гранитных массивов являются изостатически неуравновешенными и характеризуются локальными отрицательными гравитационными минимумами, обусловленными различием плотности гранитов и вмещающих пород (например, у гранитов горы Акчатау $\sigma = 2,56 \text{ г/см}^3$, а у вмещающих пород осадочно-вулканического комплекса $\sigma = 2,72 \text{ г/см}^3$).

Можно предположить, что причиной активизации кольцевых структур является подъем гранитов, продолжающийся и после их внедрения и застывания. Явления гранитного "диапиризма" известны в Скалистых горах США, в Центральном Казахстане, на Урале и Дальнем Востоке. Аналогичную природу, по данным Б.И. Кошечкина, имеет Хибинский массив нефелиновых сиенитов.

До сих пор нет единого мнения о механизме поднятия гранитных интрузий.

Одни исследователи (Том, 1957; Сваричевская, Яговкин, 1964; Ключкин, 1964; Трифионов и др., 1968) придают большое значение клиновидной форме интрузивных тел. Даже при условии срезанной кровли интрузии они легко выскальзывают по трещинам в виде блоков под влиянием тангенциальных движений. В Центральном Казахстане такая форма интрузий характерна именно для аляскитовых гранитов пермского возраста, являющихся послеорогенными, в отличие от позднеорогенных гранитов позднекаменноугольного возраста. Анализ данных региональных гравиметрических работ и съемки на Ортауском и других гранитных массивах показывают, что на глубине они имеют форму сужающегося книзу клина. Аналогичная форма установлена для Шалтасского, Восточно-Коунрадского и других гранитных массивов.

Другие исследователи объясняют поднятие гранитных интрузий их изостатическим всплыванием. При этом необходимым условием для возникновения дефицита масс (при различии плотностей пород на $0,03-0,14 \text{ г/см}^3$) является локальное увеличение мощности гранитов, в частности над подводющим каналом гранитной магмы. Отметим, что А.А. Духовской установил в Ортауском массиве существование двух камер изометричной формы диаметром 10-12 км, глубиной 13-14 км (в то время как в остальных частях массива глубина достигает 7-10 км).

Третье объяснение предложил Э.Н. Лишневский (1965), связывающий активность гранитных интрузий со сравнительно неглубоким залеганием зон относительного разуплотнения (8-14 км), предполагающихся не только в верхней мантии и близ поверхности Мохоровичича, но и внутри земной коры. Таким образом, по существу, предполагается продолжение процесса гранитизации, что приводит к выталкиванию застывшей ранее гранитной пробки. Действительно, данные изучения глубинного строения земной коры гравиметрическими и сейсмическими методами свидетельствуют о том, что областям поднятий отвечают разуплотнения в земной коре или верхней мантии (Борисов, 1967).

Подводя итоги сказанному выше, отметим следующее.

1. Локальное поднятие гранитных интрузий происходит при наличии соответствующей клиновидной формы всей интрузии или ее отдельных частей (например, гора Бектауата).

2. Активному поднятию интрузий содействует их изостатическое всплывание, обусловленное различием плотностей пород, слагающих интрузию и вмещающих ее. Но это всплывание происходит, во-первых, не постоянно (о чем свидетельствуют эпохи пенепленизации, когда формировался пенеплен и на гранитах), несмотря на то что пониженная плотность гранитов должна способствовать тенденции к их поднятию. Во-вторых, всплывание прекращается, как только исчезает давление нагрузки сверху, т.е. уничтожается кровля.

3. Поднятию интрузий способствует периодическое возникновение зоны относительного разуплотнения, по-видимому, главным образом внутри земной коры.

4. Главная роль в возникновении гранитных островных гор принадлежит новейшим тектоническим движениям, и в частности тангенциальным, так как выжимание и всплывание их происходят в пределах не только антиклинориев, но и синклинориев (например, Токрауского).

5. Некоторые вулканические кольцевые структуры испытывают новейшие поднятия, образуя низкогорья и холмогорья без видимого участия гранитных массивов. Но геофизические исследования показывают наличие под ними, на некоторой глубине еще не вскрытых аляскитовых интрузий, по-видимому находящихся в стадии активного всплывания (Каргалинская, Тунгатарская и др.).

6. Возраст островных гор аналогичен главной фазе поднятия гор в областях горообразования - среднелиоценовый-четвертичный.

ЗНАЧЕНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО И ТЕКТОНИЧЕСКОГО ФАКТОРОВ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ ОСТРОВНЫХ ГОР СЕВЕРНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

Массивы низкогорий Северного Прибалхашья преимущественно приурочены к гранитным интрузиям (Бектауата, Аиртау, Ортау, Котан-Эмель и другие массивы).

Существует две точки зрения по поводу объяснения этой закономерности, характерной и для других районов Центрального Казахстана. Одна группа исследователей считают, что граниты, слагающие наиболее высокие элементы рельефа, являются исключительно прочными породами и что при формировании островных гор главная роль принадлежит селективной денудации. По мнению других, ведущее значение в становлении островных гор Центрального Казахстана принадлежит неотектоническим движениям (см. статью З.А. Сваричевской и Н.В. Скубловой в этом сборнике).

Сторонники денудационной гипотезы оперируют понятиями наиболее прочные или наиболее устойчивые породы. Однако, по нашему мнению, эти понятия являются весьма неопределенными и не дают истинной характеристики горных пород, в том числе гранитов. Чтобы выяснить степень устойчивости пород к процессам комплексной денудации или скорость их разрушения, необходимо установить влияние на эти породы воздействия плоскостного смыва, резких перепадов температур, дефляции, эрозии, химического выветривания, других агентов. Объективные показатели, характеризующие воздействие комплекса этих процессов на горные породы, могут быть получены в результате экспериментальных исследований, которые, насколько нам известно, до настоящего времени не проводились.

Конечно, по своему отношению к механическому воздействию свежие граниты действительно являются крепкой породой (при проведении горных работ их относят к породам 8-9-й категорий). Однако имеется ряд косвенных данных, свидетельствующих о быстром разрушении гранитов. Отмечено отсутствие остроугольных глыб, несмотря на широкое развитие прямолинейных взаимопересекающихся трещин. Быстрое разрушение обломков гранитов приводит к образованию округлых валунов. В Северном Прибалхашье мы не наблюдали элювия гранитов в виде остроугольных плиток и щебенки. Он представлен слабокатанным древесным материалом. Причудливые золотые формы выветривания встречаются только в пределах массивов, сложенных гранитами, что свидетельствует об их денудационной неустойчивости. Необходимо учитывать и гиподиоморфно-зернистую структуру гранитов, которая, возможно, является основной причиной быстрой разрушаемости породы. Все это не позволяет рассматривать граниты в качестве пород, наиболее устойчивых к процессам выветривания, а островные горы, образованные ими, как результат препарировки прочных гранитов.

В Северном Прибалхашье островные горы приурочены в основном лишь к массивам аляскитовых гранитов пермского возраста, в то время как в этом районе широко развиты также граниты девонского, нижнесредне- и верхнекаменноугольного возраста, на которых развиты, как правило, мелкосопочник и денудационные равнины. Четкую связь низогорий с аляскитовыми гранитами нельзя объяснить большей однородностью их состава. В этом случае на петрографически однозначных разностях гранитов должен был развиваться однотипный рельеф, чего не наблюдается. Примером может служить островной литологически единый гранитный массив Бектауата с низкогорными, мелкосопочными, холмогорными и равнинными участками.

Геоморфологическое строение массива Бектауата представляется логичным объяснять влиянием тектонического фактора, а именно приуроченностью участков с разным рельефом к блокам с различным неотектоническим режимом. Наиболее резкие по интенсивности и скорости подвижки положительного знака испытала восточная часть массива (с горой Бектауата), что подтверждается максимальными в пределах района (до 1200 м) абсолютными отметками фрагментов поверхности выравнивания, значительной крутизной склонов (до 50°), практически полным отсутствием накоплений делювиально-пролювиального материала, который в результате резких поднятий выносятся за пределы массива, и, наконец, его относительно слабой эрозионной расчлененностью. Последнее объясняется тем, что интенсивность эрозионных процессов значительно уступает интенсивности поднятий. С меньшей амплитудой (до 1000 м) воздымалась средняя часть массива с горой Сарыкульджа, представляющая собой резко расчлененное низкогорье, в пределах которого поверхность выравнивания сохранилась хуже, уклоны эрозионной сети значительны. Наименьшей активизации подверглась западная часть (абсолютные высоты не превышают 900 м), в пределах которой все признаки, присущие другим участкам, выражены резко. Крутизна склонов не превышает $20-25^\circ$, а эрозионный процесс наименее интенсивный. На меньшую активность этого блока указывают также и прямые геологические признаки: в его пределах сохранились участки кровли, представленные биотитовыми гранитами калдырминского комплекса верхнекаменноугольного возраста (по Ю.Б. Марину).

Необходимо подчеркнуть, что подобная мобильность этой структуры, выразившаяся в четкой дифференцированности рельефа, резко отличающегося от окружающей монотонной относительно стабильной денудационной равнины, связана с активностью пермского гранитного плутона. Влияние активных в кайнозое пермских плутонов на формирование рельефа сказывается и в том случае, когда они не вскрыты на современном эрозионном срезе.

В качестве иллюстрации рассмотрим две вулканотектонические структуры: Шалтасскую и Жаман-Карабасскую, расположенные в северо-западной части Северного Прибалхашья. Основная часть

их сложена верхнекаменноугольными гранитами калдырминского комплекса, а по их периферии развиты девонские и карбоновые эффузивно-осадочные толщи. Наиболее широко распространены крупнозернистые биотитовые граниты.

Рельеф, развитый на одних и тех же гранитах, различен. Шалтасская морфоструктура имеет в плане почти идеальную округлую форму и окаймлена кольцом низкогорного и холмогорного рельефа, четко выделяющегося над окружающей территорией. Центральная часть занята мелкосопочником и денудационной равниной с остатками коры выветривания. Переход от низкогорья к мелкосопочнику резкий, в виде уступа высотой до 80–100 м. Жаман-Карабасская морфоструктура, в отличие от Шалтасской, в целом очень слабо выражена в рельефе, за исключением ее северо-западной части, сложенной вторичными кварцитами и эффузивами. Основная ее часть занята низким мелкосопочником и слабо всхолмленными цокольными равнинами, развитыми на гранитах калдырминского комплекса.

В пределах массива Шалтас калдырминские граниты несут следы вторичной магматической проработки (Ю.Б. Марин), которая наиболее интенсивно проявляется во внешней полукольцевой зоне. Здесь широко развиты процессы микроклинизации и вторичной альбитизации, создающей как бы каркас в легко разрушающихся гранитах калдырминского комплекса. Подобные процессы связываются с влиянием нескрытого дугообразного гранитного плутона пермского возраста, наличие которого подтверждается локальным гравитационным минимумом. Этот плутон не только создает более прочный "скелет" в калдырминских гранитах, но и поднимает ту часть верхнекаменноугольных гранитов, которые развиты над ним.

Таким образом, на примере Шалтасского массива можно говорить о двух факторах формирования низкогорного рельефа: влиянии близко расположенного поднимающегося в кайнозой нескрытого пермского плутона и препарировке более прочных гранитов, микроклинизированных за счет этого плутона.

В Жаман-Карабасской морфоструктуре влияние аляскитового пермского плутона, наличие которого устанавливается по геофизическим данным, минимально, в связи с тем что он находится на значительной глубине. Последнее и обусловило невыразительный, монотонный рельеф, характерный для участков, сложенных биотитовыми гранитами калдырминского комплекса, что прослежено нами на ряде массивов.

Приведенные примеры показывают, что при формировании островных гор ведущая роль принадлежит наличию резко воздымающихся активных пермских плутонов, нередко испытывающих на фоне общего поднятия дифференцированные подвижки.

МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЭПИПЛАТФОРМЕННЫХ ГОРНЫХ СООРУЖЕНИЙ ВОСТОКА КАЗАХСТАНА И ЮГА СИБИРИ

Горные сооружения, о которых будет идти речь, занимают западную часть обширного Монголо-Сибирского горного пояса. Эти сооружения представляют собой сложные гетерогенные образования как по своему фундаменту, так и по рельефу. В юго-западной части эти сооружения относятся к герцинским структурам Обь-Зайсанской геосинклинали, ограниченными линейными структурами каледонид Чингиза, Горного Алтая и Саян; среди последних существенную роль играют также байкалиды.

Имеются серьезные основания считать, что границы Западного Саяна частично обусловлены зонами глубинных разломов (Курайско-Телецкой и Северо-Саянской, по В.П. Нехорошеву, 1966). Однако в целом значение разрывных зон как пограничных морфоструктур изучено еще недостаточно. Ясно выраженные в рельефе зоны интенсивных новейших тектонических дислокаций пликативного и дизъюнктивного характера недавно получили название морфоструктурных линеаментов (Герасимов, Ранцман, 1973). В пределах рассматриваемых горных систем морфоструктурными линеаментами, продольными по отношению к развивающимся морфоструктурам, являются Чингиз-Тарбагатайский, Иртышский, Северо-Восточный, Курайско-Телецкий, Хемчикский, Северо-Саянский, Восточно-Саянский и некоторые другие. Из поперечных линеаментов наиболее типичны Нарымо-Бухтарминский, Южно-Алтайский и, возможно, Северо-Алтайский.

Все рассматриваемые морфоструктуры возникли за счет активизации протерозойско-палеозойских платформ в конце мезозоя, когда намечился основной план структур, наблюдающихся в современном рельефе.

Мезозойско-кайнозойский морфоструктурный план востока Казахстана и юга Сибири характеризуется чередованием зон с разной тенденцией развития. В одних зонах (обычно представленных ныне горными хребтами) в основном проявляются дифференцированные, абсолютные поднятия, а в других зонах (чаще всего выраженных различными впадинами) преобладают отставание в поднятиях и абсолютные опускания. Местами наблюдается изменение знака движений: чаще всего бывшие области относительного опускания и аккумуляции вовлекаются в абсолютные поднятия и расчленяются.

В целом эти зоны соответствуют разнопорядковым волнообразным деформациям, осложненным системой сингенетических и более поздних разрывных нарушений. Новейшие морфоструктуры возникают и накладываются на весьма сложную, обычно складчато-блоковую, структуру фундамента древних складчатых областей и разновозрастного платформенного покрова. Унаследованность молодых образований от более древних проявляется не в полном соответствии древ-

них и новых разрывов и изгибов, а в общем согласии структурных планов, в простирании главнейших пликативных и разрывных структур. Это характерно как для горных систем в целом (Западный Саян и Танну-Ола, Восточный Саян, Саур-Тарбагатай), так и для их отдельных частей (хребты Горного Алтая). Однако в отдельных случаях морфоструктуры крупных частей горных систем и некоторых горных хребтов и внутригорных впадин не согласуются с простираниями более древних структур и пересекают их под острым углом. Наиболее показателен в этом отношении Южный Алтай, где новейшие морфоструктуры имеют субширотное направление (с виргациями к юго-западу), а герциниды простираются в северо-западном направлении.

Среди новейших морфоструктур наиболее крупными являются морфоструктуры горных систем и разделяющих их межгорных впадин. Длина их достигает 600–900 км при ширине 100–150 км и амплитуде нарушений до 3–5 км. Они подразделяются на более мелкие элементы, соответствующие частям горных систем (например, Рудный и Южный Алтай среди Советского Алтая) или отдельным горным поднятиям (хребты, массивы) и внутригорным понижениям (впадины, котловины). Наиболее важными являются морфоструктуры отдельных хребтов и межхребтовых понижений, представляющие собой вытянутые сводообразные поднятия и соответствующие им опускания, в разной степени осложненные разрывами. Это наиболее активные, подвижные морфоструктуры, имеющие в длину 100–250 км при ширине 30–50 км и амплитуде нарушений до 2–3 км. Конкретное описание отдельных морфоструктур Восточного Казахстана, Алтая и Саян приводится в специальных работах (Моисеенко, 1962; Раковец, 1967; Селиверстов, 1961, и др.).

К более мелким морфоструктурам относятся разнообразные поперечные перемычки, отмечающиеся во впадинах Юго-Западного Алтая (Нарымской, Бухтарминской, Кабинской), Западного Саяна и Танну-Ола (Хемчикской, Минусинской, Каргинской и др.). В областях поднятий секущие морфоструктуры отмечены в Нарымском, Курчумском, Танну-Ольском хребтах, нагорье Сангилен.

Следует обратить внимание на поперечное расположение Западного Саяна и Танну-Ола относительно хребтов Советского Алтая, Монгольского Алтая и Восточного Саяна, ориентированных в северо-западном направлении. Причина и значение этих явлений еще не выяснены и требуют дополнительного детального анализа.

Не менее интересны малоподвижные участки активизирующейся платформы, которые играют роль своеобразных жестких массивов среди мобильных зон формирующихся линейных морфоструктур. Неравномерность и неравнозначность переработки структур фундамента нарушает общий морфоструктурный план и приводит к образованию изометричных участков, где рельеф практически всецело определен геологической структурой (Селиверстов, 1961). Такие блоки малоподвижных пассивных морфоструктур огибаются линейными активными морфоструктурами (Зыряновский блок оконтуривается с востока

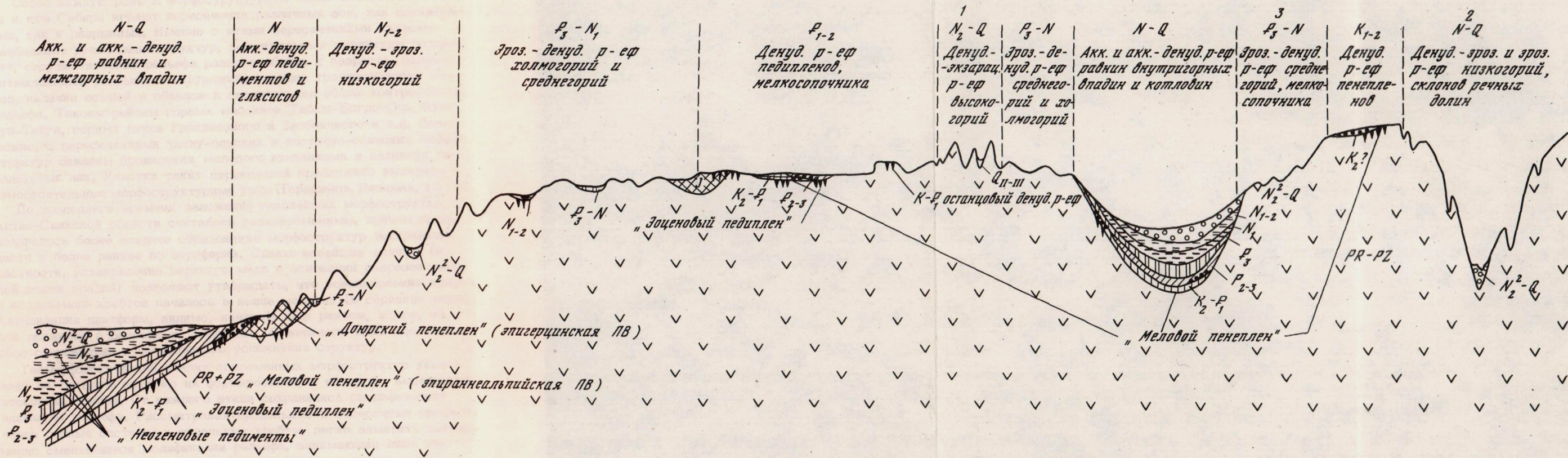


Рис.1. Главнейшая ярусность рельефа горных сооружений Востока Казахстана и юга Сибири

Листвяго-Холзунским горным поднятием) или внедряются по ослабленным зонам (Ивановское поднятие между блоками Зырянским и Шемонаихинским).

Особо важную роль в морфоструктурном плане востока Казахстана и юга Сибири играют пересечения различных зон, как пликативных, так и разрывных. Именно с этими пересечениями связаны наибольшие осложнения структур, максимальные амплитуды поднятий, сосуществование рельефа разного облика и возраста, большая интенсивность разрывных нарушений, а также трещиноватость пород, наличие осыпей и обвалов и значительная общая контрастность рельефа. Таковы районы горных массивов Табын-Богдо-Ола, Мунтун-Тайга, горных пиков Грандиозного и Заоблачного и т.д. Возможно, с пересечениями танну-ольских и восточно-саянских морфоструктур связаны проявления молодого вулканизма и излияния базальтовых лав. Участки таких пересечений предложено выделять в самостоятельные морфоструктурные узлы (Герасимов, Ранцман, 1973).

До последнего времени заложение главнейших морфоструктур Алтае-Саянской области считалось разновременным, причем предполагалось более позднее образование морфоструктур центральной части и более раннее по периферии. Однако новейшие данные (в частности, установление верхнего мела в основании разрезов рыхлой толщи впадин) позволяют утверждать, что возникновение впадин и воздымание хребтов началось в конце мезозоя (в середине мела). Активизация платформ, видимо, началась еще раньше, в юре, но эти движения в рельефе не выражены. С верхнего мела идет процесс становления и постепенного усложнения структур.

Геоморфологический анализ современных морфоструктур указывает на сложную историю их формирования, в которой выделяется несколько этапов. От каждого этапа сохранились специфические элементы рельефа. Рассматривая продольные и поперечные профили через горные системы и отдельные хребты, легко заметить закономерно сменяющиеся модификации рельефа, занимающие лишь им присущее высотное положение в каждой морфоструктуре.

В областях поднятий обычным является нахождение выровненного реликтового рельефа на водоразделах, где может отмечаться до трех разновозрастных поверхностей выравнивания (эоценовая, позднемеловая и допозднемеловая). По периферии поверхностей выравнивания располагается в различной степени расчлененный рельеф, имеющий среднегорный облик и фиксированный рыхлыми отложениями миоцена и частично олигоцена. В условиях малых поднятий и незначительной контрастности тектонических движений и обусловленных ими экзогенных процессов возникает рельеф холмогорного облика. По окраинам морфоструктур наблюдается значительно расчлененный, обычно контрастный и крутосклонный рельеф низкогорного облика; на склонах долин отмечаются отложения плиоцен-четвертичного возраста.

Возникновение поясов различного рельефа связано с разной тектонической активностью растущих морфоструктур. Отмеченные ос-

новые модификации рельефа областей поднятий (этажи и ярусы горного рельефа, по Н.П. Костенко, 1972) в целом характеризуются постепенным увеличением расчлененности и контрастности, что может быть объяснено только изменениями соотношений между тектоническими и денудационными процессами. Указанные изменения рельефа отмечаются и в коррелятных толщах впадин. Итак, на востоке Казахстана и юге Сибири наблюдается ряд закономерно расположенных разновозрастных поясов или ярусов рельефа, обладающих специфическими морфологическими особенностями и обусловленных различным характером молодых тектонических движений (рис. 1.). Распространение различных модификаций рельефа отражает рисунок новейших тектонических структур и запечатлевает особенности их развития (Селиверстов, 1968). Иными словами, молодые тектонические проявления мезозойско-кайнозойского времени формируют геоморфологические структуры с характерными и закономерными для них модификациями рельефа, которые, таким образом, играют роль своеобразных стратиграфических реперов. Подобно тому как картирование горных пород различного возраста на геологических картах позволяет выяснять историю геологического развития и тектонические структуры, так и картирование разновозрастных (цикловых, эталных) модификаций рельефа дает возможность прочесть по геоморфологической карте новейшие тектонические (геоморфологические) структуры и восстановить историю развития рельефа, что является главной задачей геоморфологической науки. Методика составления подобных карт была детально разработана и наглядно проиллюстрирована Н.П. Костенко (1972).

ЛИТЕРАТУРА

Герасимов И.П., Ранцман Е.Я. Морфоструктура горных стран и их сейсмичность. - Геоморфология, 1973, №1.

Костенко Н.П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М. "Недра", 1972.

Моисеенко Ф.С. Новейшая тектоника западной части Алтае-Саянской области. - В сб.: Тектоника Сибири, т. 1. Новосибирск, 1962.

Нехорошев В.П. Тектоника Алтая. - Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 1966, т. 139.

Раковец О.А. Морфоструктура Горного Алтая. - В сб.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. "Недра", 1967.

Селиверстов Ю.П. Новейшая тектоника и рельеф Северо-восточного Казахстана. Материалы Второго геоморфол. совещ. М., 1959.

Селиверстов Ю.П. Основные черты геоморфологического строения северо-востока Казахстана. Материалы ВСЕГЕИ, четв. геол. и геоморфол., 1961, вып. 4.

Селиверстов Ю.П. Неотектоника и рельеф юга Сибири. - В сб.: Проблемы геоморф. и неотект. ороген, обл. Сибири и Дальнего Востока, Новосибирск, 1958.

МОРФОСТРУКТУРА И СЕЙСМИЧНОСТЬ КОПЕТДАГА

Горное сооружение Копетдага представляет собой весьма благоприятный объект для сравнительного анализа рельефа и сейсмичности. Многие крупные элементы рельефа этой территории несут на себе отпечаток активного воздействия новейших или современных движений земной коры, а также обнаруживают пространственную связь с зонами проявления высокой сейсмичности и даже с местоположением эпицентров наиболее сильных землетрясений. Причина подобной связи общеизвестна, и состоит она в том, что Копетдаг принадлежит к области активного новейшего горообразования в зоне альпийской складчатости.

В краткой статье невозможно дать сколько-нибудь развернутый сравнительный анализ морфоструктур и сейсмичности Копетдага. Поэтому рассмотрим наиболее общие связи и выводы, имея в виду новизну постановки подобной задачи в Копетдаге и важность ее решения для сеймотектонического районирования.

Морфоструктуры Копетдага рассматриваются нами как комплексные геолого-геоморфологические образования – крупные складки или разрывы осадочного чехла, выраженные на земной поверхности вследствие активного проявления новейших движений земной коры. Степень выражения геологических структур в современном рельефе Копет-Дага весьма высока, что было отмечено еще при первых геологических исследованиях этой территории (К.И. Богданович, И.И. Никшич и др.). Была установлена преимущественно прямая связь между рельефом и различными типами структур.

Таким образом, был сделан вывод о довольно простом типе морфоструктурных соотношений в Копетдаге. Результаты последующих исследований, сопровождавшихся детальным анализом тектонических деформаций поверхностей выравнивания и речных террас, изучением мощностей и фаций новейших отложений, изучением тектонических разрывов речной сети и других показателей проявления новейшей тектоники и сеймотектоники, позволяют существенно уточнить главные морфоструктурные особенности Копетдага и историю формирования морфоструктур.

В целом намечается следующая солодчиненность основных морфоструктурных элементов Копетдага в зависимости от характера выражения новейших движений в рельефе и неоген-четвертичных отложениях этого региона. Главной морфоструктурой является неоген-четвертичное сводовое поднятие всей системы Копетдагских горных хребтов. Оно отмечается региональным сводовым воздыманием всех неогеновых поверхностей выравнивания Копетдага с максимумом поднятия в Центральном Копетдаге, а также закономерным увеличением глубины эрозионных врезов в том же направлении (Курбанов и др., 1973). Отдельные участки сводового поднятия намечались еще в конце олигоцена (Центральный Копетдаг), хотя в целом оно сформировалось в промежутке времени между ранним плиоценом и голоценом.

По линии главного надвига Копетдага сводовое поднятие граничит с компенсационным ему Предкопетдагским прогибом, который заполнен мощной (до нескольких километров) толщей неоген-четвертичных моласс и выражен в современном рельефе системой слабо-расчлененных аллювиально-пролювиальных подгорных равнин. Судя по деформации экспонированной в Копетдаге и погребенной в прогибе олигоцен-миоценовой поверхности выравнивания, общий размах суммарных послеолигоценовых вертикальных движений, сформировавших указанные выше морфоструктуры в Центральном Копетдаге, составляет не менее 8-10 км (Курбанов и др., 1973). Учитывая налегание мезозойских отложений на позднеплиоценовые молассы в устьях рек Фирюза и Шерловка, можно принять, что горизонтальное смещение по позднеплиоценовому надвигу достигало 3-5 км (Вальбе, 1970).

Как Копетдаг, так и сопутствующий ему краевой прогиб осложнены крупными второстепенными элементами морфоструктурного плана. Судя по тектоническим деформациям поверхностей выравнивания, изменениям мощности неоген-четвертичных отложений, особенностям рисунка и глубины вреза речной сети, в Копетдаге наиболее широко развиты пликативные морфоструктуры типа валообразных и сводово-глыбовых поднятий, изометричных впадин и протяженных прогибов. Между собой они довольно часто граничат по линиям сбросов и взбросов, четко выраженных в рельефе прямолинейными уступами. В особую категорию линейных морфоструктур могут быть выделены активные в неоген-четвертичное время региональные зоны крупных надвигов и сбросов (например, зона главного надвига Копетдага на краевой прогиб), этим зонам в рельефе соответствуют крупные, как правило ступенчатые, уступы, подчеркнутые довольно часто прямолинейным расположением речной сети. Амплитуды новейших движений морфоструктур составляют сотни метров, при протяженности наиболее крупных поднятий и впадин до 30-40 км и более.

Для горного Копетдага чрезвычайно типичны прямые морфоструктуры: почти все тектонические поднятия, впадины и уступы рельефа наследуют близкие к ним по форме структуры верхних горизонтов осадочного чехла. Преобладают субширотные (продольные) простирания отдельных морфоструктур. Однако намечается целый ряд зон диаметрально противоположного (поперечного) простирания, образованных относительно новейшими поднятиями и погружениями, связанными скорее всего с ундуляцией главной северо-западной оси основного сводового поднятия копетдагских хребтов (Горелов, 1970).

В рельефе Предкопетдагского краевого прогиба тектонические структуры также находят прямое отражение и образуют две системы. К первой из них относятся пологие поперечные поднятия и опускания подгорной равнины, которые расположены на продолжении в прогибе зоны поперечных морфоструктур Копетдага. Во второй системе выделяются узкие брахиантиклинальные складки (гряды)

предгорной зоны, расположенные под острым углом к линии главного надвига Копетдага (рис. 1).

Особо следует отметить выраженные в рельефе и рисунке речной сети сейсмотектонические нарушения Копетдага. Впервые они были подробно описаны Л.М. Расцветаевым и В.Г. Трифоновым (1965) в Центральном Копетдаге. Древние и современные сейсмотектонические нарушения выражены прямолинейными и дугообразными разрывами толщи покровных суглинков и супесей, коленообразными изгибами речной сети и прямолинейными открытыми разрывами в голоценовых и современных конусах выноса. Наши исследования подтвердили факт довольно широкого развития палеосейсмических дислокаций и их выражения в рельефе различных районов Копетдага. Наиболее четко они выражены в зоне главного надвига Копетдага (Горелов, 1970).

Сопоставление морфоструктур с эпицентрами сильных землетрясений и участками палеосейсмических дислокаций приводит к выводу о существенной роли морфоструктурного фактора в развитии сейсмотектонического процесса. Возможные причины подобной связи выявляются при сопоставлении данных структурного анализа рельефа с результатами геофизических исследований о строении земной коры в пределах Копетдага и геодезическими наблюдениями за современными тектоническими деформациями земной поверхности.

Почти вся территория Копетдага принадлежит к зоне 6-9-балльных землетрясений. Общеизвестно разрушительное Ашхабадское землетрясение 1948 г. Гипоцентры большинства землетрясений расположены на глубинах от 10 до 20 км (эти глубины соответствуют поверхности раздела осадочного чехла и палеозойского фундамента, палеозойских отложений и гранитного слоя). Только отдельные землетрясения имеют глубины очага свыше 30-40 км (Рустанович, 1967; Непесов и др., 1968).

Обращает на себя внимание факт приуроченности районов проявления наиболее сильных землетрясений (с энергией $\lg E =$ от 11 до 16) к участкам преобладающего развития новейших сводово-глыбовых и разрывных морфоструктур Центрального (район Ашхабада) и Северо-Западного (район Казанджика) Копетдага, тогда как в восточных и юго-западных районах Копетдага, характеризующихся преобладающим распространением линейных (валообразных) морфоструктур, сейсмоактивность территории явно убывает. Подобная связь намечается также при сопоставлении морфоструктур с участками палеосейсмических дислокаций. При этом участки повышенной сейсмичности сводово-блоковых и разрывных морфоструктур в общих чертах совпадают с районами относительно приподнятого залегания поверхности основных разделов земной коры (поверхности Мохо, Конрада), а также с крупными выступами палеозойского фундамента (Курбанов и др., 1973; см. рис. 1).

В пределах указанных выше морфоструктурных зон эпицентры сильных землетрясений и участки проявления палеосейсмических дислокаций располагаются в основном вдоль выраженных в рельефе

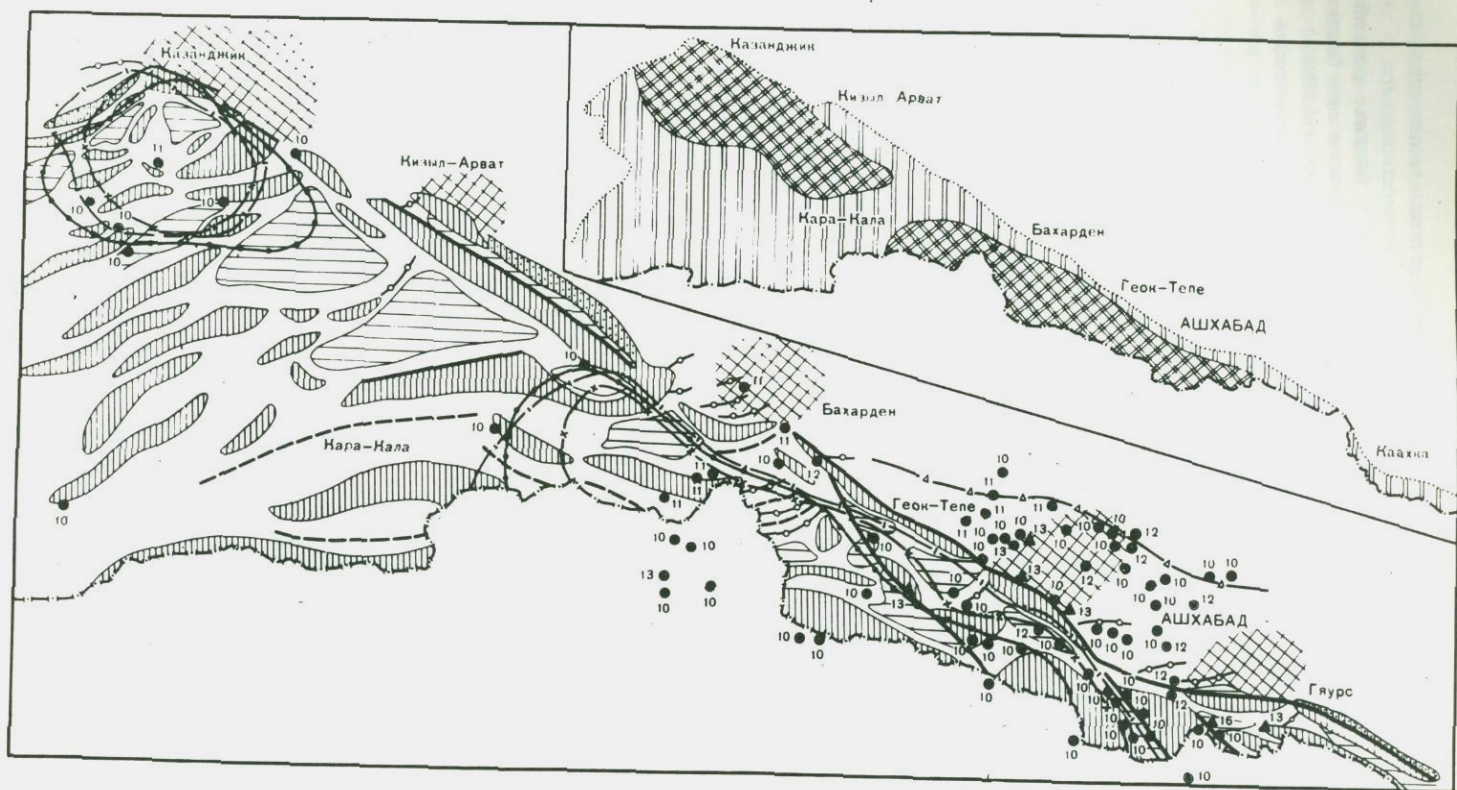


Рис. 1. Схематическая карта морфоструктур Копетдага (с элементами сейсмичности).

1 - крупные валообразные и сводовые морфоструктуры; 2 - крупные моноклиальные морфоструктуры подгорной зоны Копетдага; 3 - крупные новейшие впадины; 4 - оси антиклинальных морфоструктур низших порядков (гряды - антиклинали); 5 - оси синклинальных морфоструктур; 6 - крупные разрывные морфоструктуры (выраженные в рельефе региональные надвиги и сбросо-сдвиги с признаками активных новейших подвижек); 7 - поперечные новейшие (голоценовые) поднятия подгорной зоны Копетдага, выраженные в рельефе и рисунке эрозионной сети; 8 - направление новейшего валообразного поднятия краевого Предкопетдагского прогиба (по В.П.Мирошниченко); Зоны приподнятого залегания: 9 - поверхности Мохоровичича; 10 - поверхности

Конрада, 11 - поверхности палеозойского фундамента (по М.Курбанову); эпицентры землетрясений: 12 - класса "А" с энергией $E = 13, 14, 15, 16$; 13 - класса "А" с энергией $E = 10, 11, 12$; 14 - внеклассных землетрясений с энергией $E = 10$; 11, 12 (эпицентры землетрясений показаны за период с 1912 по 1962 г. по данным Т.Н.Каллаур, Р.Д.Непесова, К.Д.Осипова, Д.Н.Рустановича). На врезке Схема районирования морфоструктур Копетдага: 15 - районы преобладающего развития линейных морфоструктур типа валов, косых моноклиальных поднятий, разломов и протяженных синклинальных прогибов, 16 - районы преобладающего развития сводово-блоковых морфоструктур с подчиненным значением линейных валообразных морфоструктур.

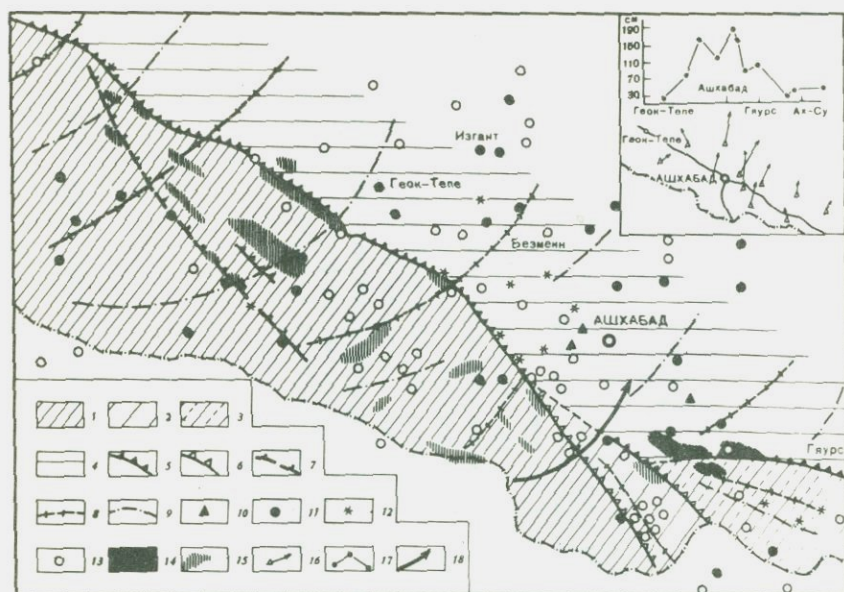


Рис. 2. Схема соотношения эпицентров землетрясений с морфоструктурными элементами рельефа в Центральном Копетдаге.

1 - зона сводового новейшего поднятия Центрального Копетдага, 2 - Ассельминский морфоструктурный блок, 3 - Гяурсдагский морфоструктурный блок, 4 - зона новейшего опускания Предкопетдагского прогиба, 5 - линия главного надвига Копетдага, 6 - глубинные разломы, предполагаемые по геолого-геоморфологическим данным, 7 - крупные сбросо-сдвиги внутренней зоны Копетдага, активные в неоген-четвертичное время, 8 - направления новейших поперечных поднятий, выраженных в рельефе и рисунке речной сети Копетдага, 9 - то же, относительных опусканий, 10 - эпицентры землетрясений по уточненным данным (точность определения координат $\pm 3, \pm 5$ км), 11 - эпицентры землетрясений класса "А" и "Б" (точность определения координат $\pm 15, \pm 50$ км), 12 - эпицентры землетрясений по макросейсмическим данным, 13 - эпицентры внеклассных землетрясений (точность определения координат более 50 км), 14 - современные сейсморазрывы земной поверхности и новейших покровных отложений, 15 - участки палеосейсмических нарушений. На врезке. Смещение триангуляционных пунктов в районе Ашхабада при землетрясении 1948 года (по данным В.А.Колибаева и М.Курбанова), 16 - место и направление горизонтальных смещений, 17 - график величин отрицательных горизонтальных смещений земной поверхности, 18 - вертикальные смещения.

разрывных нарушений или в местах соприкосновения молодых брахиантиклинальных складок краевого прогиба с линией главного надвига Копетдага. Особенно четко подобные соотношения эпицентров землетрясений и морфоструктур выражены в Центральном Копетдаге (Курбанов и др., 1973; рис. 2).

Таким образом, намечается вывод о существовании закономерной связи между сейсмичностью и блоково-разрывными морфоструктурами Копетдага. Связь крупных сводово-блоковых морфоструктур с региональными зонами поднятия поверхностей основных разделов земной коры, которые намечаются по геофизическим данным, указывает на большую роль глубинных процессов в образовании морфоструктур этого типа, с чем, по-видимому, связана и высокая их сейсмичность.

Можно предположить, что новейшие всплывания масс земной коры в районах преобладающего развития морфоструктур Копетдага влекут за собой перестройку структур фундамента и осадочного чехла, вызывающую повышенную сейсмичность этих районов. Поэтому высокая сейсмоактивность центральных и северо-западных районов Копетдага обусловлена, по-видимому, в значительной степени возрождением в новейшей структуре и в рельефе этих районов древних глубинных структур доорогенического (доальпийского) этапа тектонического развития.

Имеются основания сделать вывод о весьма сложном характере новейших и современных движений сейсмоактивных морфоструктур. На фоне регионального новейшего надвига Копетдага на краевой прогиб осложняющие его сводово-блоковые и блоковые поднятия испытывали, по-видимому, одновременное перемещение в северном и северо-западном направлениях. Косвенно это подтверждается смещением максимумов новейшего воздымания поперечных морфоструктур Копетдага на северо-западные крылья сводовых поднятий и косым расположением молодых брахиантиклинальных складок в зоне главного надвига.

Подобный характер движений поперечных поднятий Копетдага в южной части краевого прогиба сохраняется, вероятно, в современный период. Материалы высокоточного повторного нивелирования в Центральном Копетдаге указывают на интенсивное современное погружение осевой части Предкопетдагского прогиба ($V - 8, -10$ мм/год), при одновременном слабом поднятии самого Копетдага ($V + 1, +2$ мм/год) и образовании валообразного вздутия земной поверхности севернее зоны интенсивного опускания прогиба ($V + 5, +6$ мм/год), (Челланов, 1972). Такой характер современных вертикальных движений земной поверхности, очевидно, может быть истолкован как показатель большой роли горизонтальных движений земной коры в формировании зоны главного надвига Копетдага с одновременным изменением вектора движений. Показателями подобного современного движения морфоструктур могут служить смещения триангуляционных пунктов в северном и северо-западном направлениях (на величину угла смещения пунктов до 12°), выявленные в Ашхабадской сейсмо-

активной зоне после разрушительного землетрясения 1948 г. (Колибаев, 1962; см. рис. 2).

Судя по местоположениям эпицентров сильных землетрясений (классов А и Б), разрядка тектонических напряжений происходит в основном в зонах соприкосновения сводово-блоковых морфоструктур Копетдага с крупными владинами (по линиям сбрососдвигов), а также в зоне главного надвига Копетдага (преимущественно на участках примыкания молодых брахиантиклинальных поднятий южной части краевого прогиба к линии надвига). По-видимому, в силу такого морфоструктурного положения сильно ощущается на земной поверхности новейшая перестройка глубинной структуры Копетдага. Зона главного надвига Копетдага и участки соприкосновения поперечных и диагональных осложняющих его морфоструктур представляют значительный интерес при выявлении прогностических признаков землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

Вальбе С.П. Основные черты тектоники Копетдага. - Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 6.

Горелов С.К. Поперечные морфоструктуры Копетдага и их связь с сейсмичностью и глубинным строением. - В кн.: Изучение современных движений земной коры на стационарных геофизических полигонах, Ашхабад, 1970.

Колибаев В.А. О смещении геодезических пунктов в районе Ашхабадского землетрясения 1948 г. - Геодезия и картография, 1962, № 5.

Курбанов М., Горелов С.К., Челпанов С.С., Тагиев С., Воронцова Э.С. Глубинное строение и новейшие деформации Ашхабадской сейсмоактивной зоны, Ашхабад, 1973.

Непесов Р.Д. и др. Сейсмичность Туркмении, Ашхабад, 1968.

Расцветаев Л.М., Трифионов В.Г. О сейсмостектонических разрывах Центрального Копетдага. - В кн.: Современные движения земной коры, сб. 2. Тарту, 1965.

Рустанович Д.Н. Сейсмичность территории Туркменской ССР и Ашхабадское землетрясение 1948 г. М., "Наука", 1967.

Челпанов С.С. О некоторых особенностях вертикальных движений земной коры на Ашхабадском геодинамическом полигоне по данным повторных нивелировок. - В кн.: Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. Ташкент, "Фан", 1972.

С. С. Шульц

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РЕЛЬЕФА, СТРУКТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ И ЛИНЕАМЕНТОВ ГОР СРЕДНЕЙ АЗИИ

Сопоставление особенностей рельефа, тектонической структуры и ориентировки горных хребтов Средней Азии издавна производилось ее исследователями.

Еще в прошлом веке И.В. Мушкетов рассматривал горные хребты Средней Азии как складки. Мушкетов видел в форме

гор тектоническую структуру, предлагал говорить не об орографии, а об орологии, понимая ее как орографию на тектонической основе. Представления И.В. Мушкетова о хребтах Средней Азии как о пологих складчатых дугах были восприняты Зюссом в его классической сводке "Лик Земли".

Геоморфологический анализ был применен к горам Средней Азии Дэвисом и Хентингтоном. Поверхности древнего выравнивания — сырты Тянь-Шаня — рассматривались этими американскими исследователями как остатки третичного пенеплена. При этом Дэвис связывал современную разновысотность некогда единой поверхности выравнивания с четвертичными разломами, а Хентингтон обращал внимание на пологие изогнутости пенепленов (warping).

Представления о складчатой или глыбовой природе процессов, создавших современный рельеф гор Средней Азии, до сих пор остаются дискуссионными.

В первой половине нашего века глыбовое строение гор получило очень широкое признание. В.А. Обручев писал, что после завершения складчатости и последующей пенеплинизации тектонические движения могли происходить только по разломам; эти глыбовые движения и создали горы. По мнению М.М. Тетяева, современный рельеф Земли начал формироваться лишь в четвертичное время в результате глыбовых движений после завершения альпийской складчатости.

Другая точка зрения изложена Арганом. Тянь-Шань рисуется им как виргация складок, наступающая на массив Сериндии. Разрывы, по мнению Аргана, входят в тот же складчатый процесс и противопоставлять их складчатости нет оснований.

В настоящее время нет единой точки зрения на значение и последовательность разных типов деформаций, а также на возраст тектонической структуры и рельефа различных областей Земли.

На общих тектонических картах до сих пор горы Тянь-Шаня, так же как и равнины Казахстана, рисуются как области каледонской или герцинской складчатости, а Памир (полностью или частично) представляется областью альпийской складчатости. Судя по тектоническим картам, Средняя Азия — это область завершенной складчатости, части которой в разное время превратились из геосинклинальных областей в платформенные. Современное интенсивное тектоническое развитие ее на общих тектонических картах, увы, не показано.

А между тем нам в первую очередь интересен не возраст завершенной когда-то складчатости, а характер, режим и возраст современного тектонического процесса. Конечно, он не платформенный и не геосинклинальный. Я думаю, что сейчас уже никто не будет возражать против того, что горы Средней Азии являются орогенической областью, созданной новейшей тектоникой (Шульц, 1943), хотя всего 11 лет тому назад на Втором Всесоюзном тектоническом совещании в Душанбе такая трактовка вызвала ряд возражений (Активизированные зоны, 1964).

В 1937 г. термин "новейшая тектоника" был предложен мною в докладе на XVII сессии Международного геологического конгресса.

Под новейшей тектоникой я понимал и понимаю те тектонические процессы, которыми созданы основные черты современного рельефа.

В 1948 г. В.А. Обручевым был предложен термин "неотектоника". Под неотектоникой В.А. Обручев понимал тектонические движения второй половины третичного и первой половины четвертичного времени. Со временем оба эти термина стали употребляться как синонимы. Но по существу они совершенно различны. Термин "новейшая тектоника" обозначал определенный процесс, определенное соотношение тектонических и денудационных факторов в формировании рельефа. Термин "неотектоника" связан с определенным возрастным интервалом, с новым этапом в формировании рельефа.

Выделение эпох и этапов усиления тектонической деятельности и создания основных неровностей рельефа, а также сменяющих их эпох выравнивания разного ранга представляет большой интерес. Но даже если выделенные этапы и не метахронны, основные черты современного рельефа в разных географических и геологических областях могут вести свое начало от разных этапов. И возраст новейшей тектоники разных областей может быть различным. Так, в Тянь-Шане неотектонический этап развития начался в олигоцене, на Кавказе — в позднем миоцене, а в горах Дальнего Востока — в плиocene или в четвертичном периоде.

В большинстве случаев, следуя общему плану развития структуры доорогенного этапа, новейшая тектоника создает отдельные структурные формы разных порядков. На первых этапах формирования орогенической области это пологие эпейрогенические складки и разрывы. Большей частью формы эти начали свое развитие до эпохи новейшей тектоники и до тех пор, как они получили выражение в рельефе. Новейшая тектоника не создает их заново, а лишь продолжает их развитие с большей, как правило, интенсивностью. Это унаследованные структурные формы или, точнее, консеквентные (по Д.И. Мушкетову). Впрочем, развивая древние структуры, новейшая тектоника создает и новые, как в условиях конденудационных или конэрозионных, так и в молодых осадках, образующихся за счет размыва вновь формирующихся поднятий.

Заложение и развитие структурных форм может быть отделено от проявления их в рельефе разными, иногда очень значительными, промежутками времени. Так, например, локальные антиклиналы, разведанные нефтяниками в Фергане и в Западном равнинном Узбекистане, были заложены в юре, в мелу, редко позже (Давлятов, 1971); выражение в рельефе они получили в разное время, но всегда позже олигоцена.

Некоторые складки, например складки в неогеновых отложениях Центральной Ферганы, обнаруженные буровыми и геофизическими работами, в настоящее время в рельефе не выражены. Однако, говоря о новейшей тектонике Тянь-Шаня, возраст которой определяется как неоген-четвертичный, мы должны включать в наше рассмотрение и складки Центральной Ферганы. Но если часть Ферганы

рассматривается изолированно, то новейшая тектоника этой части может определяться в другом возрастном диапазоне. Например, для зоны адыров она четвертичная. В этом отношении интересен анализ новейшей тектоники части Дарваза, произведенный В.А.Бельским (1971).

Анализируя отдельные длительно развивающиеся эпейрогенические складки, можно видеть, что они то получали выражение в рельефе, то не были в нем выражены.

Примером может служить Калача-Мазарская антиклиналь в Фергане. В юре Калача-Мазарская антиклиналь была четко выражена в рельефе. В ядре этой складки выступала гряда каменноугольных пород. После денудации на размытую поверхность юрских отложений, а в ядре складки непосредственно на палеозой легли галечники верхнемеловой трансгрессии. Затем Калача-Мазарская антиклиналь то денудировалась, то покрывалась водами верхнемеловых и палеогеновых морей, пока не скрылась под мощным покровом неогеновых и четвертичных моласс, накапливающихся на дне Ферганской впадины.

В настоящее время в размытом ядре складки из-под брони меловых галечников выступает прекрасно обнаженный разрез мезокайнозоя со вторично прямым рельефом палеозойской гряды в основании. Благодаря глубокому современному размыту куэсты меловых галечников и крупнейший обрыв-куэста неогеновых конгломератов прекрасно выражены в современном рельефе. Четвертичные галечники, слагавшие сухие дельты потоков, спускавшихся с Алайского хребта на дно Ферганской впадины, перекрывали Калача-Мазарскую антиклиналь. Только благодаря последующему росту она вновь получила выражение в рельефе как крупная антиклинальная возвышенность, глубоко размытая пересекающей ее р. Исфарой и многочисленными логами. Только эту пологую конэрозионную складку мы можем рассматривать как построенную форму рельефа, созданную новейшей тектоникой. Обнажающиеся в ядре размытого свода гряды и куэсты со значительно более крутыми залеганиями слагающих их пород являются откопанными формами рельефа. Однако это откопанное ядро — не мертвая структурная форма, а продолжающая свой рост антиклиналь.

Несмотря на разный возраст начала своего развития и осадкообразования, и складчатость и формирование гор Средней Азии представляют собой единый взаимосвязанный процесс (Шульц, 1943), развивавшийся по единому плану, отражающему, по нашему мнению, закономерности планетарной трещиноватости.

На закономерность плана строения гор Средней Азии указывали многие ученые. Рихтгофен рисовал хребты северо-восточного и северо-западного простираний. Те же направления выделялись и И.В. Мушкетовым, который северо-восточные хребты считал древними складчатыми поднятиями (палеозойскими), а северо-западные — молодыми (главным образом третично-четвертичными). Молодые поднятия перестроили древние, сформировав виргации складок.

Ориентировка и природа основных элементов структуры и рельефа гор Средней Азии служили основанием длительной дискуссии в начале нашего века. Выделялись Алайское (широтное), Ферганское (северо-западное) и Чаткальское (северо-восточное) направления. В.Н. Вебер и другие геологи говорили о перекрещивающейся складчатости. Д.И. Мушкетов указал на единство плана строения древних и молодых структур. Э. Арган, а затем П.В. Наливкин развивали представление о виргациях.

В настоящее время все эти мысли имеют то или иное подтверждение.

Простиранья линейно вытянутых хребтов, складчатых и разрывных дислокаций могут быть замерены по топографическим и геологическим картам. Р.А. Борисовой (устное сообщение) по карте СССР масштаба 1:2 500 000 для территории Тянь-Шаня были замерены наиболее отчетливо выделяющиеся простиранья горных хребтов (47 замеров). Статистическая обработка замеров позволила выделить векторы СВ 58 и СЗ 295°. Замеры крупных разрывных дислокаций (121 замер) дали близкие цифры — СВ 57 и СЗ 306. Более значительный материал по прямолинейным отрезкам речной сети (739 замеров) позволил построить розу с векторами СВ 40 и СЗ 318°.

Приведенные цифры не претендуют на точность, и, вероятно, при использовании крупномасштабных карт и аэроснимков их можно будет заменить другими. Но и сейчас можно сказать, что векторы СВ 40 и СЗ 318°, полученные для простираний речной сети Тянь-Шаня, очень близки к простираньям планетарной трещиноватости и линеаментов на Русской платформе и в других регионах. В то же время некоторые крупные формы (разломы и хребты) Тянь-Шаня отличаются своими простираньями от эмпирически и теоретически полученных простираний планетарной трещиноватости (см. сб. Планетарная трещиноватость, 1973).

Я думаю, что эти отличия от стандарта объясняются не только некоторым искажением простираний трещин при значительных наклонах и изгибах пластов в складчатой структуре: локальные (прерывистые) складки на платформах, приспособившаяся к той или иной системе трещин, тоже могут несколько исказить розу трещиноватости.

В отличие от платформ, в отдельных участках мобильных областей линейно вытянутые складчатые и разрывные дислокации приурочиваются в основном лишь к одной из систем трещин. При этом, однако, они могут располагаться кулисообразно и обобщенные очертания всего пучка складок или разрывов не будут параллельны используемой планетарной системе трещин. Кроме того, разрывы, переходя из одной трещины на другую, ей параллельную, могут использовать поперечную трещину, образуя, таким образом, коленчатые изгибы. В некоторых случаях закономерно расположенные правосторонние и левосторонние сдвиги могут одновременно использовать пересекающиеся системы трещин.

Все это искажает общее простираение крупных структурных и морфологических образований в подвижных областях, подобных горам Средней Азии.

Пересекающиеся системы планетарных трещин часто отображаются не обобщенно, а в виде отдельных линеаментов. Особенно наглядно это видно на примерах речных русел. Прямолинейные отрезки русла образуют зигзаги, повторяя направления двух систем трещин. Иногда подобные зигзаги образует не русло, а речная долина в целом. Примером может служить долина Большого Нарына выше устья Малого Нарына.

Отличное изображение линейности и повторяемости направлений русла и долины реки при избирательной эрозии по системам трещин (по материалам аэросъемки и топографических карт) можно видеть в очень интересной и содержательной книге Н.П. Костенко (1972, стр. 243).

Линейность и повторяемость перекрещивающихся направлений свойственна не только мелким линеаментам. Выражается она и в крупных и в крупнейших формах структуры и рельефа гор Средней Азии.

Тектонические напряжения, образуя складки и разрывы, в основном линейно, выборочно приспособляются здесь к сети планетарной трещиноватости. Большой частью в пределах отдельных регионов они избирательно пользуются одной из систем трещин, создавая простирающиеся в одном направлении линейно вытянутые структурные и орографические формы. Но и по другой, пересекающей главную, системе трещин создаются поперечные дислокации в виде ундуляции шарниров складок и поперечных разломов вплоть до трансорогенных (Костенко, 1972).

В некоторых случаях наблюдается резкий перескок преобладающих простирающихся тектонических структур с одной системы трещин на другую. Так, например, Чаткальское направление складчатости притыкается к Ферганскому направлению и к Таласо-Ферганскому разлому почти под прямым углом.

В других случаях изменение простирающихся складчатых и разрывных дислокаций происходит постепенно в виде виггачий. Но во всех случаях взаимосвязь структурных особенностей и рельефа гор Средней Азии с планетарной трещиноватостью может быть уловлена. Более того, только на основе изучения планетарной трещиноватости могут быть поняты пространственные закономерности линеаментов складчатых и разрывных нарушений и рельефа.

ЛИТЕРАТУРА

Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., "Наука", 1964.

Бельский В.А. Некоторые особенности новейшей тектоники юго-западного Дарваза. - Геотектоника, 1971, № 4.

Давлятов Ш.Д. Тектоника нефтегазоносных районов Западного Узбекистана. Ташкент, 1971.

Костенко Н.П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М., "Недра", 1972.

Обручев В.А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.

Планетарная трещиноватость. Изд-во ЛГУ, 1973.

Шульц С.С. О новейшей тектонике Тянь-Шаня. Труды XVII сессии МГК, 1937, т. II. М., 1939.

Шульц С.С. О соотношении процессов кайнозойского осадкообразования, складчатости и формирования гор в Тянь-Шане. Изв. АН СССР, серия геол., 1943, № 2.

Шульц С.С. Планетарные трещины и тектонические дислокации. - Геотектоника, 1971, № 4.

В. В. Лоскутов

МОРФОСТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ОРОГЕНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ НА ПРИМЕРЕ ТАДЖИКИСТАНА

Одной из наиболее острых проблем современной геоморфологии является проблема классификации форм рельефа. Подобная же проблема стоит перед геотектоникой и ее разделом неотектоникой, которая стремится выделить наиболее молодые процессы, господствующие в земной коре и в верхней мантии, и понять их динамическую сущность. Решение первой из обеих проблем взаимосвязано с решением второй, так как новейшие движения и созданные ими структурные элементы представляют основу, которая предопределяет особенности развития всего современного рельефа. Если в настоящее время имеются более или менее удовлетворительные классификации тектонических движений и образованных ими структурных элементов (Хаин, 1973; Николаев, 1962), то существующие классификации форм рельефа пока далеки от совершенства.

Не менее важной и сложной является проблема унификации основной терминологии, которая пока еще нуждается в серьезной разработке. Необходимо условиться о значении, придаваемом здесь некоторым понятиям.

Под "элементом" рельефа в соответствии с решением Межведомственной геоморфологической комиссии (Башенина, 1967) мы будем понимать неровности земной поверхности любых размеров. Этот же термин нами применяется для обозначения разномасштабных структурных единиц. Примерно в аналогичных значениях ниже употребляется и слово "форма".

Особого внимания заслуживают термины "структурно-геоморфологический" и "морфоструктурный" (анализ, метод и т.п.), дискуссия по применению которых (Ушко и др., 1967) нам кажется несостоятельной. Оба термина следует рассматривать в качестве синонимов, в их расширенном, комплексном толковании.

Наконец, представляется удобным придать термину морфоструктура свободное значение и понимать под ним структурно обусловленные элементы рельефа любых размеров.

Теснейшая взаимосвязь и взаимозависимость между структурными элементами земной коры и образуемыми ими формами рельефа позволяют признать, что наиболее перспективным методом при разработке морфоструктурной классификации является структурно-геоморфологический метод, который фактически был заложен уже в объяснительном методе В.М. Дэвиса. В нашей стране важную роль в деле разработки и дальнейшего совершенствования методов морфоструктурного анализа сыграли работы И.П. Герасимова (1946, 1959; Герасимов, Мешеряков, 1964, 1967, и др.), а его классификация с ярко выраженной структурно-геоморфологической направленностью лежит в основе многих специальных работ по геоморфологии и новейшей тектонике. Метод морфоструктурного анализа в настоящее время уже завоевал среди геологов всеобщее признание (Кузнецов и др., 1967). Он находит все большее применение не только в той сфере, которой он обязан своей популярностью (поиски нефтегазоносных структур), но и при более широких палеотектонических реконструкциях. Еще не до конца раскрыты возможности этого метода при глобальных и региональных построениях по теоретической геотектонике.

В основу классификации форм рельефа должен лечь один из основных и наиболее общих диалектических законов – закон единства и борьбы противоположностей. Этот закон весьма четко отражен в существовании на Земле двух антагонистических процессов – тектоники и общей денудации, столкновение которых вызывает бесконечно и непрерывно протекающие изменения. Эти противоположные процессы в то же время находятся в единстве, что запечатлено в формировании определенных и конкретных форм рельефа, представляющих собой суммарный результат их деятельности. Максимальная напряженность процессов наблюдается в приповерхностной зоне земной коры, что позволило Н.А. Флоренсову (1967, стр. 17) "рассматривать развитие земной поверхности как своеобразный... контактовый процесс, выражающийся в изменении и смене одних форм другими, или, иначе говоря, в метаморфизме земной поверхности". Тектоника образует структуру, а экзогенные процессы, направленные на ее уничтожение, моделируют ее, создавая определенную скульптурную композицию. Поэтому можно выделить ряд структурных, или тектоногенных, элементов, образующих в совокупности земную кору, и ряд скульптурных, или экзогенных, форм, характеризующих внешний облик земной поверхности.

Таким образом, элементы морфоскульптуры, фигурирующие в известной классификации (Герасимов, 1946) лишь в одном генетическом ряду и занимающие в нем последнее место, в соответствии с упомянутым диалектическим законом имеют самостоятельное значение. Размеры же этих элементов находятся в прямой за-

Таблица

Структурные элементы, по В.Е. Хаину (1971) и Г.Д. Ажгирею (1956)	Порядок	Морфоструктурные единицы	Размеры, км ²
1. Материковые глыбы 2. Океанические впадины	I	Геотектуры	10 ⁸ -10 ⁷
1. Подвижные пояса (геосинклинальные, эпигеосинклинальные, внутрокеанические и внутриматериковые эпиплатформенные орогенические)	II	Архитектуры	10 ⁷ -10 ⁶
2. Устойчивые площади (эпейро- и талассократоны)			
1. Геосинклинальные и орогенические системы, срединные массивы 2. Щиты, плиты	III	Мегатектуры	10 ⁶ -10 ⁵
1. Мегантиклинории, мегасинклинории 2. Антеклизы, синеклизы, авлакогены	IV	Мегаморфоструктуры	10 ⁵ -10 ⁴
1. Антиклинории, синклинории 2. Своды, впадины, прогибы	V	Макроморфоструктуры	10 ⁴ -10 ³
1. Антиклинали, синклинали 2. Куполовидные поднятия, валы, горсты; котловины, мульды, грабены	VI	Мезоморфоструктуры	10 ³ -10 ²
1. Складчатые и разрывные нарушения относительно небольших размеров и соответствующие им формы рельефа	VII	Микроморфоструктуры	10 ²

висимости от тектонической составляющей и также могут варьировать в широких пределах.

Считается, что образование двух других категорий указанной классификации - геотектур и морфоструктур - либо явление общепланетарного масштаба, либо результат взаимодействия эндогенных и экзогенных сил "при ведущей активной роли эндогенного фактора" (там же, стр. 261). В таком случае весь рельеф Зем-

ли, имеющий по существу тектоногенное происхождение, от материковых глыб до элементарных форм охватывается лишь этими двумя категориями, что представляется явно недостаточным.

Попытка детализации морфоструктурной классификации и увязки разномасштабных форм рельефа с соответствующими структурными элементами и их порядками иллюстрируется прилагаемой таблицей. В основу ее построения положен прежде всего тектонический фактор; кинематические особенности новейших движений (направление, скорости, амплитуды, типы, ранги) и характер созданных ими структур. Важно также помнить о степени унаследованности тектонических движений, а следовательно, о доновой истории их развития. Должны быть также учтены морфоскульптурные особенности, являющиеся главным образом производными от тектоники.

К геотектурам — элементам первого порядка — относятся материка и океанические впадины, которые образуют основные черты рельефа планеты и которые имеют четкое структурно-геоморфологическое выражение благодаря длительно развивающейся унаследованной направленности движений. Рождаясь где-то на уровне нижней мантии, эти движения имеют планетарный характер, так как охватывают всю поверхность земного шара, либо крупнейшие его сегменты (Хаин, 1973).

Единицами второго порядка являются элементы архитектуры (лат. *architectura*), в основу выделения которых положено различие в геотектоническом режиме. Последний в течение длительного времени обусловил становление определенной тектонической структуры, а следовательно, и современного ее морфологического облика. Сюда входят подвижные пояса и устойчивые площади. Первым свойствен обычно более или менее контрастный рельеф, характерный для современных геосинклиналей, а также эпигеосинклинальных и эпиплатформенных орогенических областей. Платформы, как известно, характеризуются слабым проявлением новейших движений и потому обладают в общем плоским рельефом.

Однако как подвижным поясам, так и платформам свойственна не только внутренняя структурно-морфологическая неоднородность, но и территориальная разобщенность, что позволяет выделить таксономические подразделения III порядка — мегатектуры.

В пределы Таджикистана входит по крайней мере три таких элемента: Северо-Таджикская (Кураминская и Гиссаро-Алайская горные области с Ферганской впадиной и западной частью Таджикской депрессии), Северо-Памирская (с восточной частью Таджикской депрессии) и Каракорумская эпиплатформенные орогенические системы. Они различаются по интенсивности новейших движений, по степени их дифференцированности, по особенностям доновой истории геотектонического развития, а также по главнейшим ориентировкам оротектонических элементов и другим признакам. Первая и вторая орогенические системы, относящиеся к Урало-Охотскому внутриматериковому подвижному поясу (Хаин, 1971), сформированы на герцинском складчатом основании. Каракорумская си-

стема, являясь составной частью орогенного пояса Юга СССР (Бархатов, 1971), имеет эпикиммерийскую платформенную основу (Чедия, 1972).

В дальнейшем подразделении орогенических систем на единицы IV–VII порядков основное значение имеют направленность вертикальных движений и степень их унаследованности, которые характеризуются при этом более узкой территориальной локализацией. Так, Северо-Таджикская орогеническая система состоит из нескольких единиц IV порядка (элементов мегаморфоструктур): положительных (Чаткало–Кураминская, Гиссаро–Алайская, Северо–Памирская горные области – мегантиклинории) и отрицательных (Ферганская, Таджикская и другие впадины–мегасинклинории). Мегаморфоструктуры распадаются на макроморфоструктуры (Кураминский, Туркестанский, Гиссарский, Дарвазский и другие хребты–антиклинории), которые в свою очередь могут быть подразделены на элементы VI порядка (мезоморфоструктуры). Примером может служить разделение Гиссарского хребта на северную и южную ветви, каждая из которых в структурном отношении представляет горст–антиклиналь. Между ними располагается отрицательная мезоморфоструктура – Зиддинская впадина, расцениваемая как грабен–синклиналь. В Таджикской депрессии примерами мезоморфоструктур могут служить хребты–антиклинали (Чал–Тау, Терикли–Тау, Арук–Тау и др.) и разделяющие их синклинальные долины (Кафирниганская, Вахшская и др.).

Микроморфоструктуры имеют сравнительно малые размеры и представлены складками и разрывами, выраженными в рельефе и усложняющими морфоструктурные элементы более крупного порядка.

Приведенная классификация элементов рельефа от крупнейших его проявлений до самых простых и малых форм имеет не только научный, но и практический интерес: выделенные элементы представляют собой непосредственные объекты структурно–геоморфологического районирования. При этом, чем крупнее масштаб составляемой карты, тем ниже (мельче) ранг морфоструктурного элемента. При комплексном геоморфологическом картографировании в любых масштабах морфоструктурный анализ должен сопровождаться детальным анализом морфоскульптурных элементов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бархатов Б.П. Очерк тектоники Альпийского складчатого пояса юга СССР. ЛГУ, 1971.
- Башенина Н.В. Формирование современного рельефа земной поверхности. М., "Высшая школа", 1967.
- Герасимов И.П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР. – Проблемы физ. геогр., 1946, № 12.
- Герасимов И.П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Герасимов И.П., Мешеряков Ю.А. Геоморфологический этап в развитии Земли. – Изв. АН СССР, серия геогр., 1964, № 6.

Герасимов И.П., Мешеряков Ю.П. Понятия "морфоструктура" и "морфокультура" и использование их в целях геоморфологического анализа. — В кн.: Рельеф Земли. М., "Наука", 1967.

Кузнецов Ю.Я., Рихтер В.Г., Троцюк В.Я., Ушко К.А. Место и значение структурно-геоморфологических исследований при изучении нефтегазоносных бассейнов. — В сб.: Структурно-геоморфологические исследования при изучении нефтегазоносных бассейнов. Л., "Недра", 1967.

Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., 1962.

Ушко К.А. и др. Методика комплексных структурно-геоморфологических исследований при геологопоисковых работах на нефть и газ на примере изучения нефтегазоносных бассейнов Юга СССР. — В сб.: Структурно-геоморфологические исследования при изучении нефтегазоносных бассейнов. Л., "Недра", 1967.

Флоренсов Н.А. О геоморфологическом аспекте проблемы горообразования. В сб.: Методы геоморфологических исследований. Новосибирск, "Наука", 1967.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. М., "Недра", 1971.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. Изд. 2. М., "Недра", 1973.

Чедия О.К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн. 2. Фрунзе, "Илим" 1972.

В. И. Макаров, Н. В. Макарова, Л. И. Соловьева

РЕЛЬЕФ И СОХРАННОСТЬ ОРОГЕННЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ ВЫРАВНИВАНИЯ ТЯНЬ-ШАНЯ В СВЯЗИ С НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРОЙ

В настоящее время ни у кого нет сомнения относительно существования в Тянь-Шане серии разновозрастных поверхностей выравнивания, хотя совсем еще недавно казались несовместимыми представления С.С. Шульца (1948) о единой близкой к пенеплену поверхности выравнивания в Тянь-Шане и концепция Б.Л. Личкова (1945) о нескольких разновозрастных выровненных поверхностях. Как показали последние детальные исследования, в Тянь-Шане существует единая предорогренная поверхность выравнивания и серия более поздних орогенных поверхностей выравнивания. Под последними нами понимаются более или менее обширные, регионально распространенные, в общем уплощенные предгорные поверхности, которые формировались в течение новейшего этапа горообразования. Реликты таких поверхностей представляют выположенные участки склонов хребтов, являющиеся неперенными элементами рельефа горных сооружений.

Предорогренная поверхность выравнивания, образующая днища новейших межгорных и предгорных впадин (подошва молассового орогенического комплекса) и своды поднятий, фиксирует в своем современном положении суммарный эффект деформаций за новейший тектонический этап. Орогенные поверхности выравнивания (в дальнейшем мы будем сокращенно называть их ОПВ), сформиро-

вавшиеся последовательно в процессе роста горного сооружения, более полого деформированы. Они или срезают предорогенную поверхность или моделируют ее, совмещаясь с нею на пологих склонах или периклиналях поднятий. Возраст ОПВ может быть установлен с помощью специального целенаправленного анализа рельефа и выявления участков, где искомая реконструированная ОПВ перекрыта комплексом коррелятивных ей осадочных отложений.

Наиболее важным в диагностике ОПВ является изучение их морфологии. Если изучению рельефа древней предорогенной поверхности уделялось некоторое внимание (Акиннин и др., 1971; Иванова и др., 1973), то морфология орогенных поверхностей совершенно не изучена. Это, по-видимому, связано с неразработанностью методики их изучения и теоретических представлений о самой сущности ОПВ и механизме их образования.

По-видимому, было бы правильно устанавливать определенное количество ОПВ. При мелкомасштабном исследовании выделяются ОПВ, коррелятивные крупным региональным комплексам моласс: олигоцен-миоценовому, плиоценовому и плиоцен-четвертичному. При детальном исследовании в отдельных районах могут быть выделены дополнительные уровни, соответствующие более дробным подразделениям коррелятивных отложений, по-видимому, отвечающим ритмам тектонических движений более высокого порядка.

Подобно предорогенной поверхности выравнивания, ОПВ морфологически неоднородны. С помощью палеогеоморфологических реконструкций (создаваемых на основе специальных геоморфологических карт и анализа фаций и мощностей коррелятивных отложений — орогенных моласс) могут быть восстановлены зоны ОПВ с рельефом различного генезиса. В пределах межгорных и предгорных впадин формируются орогенные поверхности выравнивания обычно аккумулятивного генезиса. На сопряженном склоне впадины и формирующегося горного сооружения аккумулятивный рельеф сменяется денудационным, а ближе к своду поднятий — конэрозионным. Естественно, что в процессе поднятия горного сооружения и погружения смежной впадины аккумулятивные участки ОПВ оказываются погребенными под более молодыми осадками. Полоса денудационного рельефа ОПВ, располагающаяся на сопряжении впадин и поднятий, как правило, сохраняется в исключительных случаях, поскольку она расположена в зоне активной денудации и формирования более молодых ОПВ. Ступень конэрозионной поверхности, находящаяся во внутренней части горного сооружения, формирующегося в условиях отставания эрозии от поднятия, наилучшим образом сохраняется и вполне доступна изучению.

Проведенные нами многолетние детальные исследования на обширной территории Тянь-Шаня показали, что рельеф каждой из ОПВ имеет оригинальный, присущий только ей облик. По-видимому, он отражает специфику ороклиматической и тектонической обстановки формирования той или иной ОПВ. В рельефе любой поверхности

выравнивания можно выделить первичные (остаточные, реликтовые) формы рельефа и наложенные более молодые вторичные формы рельефа. Первичный рельеф поверхности выравнивания может быть охарактеризован двумя аппроксимированными уровнями: базисным и вершинным. Базисный уровень объединяет тальвеги эрозионных ложбин разных порядков, которые расчленили данную поверхность выравнивания к моменту завершения ее формирования и являлись местными базисами денудации, нижним пределом снижения остаточных возвышенностей. Вершинный уровень объединяет большинство остаточных возвышенностей поверхности выравнивания. Как правило (особенно в однородных структурно-литологических условиях) базисный и вершинный уровни параллельны. Превышение вершинного уровня над базисным есть амплитуда первичного рельефа поверхности выравнивания (Δh_1). Эта величина различна для разновозрастных поверхностей, но достаточно выдержана в пределах одной поверхности.

Среди наложенных вторичных форм рельефа, разрушающих поверхность выравнивания, главными являются эрозионные врезы. При этом основное, наиболее глубокое расчленение поверхности выравнивания происходило, как правило, в стадию формирования следующей по возрасту поверхности. Об этом свидетельствует наблюдаемое обычно сопряжение дннш вторичных эрозионных врезов, расчлениющих ту или иную поверхность выравнивания, с расположенной ниже поверхностью, которая являлась базисом этих врезов. Подобное соотношение разновозрастных поверхностей выравнивания и расчлениющих их эрозионных врезов наиболее характерно для миоценовых и плиоценовых ОПВ.

В позднем плиоцене и в четвертичное время в связи с возрастанием скорости роста хребтов относительные превышения поверхностей друг над другом и глубины вторичных врезов в общем последовательно увеличиваются. При этом глубинная эрозия приобретает главенствующее значение, и на смену широким полигенным ОПВ приходят относительно узкие речные террасы, образующие своеобразный нижний этаж рельефа Тянь-Шаня.

Помимо эрозионных процессов, в расчленении ОПВ принимают участие экзарационно-нивальные процессы. Наложённые вторичные формы экзарационного генезиса обуславливают своеобразный "альпийский" облик рельефа древних поверхностей, в то время как нивальные процессы способствуют формированию выположенного, слабоборосчлененного рельефа. При этом одна и та же ОПВ может иметь различную морфологию в зависимости от того, какие вторичные процессы участвуют в ее расчленении. Примером может служить различная морфология олигоцен-миоценовой ОПВ в западной и восточной частях хребта Кокшаал-Тау.

Основные особенности морфологии рельефа различных поверхностей выравнивания можно показать на примере Туркестанского хребта, в пределах которого нами были проведены наиболее детальные исследования.

Туркестанский хребет, входящий в составжно-тяньшаньской системы новейших поднятий (Костенко и др., 1972), представляет собой асимметричную мегаскладку большого радиуса кривизны, полого погружающуюся на запад. Северный склон мегаскладки относительно более пологий и длинный, южный — крутой и короткий. Мегаскладка отчетливо выражена в деформации предорогенной поверхности, выработанной на палеозое. По западной периклинали она полого погружается в сторону Туранской плиты, а на востоке воздымается до отметок 5000 м и более. На склонах хребта она сохраняется далеко не везде, так как моделирована или уничтожена в процессе формирования орогенных поверхностей в ходе развития мегаскладки.

В рельефе высокогорной части хребта первичные формы рельефа предорогенной поверхности выравнивания сохранились не всегда. Начиная с горы Ховрут (4200 м) и восточнее на продольном профиле хребта удалось восстановить первичный рельеф предорогенной поверхности, представленный базисным уровнем с возвышающимися над ним останцовыми горами. Относительная высота последних в среднем составляет 300–500 м, увеличиваясь местами до 700–1000 м. Такое увеличение амплитуды первичного рельефа наблюдается на участках положительных ундуляций шарнира Туркестанской мегаскладки (Акчукурской, Сабахской, Пирьяхской, Матчинской и др.), связанных с проявлением поперечной складчатости. К этим же участкам приурочены и волнообразные повышения абсолютных отметок базисного уровня поверхности.

Западнее горы Пирьях первичный рельеф предорогенной поверхности снижается до 100 м, а западнее горы Ховрут предорогенная поверхность представлена останцами базисного уровня. Вторичные, преимущественно экзарационные, формы рельефа, развитые на предорогенной поверхности выравнивания, характеризуются амплитудой 300–400 м и врезаются в нее вплоть до базисного уровня раннеорогенной поверхности выравнивания.

В присводовой части и периклинали поднятия ниже предорогенной восстановлена раннеорогенная поверхность выравнивания, располагающаяся на отметках 3700 м в районе перевала Шахристан и 4700 м в районе горы Ховрут. Обе поверхности сопряжены так, что вершинный уровень раннеорогенной поверхности соответствует восстановленному базисному уровню предорогенной. В продольном профиле Туркестанского хребта раннеорогенная поверхность образует плавные изгибы, соответствующие упомянутым выше положительным и отрицательным ундуляциям предорогенной поверхности, а на западе в районе Шахристанского поднятия нарушена поперечным разрывом (взбросом) с амплитудой до 500 м и образованием вздымающейся на запад ступени.

От Шахристана до Ховрута раннеорогенная поверхность в своде Туркестанского хребта характеризуется монотонным первичным рельефом, возвышающимся над идеально выраженным базисным уровнем на 200–400 м. На склонах хребта раннеорогенная поверх-

ность врезана в предорогенную на 400–500 м, в то время как первичный рельеф возвышается над базисным уровнем на 100–200 м. Вторичные наложенные формы рельефа имеют эрозионный генезис в западной части хребта и экзарационный в восточной, причем цирки и кары располагаются на базисном уровне, почти не врезааясь в него, а лишь разрушая останцовый первичный рельеф, тогда как эрозионные врезы в некоторых местах полностью уничтожают всю раннеорогенную ступень рельефа.

Иной морфологический облик рельефа присущ следующей, более молодой по возрасту миоценовой поверхности выравнивания, развитой на склонах и западной периклинали Туркестанского поднятия. Примерно от перевала Шахристан (3600 м), где она образует отчетливую ступень, до склона к долине р. Санзар (3200 м) эта поверхность характеризуется идеально выраженным первичным рельефом хорошей сохранности, который почти не осложнен наложенными формами. Идеальная однородность и выровненность рельефа миоценовой поверхности, возможно, связана с тем, что она формировалась в процессе слабого моделирования и откапывания до мезозойской поверхности выравнивания, выработанной на палеозое. Вторичное расчленение миоценовой поверхности составляет 200 м и достигает базисного уровня плиоценовой поверхности.

В верховьях р. Зеравшан миоценовая предгорная поверхность выравнивания постепенно переходит в узкий врез шириной 2–3 км, глубиной (относительно олигоценовой поверхности) 400–600 м. Амплитуда останцового первичного рельефа составляет 50, реже 100 м; хорошо выражены отдельные протоки, днища которых идеально вписываются в базисный уровень.

Плиоценовая орогенная поверхность выравнивания представлена на западе Туркестанского хребта. По долине р. Зеравшан западнее г. Пенджикента она сужается и переходит в эрозионный врез с плоским дном, расчлененным отдельными протоками. Глубина вреза в миоценовую поверхность 300–400 м.

Все более молодые четвертичные орогенные поверхности, как правило, представлены эрозионными врезами с плоскими днищами, почти нерасчлененными, раскрывающимися в предгорьях в эрозионно-аккумулятивные поверхности.

Изложенный материал показывает, что вопрос о возможности сохранения поверхностей выравнивания в условиях глубоко расчлененного горного сооружения, и особенно в его центральных районах, решается положительно. Очевидно, причиной этому является интенсивный рост хребтов, в процессе которого происходит последовательная изоляция формировавшихся поверхностей выравнивания от основных базисов эрозии, которыми являлись формирующиеся предгорные поверхности выравнивания.

Не следует думать, что морфологические особенности той или иной орогенной поверхности выравнивания (амплитуда превышения первичного рельефа, глубина его расчленения вторичными врезами и др.) могут быть отнесены к одновозрастному рельефу других

территорий, поскольку климатические и тектонические условия формирования каждой орогенной поверхности, так же как и сейчас, не были одинаковыми на больших территориях. Вместе с тем необходимо обратить внимание на специфику рельефа разновозрастных поверхностей выравнивания, что представляет несомненный интерес для корреляции поверхностей, а на их основе также тектонических и палеогеографических событий новейшего этапа разных районов горного сооружения.

ЛИТЕРАТУРА

Акинин Б.Е., Иванова М.Ф., Макаров В.И., Макарова Н.В., Соловьева Л.И. О реконструкции предороженной поверхности выравнивания в условиях области интенсивного горообразования (на примере Тянь-Шаня). Тезисы докл. VI науч. конф. геол. фак. МГУ. М., 1971.

Иванова М.Ф., Макаров В.И., Макарова Н.В., Соловьева Л.И. О реконструкции предороженной поверхности выравнивания в Тянь-Шане. — В сб.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, № 5, Изд-во МГУ, 1973.

Костенко Н.П., Макаров В.И., Соловьева Л.И. Новейшая тектоника. Геология СССР, т. XXV. Киргизская ССР, М., 1972.

Личков Б.Л. О горных денудационных поверхностях и их происхождении. — Изв. ВГО, 1945, вып. 4, т. 77.

Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. ОГИЗ, 1948.

С. А. Несмеянов

РАЗВИТИЕ АДЫРНЫХ ПОДНЯТИЙ В МЕЖГОРНЫХ ВПАДИНАХ ТЯНЬ-ШАНЯ

Межгорные впадины проходят в своем развитии два этапа. На первом этапе происходит прогибание впадины как единого целого и заполнение ее молассами. На втором этапе, когда интенсивность горообразовательных процессов увеличивается, впадины постепенно вовлекаются в общее воздымание горной области. Это вовлечение происходит путем возникновения во впадине возвышенностей — поднятий, расчленяющих область осадконакопления. Возвышенности прогрессивно разрастаются, участки осадконакопления отмирают.

Вовлечение впадин в воздымание происходит не одинаково. У одних оно идет центростремительно со всех сторон, и этот процесс нашел отражение в выделении во впадинах концентрических геоморфологических зон: 1) передовых хребтов; 2) предгорий; 3) адырной; 3) центральной (Ланге, 1937; Васильковский, 1948; Григоренко, Глушкова, 1955). У других впадин, обычно заложившихся на разнородном фундаменте, обращение начинается с одного из бортов и концентричность геоморфологических зон нарушается.

Н.П. Костенко (1957) выделяет в подгорную зону участки устойчивого новейшего прогибания, а в предгорную — участки, проги-

бавшиеся в неогене, но втянутые с конца плиоцена в воздымание. Данная классификация характеризует только современное строение впадин. Согласно ей, до начала плиоцена у впадин вообще не могло существовать предгорной зоны. Кроме того, в эту схему не укладываются дисгармоничные поднятия на участках, где основание впадин подолжает прогибаться.

В настоящее время целесообразна такая классификация поднятий, которая отражала бы индивидуальную специфику их геолого-геоморфологического строения и в то же время позволила бы проследить историческую последовательность смены одного типа поднятий другим. Такая классификация должна учитывать как особенности развития впадин, так и специфику строения их разреза.

В неглубоких межгорных впадинах, где мощность новейших отложений — моласс — не превышает 3 км, преобладают конседиментационно развивавшиеся поднятия. В них деформации чехла мезокайнозойских осадков подобны деформациям кровли фундамента, представленного метаморфизованными палеозойскими и докембрийскими образованиями. В более глубоких впадинах развиты дисгармоничные поднятия, сложенные молассами. Такие приповерхностные структуры по своей морфологии и ориентировке отличаются от дислокаций фундамента и развиваются за счет процессов соляно-гипсово-глинистого диапиризма.

Большинство Тяньшаньских впадин заложилась в мезозое и продолжали оставаться бассейнами осадконакопления в палеогене и неогене. Проявление в рельефе основной массы поднятий связано с увеличением интенсивности тектонических процессов в антропогене. Все поднятия в межгорных впадинах первоначально представляли собой увалистые возвышенности, сложенные молассами, — адыры. Впоследствии эрозия может вскрыть в их ядрах более древние осадки, подстилающие молассы (Попов, 1954). В ядрах конседиментационных поднятий эрозия вскоре начинает препарировать свод кровли фундамента, который быстро разрастается, занимая почти всю площадь поднятия. Если кровля моласс возвышая, темп воздымания медленный, а эрозия интенсивна, то поднятие довольно долго недостаточно четко выражено в рельефе. Местами на сводах растущих складок сохраняются останцы террас; такие адыры относятся к коккуракскому типу (Несмеянов, 1971). Таким образом, намечается доадырная, адырная и постадырная стадии развития поднятий.

Типы возвышенностей, отвечающих этим стадиям, различаются в зависимости не только от мощности мезокайнозойских отложений (глубины впадин), но и от строения их разреза. Западотяньшаньский тип разрезов отличается повышенной мощностью (до 10 км); присутствием мезозойских и палеогеновых карбонатно-терригенных континентально-морских отложений в нижней части, а в верхней — континентальных моласс. Они заканчиваются толщей мощных плотно сцементированных конгломератов (N_2-Q_1), присутствие которых во многом определяет морфологию адыров. Разрезы восточ-



Типы поднятий адырной стадии развития.

А - западотяньшаньский ряд; Б - восточотяньшаньский ряд; под-
стадии: I - молодая; II - зрелая; III - поздняя; типы поднятий:
1 - дигмайский, 2 - чустпалский, 3 - акбельский, 4 - актекин-
ский, 5 - актаьский, 6 - бирбашский. Условные обозначения на
профилях: 1 - толщина прочных конгломератов; 2 - рыхлые мезо-
кайнозойские отложения; 3 - условные знаки, рекомендуемые для
средне- и крупномасштабных карт; 4 - номера типов поднятий.



1



2



3

отьяньшаньского типа целиком сложены довольно однородными обломочными отложениями различного гранулометрического состава. Суммарная мощность мезокайнозойских осадков не превышает 4–5 км. Соответственно намечаются западно- и восточотьяньшаньский ряды адырных поднятий. Поднятия постадырной стадии сходны на всей территории Тянь-Шаня. В западотьяньшаньском ряду поднятий адырная стадия делится на три подстадии (рис. 1, А). На молодой подстадии формируются адырные увалы, т.е. брахискладки с прямым отражением в рельефе. Благодаря бронирующей роли толщи прочных конгломератов морфология увалов близка к морфологии дислоцированных слоев (дигмайский тип). Такие адыры расчленяются мощными водотоками, которые прорезают в конгломератах каньонообразные ущелья. В приосевой части адыров, где конгломераты более трещиноваты, ущелья расширяются, особенно когда реки вскрывают глубокие и рыхлые горизонты моласс. Постепенно весь свод адыра разрушается, и на зрелой подстадии сохраняется сложенная конгломератами кольцевая адырная гряда. Это – чустпапский тип адыров, характеризующийся рельефом, обратным по отношению к структуре. Поздней стадии адырного развития достигают только дисгармоничные поднятия в глубоких впадинах. Интенсивные воздымания, обусловленные процессами диапиризма, формируют здесь в рыхлых молассах осевую гряду, расположенную в центре кольцевой конгломератовой гряды (акбельский тип). Ядра таких поднятий со вторично прямым рельефом сложнодислоцированы; встречаются веерообразные складки.

В неглубоких впадинах осевые поднятия, возникающие в центре кольцевых адырных гряд, представлены отпрепарированным ядром фундамента. Таким образом, адыры зрелой подстадии сменяются возвышенностями постадырной стадии. Последние бывают складчатыми, складчато-глыбовыми и глыбовыми. Соответственно выделяются поднятия гальчабашинского, гузанского и катрантауского типов (Несмеянов, 1971).

Восточотьяньшаньские адыры представлены двумя типами. Это связано с большим разнообразием восточотьяньшаньских разрезов. Вследствие отсутствия верхней бронирующей толщи прочных конгломератов не образуются аналоги адыров чустпапского типа.

На молодой подстадии здесь обычно не образуется цельного адырного увала. Поднятия изначально рассекаются консеквентными долинами (актекинский тип).

На зрелой подстадии адырный увал превращается в расчлененную адырную гряду с террасированными склонами (актапский тип). Антиклинали, образующие такие адыры, обычно асимметричны. Крутые их крылья нередко осложнены разрывами.

Строение восточотьяньшаньских разрезов малоблагоприятно для проявления процессов диапиризма. Поэтому дислоцированность моласс здесь меньшая, а аналогов поздней подстадии не возникает. Поднятия постадырной стадии образуются преимущественно сразу из адыров актекинского типа.

При отсутствии поперечных водотоков в Западном и Восточном Тянь-Шане из нерасчлененных увалов молодой подстадии формируются единая адырная гряда с террасированными склонами (бирбашский тип). В Западном Тянь-Шане адыры такого типа редки. Они образуются при маломощном чехле бронирующих конгломератов и быстро ликвидируются эрозией.

Образование большинства поднятий во впадинах Тянь-Шаня произошло в неогене — антропогене; это время следует считать периодом адырообразования. Намечается четвертичная эпоха значительной активизации процесса адырообразования, связанная с увеличением интенсивности и дифференциации тектонических движений.

ЛИТЕРАТУРА

Васильковский Н.П. — Тектоническое развитие Ферганской депрессии в кайнозое. — Тр. Ин-та геол. АН УзССР, 1948, вып. 1.

Григоренко П.Г., Глушкова М.И. — Геоморфологические особенности хлопковой зоны на юге Киргизии. — Тр. Ин-та геол. АН КиргССР, 1955, вып. 6.

Костенко Н.П. О принципах составления специальных геоморфологических карт в целях анализа неотектоники горных стран. — Вестник МГУ, серия биол., геол., почвов. геогр., 1957, № 2.

Ланге О.К. Ферганская котловина. — В кн.: Геология Узбекской ССР, т. 1. М.-Л., изд. Комитета наук УзССР, 1937.

Несмеянов С.А. Количественная оценка новейших движений и неотектоническое районирование горной области. (на примере Западной Ферганы и ее горного обрамления). М., "Недра", 1971.

Попов В.И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ташкент, Изд. АН УзССР, 1954.

Ш. Н. Качаганов

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА БАСЕЙНА Р. ЧОН-КЕМИН КАК ОСНОВА МОРФОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Автором составлена геоморфологическая карта бассейна р. Чон-Кемин в историко-генетической легенде, с выделением двух типов рельефа (денудационный и аккумулятивный) и последующим подразделением их на подтипы. В пределах каждого генетического подтипа выделено несколько возрастных генераций.

Изучение ярусности горного рельефа позволило выявить основные этапы в развитии зон поднятия и денудации и сопряженных с ними зон прогибания и аккумуляции. Проведена корреляция эрозионно-денудационных поверхностей с аккумулятивными формами рельефа. Выделены три основных яруса рельефа (Качаганов, 1971). Верхний доорогенный ярус рельефа в целом формировался с верхнего палеозоя до верхнего олигоцена. Средний орогенический ярус представлен тремя цикловыми ступенями, коррелятивными среднемио-

ценовым, верхнемиоценовым и плиоцен-нижнечетвертичным отложениям. Нижний орогенический ярус рельефа формировался на протяжении Q_2-Q_4 и представлен шестью цикловыми террасами.

Анализ деформации геоморфологических уровней (доорогенной и орогенных поверхностей выравнивания) позволил охарактеризовать морфологию новейших структурных форм, длительность их формирования и постоянство или изменение плана деформации во времени. В новейшей структуре выделяются три основные морфоструктурные зоны: Заилийская и Кунгейская мегантиклинали (зоны устойчивого новейшего поднятия) и разделяющая их Чон-Кеминская мегасинклиналь (зона относительного опускания на западе и поднятия слабой интенсивности - на востоке). Каждая из этих зон образована системами кулисно сочленяющихся горст-антиклиналей и грабен-синклиналей, основные простирания которых близки к простираниям названных выше морфоструктур, субширотные и северо-восточные. Наряду с этим отчетливо выделяются системы секущих разрывов северо-западного простирания, что в комплексе с кулисным расположением пликативных структур создает своеобразную поперечную зональность по отношению к простиранию мегаструктур.

В пределах каждой из указанных выше зон выделены морфоструктурные районы (горст-антиклинали и грабен-синклинали) и дана характеристика их морфоскульптуры с элементами морфометрии (рисунок).

В западной части Заилийской зоны располагается Кёк-Дюбё - Узун-Булакская горст-антиклиналь (1), которая получила выражение в рельефе лишь в четвертичное время. Суммарная амплитуда поднятий района достигает 1600-2000 м. В сводовых частях названной выше брахиантиклинали наблюдается деформация нижне-четвертичной поверхности выравнивания.

Кеминская горст-антиклиналь (2), имеющая северо-восточное простирание, образует периклиналь Заилийской мегантиклинали, погружающуюся к юго-западу и отделяющую Новороссийскую впадину от восточной части Чуйской. Западное крыло ее круто обрывается Кичи-Кеминским разломом, а восточное - осложнено разрывами субширотного и северо-западного простираний. Суммарная амплитуда поднятий здесь колеблется в пределах 2400-3800 м. По разрывам, осложняющим южное крыло Кеминской горст-антиклинали, наблюдается смещение четвертичных террас с амплитудой 100-150 м. Здесь развит резко расчлененный эрозионный рельеф. На водоразделах сохранились фрагменты предорогенной денудационной поверхности.

Кёк-Ойрокская горст-антиклиналь (3) с юга примыкает к Кеминской системе правых кулис (1-2). Суммарная амплитуда поднятий здесь достигает 3800-4000 м. С юга Кёк-Ойрокская горст-антиклиналь оборвана Северо-Кеминским разломом. По разрыву наблюдается смещение четвертичных террасовых уровней с амплитудой 50-100 м. Район характеризуется глубоко расчлененным эрозионным рельефом с наложенными экзарационно-нивальными и аккумулятивными формами древнего оледенения.

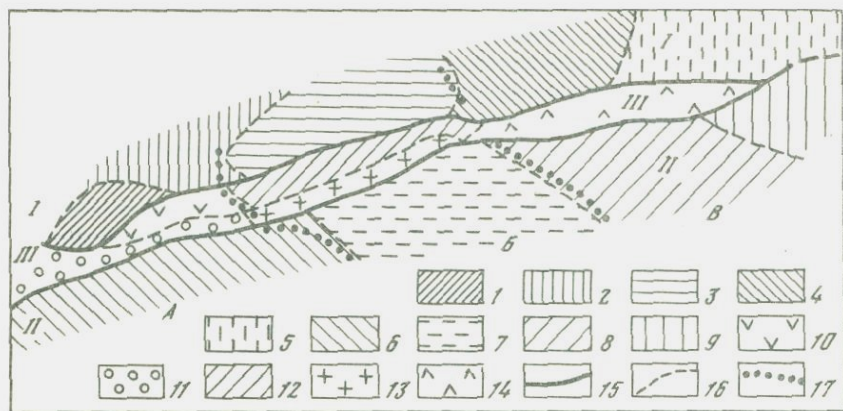


Схема морфоструктурного районирования бассейна р. Чон-Кемин.

Морфоструктурные зоны: I - Заилийская мегантиклиналь; II - Кунгейская мегантиклиналь; III - Чон-Кеминская магасинклинали. Районы горст-антиклинали: 1 - Кёк-Дюбё - Узун-Булакская; 2 - Кеминская; 3 - Кёк-Ойрокская; 4 - Ак-Кумская; 5 - Талгарская; 6 - Западно-Кунгейская; 7 - Центральная-Кунгейская; 8 - Восточно-Кунгейская; 9 - Ак-Суйская, Грабен-синклинали: 10 - Новороссийская; 11 - Ак-Таш-Инырчакская; 12 - Средне-Кеминская; 13 - Кашка-Суйская; 14 - Верхне-Кеминская. 15 - границы зон; 16 - границы районов; 17 - границы субпоперечных морфоструктурных подзон; А - Западной, Б - Центральной, В - Восточной.

Ак-Кумская (4) горст-антиклиналь сочленяется с Кёк-Ойрокской по типу левых кулис, образуя центральное поднятие Заилийского хребта. Амплитуда вертикальных новейших движений здесь достигает 3800-4200 м. С юга она оборвана восточными ветвями Кеминских разломов. Висячие крылья взбросов, осложняющих горст-антиклиналь, судя по деформации неогеновых уровней, имеют амплитуды вертикального перемещения 100-300 м.

За перевальными седловинами Алма-Аты и в пределах Челеко-Кеминского горного узла располагается Талгарская горст-антиклиналь (5), имеющая субширотное простирание. Суммарная амплитуда поднятий за новейший этап здесь достигает максимальных значений - более 4400 м. В целом Ак-Кумская и Талгарская горст-антиклинали имеют интенсивно и умеренно расчлененный эрозионный рельеф с широким развитием экзарационно-нивальных и аккумулятивных форм современного и древнего оледенений, расчлененных последующей эрозией.

В пределах рассматриваемого района Кунгейская морфоструктурная зона представлена четырьмя кулисно сочленяющимися горст-

антиклиналями: Западно-, Центральнo-, Восточно-Кунгейской и Ак-Суйской, имеющими северо-восточное и субширотное простирания.

Западно-Кунгейская горст-антиклиналь (6) протягивается в северо-восточном направлении на расстояние более 40 км. Суммарная амплитуда поднятий изменяется от 2200 до 3800 м. В пределах ее юго-западной периклинали хорошо выражена предорогенная, выровненная поверхность, перекрытая третичными отложениями, которые отчетливо подчеркивают замыкание структуры. С севера она ограничена Южно-Кеминским разломом, который отделяет предгорья Кунгейского хребта от Новороссийской впадины. Амплитуда смещения четвертичных террас по разлому достигает 100-200 м, а неогеновых террасовых уровней - 300-400 м. Рельеф резко расчлененный с широко развитыми фрагментами предорогенной поверхности выравнивания и эрозионно-денудационными поверхностями орогенического этапа. В водораздельной части наблюдаются мелкие формы экзарационно-нивального и аккумулятивного рельефа древнего оледенения.

Центральнo-Кунгейская горст-антиклиналь (7), имеющая почти широтное простирание, протягивается от перевала Тору-Айгыр до верховьев р. Кой-Су на расстояние около 40 км. Ось ее образует выпуклую к северу дугу. На западе ее периклиналь срезается поперечным сбросом северо-восточного простирания. Северное крыло Центральнo-Кунгейской горст-антиклинали ограничено Южно-Кеминским разломом, имеющим северо-восточное простирание, и отходящими от него разрывами северо-западного простирания. Суммарная амплитуда поднятий морфоструктур колеблется от 3400 м на западной периклинали до 4600 м - в центральной части. Вдоль долины р. Чон-Кемин четвертичные террасы и неогеновые уровни резко деформированы в антиклинальном плане. Смещение этих уровней по разрывам достигает 300-400 м. В районе развит глубоко расчлененный эрозионный рельеф с широким развитием экзарационно-нивальных и аккумулятивных форм современного и древнего оледенений.

Восточно-Кунгейская горст-антиклиналь (8) на северо-западе (у перевала Кёк-Ойрок) срезается разрывом, а на востоке уходит в долину р. Чон-Ак-Су. Общая длина морфоструктуры около 50 км. Северное крыло короткое, осложненное неширокой (около километра) грабен-синклиналью, в которой сохранились от размыва породы киргизского красноцветного комплекса. На востоке эта структура по Ак-Суйскому разлому контактирует с одноименной грабен-синклиналью, на севере по разрывам - с Верхне-Кеминской грабен-синклиналью. В пределах Кемино-Челекского горного узла она кулисно сочленяется с Ак-Суйской горст-антиклиналью (9). Суммарная амплитуда поднятия в этом районе достигает максимальных значений - 4400-4600 м. Амплитуда смещения неогеновых уровней по разрывам колеблется в пределах 100 м. Этот район имеет интенсивно- и умеренно расчлененный эрозионный рельеф с фрагментами предорогенной поверхности выравнивания и эрозионно-денудационных поверхностей орогенического этапа, с

широким развитием экзарационно-нивальных и аккумулятивных форм современного и древнего оледенений.

Заильская и Кунгейская мегантиклинали разграничены Чон-Кеминской мегасинклиналью, имеющей весьма сложное строение. В ее пределах выделяются несколько грабен-синклиналей. Наиболее крупная из них - Новороссийская (10). По режиму движений - это район относительного прогибания на протяжении всего новейшего этапа. Судя по выполняющим впадину палеоген-неогеновым и четвертичным отложениям, Новороссийская впадина характеризуется аналогичной с Чуйской впадиной асимметрией, а также историей формирования. Южная часть впадины заложилась в палеоген-миоценовое время, далее шло постепенное разрастание к северу. Впадина представляет собой верхнечетвертичную аллювиально-пролювиальную равнину, незначительно расчлененную современной гидросетью.

Ак-Таш - Инырчакская грабен-синклиналь (II) располагается в пределах блока, ограниченного Центрально- и Южно-Кеминским разломами. В морфоструктурном отношении это предгорья Западного Кунгея, сложенные отложениями киргизского красноцветного комплекса и чуйской свиты с эрозионно-аккумулятивным адырным рельефом. В целом этот блок в миоцене являлся районом относительного прогибания. В плиоцен-четвертичное время он был втянут в поднятие по отношению к Новороссийской впадине. Суммарная амплитуда поднятий достигает здесь 1000-2000 м.

Центральная, наиболее узкая часть Чон-Кеминской мегасинклинали (12), ограниченная Северо- и Южно-Кеминским разломами, зажата между Центрально-Кунгейской (7) и Кёк-Ойрокской (3) горст-антиклиналями. Здесь вдоль долины Чон-Кемина происходит центриклинальное замыкание Новороссийской и Верхне-Кеминской (14) синклиналей. К юго-западу располагается Айтымбетская горст-антиклиналь и узкая Кашка-Суйская грабен-синклиналь (13). Последняя имеет полого-холмистую, эрозионно-денудационную поверхность с наложенными аккумулятивными формами древнеледникового рельефа. Вся эта подзона разбита серией разрывов северо-западного простирания, по которым амплитуды смещения средне-четвертичных террас достигают 100-200 м, а суммарная амплитуда новейших поднятий - 2500-3000 м.

На востоке Чон-Кеминская мегасинклиналь вновь несколько расширяется. Здесь, вдоль долины Кемина, располагается Верхне-Кеминская грабен-синклиналь (14), ограниченная на востоке Кеминно-Челекским горным узлом. Суммарная амплитуда поднятий здесь составляет 3000-3800 м. Присутствие в этом районе маломощных отложений киргизского комплекса свидетельствует об относительно стабильном тектоническом режиме в начале орогенического этапа. Позднее этот район, как и вся Чон-Кеминская мегасинклиналь, был втянут в поднятие. Для Верхне-Кеминской грабен-синклинали характерен умеренно и слабо расчлененный эрозионный рельеф с широким развитием экзарационных и аккумулятивных

форм древнего оледенения, слабо расчлененных последующей эрозией, с наложенными формами рельефа флювиального и гравитационно-солифлюкционного генезиса.

Как уже отмечалось, помимо описанных зон, выделяются поперечные субмеридиональные подзоны (Западная – А, Центральная – Б и Восточная – В), как бы наложенные на субширотную зональность (см. рис.). Каждая из этих подзон характеризуется также своеобразной морфоскульптурой, что связано с увеличением гипсометрии рельефа и климатической зональностью. В пределах Западной подзоны преобладают эрозионные и аккумулятивные формы рельефа с реликтами денудационного рельефа доорогенического этапа, в Центральной – эрозионные, экзарационно-нивалные и ледниковые, в Восточной – нивальные, ледниково-аккумулятивные.

Детальный структурно-геоморфологический анализ позволил также подойти к оценке амплитуд и скоростей новейших тектонических движений за отдельные отрезки новейшего этапа. Расчеты были выполнены по способу построения палеопрофилей (Трофимов, Чедия, 1970). В начальной стадии орогенического этапа ($P_{g3}-N^1$) скорости поднятия Заилийского и Кунгейского хребтов были сравнительно незначительными (0,02–0,04 мм/год). В миоцене и плиоцене, т.е. до конца первой орогенической стадии, они возросли в 2 – 3 раза. В среднечетвертичное время скорости поднятий возросли в 30 раз, достигнув в среднем 3 мм/год. Тенденция к их нарастанию особенно возросла в позднечетвертичное время (до 6 мм/год). В пределах Чон-Кеминской мегасинклинали, которая на протяжении всего новейшего этапа являлась зоной замедленного поднятия, скорости движений были в 2–3 раза меньшими, чем в пределах обрамляющих ее мегантиклиналей.

ЛИТЕРАТУРА

- Качаганов Ш. К геоморфологии и истории развития рельефа долины р. Чон-Кемин (Северный Тянь-Шань). – Изв. АН Кирг. ССР. Фрунзе, 1971.
- Трофимов А.К., Чедия О.К. К методике оценки интенсивности новейших тектонических движений по геолого-геоморфологическим данным на примере долины реки Акбура (юго-восточная Фергана). – В сб.: Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе, 1970.

В. Г. Лепизов

ВЫЯСНЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ВОПРОСОВ РАЗВИТИЯ ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ АНАЛИЗА РЕЛЬЕФА

Для выяснения формирования складки во времени определенным интерес представляет анализ рельефа, становление которого находится в тесной зависимости от роста структуры.

Современный рельеф Таджикской депрессии был сформирован с конца неогена по настоящее время. Изучение форм рельефа и

условий их образования позволяет установить следующие закономерности в развитии отдельных локальных структур за этот период.

1. Неравномерный подъем крыльев антиклиналей, сопровождающийся образованием вращательного момента вокруг продольной оси структуры и соответствующим перемещением свода в сторону более активно поднимающегося крыла. 2. Прекращение на последнем этапе развития (конец неогена – антропоген) вертикального подъема антиклиналей. 3. Образование в синклиналих своеобразных движений, представляющих собой межпластовые перемещения пород, в результате которых образуются положительные формы рельефа; местами залегающие на этих породах более молодые – кулябские – отложения, соответствующие по возрасту начальной стадии формирования рельефа, образуют так называемые “бескорневые” складки.

Рассмотрим высказанные положения на конкретных примерах. Асимметричный рост структур был установлен по смещению максимальных высотных отметок в сторону более активно развивающегося крыла и подтвержден рядом геологических признаков. Довольно наглядно он проявился на структурах Ходжаказиан, Сулдуз, Кызылтумшук.

В северной части антиклинали Ходжаказиан, выраженной в виде крупного хребта субмеридионального простирания, имеется сквозной пропид, заложенный в конце неогенового времени и частично заполненный кулябскими осадками. В настоящее время в этом пропиле образовалась водораздельная перемычка. Она оказалась связанной со сводом деформированных кулябских пород. В плане водораздельный участок и структурный свод кулябских отложений значительно смещены к востоку по отношению к своду антиклинали, характеризуя перемещение изгибающих усилий в этом направлении. Расположенные по обеим сторонам хребта долины, которым в геологическом отношении соответствуют синклинали, находятся на разных гипсометрических уровнях, что дополнительно подтверждает асимметричный характер подъема антиклинали.

Асимметрия роста особенно характерна для антиклинали Сулдуз. Западное крыло антиклинали испытало очень большой подъем за четвертичный период. В его пределах в настоящее время образована высокая перемычка, расчленившая поперек проходившую здесь ранее сквозную долину. Высота перемычки больше водораздельного уровня самой структуры Сулдуз (рис. 1). Венчающие перемычку кулябские речные осадки являются аналогами пород, заполняющих современный бассейн р. Кафирниган восточнее антиклинали. Характер форм рельефа в пределах перемычки также указывает на молодость ее образования: деформированные поверхности эрозионных террас, аномально глубокие врезы верховьев саев, большой поперечный обрыв с юга – типичные черты быстрых неотектонических движений.

Интересно, что структура Сулдуз и раньше испытывала подобное развитие. Расположенные на восточном крыле антиклинали неогеновые породы ложатся с разрывом на отложения бухарских

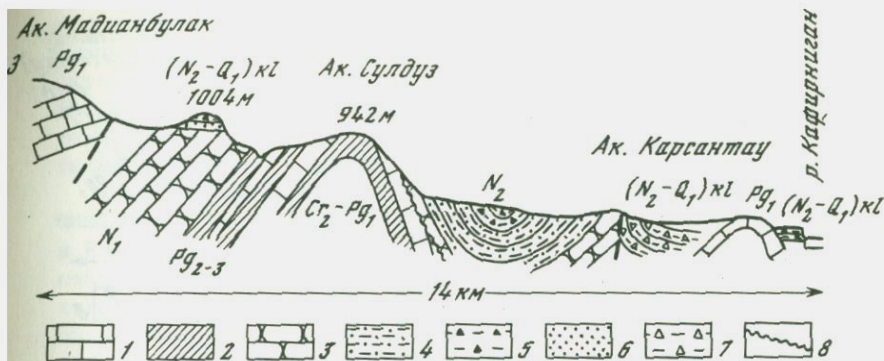


Рис. 1. Новейшее поднятие между антиклиналями Мадянбулак и Сулдуз.

Палеогеновые и меловые отложения: 1 - известняки, 2 - глины; неогеновые отложения: 3 - песчаники, 4 - паттумы, 5 - лёссовидные породы с обломками местных известняков; кулябские отложения: 6 - песчаники, 7 - пролювиальные брекчии с лёссовым цементом; 8 - граница эрозионного размыва.



Рис. 2. Развитие локальных структур в четвертичное время на юге Кафирниганской долины. На геологическом профиле соотношение верт. и гор. масштабов 1:1

1 - кулябские отложения; 2 - разрывы; 3 - профиль рельефа с соотношением верт. и гор. масштабов 5:1; 4 - скважины.

слоев палеогена. Элементы залегания этих пород почти не различаются между собой. Очевидно, неогеновые осадки накапливались на горизонтально залегающих породах палеогена в присводовой части структуры.

Антиклиналь Кызылтумшук характеризуется несовпадением свода с водораздельной линией соответствующей ей гряды. Сама она сложена палеоген-неогеновыми породами, которые с эрозионным и угловым несогласием перекрыты кулябскими осадками. Последние де-

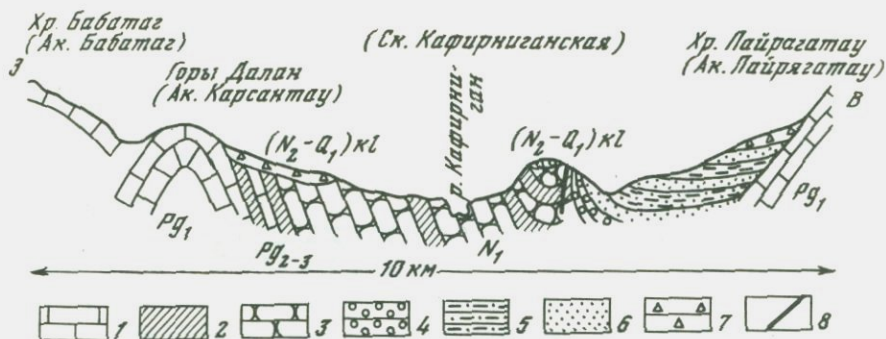


Рис. 3. Новейшее поднятие в пределах Кафирниганской синклинали.

1 - палеогеновые известняки, 2 - палеогеновые и неогеновые глины, 3 - неогеновые песчаники; кулябские породы: 4 - глины, 5 - песчаники, 6 - конгломераты, 7 - брекчии; 8 - разрыв.

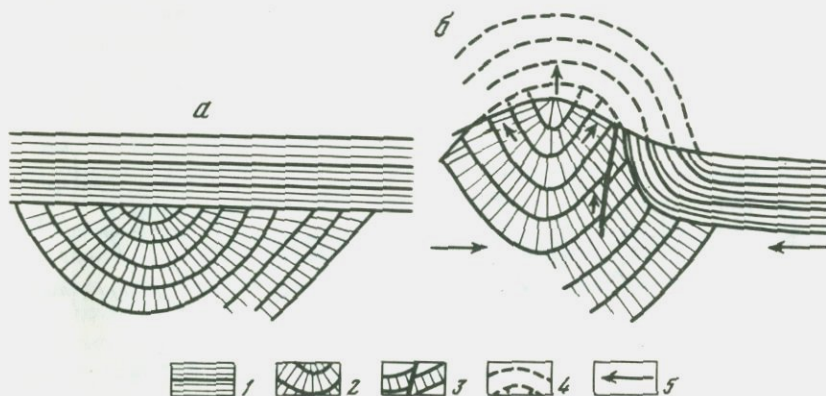


Рис. 4. Кинематическая схема образования новейшего поднятия путем пластического выдавливания пород из синклинали.

1 - кулябские отложения, 2 - неогеновые отложения, 3 - разрыв, 4 - породы, уничтоженные эрозией, 5 - направление усилий и движений.

формированы, и сводовый изгиб их расположен ближе к водоразделу гряды, также не совпадая с основным сводом структуры.

Вращательный момент в процессе развития отмечается и для других антиклинальных структур депрессии, отражаясь с той или иной степенью убедительности в рельефе.

Прекращение или, по крайней мере, значительное затухание подъема некоторых антиклинальных структур депрессии в четвертичное время довольно наглядно подтверждается отсутствием над ними

положительных форм рельефа. Доказательством тому, что новейшие поднятия не были уничтожены в самый последний момент эрозией, служит характер залегания кулябских пород. Несогласно перекрывающая более древние отложения, кулябские породы не испытывают деформаций, которые бы соответствовали последующему росту складки.

Фактически прекратили свой рост антиклинальная структура Кичикдонгуз, южные окончания антиклинальных складок Пайрягатау и Карсантау. Южный, меньший участок складки Пайрягатау полностью выровнен в рельефе и скрыт под мощной толщей кулябских отложений, которые не отражают последующего роста данной структуры (рис. 2). Аналогичная картина отмечается и для Карсантауской складки. Южная половина ее сохранилась в виде отдельных останцов палеогеновых пород, выступающих над ровной поверхностью эрозионной позднечетвертичной террасы, сложенной почти горизонтально залегающими кулябскими осадками.

Новейшие поднятия в синклиналих депрессии получили очень широкое распространение. Эти поднятия были установлены благодаря своему ясному выражению в рельефе, где они выделяются в виде резко очерченных возвышенностей, осложненных молодыми эрозионными врезами. Особенно хорошо они выражены на юге депрессии, где скученность геологических структур меньше и локальные морфоструктуры выделяются более четко.

Поднятие в Шурианбашской синклинали представляет собой небольшую гряду (см. рис. 2). Пересекающие ее сая сужаются, склоны их повышаются, становятся крутыми, часто обрывистыми. Кулябские породы образуют моноклинал на западном склоне гряды и резко несогласно лежат на породах неогенового комплекса.

У подножия восточного склона хр. Арыктау расположена возвышенность, сложенная кулябскими породами, которые образуют антиклинальный свод возвышенности Караултыбе (рис. 2).

Четко выражено новейшее поднятие на левом берегу р. Кафирниган между хр. Пайрягатау и горами Далан (рис. 3). Эрозионными врезами вскрыты замок Кафирниганской синклинали, сложенный неогеновыми породами, и перекрывающие ее в виде свода кулябские речные отложения. В его наиболее повышенной части проходит разрыв, по которому ядро структуры приподнято по отношению к ее восточному крылу.

Новейшие поднятия отмечены и во многих других синклиналих депрессии. Подобные структуры существуют, по-видимому, и на северо-востоке депрессии, но прямое выражение их в рельефе отсутствует. В синклиналих встречаются положительные формы рельефа, образованные за счет выжимания избыточных масс пород (рис. 4). Их перемещения происходят по зонам наименьших сопротивлений — контактам пластичных пород со скользящими по ним более жесткими отложениями (Ажгирей, 1956)¹. При особенно больших напряжени-

¹ Ажгирей Г.Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1956.

ях сжатия возможно образование разрывов, по которым также происходит скольжение. Последнее наблюдается в новейшем поднятии между антиклиналями Пайрягатау и Карсантау (см. рис. 3).

Приведенные примеры показывают, какой важный материал дает изучение рельефа при решении чисто тектонических задач. Анализ рельефа может найти практическое применение при выявлении тектонических критериев формирования и сохранения газонефтяных залежей, а также их поисков.

В. П. Лозиев

К ВОПРОСУ ОБ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРЫ И РЕЛЬЕФА ЮЖНО-ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ В АНТРОПОГЕНЕ

(на примере междуречья Вахша и Кафирнигана)

Изученный регион располагается в пределах обширной орогенической области, на стыке двух крупных структурно-орографических элементов: Южно-Таджикской депрессии и обрамляющих ее с севера высокогорных сооружений Гиссарского и Каратегинского хребтов.

На междуречье Вахша и Кафирнигана отложения антропогена можно разделить на покровную и террасовую серии (Лозиев, 1972). К покровной серии относятся полифациальные отложения кулябского комплекса (0–1500 м и более) и вышележащие, преимущественно лёссовые и грубообломочные накопления илякского комплекса (0–100 м). Серия залегает с резким несогласием на подстилающих породах палеозоя и мезозоя–неогена. К террасовой серии относятся более молодые отложения, залегающие во врезках на породах покровного комплекса. Возраст комплексов определяется по костным остаткам млекопитающих и по косвенным данным соответственно как ранний и средний антропоген (Костенко, 1970; Чедия, 1971).

В наиболее полном разрезе покровных отложений, обнажающемся на правом борту р. Оби-Гарм, напротив одноименного поселка, антропогеновые отложения четко разделяются на две части: нижнюю и верхнюю (рис. 1, разрез 5).

Базальные горизонты нижней (кулябской) части представлены преимущественно паттумными плотными лессовидными породами с прослоями (0,3–0,5 м) известковых туфов (травертинов) и обломочной брекчий палеозойских пород в основании. Нижнеантропогеновые отложения охарактеризованы костными остатками илийского и кошкурганского фаунистических комплексов (Бабаев, 1962; Лозиев, Лим, 1962).

Верхняя (илякская) часть разреза залегает с размывом на кулябских отложениях и представляет чередование галечников и паттумных лёссовидных пород, перекрытых лессовидными суглинками.

Кулябские отложения, по всей видимости, представляют собой аллювий спокойных рек с обширными заболоченными поймами, где отлагались галечники с прослоями синевато-серых глин и углей.

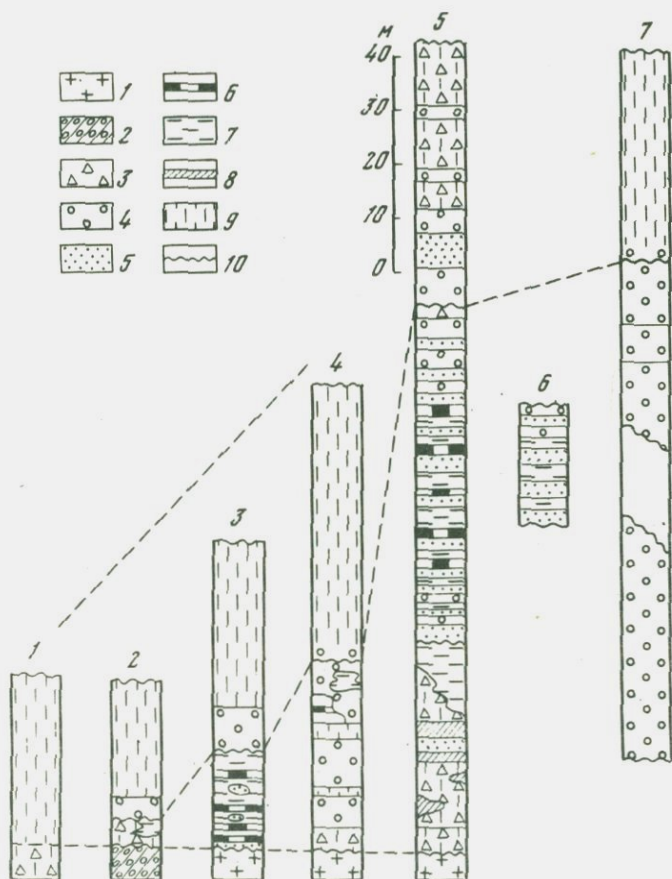


Рис. 1. Основные разрезы покровной серии антропогенных отложений.

1 - гранитоиды; 2 - неогеновая моласса; 3 - паттумные суглинки; 4 - галечники; 5 - гранитная дресва; 6 - угли; 7 - серые глины; 8 - известковые туфы; 9 - лёссовидные суглинки; 10 - размывы

Полное или почти полное отсутствие галек мезозойских пород в аллювии указывает на практическое отсутствие сноса обломочного материала со стороны депрессии. Среди илякских отложений значительным распространением пользуется пролювий, на что указывает паттумный состав лёссовидных суглинков и наличие грубокатанных обломков пород мезозойского и палеогенового возраста, которые могли выноситься из депрессии.

Описанные разрезы прослеживаются в долинах рек Оби-Гарм и Иляк, вдоль южной границы горного обрамления. В сторону гор ал-



Рис. 2. Несогласное залегание антропогенных отложений на междуречье Вахша и Кафирнигана.

1 - террасовые отложения; покровные отложения; 2 - грубообломочные автохтонные накопления, 3 - аллювиальные накопления, 4 - лёссовидные суглинки; 5 - неогеновые конгломераты; 6 - палеогеновые глины и известняки.

лювий сменяется лёссовидными суглинками (см. рис. 1). Сходные разрезы наблюдаются также и по восточной периферии депрессии (от хр. Кичиктирай, Муминабадской котловины и хр. Кугитек до перевала Хобу-Работ).

Во внутренних частях депрессии, в отличие от периферических, разрезы покровного комплекса сохранились неполно. Породы антропогена широко распространены во внутренних впадинах и на сопряженных поднятиях.

В Яван-Кургантюбинской впадине и Кафирниганской долине это толща аллювиальных галечников, мощность которой в центральной части впадины по данным бурения достигает 3000 м.

На поднятиях покровные отложения слагаются толщей (0-800 м) грубообломочного пролювия либо лёссовидными суглинками. Они плащеобразно залегают на выровненной поверхности дислоцированных пород мел-неогенового возраста. В отдельных случаях в пределах древних водоразделов (горы Касандаг, Арыктау) устанавливается залегание пролювия в эрозионных ложбинах. Относительные превышения древнего рельефа не более 200 м. Характерно смещение гребней древних водоразделов в стороны крутого крыла складок и их захоронение покровными отложениями.

На границах впадин и поднятий покровная серия отложений обычно четко подразделяется на преимущественно аллювиальную (кулябский комплекс) и пролювиальную (илякский комплекс) части (рис. 1, разрез 7). Кулябские состоят из чередования прослоев аллювия и пролювия. Аллювий слагается обломочным материалом из галек палеозойских пород, принесенных издалека. Пролувий - местного происхождения и сложен остроугольными обломками палеогеновых известняков и гипсов. Реже наблюдается грубая окатанность обломков. Захоронение неокатанного пролювиального материала, переслаивающегося с аллювиальными отложениями, свидетельствует о большой скорости погружения, препятствовавшей транспортировке местных пород на значительные расстояния.

Илякские отложения залегают с размывом на раннеантропогеновых галечниках и состоят из лессовидных суглинков. В основании могут содержаться прослои и линзы аллювиальных галечников.

Характерно, что аллювиальные отложения кулябского комплекса перекрывают границы впадин и поднятий и далеко уходят на территорию последних, особенно с пологих крыльев локальных складок (рис. 2). Границы пролювиальных отложений илякского комплекса смещаются в обратном направлении.

Покровная серия отложений интенсивно дислоцирована. Характер дислокаций различается на территории обрамления и собственно депрессии. В горном обрамлении антропогеновый чехол, сохраняя субгоризонтальное либо наклонное залегание, участвует в блоковых перемещениях консолидированного фундамента. Об этом свидетельствует нахождение описанных разрезов, содержащих сходные фации пород, на различных высотах, как в пределах современных долин, так и на водоразделах. Например, разрез 3 находится на водоразделе Каратегинского хребта на высоте около 2000 м, а разрез 2 - на высоте 1000 м. Расстояние между ними - около 10 км. На границе с депрессией, которая проводится автором с запада на восток сначала по линии Илякского, а затем Вахшского разлома, фиксируется перекрытие покровных отложений нижнемеловыми красноцветами по упомянутым нарушениям (рис. 3). В этом случае ниже-

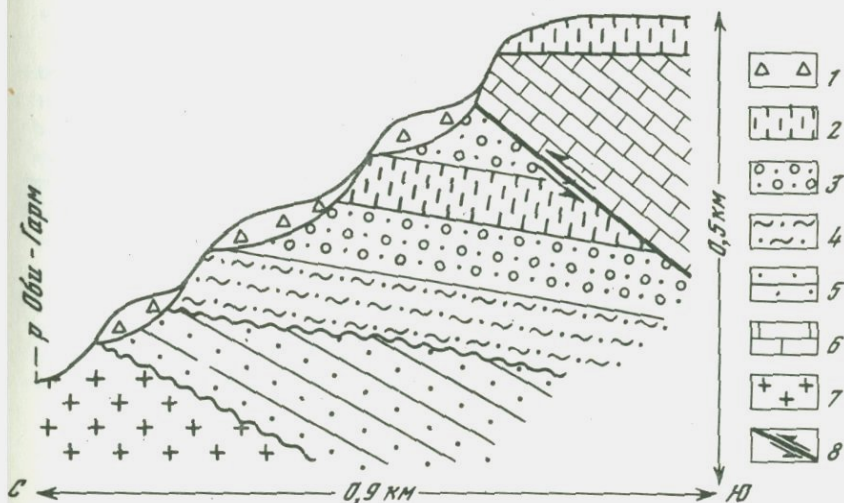


Рис. 3. Перекрытие антропогеновых отложений по Илякскому разлому.

1 - аллювиальные отложения террас; покровные отложения: 2 - лёссовидные суглинки, 3 - галечники, 4 - серые глины с прослоями дресвы, 5 - паттумные суглинки и серые глины; 6 - нижнемеловые отложения; 7 - гранитоиды; 8 - илякский разлом.

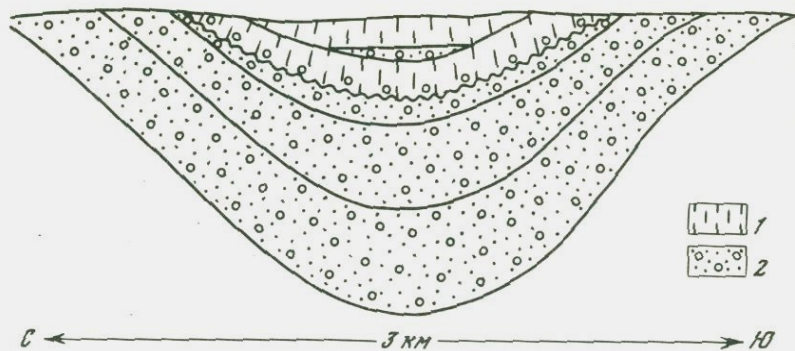


Рис. 4. Седиментационная муфта в покровных отложениях антропогена.

1 - лёссовидные суглинки; 2 - галечники и пески.

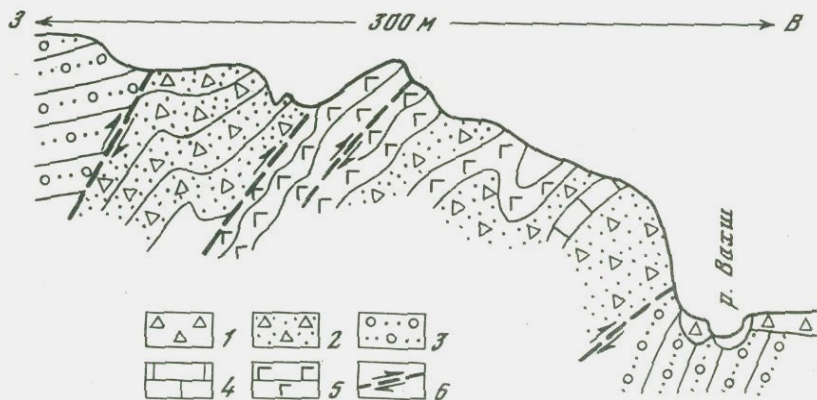


Рис. 5. Сложные дислокации в покровных отложениях.

1 - террасовые отложения; покровные отложения: 2 - пролувий; 3 - аллювий; 4 - известняковая брекчия; 5 - гипсовая брекчия, 6 - разрывы.

и среднеантропогеновые породы могут дислоцироваться в сложные приразрывные складки до опрокидывания слоев, как это наблюдается в верховьях р. Оби-Гарм.

В депрессии различаются два вида складчатых деформаций: конседиментационные и постседиментационные. Конседиментационные складки выражаются в увеличении мощности слоев с выполаживанием углов падения пород. В их ядрах формируются седиментационные муфты (рис. 4). Постседиментационные дислокации образуют сложные мелкие складки, сопряженные с разрывами, осложняющими

крутые крылья локальных антиклиналей (рис. 5). Перемещение по разрывам сопровождается весьма значительным горизонтальным перекрытием сопряженных синклиналей, которое, по данным бурения на Бабатагской антиклинали, может достигать 6 км (Кондур, Кукушкин, 1972) и более. Значительные вертикальные перемещения отложений покровной серии можно наблюдать и непосредственно на поверхности. Так, например, аллювиальные галечники кулябского комплекса залегают в своде Ханабатской антиклинали на высоте около 1500 м над уровнем моря. В расположенной западнее долине р. Ях-Су эти же отложения залегают на абсолютных отметках 900 м в лессовых фациях на выровненной поверхности дислоцированного неогена.

Террасовая серия отложений на территории Южно-Таджикской депрессии обычно не дислоцирована. Исключением является юго-восточная оконечность междуречья Кафирнигана - Вахша, где в пределах антиклиналей Ходжаказиан-Кизымчек террасовые отложения дюшамбинского комплекса нарушены разрывами и претерпевают значительные складчатые деформации.

Приведенные материалы позволяют сделать некоторые выводы о характере новейших движений и истории рельефа изученной территории, а также выделить три стадии ее развития.

Начальная стадия - доантропогеновая. Она характеризуется конседиментационной складчатостью и завершилась, по-видимому, значительным выравниванием территории.

Промежуточная стадия соответствует накоплению покровной серии отложений раннесреднеантропогенового возраста. Огромная мощность серии, широкое развитие пойменных фаций, частое захоронение местного обломочного материала свидетельствуют о том, что она формировалась на фоне общего погружения территории. В этих условиях развивается конседиментационная складчатость, сопровождаемая разрушением сводов растущих антиклиналей. По всей видимости, погружение было прервано импульсом положительных движений, который зафиксирован несогласием в основании среднего антропогена. Однако повсеместное залегание накоплений илякского комплекса на кулябском, а также участие илякских отложений в сложении седиментационных мульд свидетельствуют о том, что общий знак движений не изменился. Лессовидные породы заканчивают цикл покровного осадконакопления и в значительной степени нивелируют неровности структурного рельефа. Скорость осадконакопления во впадинах может быть определена путем деления максимальной мощности покровных отложений (3000 м) на длительность этапа (1400000 лет), что составит около 2 мм/год.

Завершающая стадия развития характеризуется общим поднятием территории. Выровненная поверхность в описанной части горного обрамления разобцается на отдельные блоки, испытывающие резкие дифференцированные перемещения. В депрессии происходит совмещение покровных отложений с мезозойскими по разрывам со значительной вертикальной и горизонтальной амплитудами перемещения. Реч-

ные долины врезаются в свои собственные отложения, формируются эрозийные и эрозийно-аккумулятивные террасы. Депрессия теряет черты межгорной впадины как структуры, аккумулирующей терригенный материал горного обрамления, и сама превращается в горную страну, являющуюся областью сноса. Максимальные скорости восходящих орогенических движений колоссальны. Если определить первоначальное положение антропогенных отложений в описанной части горного обрамления на высоте 300 м над уровнем моря и учесть, что сейчас подошва этих отложений может лежать на высотах до 2000-3000 м, скорость движений составит 1,6-2,6 см/год (длительность позднеантропогенно-голоценового отрезка принимается равной 100 000 лет). Очевидно, значительной амплитудой и скоростью должна была характеризоваться и горизонтальная составляющая движений. Методика их изучения должна обеспечивать выявление обеих составляющих, что имеет огромное практическое значение для нефтяной геологии. Большое практическое значение имеет также и представление о стадиях развития межгорных впадин для выявления особенностей нефтегазоносных бассейнов, которыми эти впадины обычно являются.

ЛИТЕРАТУРА

Бабаев А.М. Находка ископаемых костей носорога, антилопы и лошади в Таджикской депрессии, - ДАН Тадж.ССР, 1962, № 4.

Кондур В.П., Кукушкин Р.М. К вопросу о возрасте поднадвиговой толщи северного Бабатага. - Изв. АН Тадж.ССР, отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1972, № 1.

Костенко Н.П. Развитие рельефа горных стран. М., "Мысль", 1970.

Лозиев В.П., Лим С. О находке окаменелостей илийского фаунистического комплекса в междуречье Кафирнигана и Иляка. - ДАН Тадж.ССР, 1962, № 5.

Лозиев В.П. Об антропогенных отложениях в междуречье Вахша и Кафирнигана. Тр. ТО ВНИГНИ, вып. 133, сб. 4. Душанбе, "Дониш", 1972.

Чедия О.К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Фрунзе, "Илим", 1971.

*Ю. Г. Шварцман, А. Д. Павленкин, Г. С. Гольдберг,
Н. Н. Жуков, А. С. Ставиский*

ИЗУЧЕНИЕ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКИ АКВАТОРИИ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ ПО РЕЛЬЕФУ ДНА И ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ И ЕЕ СВЯЗИ С ТЕМПЕРАТУРНЫМИ АНОМАЛИЯМИ

В пределах Иссыккульской впадины и ее горного обрамления В.И. Кнауфом по материалам геологосъемочных работ выделен Иссыккульский срединный массив, разбитый на ряд крупных структурных зон (Кнауф, 1962). Наиболее существенные из этих зон - Во-

сточно-Киргизский прогиб, включающий западную часть Иссыккульской котловины, и Тюпский эпикаледонский прогиб, охватывающий ее восточную часть (см. рис. 3).

В.И.Кнауфом и К.Д.Помазковым по геологическим и магнитометрическим данным выделен Трансиссыккульский разлом (Кнауф, 1962; Помазков, 1962), секущий впадину в северо-западном направлении по линии Тамга - Тороайгыр. Благодаря развитию геофизических и буровых работ в последнее десятилетие изучение строения впадины сильно продвинулось вперед. Значительная часть вновь собранных материалов обобщена Ф.Н. Юдахиным и А.К. Цехмейстрюк (1966).

Новые материалы (карта рельефа дна оз. Иссык-Куль, изданная Гидрографическим управлением МО в 1970 г., данные замеров температуры воды, произведенные в 1973 г. УГМС Кирг. ССР, анализ плана расположения термальных источников и эпицентров землетрясений в пределах впадины) позволили уточнить представления о тектонике акватории.

Современная Иссыккульская межгорная впадина обрамлена с севера хр. Кунгей-Алатау, а с юга хр. Терской-Алатау. Превышение водораздела хр. Кунгей-Алатау над днищем озера достигает 3000-3500 м, а хр. Терской-Алатау - 3500-4000 м. Минимальные отметки дна озера (т.е. наиболее опущенной части Иссыккульской впадины) достигают почти 940 м над уровнем Мирового океана.

В окраинной части дна озера четко выделяются западная и восточная подводные равнины, постепенно погружающиеся к центральной части акватории под углом $0^{\circ}30'$ до отметок 150-200 м и слабо изрезанные руслами. По северному берегу они также образуют полосу шириной 3-4 км, которая у южного берега выклинивается. На северном берегу подводная равнина имеет более крутой уклон ($1^{\circ}30' - 4^{\circ}$) и значительно более расчленена. Нередко границы между пологими и более крутыми участками равнины выражены четко, что говорит о тектоническом их характере. Особенно хорошо выделяется участок такой подводной равнины к югу от сел Курского и Чолпон-Ата.

Западная и восточная подводные равнины различаются по степени расчлененности. Если в западной части наблюдаются всего два русла, одно из которых выражено довольно слабо, то восточная - расчленена многочисленными, хорошо выраженными руслами, повсеместно обрывающимися на глубине 150-200 м. Это свидетельствует о молодости подводных равнин.

Склоны древней чаши озера, расположенной глубже 150 м, неравномерно погружаются к центральной части (рис. 1) двумя уступами: внешним (от глубины 150 м) и внутренним (от глубины 300 м). Крутизна внешнего уступа варьирует от $0^{\circ}35'$ (на востоке) до 8° (на юге озера). Внутренний уступ в целом круче - от $1^{\circ}35'$ до 8° . Уступы нередко сдвинуты по простиранию, крутизна их резко меняется, что несомненно связано с молодыми разрывными нарушениями. Особенно хорошо такие нарушения фиксируются

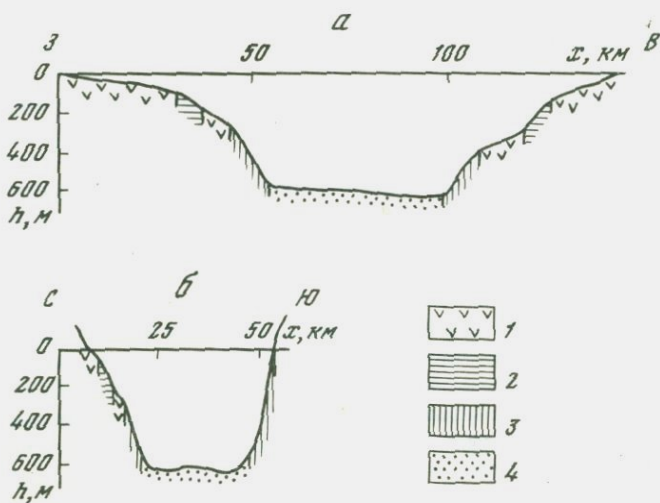


Рис. 1. Продольный (а) и поперечный (б) топографические профили через озеро Иссык-Куль.

1 - подводные равнины; 2 - внешний уступ; 3 - внутренний уступ; 4 - глубоководная чаша.

по смещению уступов на дне озера на продолжении устьев рек Барскаун и Актерек.

На западной подводной равнине ниже внешнего уступа происходит искажение простираения русел. Перед внутренним уступом русла резко обрываются крупным нарушением с СВ простираения, которое прослеживается на юге по долине р. Актерек и тянется вдоль крутого внутреннего уступа.

Еще более значительное нарушение установлено в долине р. Барскаун и протягивается по всему дну озера. Оно служит границей между двумя крупными зонами с северо-западными и северо-восточными направлениями нарушений, расположенными к востоку и западу от нее. Под акваторией нарушение отделяет эллипсовидную чашу от восточной подводной равнины.

Дно чаши на глубине более 500 м имеет почти эллипсовидную форму и представляет собой слабовогнутую, почти плоскую равнину. Крутизна погружения дна не превышает $1^{\circ}10'$ в южной части чаши, а в других частях значительно положе - менее $0^{\circ}20'$. Характерной особенностью дна чаши является ее раздвоение на юго-восточную и северо-восточную ветви в восточной части озера. Отсюда можно заключить, что центральная часть дна озера не была вовлечена в поднятие хребтов Терской- и Кунгей-Алатау, которое четко проявилось в рельефе подводных равнин.

В феврале 1973 г. работниками озерного отряда УГМС Киргизской ССР в короткий срок (3 дня) с кораблей, движущихся на-

встречу друг другу, были произведены замеры температур воды оз. Иссык-Куль по системе меридиональных профилей на глубинах 0,50 и 100 м. Хотя замеры были проведены в одинаковых погодных условиях, наблюдались перепады температур до 4–5° на одинаковых глубинах; при этом характер закономерностей не менялся с глубиной. Наблюдались такие явления, как общее понижение температур в сторону берега и зависимость температуры воды от глубины.

График корреляции температуры с глубиной (рис. 2) подтвердил наличие такой устойчивой связи. Как видно из рис. 2, до глубины 100 м температура резко повышается (что связано с быстрым охлаждением приповерхностного слоя), после чего она практически остается неизменной.

На основании собранных материалов оказалось возможным построить карту остаточных температурных аномалий (рис. 3).

Региональные положительные остаточные температурные аномалии приурочены к восточной и западной подводным мелководным равнинам. Центральной погруженной котловине соответствует отрицательная аномалия. Отмечается увеличение значений положительных аномалий к берегам, причем максимумы температур локализуются на отдельных участках берега (района Тамга – Барскаун, Чолпон-Ата, Актерек и др.).

Эти региональные закономерности теплового поля осложняются локальными, обычно линейно-вытянутыми аномалиями обоих знаков. Наиболее значительные из них – Улахольская, Тюпская и Северо-бережная (северо-восточного простираия), Курская (северо-западного простираия) и Центральная (субширотного простираия).

Иссыккульская впадина и обрамляющие ее хребты были охвачены аэромагнитной и гравиметрической съемкой. На площади самого оз. Иссык-Куль гравиметрическая съемка не производилась, и значения силы тяжести для акватории получены путем интерполяции.

По магнитометрическим данным, акватория четко делится на западную и восточную зоны отрицательных значений и центральную зону положительных значений магнитного поля ΔT_a . Западная зона охватывает часть западной подводной равнины, восточная – всю подводную равнину и часть восточного склона. Отрицательные поля ΔT_a , в целом характерные для хребтов Кунгей- и Терскей-Алатау, в пределах акватории более постоянны, с меньшим количест-

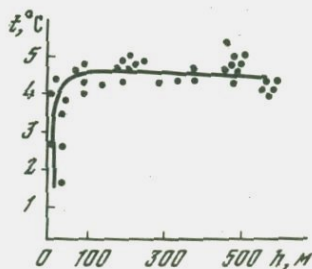


Рис. 2. График зависимости температуры воды от глубины озера.

Сплошной линией показана осредняющая замеры температур при определенных глубинах озера и наблюдениях на поверхности озера.

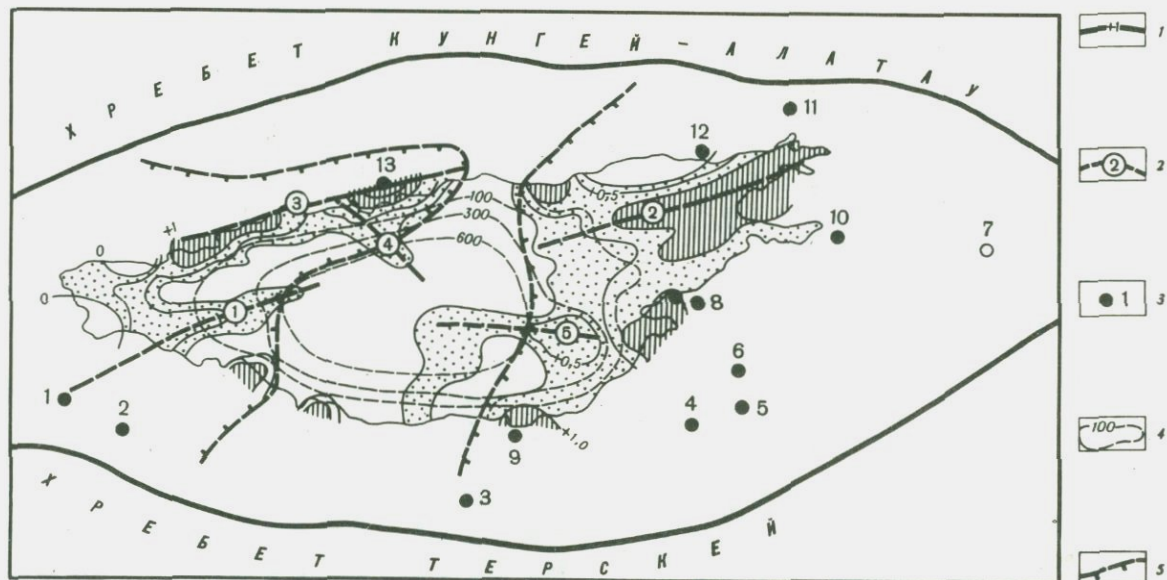


Рис. 3. Схема остаточных температурных аномалий озера Иссык-Куль.

1 - изолинии остаточных температур (зоны с остаточными температурами выше $+1^{\circ}$ заштрихованы, ниже $+1^{\circ}$ - покрыты крапом); 2 - оси положительных температурных аномалий: 1 - Улахольской, 2 - Тюпской, 3 - Северобережной, 4 - Курской, 5 - Центральной; 3 - термопроявления и место-

рождения гидротерм: 1 - Улахол, 2 - Турасу, 3 - Тон, 4 - Джукучак, 5 - Кызылсу, 6 - Джетыгуз, 7 - Аксу, 8 - Учкайнар, 9 - Тоссор, 10 - Джергалаң, 11 - Курменты, 12 - Ойтал, 13 - Чолпон-Ата; 14 - изобаты; 15 - тектонические границы, разделяющие Восточно-Киргизский эпикаледонский прогиб, Центрально-Иссык-Кульский стабильный массив и Тюпский эпикаледонский прогиб.

вом локальных аномалий. Интенсивность локальных аномалий на акватории и хребтах и площадные размеры аномалий вполне соизмеримы.

Зона положительных значений поля ΔT_a охватывает почти всю чашу озера с глубинами более 150 м. Здесь выделяются две крупные положительные аномалии.

Западная положительная аномалия расположена на площади внутреннего уступа дна и объединяет две локальные аномалии, смыкающиеся друг с другом под углом 90° . Очевидно, западная аномалия отражает сочленение структур фундамента Иссыккульской котловины, не выраженных ни в подводном, ни в надводном рельефе.

Восточная положительная аномалия охватывает почти все дно озерной чаши (с глубинами более 500 м), а также ее южный склон. Конфигурация аномалии хорошо повторяет очертания уступов, ограничивающих глубоководную чашу и ее ответвления в восточной части озера. Восточной аномалии ΔT_a соответствует крупный по площади и интенсивный минимум силы тяжести.

Данные о строении хребтов Тянь-Шаня позволяют предположить, что восточная положительная магнитная аномалия и минимум силы тяжести в глубоководной части озера оконтуривают крупную интрузию гранитоидов в теле древнего срединного массива. Характер рельефа глубоководной чаши указывает на то, что она соответствует апикальной части этой интрузии.

Над предполагаемым гранитным массивом отмечается температурная аномалия до $+0,5^\circ$, а по наблюдаемым значениям здесь указана максимальная для всей площади съемки температура — до $+5^\circ\text{C}$. Очевидно, в теле гранитного массива и в настоящее время существуют крупные источники тепла.

Подавляющее большинство эпицентров слабых землетрясений за последние сорок лет локализовалось в пределах западной и восточной подводных равнин, характеризующихся отрицательным магнитным полем. Центральная глубоководная часть акватории, отмеченная положительным магнитным полем, асейсмична, что скорее всего связано со свойствами вещества, слагающего срединный массив.

По совокупности геоморфологических и геофизических данных, в пределах акватории оз. Иссык-Куль можно выделить следующие зоны: 1) слабо расчлененная равнина западной части озера, входящая в Восточно-Киргизский эпикаледонский прогиб; 2) значительно расчлененная равнина восточной части озера, входящая в Тюпский эпикаледонский прогиб; 3) центральная нерасчлененная глубоководная чаша озера, входящая в Центрально-Иссыккульский стабильный массив.

Восточная часть Восточно-Киргизского эпикаледонского прогиба характеризуется умеренными прогибаниями в течение кайнозойского времени, повышенной сейсмичностью и преобладанием положительных температурных аномалий над отрицательными в пределах акватории озера. Тюпский эпикаледонский прогиб отличается интенсивностью и значительным размахом молодых движений, большей разогретостью и сейсмичностью, а также значительно большим

числом термопроявлений. Обе описанные зоны характеризуются отрицательным магнитным полем. Центральная глубоководная чаша озера асейсмична, относительно охлаждена и характеризуется положительной магнитной аномалией.

Таким образом, тектонически активизированные зоны Иссык-кульской впадины характеризуются повышенной сейсмоактивностью и повышением теплового потока, обеспечивающим локальный разогрев воды озера. Увеличение теплового потока над активными областями зафиксировано во многих районах земного шара (Хизен, 1966). Вероятно, аналогична природа и линейных локальных тепловых аномалий, рассмотренных выше. Существенно, что линейные простирания их отвечают характерным для Тянь-Шаня активным направлениям. Можно предположить, что этим аномалиям соответствуют активные разломы.

Закономерности распределения температур в пределах акватории в сочетании с тектоническими данными могут служить надежной основой для выделения зон, перспективных на обнаружение гидротерм. В пределах впадины регионально перспективны районы Тюпского эпикаледонского прогиба и восточной части Восточно-Киргизского прогиба. Эти районы характеризуются в целом повышенным тепловым потоком. В пределах Тюпского эпикаледонского прогиба известны многочисленные месторождения термальных вод: Джеты-Огуз, Аксу, Бозучук, Кызылсу, Джергалан, Учкайнар, Ойтал, Курменты. На участке Тамга-Тоссор отмечены термопроявления. На побережье локализуются участки с повышенными перспективами (Тамга-Барскаун, Покровка-Учкайнар). На западе Иссык-кульской впадины наиболее перспективны районы Северобережной и Улахольской аномалий. В районе Северобережной аномалии значения остаточных температур достигают $+2,7^{\circ}$, а в среднем — более $+1^{\circ}$. На побережье в одной из скважин были встречены термальные воды на глубине до 1300 м. Наиболее перспективны участки сел. Чолпон-Ата и Курского. Аномалия в районе с. Курского дополнительно интересна тем, что находится на стыке Северобережной и Курской аномалий северо-западного простирания. На продолжении Улахольской аномалии находится месторождение гидротерм Турасу, что усиливает интерес к этой аномалии.

ЛИТЕРАТУРА

Кнауф В.И. О глубинно-глыбовой природе структуры Тянь-Шаня. Тр. УГ и ОН при СМ Кирг.ССР, сб. 2. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Помазков К.Д. Глубинные подвижные зоны Тянь-Шаня и их рудоконтролирующее значение. Тр. УГ и ОН при СМ Кирг.ССР, сб. 2. Госгеолтехиздат, 1962.

Хизен Б.К. Ложе океана — В сб.: Дрейф континентов. М., "Мир", 1966.

Юдахин Ф.Н., Сехмейстрюк А.К. Иссыккульская межгорная впадина. Тезисы докладов совещания по проблеме "Прогибы". Л., Изд. НИИГА, 1966.

НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ КАШКАДАРЬИНСКОЙ ВПАДИНЫ, ВЫЯВЛЕННЫЕ МЕТОДОМ ПОСТРОЕНИЯ КАРТЫ ИНТЕНСИВНОСТИ ЭРОЗИОННОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ

В формировании тектонических структур и современного рельефа Кашкадарьинской впадины большую роль сыграли новейшие тектонические движения.

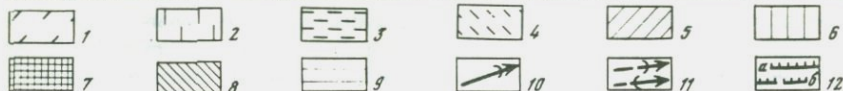
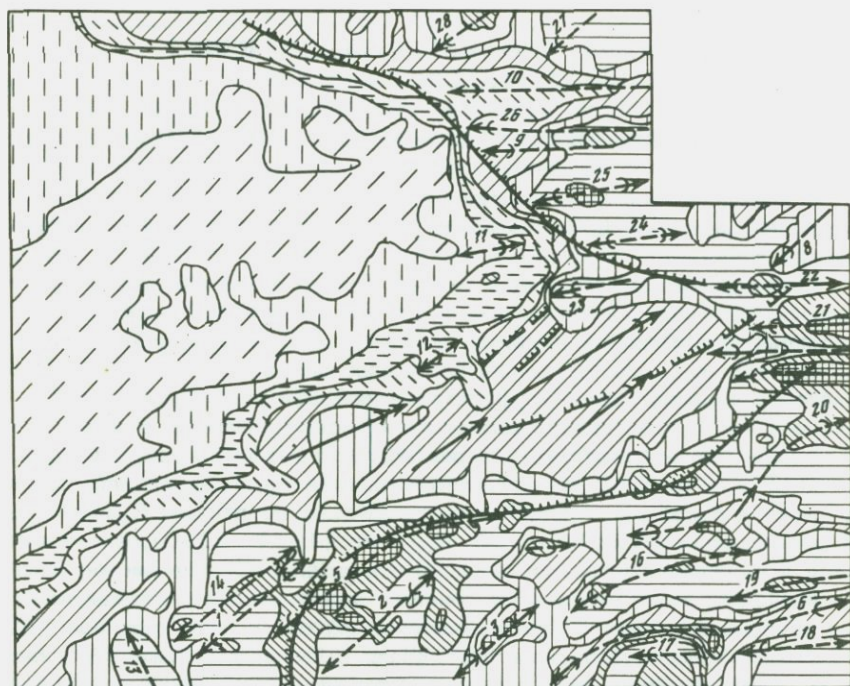
Кашкадарьинская впадина в течение всего мезозоя и палеогена испытывала прогибание, и только с олигоцена появились дифференцированные движения, положившие начало образованию современного облика рельефа. Для выявления последних нами применен один из наиболее разработанных морфометрических методов — показатель интенсивности эрозионного расчленения, тесно связанный с развитием геологических структур и характеризующий резкие различия эрозионной деятельности рек в платформенных и орогенных областях, а также в зонах разломов. Сущность метода, по данным В.Б. и В.П. Полкановых (1970), Э.Л. Якименко (1967, 1970), заключается в определении горизонтального и вертикального эрозионного расчленения. Этот метод исследования тектонических движений нами впервые применен в Приташкентском районе в зоне перехода орогенной области Западного Тянь-Шаня к Туранской плите (Якубов и др., 1973). Ввиду того что Кашкадарьинская впадина по тектоническому режиму близка к Приташкентскому району, вычисление показателя интенсивности эрозионного расчленения производилось по методике Э.Л. Якименко. В ней учтены степень вертикального расчленения рельефа, равная амплитуде высот, и длина водотоков и суходолов, приходящихся на единицу площади (1967). Полученные данные легли в основу построения морфометрической карты, давшей возможность выявить аномальные участки, характеризующиеся различной неотектонической мобильностью и направленностью движений.

В геологическом строении горного обрамления Кашкадарьинской впадины принимают участие осадочно-метаморфические и магматические образования палеозоя, которые погружаются в сторону равнин под молассовые отложения мезокайнозоя. В тектоническом отношении впадина расположена в зоне внешних прогибов эпиплатформенных орогенических областей с допермским фундаментом.

Величина показателя интенсивности эрозионного расчленения (Q) уменьшается от горной части (186м) в сторону равнины (50м) (рисунок).

В то же время на отдельных повышенных участках, несмотря на увеличение высот современных абсолютных отметок рельефа, наблюдаются резкие перепады, а иногда даже уменьшение величины Q .

Величины Q (в м) на этих участках следующие (см. рис. 41):
1 — от 40 до 90; 2 — 29–80; 3 — 19–30; 4 — 15–20; 5 — 18–40; 6 — 9–20; 7 — 20–70; 8 — 30–40; 9 — 9–60; 10 — 9–12; 11 — 1,5–6; 12 — 2,3–10.



Схематическая карта интенсивности эрозионного расчленения Кашкадарьинской впадины.

Шкала интенсивности эрозионного расчленения ($Q м$): 1 - 0,5-1; 2 - 1-5, 3 - 5-10, 4 - 10-20, 5 - 20-40, 6 - 40-60, 7 - 60-100, 8 - 100-150, 9 - > 150; 10 - оси антиклиналей, установленные геолого-геофизическими методами; 11 - оси антиклиналей и синклиналей, выявленные методом построения карты интенсивности эрозионного расчленения; 12 - разломы; а) - установленные, б) - предполагаемые; 13 - номера участков с аномальными значениями показателя интенсивности эрозионного расчленения.

Эти участки прогибаются или отстают в своем поднятии от окружающей интенсивно поднимающейся территории.

Тектонические поднятия (Ташгиссар, Таллы, Самак, Уртакишлак, Шурасан, Аммаган, Атчиги, Мираки, Чакки, Харарнов, Бешбек, Чапук), установленные геологическими и геофизическими исследованиями в Кашкадарьинской впадине и ее горном обрамлении, выделяются также на карте интенсивности эрозионного расчленения. Кроме того, по конфигурации изолиний и значению коэффициента Q

намечается еще ряд новых тектонических структур: Ак-Даганская (13), Южно-Ташгиссарская (14), Ишакмайская (15), Зормасская (16), Южно-Ташкурганская (19), Северо-Чапухская (20), Восточно-Аммаганская (21), Майчандарьинская (22), Южно-Миракинская (23), Северо-Миракинская (24), Восточно-Вороганзинская (26) и Западно-Вороганзинская (28).

Простирания структур, установленные по геолого-геофизическим данным и по карте интенсивности эрозионного расчленения, совпадают (за исключением редких отклонений).

Установлены более мелкие локальные участки, характеризующиеся различными показателями эрозионного расчленения, для которых можно оценить также относительные амплитуды блоковых поднятий или опусканий. Зоны разрывных нарушений фиксируются резкими перепадами или увеличенными значениями величины Q , прямолинейными сгущениями коэффициента изолиний Q . На отдельных отрезках величина Q (в м) составляет 165-60, 119-70, 186-80; в среднегорье - 131-100, 95-40, а в холмоторье - 40-20, 50-10 и т.д. Завышенные значения величины Q (в м) установлены в зонах Лянгаро-Караильского (152, 130, 143, 165, 174, 182, 185, 186 и т.д.) Аксуйского (81, 131 и т.д.) и Бухарского разломов (87, 106, 160, 132).

Следовательно, локальные поднятия и седловины с повышенными значениями Q указывают на обновления подвижек в новейшую и современную эпоху по древним разломам, а также на развитие складчатых структур. Установлена унаследованность современных структур от новейших. Наиболее активны структуры северо-восточного простирания, сопровождающиеся оползнями, обвалами, зияющими трещинами. Завышенные значения Q указывают на активизацию тектонических движений на современном этапе истории тектонического развития региона. При выяснении характера тектонических движений на основании такого показателя, как Q , следует учитывать также эрозионную деятельность рек и литологию размываемых отложений. Реки Кашка-Дарья, Аксу, Танхазы-Дарья, Кызыл-Дарья, Лянгар-Дарья и их притоки прорезают плотные магматические (граниты, гранодиориты и др.), карбонатные (известняки, доломиты и др.) и рыхлые осадочно-континентальные породы. Однако особых резких изменений величины Q в зависимости от литологического состава и степени метаморфизованности не обнаружено, что указывает на значительную тектоническую активность в перечисленных речных бассейнах.

Таким образом:

1. По распределению величины показателя интенсивности эрозионного расчленения устанавливается относительно быстрое поднятие горной области по сравнению с холмистой и равнинной. Подтверждаются многие разломы, в том числе Аксуйская и Лянгаро-Караильская флексурно-разрывные зоны, являющиеся границей между впадиной и горами.
2. По значению Q оконтуриваются установленные геолого-геоморфологическими и геофизическими исследованиями, а также вновь

выявленные пликативные структуры и блоки, граничащие с зонами разломов. В пределах крупных структур намечаются локальные участки поднятий и опусканий.

3. Разрывы устанавливаются по перепадам или увеличенным значениям величины и прямолинейным сгущениям изолиний Q . Поднятия с повышенными значениями Q указывают на возобновление новейших тектонических движений по древним разломам и пликативным структурам. При этом структуры северо-восточного простирания выявляются как активные, сопровождающиеся громадными оползнями, обвалами, трещинами, сосредоточением эпицентров землетрясений, указывающими на современные тектонические движения.

4. Выявленные тектонические особенности в совокупности с результатами геолого-геофизических исследований могут быть использованы для интерпретации данных повторного нивелирования и объективной оценки характера новейших тектонических движений.

ЛИТЕРАТУРА

Полканова В.Б., Полканов В.П. Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях, М., "Недра", 1970.

Якименко Э.Л. Методы геоморфологических исследований, Материалы Всесоюзного совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока, т. I. Новосибирск. "Наука", сиб. отд., 1967.

Якименко Э.Л. Структурно-геоморфологические исследования в Сибири вып. 1, М., "Наука", 1970.

Якубов Д.Х., Саттаров А.С., Ярмухамедов А.Р. Изучение молодых тектонических движений на Ташкентском полигоне методом построения карты интенсивности эрозийного расчленения. Тезисы докладов VI Всесоюзного совещания по современным движениям земной коры, Таллин, 1973.

Б. А. Борисов, Е. А. Минина

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МОРФОСТРУКТУРНОГО ПЛАНА ЭПИПЛАТФОРМЕННЫХ ГОР ЮЖНОЙ СИБИРИ И МОНГОЛИИ

Современный морфоструктурный план эпиплатформенных гор Южной Сибири и Монголии (с колебаниями абсолютных отметок от 200 до 4500 м) создан альпийскими тектоническими движениями, наложившимися на консолидированные структуры байкалид, каледонид и герцинид. К началу альпийского мегацикла в результате разрушения пермско-триасовых гор рассматриваемая территория была нивелирована. В дальнейшем имело место чередование эпох горообразования и денудационного выравнивания, причем с течением времени длительность эпох выравнивания прогрессирующе сокращалась (Сваричевская, Селиверстов, 1970).

Благодаря активности денудационных процессов тектонические структуры, созданные в юре и мелу (раннеальпийский макроцикл), в рельефе региона сохранились в виде отдельных останцов и остан-

цовых гор, возвышающихся над меловым пенепленом на высоту от первых сотен до тысячи метров. Анализ состава нижнесреднеюрских осадков в предгорных, межгорных и внутригорных впадинах позволяет предполагать, что обособление гор Южной Сибири и Монголии от смежных регионов в границах, близких к современным, произошло еще в юре.

Морфоструктурный план исследуемой территории сформировался в течение трех этапов позднеальпийского макроцикла: позднемелового-эоценового, олигоцен-плиоценового и плиоцен-голоценового.

С конца позднего мела усилились тектонические процессы и началось расчленение мелового пенеплена. Вначале амплитуда тектонических движений (судя по относительным превышениям мел-палеогенового рельефа, составляющим обычно первые десятки метров), была невелика. Тем не менее уже в это время наметились основные черты морфоструктурного плана рассматриваемого региона. В позднем мелу получили выражение в рельефе многие хребты (Калбинский, Курчумский, Кузнецкий Алатау, Восточный Саян и др.) и впадины (Зайсанская, Чуйская, Кузнецкая, Рыбинская и др.). Однако, как справедливо указывают З.А. Сваричевская и Ю.П. Селиверстов (1967), в позднемеловое-эоценовое время денудационные процессы в значительной мере компенсировали тектонические движения. Начиная с олигоцена в результате резкой тектонической активизации позднеальпийские структуры в большинстве своем впервые получили четкое выражение в рельефе, а некоторые из ранее созданных морфоструктур были значительно деформированы, разбиты сбросами и вовлечены в надвиговые нарушения. Так, например, фрагменты прогибов, фиксированных верхнемеловым аллювием, в настоящее время приподняты в пределах Южного Алтая на высоту до 2000-2100 м, а в Зайсанской впадине погребены под рыхлыми отложениями на глубине 1200 м ниже уровня моря (Минина, Борисов, 1969).

После позднеэоценовой эпохи относительного тектонического покоя (не сопровождавшейся полным выравниванием рельефа) в олигоцен-миоцене в результате активизации тектонических процессов, равнинно-мелкосопочная страна, существовавшая в пределах Южной Сибири и Монголии, превратилась в горную, рельеф которой в целом был близок к современному и отличался в основном лишь меньшими абсолютными отметками. Об интенсивном развитии тектонических процессов в это время свидетельствуют глубокие, измеряемые сотнями метров эрозионные врезы, выполненные миоценовыми, плиоценовыми и четвертичными отложениями. Во многих районах Алтая и Саян днища древних долин до сих пор не вскрыты эрозионными процессами. В разрезах палеоген-неогеновых отложений (мощность которых в межгорных, предгорных и внутригорных впадинах достигает 500-1000 м) отмеченная тектоническая фаза зафиксирована горизонтами песков, алевритов и глин со значительной примесью гравийно-галечного и валунно-галечного материала, а в некоторых районах Монголии она отмечена излияниями базальтов.

Во второй половине плиоцена — плейстоцене тектонические процессы вновь активизировались. Отличительной их особенностью является резко дифференцированный характер, широкое развитие разрывных, в том числе надвиговых, нарушений, и значительные амплитуды поднятий (до 1000–1500 м). С особенно крупными и глубокими разрывами, имевшими место в более консолидированном субстрате байкалит и каледонид в Восточном и Западном Саяне, Восточной Туве и Монголии, связаны неоднократные трещинные излияния базальтов. Мощностъ базальтовых покровов измеряется десятками и сотнями метров. В прибортовых частях многих внутригорных и межгорных впадин осадки предшествовавших, мел-палеогенового и палеоген-неогенового, этапов седиментации, оказались дислоцированными и перекрытыми с угловым несогласием четвертичными грубообломочными образованиями мощностью до 50–200 м. На фоне общей активизации тектонических движений в рассматриваемый этап имели место отдельные более интенсивные импульсы на рубеже позднего плиоцена и раннего плейстоцена, на границе среднего и позднего плейстоцена, в позднем плейстоцене и голоцене. О проявлении современных тектонических процессов свидетельствует повышенная сейсмичность гор Южной Сибири и особенно Монголии.

В результате позднеальпийских тектонических движений в горах Южной Сибири и Монголии возникли и стали развиваться различные типы структур (рис. 1).

Среди них выделяются мегантиклинали (антиклиналеобразные поднятия), обычно значительных размеров, совпадающие с крупными горными системами, и устойчивые к процессам складкообразования массивы изометричной формы с преобладающей тенденцией к поднятию. Массивы и мегантиклинали сложены одинаковыми породами. Обособление массивов, по-видимому, следует связывать с жесткостью фундамента, на котором залегают породы верхнего структурного яруса, а также с прерывистым обновлением зон глубинных разломов, движения по которым наиболее активны в местах сочленения массивов с мегантиклиналями.

Прогибы (предгорные, межгорные, внутригорные) имеют линейные очертания и значительную протяженность; обычно они predeterminedены деформациями изгиба. В зависимости от степени и характера переработки прогибов разрывными нарушениями выделяются синклинальные, грабен-синклинальные и приразломные прогибы. Предгорные наблюдаются на границе гор Южной Сибири и Монголии с платформами (Присаянский прогиб), межгорные разграничивают наиболее крупные структуры (мегантиклинали, массивы и т.д.), внутригорные представляют собой формы более низкого порядка; они осложняют строение крупных структур, ограниченных межгорными прогибами.

Впадины (предгорные, межгорные, внутригорные) имеют изометричные очертания, различные размеры и разное происхождение (синклинальные, грабен-синклинальные, приразломные и др.). Межгор-

ные впадины, разделяющие значительные по размерам положительные морфоструктуры, выполнены рыхлыми отложениями различной мощности. Выделяются некомпенсированные и компенсированные межгорные впадины. Последние нередко обладают значительной (1000–1500 м) мощностью осадков и могут рассматриваться в качестве отрицательных аналогов мегантиклиналей.

Внутригорные впадины осложняют строение более крупных отрицательных и положительных морфоструктур. Они обычно выполнены рыхлыми осадками и приурочены к зонам региональных разломов или к местам их пересечения (Чуйская, Джулукульская, Лениногорская и др.).

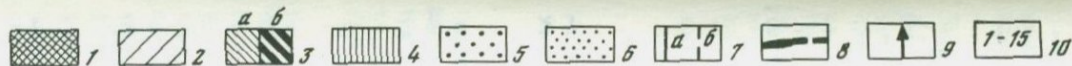
Поднятия отличаются линейными очертаниями, в основном предопределены деформациями изгиба и в различной степени осложнены разломами. Они участвуют в строении мегантиклиналей и разделены прогибами. В зависимости от степени переработки поднятий разрывными нарушениями выделяются антиклинальные и горст-антиклинальные поднятия.

Структурные ступени (макроблоки) мегантиклиналей, массивов, прогибов, межгорных впадин, ограничены разломами или флексуобразными перегибами, и различаются по гипсометрическому положению.

Характерной особенностью морфоструктурного плана исследуемой территории, отмеченной впервые для ее западной части Ю.П. Селиверстовым (1961), является отсутствие (за редким исключением) отрицательных структур (мегасинклиналей) соизмеримых с мегантиклинальными поднятиями. Понижения рельефа этой территории заняты в основном массивами, прогибами и не компенсированными осадконакоплением впадинами.

Другой особенностью морфоструктурного плана региона являются крупные региональные разломы протяженностью во многие сотни километров, которые разделяют горы Южной Сибири и Монголии на крупные структурные ступени (блоки). Некоторые из этих разломов имеют глубинный характер и ограничивают участки земной поверхности с различным режимом тектоно-магматической активизации. В этой связи большой интерес представляет субмеридиональная западная граница распространения мезозойских гранитоидов, которая совпадает с восточным ограничением Хангайского нагорья и является резко секущей по отношению к субширотным морфоструктурам Центральной Монголии.

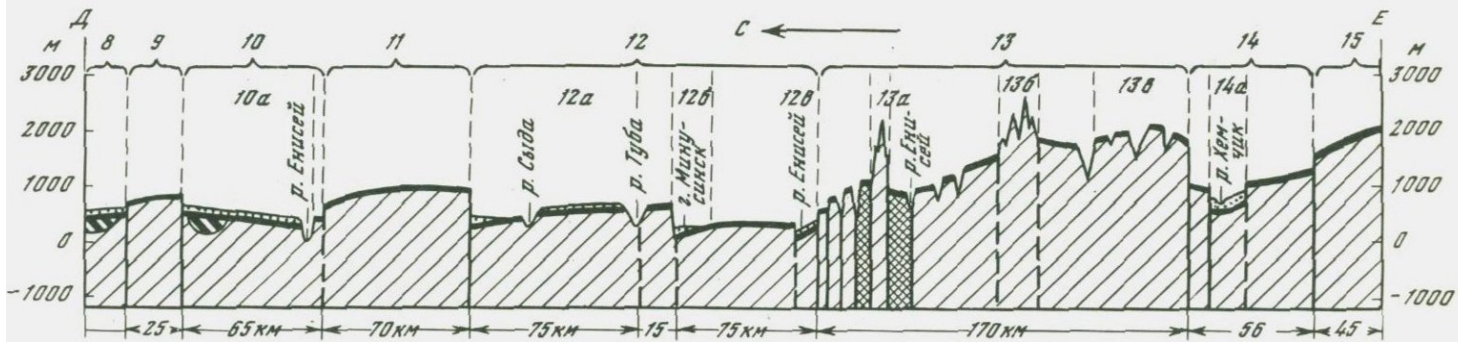
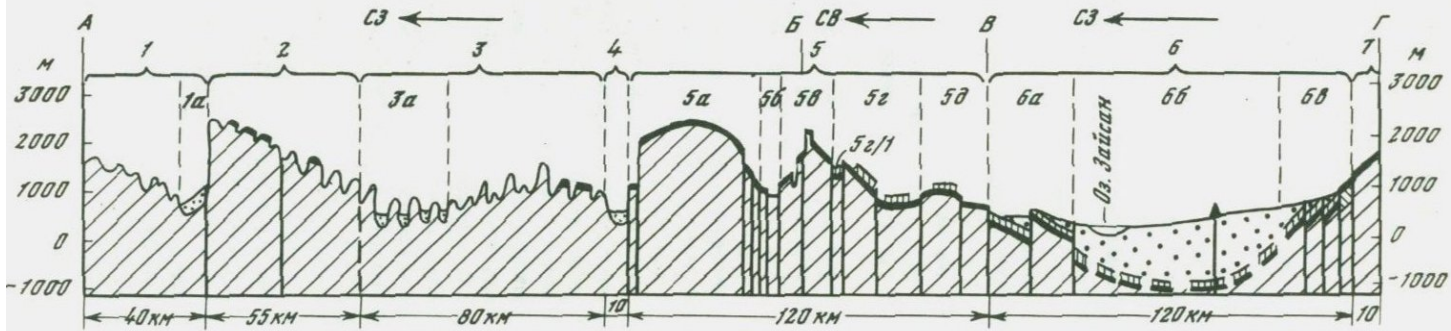
Пространственная ориентировка морфоструктур рассматриваемой территории неодинакова. В Юго-Западном Алтае она почти широтная, в отличие от северо-западного простираения герцинских структур. Широтные направления в основном унаследованы здесь от догерцинских структур (Моисеенко, 1962; Нехорошев, 1966, и др.). В северной части Алтае-Саянской горной области широко распространены простирающиеся, унаследованные от древних структур, — северо-западные и близкие к меридиональным. В пределах Западного Саяна и Тувы основные направления новейших поднятий и прогибов почти



Схематические геолого-геоморфологические профили, иллюстрирующие соотношение морфоструктур в западной и северной частях территории гор. Южной Сибири.

1 - отложения протерозоя; 2 - отложения палеозоя; 3 - отложения юры (а) и триаса (б); 4 - верхнемеловые отложения; 5 - кайнозойские отложения нерасчлененные; 6 - неоген - четвертичные отложения; 7 - разломы: а - установленные, б - предполагаемые; 8 - меловая поверхность выравнивания; 9 - опорная Даировская скважина; 10 - названия морфоструктур: 1 - Шемонаихинский массив, 1а - Лениногорская внутригорная впадина Ульбинского внутригорного прогиба, 2 - Катунская мегантиклиналь, 3 - Зырянско-Уюкский массив, 3а - Зырянская брахисинклиальная внутригорная впадина, 4 - Березовская внутригорная впадина Нарымо-Бухтарминского межгорного прогиба, 5 - Южно-Алтайская мегантиклиналь, 5а - Нарымское горст-антиклинальное поднятие, 5б - Курчумский грабен-синклиальный прогиб, 5в - Курчумское горст-антиклинальное поднятие,

5г - Калгутинский внутригорный грабен-синклиальный прогиб, 5г/1 - Майкопчигаийский грабен, 5д - Азутауское горст-антиклинальное поднятие, 6 - Зайсанская компенсированная межгорная впадина, 6а - северная ступень, 6б - центральная ступень, 6в - южная ступень, 7 - Саурская мегантиклиналь, 8 - Назаровская некомпенсированная предгорная впадина, 9 - Солгонское горст-антиклинальное поднятие Восточно-Саянской мегантиклинали, 10 - Новоселовский массив, 10а - Чебаково-Балахтинская некомпенсированная межгорная впадина, 11 - Белькское горст-антиклинальное поднятие Восточно-Саянской мегантиклинали, 12 - Можарский массив, 12а - Ерба-Сыдинская некомпенсированная межгорная впадина, 12б - Минусинская некомпенсированная межгорная впадина, 13 - Западно-Саянская мегантиклиналь, 13а - Борусский горст, 13б - Саянское горст-антиклинальное поднятие, 13в - Хемчикское антиклинальное поднятие, 14 - Кызыльский массив, 14а - Хемчикская некомпенсированная межгорная впадина, 15 - Танну-Ольско-Сангиленская мегантиклиналь.



широтные, местами северо-восточные. Во многих случаях они повторяют простирания более древних структур.

Черты унаследованности особенно ярко проявились в ориентировке молодых разрывных нарушений, большинство которых относится к категории омоложенных. Зоны глубинных разломов в большинстве своем оставались в той или иной степени подвижными и на протяжении альпийского этапа развития. Крупнейшие из них (Иртышская, Саяно-Минусинская, Шапшальская, Кузнецко-Алтайская и др.) служат границами основных морфоструктур региона.

Для Шапшальского поднятия (западной части Танну-Ольско-Сангилейской мегантиклинали) С.П. Масарский и Г.Н. Рейснер (1971) отмечают отсутствие переработки палеозойского и юрского структурных планов в неоген-четвертичное время. По их мнению, в этом районе к унаследованным меридионально вытянутым морфоструктурам приурочена область повышенной сейсмической активности (которой в поверхности Мохоровичича соответствует глубокая впадина).

Характерной особенностью альпийской тектоники региона является наличие пересекающихся систем разрывных и складчатых дислокаций. Многие внутриворонные впадины (Чуйская и др.), а также более мелкие блоковые структуры возникли на пересечении разломов различной ориентировки. Наложение разнонаправленных складчатых дислокаций проявляется в локальных воздыманиях или опусканиях шарниров смежных прогибов и поднятий в мегантиклиналях, расположенных на линиях, поперечных к осям этих структур.

Механизм образования морфоструктур является до настоящего времени предметом оживленных дискуссий: одни исследователи видят в них разновысотные блоки, другие — складки, осложненные разрывными нарушениями. Анализ строения гор Южной Сибири и Монголии позволил выявить определенную взаимосвязь между их характером и размерностью. Наиболее крупные мегантиклинали и большинство поднятий, выраженных морфологически в виде хребтов, а также разделяющие их прогибы и впадины созданы в основном деформациями изгиба. Это устанавливается по высотному положению меловой поверхности выравнивания и вершинного уровня мел-палеогенового рельефа, а также по характеру распределения глубин эрозионных врезов. Морфоструктуры меньшего порядка, осложняющие более крупные образования, имеют преимущественно блоковый характер. Массивы (обычно опущенные относительно окружающих их хребтов) обладают расчлененным рельефом и слабо переработаны новейшими движениями. Размеры массивов различны, по своему строению они занимают промежуточное положение между складчатыми и глыбовыми структурами.

В целом же территория гор Южной Сибири и Монголии представляет собой не мозаику разновысотных глыб, а систему мегантиклиналей, разобнесенных массивами, прогибами и впадинами. Имеющие широкое распространение разрывные нарушения подчинены в основном закономерностям складчатой системы.

ЛИТЕРАТУРА

- Масарский С.И., Рейснер Г.И. Новейшие тектонические движения и сейсмичность Западного Саяна и Западной Тувы, М., "Наука", 1971.
- Минина Е.А., Борисов Б.А. О верхнемеловой гидрографической сети Южного Алтая. - Вестник ЛГУ, серия геол. и геогр., 1969, вып.18, № 3.
- Моисеенко Ф.С. Новейшая тектоника западной части Алтае-Саянской области. - В кн.: Тектоника Сибири, т. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.
- Нехорошев В.П. Тектоника Алтая. - Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, 1966, т. 139.
- Сваричевская З.А., Селиверстов Ю.П. О цикличности и основных этапах рельефообразования. - В кн.: Методы геоморфологических исследований, Новосибирск, "Наука", 1967.
- Сваричевская З.А., Селиверстов Ю.П. Цикличность рельефообразования как один из критериев палеогеоморфологического анализа. - В кн.: Проблемы палеогеоморфологии. М., "Наука", 1970.
- Селиверстов Ю.П. Основные черты геоморфологического строения северо-востока Казахстана. Материалы ВСЕГЕИ, четв. геол. и геоморф., 1961, вып. 4.

О. А. Раковец

НОВЕЙШИЕ СТРУКТУРЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Значительное внимание вопросам новейшей тектоники различных частей Алтае-Саянской горной области уделяли многие исследователи: В.А. Обручев, В.П. Нехорошев, Я.С. Эдельштейн, Е.Н. Шуклина, И.И. Белостоцкий, Ю.П. Селиверстов, Г.Ф. Лунгерсгаузен и О.А. Раковец, Е.В. Девяткин, Г.И. Рейснер и др.

Новейшие структуры Алтае-Саянской горной области возникли на месте разновозрастных складчатых сооружений, стабилизация которых была завершена в основном к верхнему палеозою. В течение длительного времени, охватывающего конец палеозоя и триасовую эпоху, происходило разрушение складчатых сооружений и общее выравнивание рельефа. Предъюрские коры выветривания установлены в Кузбассе; в районе хр. Арги, по северной периферии Восточного Саяна, на востоке Тувинской впадины, в грабене р. Каргы. Исходя из характера распределения коррелятных отложений и их состава можно предполагать, что в начале юрского периода на фоне общего поднятия происходила активизация глыбовых движений с образованием приразломных депрессий, заполненных грубообломочным материалом. Судя по мощности осадков, выполняющих эти депрессии (1500-1880 м), интенсивность движений была весьма значительной. В меловое время формирование толщ, коррелятных развивающимся структурам, происходило главным образом по периферии Алтае-Саянской области (Зайсанская, Кулундинская, Чулымско-Енисейская впадины).

В общих чертах наметился, видимо, основной план наиболее крупных новейших структур и произошло заложение гидросети, фрагменты которой установлены на Южном Алтае и вдоль широтного отрезка р. Бии.

Последующая эволюция территории Алтае-Саянской горной области, связанная с неоднократным проявлением более молодых и интенсивных тектонических движений, проходила в основном в направлении роста и усложнения возникших структур за счет обновления древних разломов и образования наложенных структурных форм. В периоды относительного покоя могли создаваться условия, благоприятные для развития процессов выравнивания и формирования соответствующих поверхностей. В целом на протяжении всего этого длительного времени Алтае-Саянская область развивалась по восходящему типу. Все наблюдаемые на этой территории крупные новейшие опускания имеют относительный характер. Наряду с усложнением структуры, которое наиболее ярко проявилось в южных частях Алтае-Саянской области, отчетливо намечается тенденция к субширотной перестройке древнего (палеозойского) структурного плана с присущим ему северо-западным направлением структур. Вспучивание сводов и движения блоков сопровождалось в пределах прилегающих впадин аккумуляцией синорогенных отложений, возраст подошвы которых различен, что свидетельствует о метахронности локальных тектонических движений.

В верхнем олигоцене и миоцене за счет вовлечения блоков фундамента в зону погружения произошло расширение впадин, ранее созданных по периферии Алтае-Саянской области (Зайсанская, Кулундинская, Чулымо-Енисейская, Убса-Нурская). Вдоль субширотного Белокурихинского разлома, секущего палеозойские структуры, оформились северный фас Алтая, а также некоторые впадины северо-западной части Рудного Алтая; вдоль Южно-Алтайско-Катунского обновленного разлома произошло заложение Нарымо-Бухтарминской впадины и оформление резко поднятого склона Нарымского хребта. Восточным продолжением этой субширотной зоны являются разломы у южного подножия Бертековской котловины. К этому же времени относится образование тектонических уступов вдоль склонов хр. Тану-Ола и дальнейшее усложнение гидрографической сети.

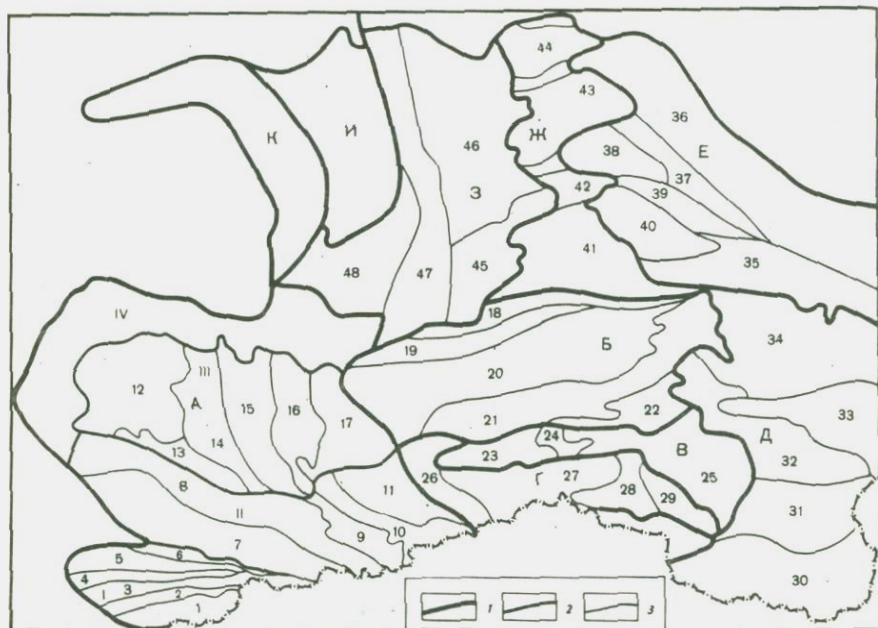
Последующую фазу активизации тектонических движений, приуроченную ко второй половине плиоцена - началу четвертичного времени, для Алтае-Саянской области принято рассматривать как главную, наиболее активную фазу новейших тектонических движений. На территории Тувы она сопровождалась массовыми излияниями базальтов, слагающими нижнюю толщу вулканогенного комплекса на междуречьях и высокие (200-300 м) террасы в долине Каа-Хема. Особенностью этой фазы является также преобладание в составе коррелятных отложений грубообломочных образований (пролювиальных, пролювиально-аллювиальных), состав и особенности распределения которых свидетельствуют о возрастании роли эрозионных процессов и увеличении контрастности рельефа (рисунок).

В последующие фазы по зонам главных и оперяющих разломов продолжали формироваться приразломные части хребтов с образованием надвигов и смятием кайнозойских отложений. Развитие надвигов отмечено для зон Курайского, Чарышско-Теректинского, Иртышского, Шапшальского и других разломов. Дифференцированные подвижки среднечетвертичного времени установлены вдоль Курайской тектонической зоны, в грабене долины р. Кубадру и в других местах.

Поднятия охватили также и прилегающие области относительных опусканий, где изменение режима движения привели к прекращению площадной аккумуляции и формированию долин с комплексом террас. Скорости современных поднятий Предалтайской равнины оцениваются от 1-2 до 10-13 мм/год.

При неоднократном проявлении новейших тектонических движений поверхности выравнивания были деформированы и в разной степени расчленены. Возникшие в процессе воздымания горные сооружения представляют собой сложную систему сводово-глыбовых поднятий и разделяющих их областей относительных опусканий, наиболее прогнутые части которых выполнены мезокайнозойскими осадками. Эти же осадки выполняют крупные предгорные прогибы, расположенные по периферии Алтае-Саянской области. Примыкающие к прогибам пограничные ступени Алтае-Саянской области отличались в течение неотектонического этапа относительно стабильным тектоническим режимом. В этих районах разновозрастные поверхности выравнивания практически слились в один уровень. При этом произошло как частичное срезание древних кор, так и развитие наложенных процессов выветривания. Поэтому предгорные ступени представляют собой сложное сочетание молодых наложенных и реликтовых откопанных поверхностей выравнивания, местами предельно сближенных по своим уровням и поэтому трудноразличимых. Подобное явление наблюдается по северной периферии хр. Арга, на северном погружении Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау, в пределах Кузнецкого прогиба и Салаира. Границы между новейшими структурами в этих районах, как правило, выражено неотчетливо. По направлению к южным (центральным) частям Алтае-Саянской области, испытавшим максимальные поднятия, новейшие структуры выражены более четко.

Если в целом Алтае-Саянскую область, входящую в обширный Азиатский активизированный пояс, принять за структуру первого порядка, то в ее пределах можно выделить структуры второго порядка, представленные крупными горными сооружениями и разделяющими их межгорными прогибами. Эти структуры, различающиеся по своим размерам и амплитудам смещения, обычно имеют сложное строение и состоят в свою очередь из сводово-глыбовых и глыбовых структур разных порядков, орографически выраженных системами хребтов и межгорных депрессий либо отдельными хребтами и депрессиями. Намечается следующая схема новейших структур Алтае-Саянской горной области.



¹Схема новейших структур Алтае-Саянской горной области.

А. Сводово-глыбовое поднятие Алтая: I - Южно-Алтайское глыбовое поднятие: 1 - Азутауское поднятие, 2 - Калгутинская депрессия, 3 - Курчумский блок, 4 - Курчумская депрессия, 5 - Нарымский блок, 6 - Нарьмо-Бухтарминская депрессия; II - Катунско-Курайская ступень: 7 - Зырянско-Уюкская опущенная зона, 8 - Катунская поднятая зона, 9 - Курайско-Чуйская депрессия, 10 - Курайская поднятая зона, 11 - Башкауская опущенная зона; III - Теректинско-Сумультинская ступень: 12 - Коргонская поднятая зона, 13 - Уймонская опущенная зона, 14 - Теректинская поднятая зона, 15 - Яломанская опущенная зона, 16 - Сумультинская поднятая зона, 17 - Улаганская опущенная зона; IV - Северо-Алтайская ступень; Б. Сводово-глыбовое поднятие Западного Саяна: 18 - Означеский блок, 19 - Джойский блок, 20 - Саянское поднятие, 21 - Хемчикско-Куртушибинский блок, 22 - Туранский блок; В. Хемчикско-Тувинский прогиб: 23 - Хемчикская впадина, 24 - Хемчикское поднятие, 25 - Тувинская впадина; Г. Шапшальско-Танну-Ольское глыбовое поднятие: 26 - Шапшальское поднятие, Танну-Ольский блок; 27 - Западно-Танну-Ольский блок, 28 - Центрально-Танну-Ольский блок; 29 - Восточно-Танну-Ольский блок; Д. Восточно-Тувинское поднятие: 30 - Сангиленское поднятие, 31 - Каа-Хемский блок, 32 - поднятие Академика Обручева, 33 - Улуг-Аргинский блок, 34 - Тоджинская впадина; Е. Сводово-глыбовое поднятие Восточного Саяна: 35 - Хайдымский блок,

Сводово-глыбовое поднятие Алтая включает в себя Южный Рудный и Горный Алтай. При этом если Южный Алтай четко выделяется как самостоятельная структура третьего порядка, то Рудный и Горный Алтай могут рассматриваться в качестве единого поднятия, так как разделяющая их северо-восточная зона смятия, активно проявляющаяся в палеозое, морфологически выражена очень слабо. Южно-Алтайское глыбовое поднятие (с амплитудой более 3000 м и протяженностью до 280 км) состоит из системы субширотно ориентированных поднятий и разделяющих их понижений. Другими крупными элементами новейшей структуры Алтайского поднятия являются три высотные ступени, различающиеся между собой амплитудой поднятия и характером новейших тектонических движений. Катунско-Курайская ступень, поднятая на высоту свыше 3000 м, характеризуется наиболее высокой тектонической активностью и контрастностью движений с преобладанием глыбовых структур над сводовыми и сводово-глыбовыми. Мощность кайнозойских отложений в наиболее прогнутых частях межгорных депрессий достигает 1000 м. В пределах ступени выделяют зоны поднятий и относительных опусканий, осложненные структурами более мелких порядков. Теректинско-Сумультинская ступень отделяется от Катунско-Курайской серией субширотных новейших разломов и характеризуется в целом меньшей амплитудой поднятия. Выделяемые в ее пределах зоны поднятий и относительных опусканий субмеридионального простирания, как правило, не имеют четких орографических границ. Северо-Алтайская ступень, шириной до 70 км, примыкает к фасу Алтая, который служит ее северной границей. Слабо выраженные разломы делят ее на разновысотные участки.

Сводово-глыбовое поднятие Западного Саяна (длиной свыше 500 км) наследует субширотное простирание каледонской структуры и состоит из системы осложненных межгорными впадинами субширотных линейно-вытянутых поднятий и блоков, спускающихся от осевой части структуры (с амплитудой поднятия свыше 2000 м) в сторону Минусинских и Тувинских впадин. Границы блоков обычно совпадают с линиями геологически и геоморфологически выраженных разломов, направление которых и определяет общую ориентировку границ.

Окончание подписи

36 - Восточно-Саянский блок, 37 - Манский блок, 38 - Белыкский выступ, 39 - Артемовский блок, 40 - Тяхтытский блок; Ж. Минусинский прогиб: Южно-Минусинская впадина, 42 - Сыда-Ербинская впадина, 43 - Северо-Минусинская впадина, 44 - Назаровская впадина; З. Сводово-глыбовое поднятие Кузнецкого Алатау: 45 - Азыртальский блок, 46 - Таскальское поднятие, 47 - Абаканское поднятие, 48 - Горно-Шорское поднятие; И - Кузнецкий прогиб; К - Кузнецко-Салаирское поднятие, а - Границы структур второго, третьего, четвертого порядков.

Хемчикско-Тувинский прогиб, расположенный между Западно-Саянским и Танну-Ольским поднятиями, состоит из Хемчикской и Тувинской впадин и разделяющего их Хемчикского поднятия. Мощность рыхлых отложений во впадинах – несколько десятков метров; нижние части их представлены палеогеновыми осадками.

Шапшальско-Танну-Ольское глыбовое поднятие состоит из Шапшальского и Танну-Ольского блоковых поднятий северо-западного и широтного простираний, выраженных в рельефе высокогорными и среднегорными хребтами и горными массивами с амплитудой поднятия до 1500 м.

Восточно-Тувинское поднятие представляет собой сложную систему косонаклонных блоковых поднятий и разделяющих их зон относительных опусканий. Среди них наиболее отчетливо выделяется поднятие Академика Обручева протяженностью свыше 230 км.

Сводово-глыбовое поднятие Восточного Саяна имеет в целом северо-восточное простирание и амплитуду поднятия около 2000 м. Эта крупная структура по линиям древних тектонических нарушений делится на структуры более мелких порядков.

Минусинский прогиб в целом наследует структуру гердинского наложенного прогиба и состоит из ряда впадин, отделенных друг от друга широтными перемычками. Наиболее крупной (до 170 км) и сложно построенной из них является Южно-Минусинская впадина.

Сводово-глыбовое поднятие Кузнецкого Алатау (с амплитудой поднятия до 1500 м) имеет протяженность около 400 км и делится разломами на структуры более мелких порядков.

Кузнецкий прогиб не имеет четких орографических границ и в качестве новейшей структуры выделяется с известной степенью условности. Салаирское поднятие имеет четкую орографическую границу в виде тектонического уступа только на северо-востоке. Амплитуда поднятия в его пределах не превышает 200 м.

Е. Н. Сапожникова

О ВРЕМЕНИ ЗАЛОЖЕНИЯ НЕКОТОРЫХ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА ГОРНОГО АЛТАЯ И ПРИЛЕЖАЩЕЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОГО САЯНА

Сложность современных структурных черт Алтае-Саянской горной области обусловлена сложной историей геотектонического развития этой области. Алтае-Саянская горная страна представляет собой палеозойскую геоструктурную область, становление которой прослеживается начиная с рифейско-кембрийской эпохи. В процессе длительного развития в этой области происходили многократные перестройки структур и сформировалось несколько структурных этапов с присущими каждому из них специфическими структурными элементами, всесторонне отраженными в современном рельефе.

Специфический облик структурному плану Алтае-Саянской горной области придают кольцевые морфоструктуры. Ниже рассматривается вопрос о времени заложения этих образований.

Согласно В.А.Кузнецову (1952, 1954, 1963), рифейско-кембрийский или силурийский период знаменует важную веху в геотектоническом развитии Алтае-Саянской горной области. На всей территории в этот период существовали геосинклинальные условия. Однако уже тогда обособились неоднородные участки — интрагеосинклинальные прогибы и интрагеоантиклинальные поднятия. Среди них намечаются две крупнейшие геоантиклинальные области: западная протягивается широкой дугообразной полосой, охватывая современное Бийско-Катунское междуречье и продолжается в Горной Шории; восточная геоантиклинальная область охватывает Тувинскую котловину и хр. Танну-Ола. Она аналогична западной по своему фациальному профилю и тектонической характеристике. Обе эти зоны существенно отличались от заключенной между ними Западно-Саянской зоны, представлявшей собой в то время область развития фаций глубоких геосинклинальных трогов.

Границами геоантиклиналей и геосинклиналей этого периода являются гипербазитовые пояса и зоны смятия (Кузнецов, 1963), фиксирующие древние швы глубинных разломов.

Для общего плана расположения структур салаирского этапа (структурно-фациальные зоны, глубинные разломы, гипербазитовые пояса) в ряде районов Алтае-Саянской области особенно характерны дугообразные изгибы, являющиеся корнями древних рифейско-кембрийских островных дуг (Кузнецов, 1963; Волков, 1966).

Во второй половине среднего кембрия происходит мощная салаирская складчатость, послужившая причиной замыкания рифейско-кембрийской геосинклинальной системы, в результате которой возник общий структурный план территории. Области развития рифейско-кембрийских отложений приобрели свойства жестких масс, играющих роль срединных массивов.

В следующий период, охватывающий конец кембрия, ордовик и силур (собственно каледонский этап, по В.А.Кузнецову), геосинклинальные условия существовали в Северо-Западном и Центральном Алтае, а также в соседнем Западном Саяне.

Геосинклинальные прогибы эпохи нижнего силура накладываются на области геосинклинальных прогибов предыдущего этапа. Намечившиеся еще в начале кембрия геоантиклинальные структуры (Бийско-Катунская и Тувинская) представляют собой относительно стабильные жесткие сооружения. Таким образом, структурный план в нижнесилурийскую эпоху существенно не изменяется. Только границы зон несколько смещаются в пространстве по отношению к предполагаемым границам предыдущего салаирского этапа.

При сопоставлении приведенных выше структурно-фациальных схем и морфоструктур территории обнаруживается совпадение границ геоантиклинальных поднятий и геосинклинальных прогибов древнейших этапов развития земной коры с границами крупнейших мор-

фоструктур кольцевого плана. Это относится прежде всего к Западно-Саянской морфоструктуре, территориально совпадающей с Западно-Саянской структурно-фациальной зоной (по В.А. Кузнецову) каледонского этапа. То же можно сказать и в отношении границ примыкающей к ней с востока Тувинской кольцевой морфоструктуры (Т): она соответствует нижнесилурийской области перехода от Западно-Саянской зоны прогиба к Тувинскому срединному массиву. Эта область испытала консолидацию на салаирском этапе и являлась в эпоху нижнего силура уже жесткой, стабильной структурой.

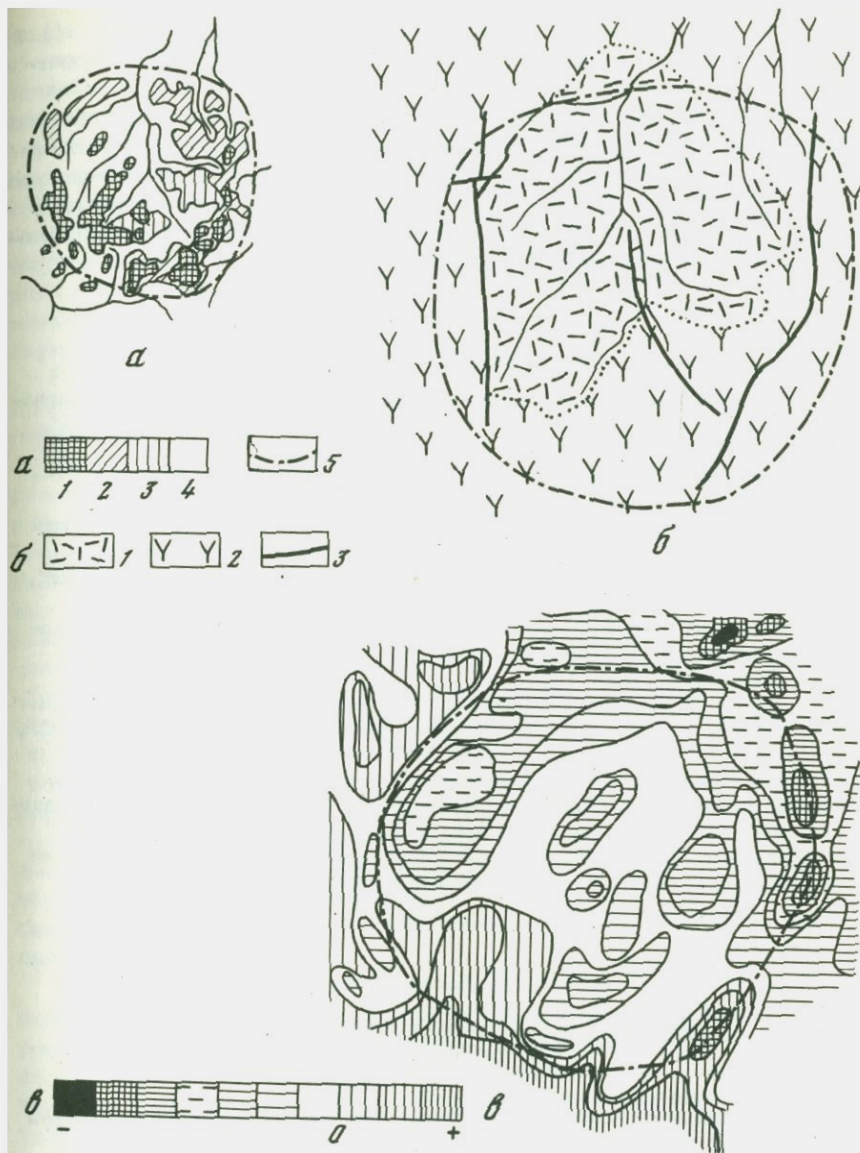
Бийско-Катунское сводовое поднятие приурочено целиком к Бийско-Катунской структурно-фациальной зоне и, по-видимому, в какой-то мере отражает внутреннюю неоднородность, которая была присуща древней рифейско-кембрийской области. Во всяком случае границы этой морфоструктуры и внутренние осложняющие ее кольцевые и дуговые разломы частично совпадают с границами фаций раннего и среднего кембрия.

Структурные элементы северо-западного простираения особенно активно проявились на герцинском этапе развития территории. Они неоднократно подновлялись в течение континентального этапа (мел-палеоген), в том числе и на самых последних стадиях неотектонического периода.

Большинством исследователей новейших структур Алтая выявляются именно эти их элементы, унаследованные от позднепалеозойского этапа развития территории (Девяткин, 1965, 1967; Раковец, 1967). В то же время в современном рельефе Алтая находят отражение и структуры более древние — докембрийские и раннепалеозойские, каковыми являются крупнейшие (свыше 200 км) кольцевые и дуговые элементы структурного плана территории.

Рассматривая особенности развития структур в самом начале палеозоя и сопоставляя их с морфоструктурной схемой территории, достаточно уверенно можно сделать вывод, что контуры кольцевых и дуговых морфоструктур закладывались на границе рифея и палеозоя. Окончательное оформление эти морфоструктуры получили на салаирском и каледонском этапах развития земной коры. Для герцинского этапа развития территории были характерны более прямые линейные структуры, которые затушевывали элементы более низких структурных этажей. Это особенно заметно проявилось в Бийско-Катунской круговой морфоструктуре, где в пределах Салаирского геоантиклинального поднятия в раннегерцинский период возник линейно-вытянутый наложенный прогиб (Уйменско-Лебедская структурно-фациальная зона).

На исследованной территории морфоструктурным анализом выявляются также круговые структуры меньших радиусов (не более 100 км в поперечнике). Они имеют магматическую природу, что подтверждается хорошим совпадением их контуров с палеозойскими магматическими образованиями (рисунок). Возраст заложения подобных морфоструктур определяется возрастом соответствующих им магматических образований палеозоя.



Кольцовая структура магматической природы (Горный Алтай)

а - морфоструктурная схема: 1-4 - вершинные слабонаклонные поверхности различной высоты (от наиболее высоких к наиболее низким), 5 - граница морфоструктуры; б - фрагмент геологической карты: 1 - кислые эффузивы (D₃), 2 - основные эффузивы (D₃), 3 - разломы; в - аномалии поля T(a) и шкала аномалий

На примере анализа рельефа территории Алтае-Саянской горной области отчетливо видно, что, несмотря на существенные перестройки рельефа, приводившие к уничтожению древних структур на этапе длительного выравнивания (мел-палеоген), и в процессе формирования различных структурных этажей, в современном рельефе территории унаследованно отражается структурный план древнейших образований (вплоть до рифейских). Для описываемой территории можно говорить о рифейско-кембрийском возрасте заложения некоторых структурных форм современного рельефа.

ЛИТЕРАТУРА

Волков В.В. Основные закономерности геологического развития Горного Алтая (поздний докембрий - ранний палеозой). Новосибирск, "Наука", 1966.

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. - Тр. ГИН АН СССР, 1965, вып. 126.

Девяткин Е.В. Морфология новейших структур юго-восточного Алтая и их соотношения со структурами докайнозойского основания. - В сб.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., "Недра", 1967.

Кузнецов В.А. Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской горной области. - Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1952, вып. 12.

Кузнецов В.А. Геологическое районирование Алтае-Саянской складчатой области. - В кн.: Вопросы геологии Азии, ч. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Кузнецов В.А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. - В кн.: Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая, вып. 13. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1963.

Раковец О.А. Морфоструктура Горного Алтая. - В сб.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., "Недра", 1967.

М. Г. Овандер

АНАЛИЗ ЛОКАЛЬНЫХ МОРФОСТРУКТУР ВЕРХОЯНСКИХ ГОР

Исследовались локальные морфоструктуры двух участков Верхоянских гор, расположенных в бассейне рек Юндюлюн и Томлю.

В процессе работы были составлены геоморфологические карты, а на их основе вспомогательные структурно-геоморфологические схемы, на которые наносились следующие данные: характер и простираемость хребтов, рисунок гидросети, сквозные долины, глубокие седловины, участки денудационного рельефа, различные формы, отражающие особенности залегания пород.

При выделении локальных морфоструктур учитывались геоморфологические показатели (абсолютные высоты междуречий, глубина расчленения и т.д.), а также геолого-геофизические данные.

Рассматриваемые участки входят в состав Орулганского хребта и широко ориентированных горных районов, соответствующих Орулганскому и Бараинскому антиклинориям, и по таксономическому положению относятся к морфоструктурам второго порядка. Этим участкам (особенно Томпонскому) присуща четкая продольная зональность рельефа; она выражается в смене зон альпийского, среднегорного и низкогорного рельефа, различающихся темпом новейших поднятий. Эти зоны могут рассматриваться как региональные морфоструктурные, так как соответствуют крупным Орулганскому и Бараинскому антиклинориям. Выделяющиеся в пределах зон более мелкие морфоструктурные единицы относятся к локальным морфоструктурам.

На рассматриваемых участках наблюдаются изометричные (купольные) и линейные (продольные и поперечные) локальные морфоструктуры.

На Юндюлюнском участке (рис. 1) находятся две локальные кольцевые морфоструктуры (Арычинская и Кылахская) и одна полукольцевая (Бырандинская), расположенные цепочкой; обособленное положение занимает еще одна кольцевая морфоструктура (Юндюлюнская), достигающая в диаметре 30 км. Известно, что изометричные кольцевые морфоструктуры бывают связаны со вскрытыми и нескрытыми интрузивными телами (Томсон, 1972). И действительно, на восточном склоне гор близ Юндюлюнской структуры имеется вскрытый Эчийский интрузивный массив. Кольцевые купольные морфоструктуры, вытянутые цепочкой, по мнению И.Н. Томсона, тяготеют обычно к разломам фундамента и их пересечениям. По геофизическим материалам, Арычинская, Кылахская и Бырандинская морфоструктуры попадают в зону пересечения Мунского и Предверхоянского глубинных разломов (Андрусенко и др., 1972). Юндюлюнская локальная морфоструктура находится на пересечении Предверхоянского глубинного разлома с Юндюлюнским и Дьябдинским разломами (выделенными нами по геоморфологическим данным).

На Томпонском участке (рис. 2) в пределах северо-восточного склона Верхоянских гор по радиальному и кольцевому рисунку гидросети также выделяется несколько локальных купольных морфоструктур диаметр которых не превышает 12 км. Одна из них (Джоатанджинская) приурочена к вскрытому интрузивному телу, а две (Сули-Дьюнская и Имнеканская) — к нескрытым телам, присутствие которых доказывается наличием полей ороговикования. Выделенные морфоструктуры пространственно совпадают с локальными минимумами силы тяжести и положительными аномалиями магнитного поля. Кроме того, в приосевой части гор находится группа Верхне-Бараинских купольных морфоструктур (диаметром до 30 км), характеризующихся концентрическим и радиальным рисунком гидросети (на рис. 2 показана часть одной из этих морфоструктур). Пространственно они совпадают с Верхне-Бараинским максимумом силы тяжести и с отрицательной магнитной аномалией

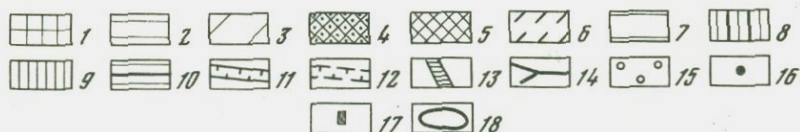
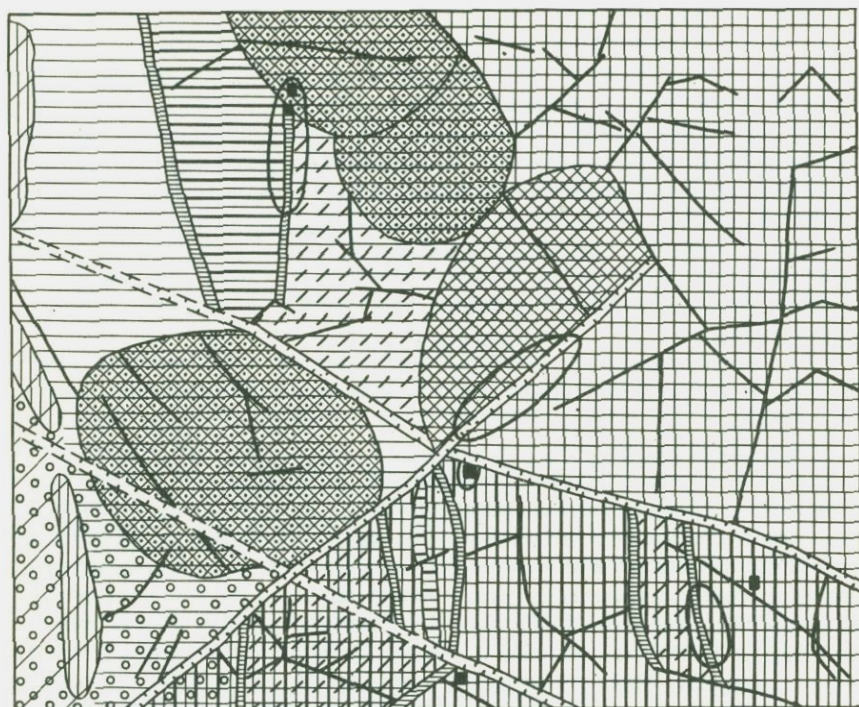


Рис. 1. Морфоструктурная схема юндюлонского участка.

1. Морфоструктурные зоны: 1 - осевая наиболее интенсивно воздымающаяся зона Верхоянских гор; 2 - активно воздымающаяся зона Западного склона гор; 3 - зона сочленения гор и равнины, отстающая в поднятии. Локальные морфоструктуры: 4 - купольные кольцевые - Юндюлонская, Арьчинская, Кылахская полукольцевая Бырандинская. Площадные морфоструктуры: 6 - участки относительно опущенные; 7 - участки относительно поднятые. Поперечные и линейные морфоструктуры: 8 - Юндюлонский поперечный блок. Линейные продольные морфоструктуры: сформированные над шовными зонами. 9 - Полуобращенный надразломный передовой хребет, 10 - Обращенный хребет. 11 - предполагаемая зона скрытых разрывных нарушений глубокого заложения. 12 - Продольные разломы предполагаемые. 13 - Дуговые разрывы, 14 - Разрывы складчатого чехла, выраженные в рельефе. 15 - Межгорная котловина. 16 - Гипс-ангидритовые тела. 17 - Рудопроявления. 18 - Ореолы рассеяния.

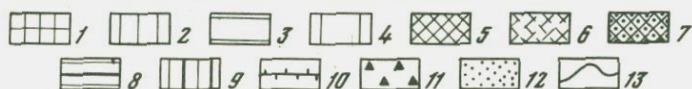
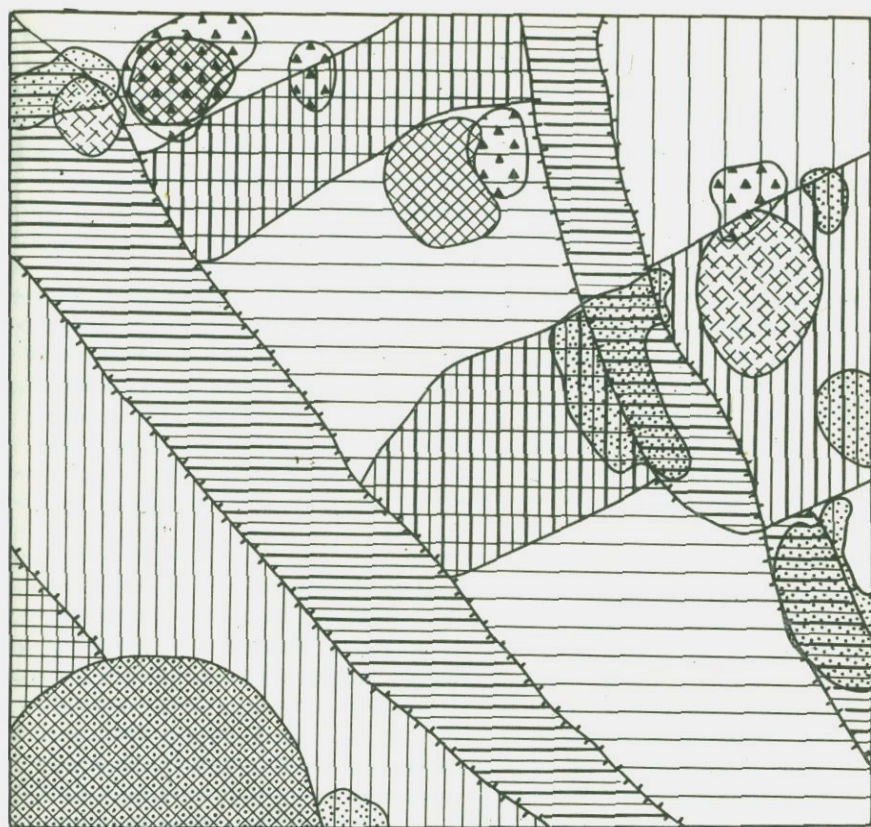


Рис.2. Морфоструктурная схема Томпонского участка.

I. Морфоструктурные зоны: 1 - осевая наиболее интенсивно воздымающаяся зона гор; 2 - интенсивно воздымающаяся зона северо-восточного склона гор; 3 - менее интенсивно воздымающаяся зона сочленения гор и Оймяконского нагорья; 4 - отстающая в поднятии краевая часть нагорья. II. Локальные морфоструктуры: кольцевые куполовидные: (V) 5 - связанные с интрузиями - Джоатанджинская (Д) Сули-Дьюнская (СД); 6 - связанные с предполагаемыми интрузиями - Имнеканская (И); 7 - связанные с поднятием фундамента, - Верхне-Бараинская (ВБ); 8 - линейные продольные (Муола (М); Хунхадинская (Х); 9 - линейные поперечные. 10 - Предполагаемые продольные разломы. 11 - Известные рудопроявления. 12 - Крупные ореолы рассеяния полезных минералов.

(которая интерпретируется геофизиками как приподнятый блок фундамента).

На рассмотренных участках выделен также ряд линейных (продольных и поперечных) морфоструктур.

На Юндюлюнском участке наиболее четко выражена линейная продольная морфоструктура, расположенная в краевой моноклинали. Это слабрасчлененный хребет, возвышающийся на 500–600 м над окружающей равниной. Такие формы являются шовными образованиями, возникшими на стыке Верхоянского мегантиклинория и Предверхоянского краевого прогиба. Менее четко выражена в рельефе аналогичная линейная морфоструктура, расположенная восточнее (см. рис. 1). По-видимому, ее также можно отнести к надразломным шовным образованиям, так как пространственно она располагается вблизи границы западного склона Орулганского антиклинория и зоны его сочленения с Предверхоянским прогибом. Наличие здесь крупного разрывного нарушения подтверждается присутствием мощной брекчии и гипс-ангидритового тела в зоне дробления.

На томпонском участке выделяются продольные морфоструктуры Муола и Хунхадинская (расположенные на северо-восточном склоне широтной части Верхоянских гор – см. рис. 2). Они выражены линейными хребтами, возвышаются над окружающей поверхностью на 200–300 м, приурочены к крутым напряженным синклиналям (окоптуренным разрывными нарушениями) и представляют собой, таким образом, обращенные формы рельефа. В тектоническом отношении эти хребты располагаются в зоне сочленения Бараинского антиклинория, Сартанского синклинория и горст-антиклинория Сетте-Дабан. Хребет Муола находится на продолжении разлома, выделенного по геофизическим данным, а хр. Хунхадинский совпадает с разломом, установленным по аналогичным данным. По мнению Е.Е. Милановского (1962), такие морфоструктуры являются поверхностным отображением длительно развивавшихся глубинных разломов. Основываясь на этом, можно считать, что линейные продольные морфоструктуры, представленные обращенными хребтами, также являются надразломными образованиями.

На Юндюлюнском участке выделяется одна поперечная морфоструктура. Она занимает междуречье рек Юндюлюн – Дьябдья, характеризующееся пониженным рельефом. Морфоструктура окоптурена прямолинейными участками долины названных рек. Эти участки совпадают с резкими изгибами изомал на геофизической карте, т.е. соответствуют зонам Юндюлюнского и Дьябдинского разломов (см. рис. 1).

Две поперечные морфоструктуры выделяются на томпонском участке (см. рис. 2); из них северная отличается малыми высотами и относительно малой расчлененностью рельефа, а южная – наоборот, большими абсолютными отметками и интенсивным расчленением. Обе ограничиваются прямолинейными участками долин и связаны с разломами, установленными по геофизическим данным. На

юго-западном продолжении одной из морфоструктур располагаются Верхне-Бараинские купольные образования. Все данные склоняют к выводу, что поперечные морфоструктуры приурочены к длительно развивавшимся зонам поперечных разломов глубокого заложения.

Таким образом, структурно-геоморфологический анализ показал, что для Верхоянских гор типичны крупные продольные морфоструктурные зоны, соответствующие тектоническим структурам, связанным, по-видимому, с различными положениями блоков фундамента. Наиболее четко они выражены на широтном отрезке гор, где, по геофизическим данным, фундамент находится на глубине 6-8 км, тогда как на меридиональном отрезке он опущен до 14-16 км (Андрусенко и др., 1972).

Характерны также локальные кольцевые куполовидные морфоструктуры. Мелкие (диаметром не более 14 км), связанные со вскрытыми и невскрытыми интрузивными телами, располагаются главным образом на склонах гор. Более крупные приурочены к осевой части гор и могут быть связаны с приподнятыми блоками фундамента или интрузивными телами. Картировочным признаком для всех этих структур являются купольная деформация вершинной поверхности, а также радиально-кольцевой и концентрический рисунок гидросети. Цепочкообразное расположение этих структур служит основанием для выделения зон глубинных нарушений.

Продольные морфоструктуры выражены обращенными хребтами, которые приурочены к шовным зонам и разломам глубокого заложения.

Типичны поперечные блоковые морфоструктуры, связанные, по-видимому, со скрытыми глубинными разрывными нарушениями. Их площади отличаются специфическим рельефом, оконтурены прямолинейными долинами; характерно большое количество поперечных трещин и разрывов.

В современном рельефе Верхоянья четко проявляются отдельные геологические структуры мезозойского возраста (продольные зоны рельефа, в частности продольные обращенные хребты), а в условиях достаточно высокого положения фундамента (Верхне-Бараинские морфоструктуры) - и структуры доверхнепалеозойского возраста. Это свидетельствует об унаследованном развитии новейших структур Верхоянских гор.

Выделенные локальные морфоструктуры дают возможность наметить участки первоочередных исследований для выявления рудных полезных ископаемых. По мнению И.Н. Томсона (1972), основными рудоконтролирующими структурами являются: зоны секущих разрывных, длительно живущих скрытых нарушений глубокого заложения; их пересечения с продольными зонами нарушений; изометричные кольцевые купольные морфоструктуры (главным образом их внешние части). Эти выводы справедливы для Верхоянья, как об этом свидетельствует расположение участков рудопроявлений и ореолов рассеяния минералов полезных ископаемых, установленное по шликерному и металлотрическому опробованию.

ЛИТЕРАТУРА

Андрусенко А.М., Еловских В.В., Оксман С.С. Северо-западная часть Верхояно-Колымской складчатой области и сопредельные районы Сибирской платформы (строение доверхнепалеозойского основания). - В сб.: Геологические результаты геофизических исследований в ЯАССР, АН СССР Якут. филиал, отд. Ин-та геол. Иркутск, 1972.

Милановский Е.Е. О некоторых особенностях структуры и истории развития шовных зон. - Сов. геол, 1962, № 6.

Томсон И.Н. Структура рудных районов в области мезозойской активизации Востока СССР. Автореф. дис. 1972.

Г. И. Раскатов, А. А. Старухин, Л. Т. Шевырев

ОПЫТ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ГОРНЫХ СТРАН

(на примере Карпат и Корякского нагорья)

Новейший опыт свидетельствует о том, что большинство известных модификаций структурно-геоморфологического анализа с соответствующими поправками успешно может применяться и в горных странах. При этом выбор конкретной методики с учетом всего многообразия приемов геофизического, палеотектонического, структурного и геолого-геоморфологического анализа осуществляется в каждом случае по-разному в зависимости от геологических условий. Так, геолого-геоморфологический анализ Карпатского складчатого сооружения показывает, что в пределах этого региона амплитуда неотектонических движений и их характер (унаследованный, инверсионный) могут служить индикаторами морфологических особенностей и типа развития структур складчатого субстрата и его основания. Инверсионный рельеф Полонинских гор свидетельствует о приподнятости в зоне Полонин кристаллического основания флишевого комплекса, что подтверждается данными геофизических исследований (Гофштейн, 1964). Поперечная неоструктурная и геоморфологическая зональность Карпат, подчеркиваемая крупными молодыми разрывными нарушениями (Цысь, 1956; Гофштейн, 1964; Раскатов, 1968), прекрасно согласуется с изменением мощности фаций и направлением их границ северо-восточной ориентировки в продольных структурных зонах альпийского возраста. Эта закономерность может быть использована для прогноза современного гипсометрического положения палеозойского фундамента. Вполне оправдано применение геолого-геоморфологического анализа локальных складчатых структур для поисков нефти и газа в Предкарпатском краевом прогибе и Центральной флишевой зоне. Мы имеем в виду составление и анализ карт вершинной поверхности, изобазит, энергии рельефа, плотности гидросети, мощности плиоценовых и четвертичных отложений, линейментов, продольных профилей рек, террасовых уровней, а также использование геолого-геофизических данных.

В пределах Корякского региона для выявления структур палеозойского фундамента также перспективно комплексное геолого-геоморфолого-геофизическое обследование участков развития палеозойских "ксенолитов" и пространств, разделяющих эти участки. В центральной части Корякского региона и в примыкающей к ней части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса обнаружены выходы пород палеозойского и раннемезозойского возрастов, неравномерно распределенные по площади. Наибольшая скученность таких выходов, названных условно "ксенолитами", наблюдается на северо-востоке региона, близ Омолонского и Еропольского массивов; в юго-восточном направлении количество их быстро убывает. В бассейнах рек Холоховчана и Чалбугчана известны лишь два ксенолита, а в Пенжинской и Парапольской впадинах они отсутствуют. На остальной части региона породы палеозоя установлены в Валижгенских и Понтонейских горах, в бассейнах рек Ваеги и Пикасьваяма. Размеры выходов варьируют от первых десятков и сотен метров до 330-350 км (Егизаров, 1965). В районе мыса Астрономического был осуществлен геолого-геоморфолого-геофизический анализ участков выхода ксенолитов с учетом соотношения древних структурных планов и неотектонической структуры этих участков. Были выявлены¹ многочисленные мелкие выходы пород девонского, пермского, триасового и юрского возрастов, образующие блоки среди поля меловых отложений. Вытянутые в северо-северо-западном и субширотном направлениях, они являются резко дискордантными по отношению к меловым структурам, как правило имеющим северо-восточное простирание. Ориентировка аномалий силы тяжести и магнитных аномалий также находится в тесной связи с простираем палеозойских структур. Трассы рек контролируются распределением фрагментов фундамента (вскрытых и не вскрытых эрозией), что свидетельствует об унаследованном плане современной гидросети от основных структурных элементов фундамента. В прилегающей к району части бассейна р. Пенжины на основании анализа распределения ксенолитов, характера гидросети и геофизических данных удалось выявить скрытый толщами позднейших образований поворот палеозойских структур, начиная от северной оконечности Пенжинской губы до бассейна р. Мургаль. К северо-западу от этой линии структуры фундамента имеют доминирующее северо-западное простирание, а южнее и юго-восточнее ее - северо-восточное простирание. Выявленная зона названа Валижгено-Мургальской зоной торцовых сочленений. Длина зоны превышает 250 км, ширина колеблется от 50 до 100 км. В центральной части зоны располагается Орловско-Каменский глубокий разлом - граница раздела мезозой с наложенным Охотско-Чукотским вулканогенным поясом и Анадырско-Корякской области кайнозойской складчатости. В связи с выделением этой зоны становится понятным аномальный характер Валижгенского поперечного поднятия - единственного в Пенжинском

¹ П.Т. Туганов, Л.А. Анкудинов (личные сообщения).

прогибе крупного блока фундамента, поднятого неотектоническими движениями на дневную поверхность. Вследствие унаследованности новейшими структурами палеозойского плана современные Валиженские горы имеют дискордантный характер по отношению ко всем прочим элементам рельефа: Понтонейским горам, Паратольскому долу и др. В остальной части зоны поворот структур фундамента выражен в современном рельефе менее отчетливо, но все же достаточно заметными проявлениями: резкой асимметрией геоморфологического строения Пенжинского дола, крутыми изгибами долин рек Оклана и Аянки в их нижнем течении и т.д. Можно предположить, что выделенная зона продолжается и дальше в северо-восточном направлении, в Марковскую впадину.

Районирование структур фундамента Анадырско-Корякской области кайнозойской складчатости проведено на основе следующей схемы: а) палеозойские структуры преимущественно северо-восточного и субширотного простирания; б) погребенный Хатырский срединный массив; в) Олюторский синклиниорий, где структурный план пород палеозоя еще неясен (предположительно он имеет северо-восточное простирание).

Предлагаемый комплексный метод перспективен при выявлении крупных поперечных разломов фундамента, что в опубликованных работах по региону не освещено. Выявление таких нарушений важно, в частности, для поисковых целей. Так, для бассейна р. Пенжины (Шевырев, 1971) имеются данные о том, что долины рек, заложившихся по тектоническим нарушениям северо-западного простирания, наиболее перспективны на металлоносные россыпи. Геоморфологический анализ в комплексе с исследованием аэрофотоматериалов и геофизическими данными позволяет выделить ряд неструктурных линий длиной свыше 200–250 км, выраженных в рельефе, но не картируемых геологами. Даже на современном этапе изученности региона исследователи вынуждены допускать наличие поперечных структур, например, при интерпретации геофизических аномалий. Так, выделенный нами по геоморфологическим данным Маметчинско-Корфский разлом является одновременно границей между Унэйваямской и Лесновско-Ветроваямской аномальными зонами (гравитационными полями) первого порядка.

ЛИТЕРАТУРА

- Гофштейн И.Д. Неотектоника Карпат. — В сб.: Активизированные зоны земной коры. М., "Наука", 1964.
- Егизаров Ю.Х. Тектоника. — В сб.: Геол. и поиск, Корякского нагорья. Л., 1965.
- Раскатов Г.И. Неотектоника Каратау (Южный Казахстан). — В сб.: Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. М., 1968.
- Цысь П.Н. Геоморфологические районы Советских Карпат. Геогр. сб., вып. 3. Львовский гос. ун-т, 1956.
- Шевырев Л.Т. Неотектоника нижнего течения р. Оклан (Северное Приохотье). Автореф. канд. дис. Воронеж, 1971.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЫ КАРПАТ, ЮГО-ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ГОР СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

Эпигеосинклинальные горные сооружения альпийской складчатой зоны существенно отличаются по своим очертаниям, структурным особенностям и многим деталям истории развития от эпиплатформенных горных стран, заложившихся на герцинско-каледонском складчатом основании. Вместе с тем можно отметить и целый ряд общих черт в становлении горного рельефа юга СССР и сопредельных территорий, что вполне естественно, так как и эпигеосинклинальные, и эпиплатформенные горные сооружения возникли в результате единого общепланетарного геотектонического процесса, внешним выражением которого явились альпийская складчатость и горообразование.

Ниже будет сделана попытка проиллюстрировать сказанное путем сравнения весьма удаленных и, казалось бы, таких разных горных систем, как Карпаты, Юго-Западный Тянь-Шань и Хаңгай-Хэнтэйское нагорье, где автор проводил исследования в разные годы (с 1961 по 1973 г.).

В новейшей структуре Карпат отчетливо выделяется целый ряд зон: внешняя антиклинальная (скибовая), центральная синклинальная (кросненская), внутренняя антиклинальная (магурская), сложенные мел-палеогеновым флишем, а также Закарпатский и Предкарпатский прогибы. Внутренняя антиклинальная зона на севере включает цепь Полонинских поднятий, для которых, вслед за И.Д. Гофштейном (1964), можно предполагать горстовую природу, а на юге — полосу утесов, генетически связанную с Раховским массивом палеозойских и более древних метаморфических образований. Закарпатский прогиб рассечен крупными тектоническими швами разрывного характера, к которым приурочены проявления миоценового и плиоценового вулканизма (Береговское холмогорье, Выгорлат-Гутинский хребет).

Зональность, ориентированная в соответствии с простиранием Карпатского горного сооружения, осложнена поперечными структурами как складчатого, так и разрывного типа. Обширные поперечные поднятия, ограниченные разломами, подобные Горганскому, проявляются во всех продольных неотектонических зонах, включая предгорные прогибы. Разрывы, иногда кулисообразно подставляющие друг друга, пересекают Карпаты и в других сечениях. Водораздельные пространства, в большинстве случаев представляющие собой измененные денудацией остатки единой общекарпатской поверхности выравнивания, в целом ступенчато повышаются на юго-восток вплоть до границы с Румынией.

В разрезах моласс Предкарпатского и Закарпатского прогибов появление первых элементов островной суши отмечено свободски-

ми и негровскими глыбовыми конгломератами аквитан-бурдигала. В дальнейшем, начиная с тортона устанавливается медленное воздымание будущего складчатого сооружения. В степени подвижности разных его частей выявлена некоторая асимметричность. На юге благодаря движениям в зоне утесов выделяются гельвет-тортон-тершульские конгломераты, в середине верхнего тортона - ньяговские конгломераты. На севере во внешней антиклинальной зоне поднятие было менее дифференцированным.

Горный рельеф этой зоны сформировался в тортоне-сармате, что в разрезах моласс Предкарпатского прогиба зафиксировано появлением мощных пыстынских конгломератов. Тем не менее на юге для этого времени устанавливается ослабление интенсивности поднятия: соответствующие горизонты разреза моласс Закарпатского прогиба глинисты. Аналогичная закономерность характерна для сармат-меотической фазы поднятий, когда северный край Карпат вместе с прилегающим Предкарпатским прогибом был существенно поднят и далеко на северо-востоке накапливалась в значительной степени грубообломочная балтская свита (бассейн среднего Днестра). К этой фазе относится формирование надвиговых чешуй внешней, скибовой, зоны. Однако на юге в Закарпатском прогибе сармат-меотическая часть разреза остается глинистой.

Последующий понтический этап развития Карпат отмечается повсеместной стабилизацией тектонической активности - глинистые и карбонатные морские осадки формируются в области распространения балтской свиты - в румынской части Предкарпатского прогиба, глинистыми остаются ланнонские отложения Закарпатья. К этому времени относится формирование общекарпатской поверхности выравнивания, остатки которой фиксируются в современном горном рельефе Карпат в виде многочисленных плоских вершин.

Только на рубеже понта и дакия, ланнона и закарпатской серии в разрезах моласс Предкарпатья и Закарпатья появляются мощные песчано-галечные горизонты. К среднему - верхнему плиоцену относится формирование Выгорлат-Гутинского вулканического хребта, поднятие восточной части Закарпатского прогиба, вовлеченной в общее воздымание Карпат, заложение и углубление гидросети современного типа, деформация и расчленение понтической поверхности выравнивания. Анализ расположения и высоты фрагментов исходной поверхности, сохранившихся в рельефе Карпат, позволяет реконструировать характер воздымания. Это свод, дифференцированный в соответствии со структурным планом, созданным на ранних этапах альпийской складчатости. Поверхность свода, высоко поднятая в осевой части внешней зоны, полого опускается к югу и затем резко вздёрнута на границе центральной и внутренней флишевых зон. Во внутренней зоне удается реконструировать резко асимметричную сводовую ступень с крутым северным и пологим южным склонами. Перепад от поднятой части свода к периферической достаточно резкий, что, собственно, и наводит на мысль о горстовой природе цепи полонинских возвышенностей. Полонинский горст по отношению

к сводовому поднятию является новообразованием, так как речные долины пересекают его антецедентно. Наложеными по отношению к структуре свода в значительной мере являются и крупные поперечные поднятия типа Горганского.

Характерно, что продольные и поперечные структуры, движения которых проявились сравнительно поздно (Полонинский горст, Буковинское поднятие), соответствуют структурам байкало-каледонского фундамента альпийских Карпат; это подтверждается расположением аномалий гравитационного поля.

Юго-Западный Тянь-Шань - эпиплатформенное горное сооружение, возникшее на герцинском складчатом основании в непосредственной близости от альпийской складчатой области. Оно состоит из ряда узких весьма протяженных сводов, вытянутых в соответствии с простираем более древних герцинских структур. Это Гиссарский, Зеравшанский и Туркестанский хребты, первичный сводовый характер которых устанавливается по высотному положению эоцен-олигоценовой поверхности выравнивания водоразделов (Костенко, 1972, и др.).

Своды существенно деформированы надвиговыми смещениями альпийского цикла, новейшими продольными и поперечными разломами, а также крупными поперечными воздыманиями типа Чимтаргинского и Хаит-Бакирганского. В этом процессе устанавливается некоторая историческая последовательность. Анализ соотношений миоплиоценовых эрозионно-денудационных уровней, тяготеющих к продольной Зеравшанской долине, показал, что крупнейший Рарз-Урмитанский надвиг сформирован главным образом в нижнем-среднем миоцене и в дальнейшем как активная разрывная структура себя не проявлял. Иным оказывается возраст южных крупнейших надвиговых структур: Кштутской, Магиан-Ягнобской, Зидды-Аксуиской, находящихся в зоне влияния активно воздымающегося Гиссарского свода, наиболее приближенного к зоне альпийской складчатости. По ним смещенными оказываются не только олигоцен-миоценовые, но и плиоценовые молассовые серии, а в ряде случаев, возможно, и нижнечетвертичные отложения.

Зеравшанский и Туркестанский своды к северу от полосы Кштутских и Магиан-Ягнобских надвиговых структур, кулисообразно сочленяющихся друг с другом, начиная с верхнего миоцена представляют собой единое воздымание, дифференцированное лишь благодаря вертикальным продольным и поперечным разломам, как правило достаточно активным и отчетливо выраженным в рельефе. Кштутский надвиг в зоне Чимтаргинского поперечного воздымания перекрывает более древний Рарз-Урмитанский и отчленяет западную часть Зеравшанского свода от восточной. Зона раздела косо рассекает Кштут-Фанский сегмент свода, выходя к устью р. Пасруд-Дарья. Анализ соотношения крупных надвигов со структурами поперечного воздымания типа Хаит-Бакирганской и Чимтаргинской показывает, что по отношению к Рарз-Урмитанскому нижнесреднемиоценовому надвигу они индифферентны и являются более поздними

образованиями. В то же время Чимтаргинское воздымание активно воздействовало на формирование позднеплиоценовых Кштутской и Магиан-Ягнобской надвиговых зон, усиливая этот процесс, что выразилось в образовании характерных для поперечных структур изгибов надвиговых линий, выпуклых в северном направлении. Поперечные и продольные разрывы, определяющие блоковое строение региона и отчетливо выраженные в рельефе, как правило, моложе надвиговых структур. В ряде случаев удается непосредственно наблюдать смещение плоскости надвига вертикальными разрывами (склоны Зеравшанского свода в Парз-Айнинском и Шинг-Магианском районах).

Выявляются и некоторые общие закономерности формирования сводов Туркестано-Гиссарского горного сооружения. Анализ молассовых серий межгорных и предгорных впадин (Ферганская, Пенджикентская, Магианская, Кашкадарьинская и др.) показывает, что образование гор началось в конце олигоцена - начале миоцена, когда накапливались мощные конгломераты типа больджуанской свиты Придарвазья (Чедия, 1971). В Пенджикентской и Магианской впадинах выделяются и более поздние существенно грубообломочные свиты (завронская, обилайская), в возрастном отношении, по-видимому, не выходящие за рамки нижнего - среднего миоцена. Начиная со среднего миоцена молассы межгорных и предгорных впадин Юго-Западного Тянь-Шаня становятся преимущественно тонкообломочными (магианская свита Пенджикентской, Магианской и Кашкадарьинской впадин). Наступает стабилизация восходящих движений, которая продолжается до нижнего плиоцена включительно. В среднем плиоцене начинается новый этап горообразования. В разрезах моласс снова появляются мощные конгломераты, которые в ряде случаев содержат остатки фауны руссильонского типа (гузарская свита Пенджикентской и Магианской впадин, по С.А. Несмеянову, 1973). Конгломератowymi остаются и более поздние верхнеплиоценовые свиты.

Хангай и Хэнтэй также представляют собой достаточно отчетливо очерченные сводовые поднятия, сформировавшиеся на герцинско-каледонском складчатом основании, причем осевые части сводов ориентированы в соответствии с простираем верхнепалеозойских геосинклинальных прогибов. Анализ гипсометрического положения фрагментов единой для Хангай-Хэнтэя поверхности выравнивания показывает, что своды осложнены в осевых зонах крупными горстовыми структурами, а крылья сводов - многочисленными разломами и грабенами, подчеркивающими контуры сводов на разных стадиях их воздымания или ориентированными поперечно (Кожевников, Дэмбрэлдорж, Болд, 1973). Формирование поверхности выравнивания, деформированной в процессе воздымания сводов, закончилось в пределах этого региона в основном в олигоцене (тонкообломочная красноцветная свита Бэгэр (Девяткин, 1970). Однако в дальнейшем, в течение миоцена и нижнего плиоцена, поднятия также не были значительными, так как грубообломочные

породы отсутствуют в разрезах моласс Долины Больших озер и многочисленных грабен. Лишь со среднего плиоцена появление галечных свит на периферии Хангая и Хэнтэя свидетельствует о начавшемся энергичном поднятии и о существенном врезании гидросети, о расчленении олигоцен-миоценовой поверхности выравнивания и образовании горного рельефа.

Таким образом, анализ новейшей структуры столь удаленных и разных по условиям формирования горных стран, как Карпаты, Юго-Западный Тянь-Шань и Хангай-Хэнтэйское нагорье, показывает, что возникновение всех этих систем начиналось с оформления сводовых поднятий, которые в дальнейшем оказывались в различной степени дифференцированными, осложненными поперечными воздыманиями и разломами, образованием горстов в осевых зонах. Естественным кажется своеобразие развития сводов Юго-Западного Тянь-Шаня, являющихся частью единого в своей основе грандиозного Гиссаро-Алайского поднятия.

Важные выводы появляются в результате сравнения разрезов молассовых серий предгорных и межгорных впадин. Фазы складчатости в Карпатах и фазы тектонической активизации эпипалеозойских воздыманий, в разной степени удаленных от альпийской зоны, оказываются разнотипными, а в ряде случаев и разновременными. Началу складчатости в Карпатах, проявившему себя довольно слабо в олигоцене-миоцене, соответствует в Юго-Западном Тянь-Шане достаточно энергичное поднятие. В это время Хангай-Хэнтэйский регион остается спокойным. Движения в конце миоцена, (весьма значительные в Карпатах), впервые сформировавшие эту горную страну, в Юго-Западном Тянь-Шане и Хангай-Хэнтэйском регионе не проявились. И лишь со среднего плиоцена (после раннеплиоценового этапа стабилизации движений и выравнивания рельефа) начинается общее воздымание сводов и формирование современного рельефа всех трех горных стран.

Закономерности эти имеют более широкое значение и могут быть подтверждены при анализе развития рельефа таких горных сооружений, как Балканы, Южные Карпаты, Крым, Большой и Малый Кавказ (Милановский, 1968), Копетдаг (Расцветаев, 1971), Придарвазье (Чедия, 1972), Алтай и Саяны (Адаменко, 1972). При этом для наиболее крупных горных сооружений альпийской складчатой области характерно проявление всех тектонических фаз: на первом олигоцен-миоценовом этапе появляется возвышенная суша, на втором и особенно на третьем — ярко выраженный горный рельеф. Более низкие горные сооружения этой же области появляются в виде возвышенной суши лишь на втором этапе, в сармат-меотисе (Балканы, Крым, Копетдаг). Горный рельеф формируется здесь только в среднем-позднем плиоцене.

Горные сооружения областей, обрамляющих альпийский складчатый пояс, энергично реагируют именно на первую, олигоцен-миоценовую фазу альпийских движений и слабее — на вторую миоцен-плиоценовую. В удаленных от альпийского пояса регионах в первую

фазу лишь намечаются незначительные восходящие движения – горообразование целиком приходится на последнюю среднепозднеплиоценовую тектоническую фазу, по-видимому имеющую планетарное значение.

ЛИТЕРАТУРА

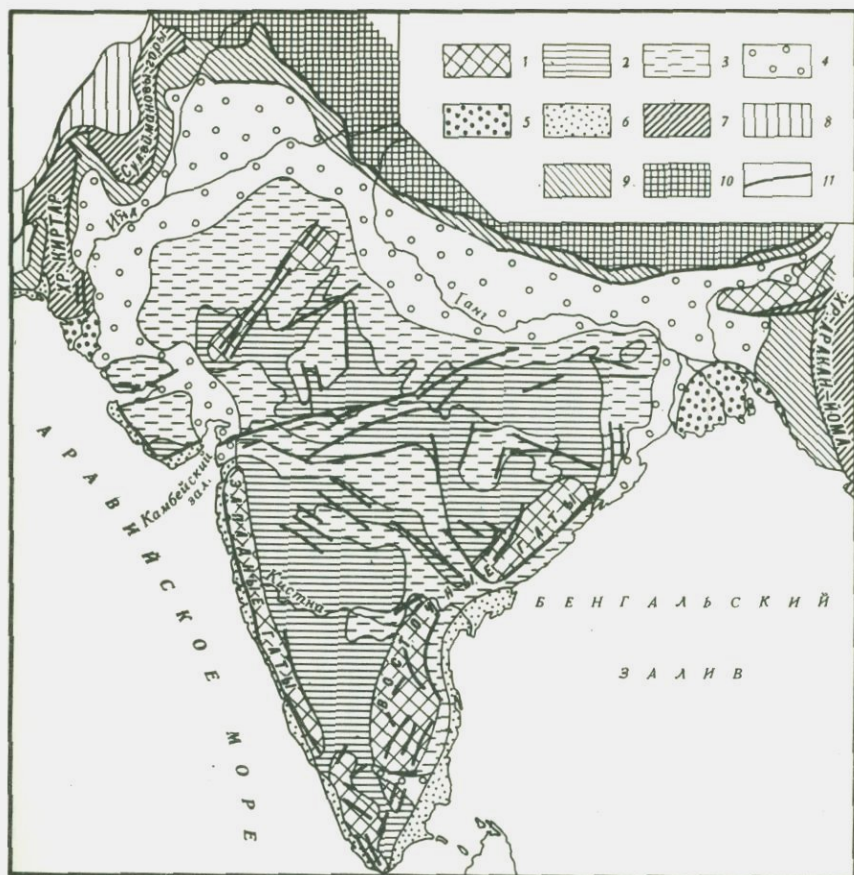
- Адаменко О.М. Геологическая история Предалтайской впадины и проблемы формирования неотектонических предгорных опусканий Иркутск, 1972.
- Гофштейн И.Д. Неотектоника Карпат. Киев, "Наукова думка", 1964.
- Девяткин Е.В. Геология кайнозоя Западной Монголии. Тр. Совм. сов. монгольск. науч.-исслед. геол. эксп., вып. 2, М., "Наука", 1970.
- Кожевников А.В., Дэмбрэлдорж С., Болд Я. Новейшая тектоника Хангай-Хэнтэйской горной страны (МНР). – В сб.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Изд-во МГУ, 1973.
- Костенко Н.П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М., "Недра", 1972.
- Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., "Недра", 1968.
- Несмеянов С.А. Стратиграфия олигоцен-неогеновых моласс Западного Гиссаро-Алая. – В сб.: Жизнь Земли, № 9. Изд-во МГУ, 1973.
- Расцветаев Л.М. Новейшая тектоника Копет-Дага. Автореф. канд. дис. М., 1971.
- Чедия О.К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн. 1 и 2. Фрунзе, 1971, 1972.

Л. П. Кондакова, Э. Б. Мовшович, А. А. Чистяков

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ КАЙНОЗОЙСКОГО РАЗВИТИЯ МОРФОСТРУКТУР ИНДОСТАНА

Рассматриваемая территория включает крупные морфоструктуры: 1) Индостанское плато, в тектоническом плане отвечающее древней Индостанской платформе с преимущественно денудационным рельефом; 2) аккумулятивные аллювиальные равнины рек Инда, Ганга и Брахмапутры, соответствующие в основном системе передовых и предгорных прогибов; 3) пояс кайнозойских горных сооружений, состоящий из раннеальпийских эпигеосинклинальных хребтов Киртара, Сулеймана, преимущественно эпиплатформенных Гималаев и позднеальпийских эпигеосинклинальных гор Аракан-Йома-Нага. Интенсивное развитие современных морфоструктур началось с конца позднего мела, когда произошло резкое изменение тектонического режима всего региона, вызвавшее дробление Гондваны, заложение периокеанических прогибов и широкое развитие траппового вулканизма (рисунок).

Анализ поверхностей выравнивания в областях денудации и коррелятивных отложений в областях аккумуляции позволяет выделить в развитии морфоструктур Индостана 7 основных этапов: 1) поздне-меловой – раннепалеоценовый, 2) позднепалеоценовый – эоценовый, 3) конца позднего эоцена – начала раннего олигоцена, 4) олигоцен-новый, 5) раннемиоценовый, 6) среднемиоценовый – плиоценовый, 7) позднеплиоценовый – плейстоценовый (Табл. 1).



Обзорная схема морфоструктурного районирования Индостана.

Индостанское плато (область новейших платформенных поднятий с амплитудами от 100–200 до 1000–2000 м): 1 – глыбовые эпиплатформенные горы, 2 – денудационное плато, 3 – эрозивно-денудационные высокие равнины; аккумулятивные равнины (область преобладающих новейших опусканий предгорных и краевых прогибов с амплитудами до 8–10 км): 4 – аллювиальные и пролювиальные равнины, 5 – дельтовые равнины, 6 – прибрежные равнины; орогенный пояс (область активного новейшего горообразования с амплитудами поднятий до 6–8 км); складчатые горы: 7 – вовлеченные в интенсивные поднятия в послеолигоценное время, 8 – вовлеченные в интенсивные поднятия в плиоцен-четвертичное время, 9 – вовлеченные в поднятия в четвертичное время; 10 – складчато-глыбовые горы, вовлеченные в интенсивные поднятия в послеолигоценное время; 11 – основные рельефообразующие разломы.

Таблица
ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ЭТАПОВ ФОРМИРОВАНИЯ МОРФОСТРУКТУР ИНДОСТАНА

Название региона	Направленность и амплитуда тектонических движений (км)	Преобладающие рельефообразующие процессы; характер отложений	Преобладающие типы рельефа	Амплитуда расчленения рельефа в областях денудации
1	2	3	4	5

КОНЕЦ ПОЗДНЕГО МЕЛА (МАОСТРИХТ-ДАНИЙ) – РАННИЙ ПАЛЕОЦЕН

Индостанское плато	На большей части территории поднятие до 0,5 км, в деканской синеклизе прогибание до 2–3 км	Эрозия и денудация, излияние траппов	Равнины эрозионно-денудационные высокие; равнины структурно-денудационные трапповые	На основной части территории от 10 до 100 м; в Кардамоновых горах до 300–500 м	
Пояс подгорных равнин	Индская	Прогибание, амплитудой до 0,5–1,0 км	Аккумуляция морских и аллювиально-озерных отложений; песчаники с прослоями глин	Низкая прибрежная морская и аллювиально-озерная равнина	-
	Предгималайская равнина	Слабое поднятие	Денудация	Высокая денудационная равнина	До 50 м
	Бенгальская равнина	Прогибание, амплитудой до 0,5–1,0 км	Аккумуляция морских и аллювиально-озерных отложений; песчаники с прослоями глин, углей и известняков	Шельф., прибрежная морская и аллювиально-озерная равнины	-

Горные сооружения	Киргар-Сулейман	Поднятия островных дуг на фоне прогибания амплитудой 0,5-1,0 км	Аккумуляция морских и аллювиально-озерных отложений; абразионно-аккумулятивные процессы у островов; мало-мощные песчаники и глины	Прибрежная морская и аллювиально-озерная равнина	-	
	Гималаи	Слабое поднятие	Эрозия и денудация	Равнина высокая эрозивно-денудационная	?	
Индостанское плато	Слабое поднятие	ПОЗДНИЙ ПАЛЕОЦЕН - ЭОЦЕН		Слабая денудация и формирование латеритных кор выветривания	Денудационные равнины	На основной территории до 50-100 м, в горах Кардамоновых и Нилгири до 300-500 м
Пояс подгорных равнин	Индская равнина	Прогибание, амплитудой до 1,5-2 км	Аккумуляция морских отложений; известняки, глины, широкое развитие рифов	Шельфовая аккумулятивная равнина	-	
	Предгималайская равнина	Слабое поднятие	Слабая денудация и формирование кор выветривания	Денудационная равнина	Слабая расчлененность	
	Бенгальская равнина	Прогибание, амплитудой до 5,0 км	Аккумуляция морских отложений; глины, известняки, развитие рифов	Шельфовая аккумулятивная равнина	-	

Таблица (продолжение)

1		2	3	4	5
Горные сооружения	Киртар-Сулейман	Поднятие островных дуг на фоне прогибания, амплитудой до 0,5 км	Аккумуляция морских отложений; абразионно-аккумулятивные процессы у островов; глины и известняки, глины с прослоями песчаников	Абразионно-аккумулятивная равнина шельфа с островными поднятиями	-
	Гималаи	Поднятие островных дуг на фоне прогибания, амплитудой 0,5-1,5 км	Аккумуляция морских отложений; абразионно-аккумулятивные процессы у островов; глины, пески, известняки	Абразионно-аккумулятивная равнина шельфа с островными поднятиями	-
		КОНЕЦ ПОЗДНЕГО ЭОЦЕНА - НАЧАЛО РАННЕГО ОЛИГОЦЕНА			
Индостанское плато	Поднятие амплитудой на большей части территории до 100-150 м, в гг.Кардамоновых и Нилгири до 300-400 м	Эрозия и денудация	Равнины высокие эрозионно-денудационные	На основной части территории - 500 м, в гг.Кардамоновых и Нилгири до 800-900 м	

Индская равнина	Весьма слабое прогибание	Аккумуляция морских и аллювиально-озерных отложений; песчанистые известняки, глины	Прибрежно-морская аллювиально-озерная равнина	-
Предгималайская равнина	Слабое поднятие	Эрозия и денудация	Эрозионно-денудационная равнина	Незначительная
Бенгальская равнина	В восточной части - прогибание амплитудой до 3,0 км, в западной части - незначительное поднятие	В восточной части - аккумуляция лагунно-морских отложений, в западной части - формирование коры выветривания; в восточной части - глины с прослоями песчаников	В восточной части - шельф, прибрежно-морская равнина, в западной части - денудационная равнина	-
Киртар-Сулейман	В Сулеймановых горах - слабое поднятие; в Киртаре - поднятие островных дуг на фоне слабых прогибаний	Эрозия и денудация; в Киртаре - аккумуляция морских отложений, песчанистые известняки, песчаники, глины	В Сулеймановых горах - низкая денудационная равнина; в Киртаре - прибрежно-морская равнина	Незначительная
Гималаи	Поднятие до 500-700 м и более	Эрозия	Высокая эрозионно-денудационная равнина и плато	500 м

Таблица (продолжение)

1	2	3	4	5
Индостанское плато	Слабое поднятие	<p style="text-align: center;">ОЛИГОЦЕН</p> Эрозия и денудация; формирование латеритных кор выветривания	Равнины высокие и низкие эрозионно-денудационные	На большей части незначительная, в г.Кардамоновых и Нилгири — до 1 км
Пояс подгорных равнин	Прогибание, амплитудой до 0,3 км на севере, и до 2,0 км на юге	Аккумуляция морских отложений на юге и аллювиально-озерных на севере; на юге — песчаники, песчанистые известняки, на севере — пестроцветные глины и песчаники	Прибрежно-морская на юге, аллювиально-озерная равнина — на севере	-
	Слабое поднятие	Денудация	Равнина высокая эрозионно-денудационная	Незначительная
	Прогибание, амплитудой от 0,1 на западе, до 3,5 км на востоке	Аккумуляция морских и аллювиально-озерных отложений; песчаники с прослоями глины и углей	Прибрежная морская и аллювиально-озерная равнина	-

Горные сооружения	Киртар-Сулейман	Слабое поднятие на большей части территории	Эрозия и денудация, в юго-восточной части Киртара - аккумуляция морских отложений, глины, песчаники	Равнины высокие и низкие эрозионно-денудационные, в юго-восточной части Киртара - прибрежно-морская равнина	Слабая
	Гималаи	Слабое поднятие	Эрозия и денудация	Плато и низкие горы	До 1 км
РАННИЙ МИОЦЕН					
	Индостанское плато	Подняtie до 0,5 км	Эрозия и денудация	Высокая эрозионно-денудационная равнина, на юге - низкие горы	На большей части территории 200-300 м, в южной части - до 1600 м
Пояс подгорных равнин	Индская равнина	Прогибание - на севере до 0,3 м; слабое поднятие - в центральной части; прогибание до 0,5 км - на юге	Аккумуляция озерно-аллювиальных отложений на севере, прибрежно-морских и лагунных на юге и денудация в центральной части, на севере - пестроцветные песчаники и глины, на юге - глины с прослоями песчаников и известняков	Прибрежно-морская и аллювиально-озерная равнина	Незначительная

Таблица (окончание)

1		2	3	4	5
Пояс подгорных равнин	Предгималайская равнина	Прогибание до 4 км западнее меридиана Дели; до 0,5-1,3 км-восточнее Дели	Аккумуляция пролювиальных и аллювиальных отложений, песчаники и глины с прослоями конгломерата	Подгорная пролювиально-аллювиальная равнина	-
	Бенгальская равнина	Прогибание от 0,5 до 5,0 и более км	Аккумуляция морских и аллювиально-озерных отложений, песчаники и глины	Прибрежно-морская и аллювиально-озерная равнина	-
Горные сооружения	Киртар-Сулейман	Поднятие до 1,0 км	Эрозия и денудация	Горы низкие	600-800 м
	Гималаи	Поднятие 1,5 км	Эрозия и денудация	Горы низкие, средние и высокие	До 2000-3000 м
Индостанское плато		Поднятие, амплитудой до 0,4 км	Эрозия и денудация	Равнины высокие эрозионно-денудационные, плато высокие, горы средние	На большей части территории - 200-500 м, в южной части - до 1,5 км

СРЕДНИЙ МИОЦЕН - ПЛИОЦЕН

Пояс подгорных равнин

Горные сооружения

Индская равнина	Прогибание до 3,0-4,0 м	Аккумуляция озерно-аллювиальных отложений, песчаники с прослоями красноцветных глин и конгломератов	Озерно-аллювиальная равнина	-
Предгималайская равнина	Прогибание 4,0-5,0 км	Аккумуляция пролювиальных и аллювиальных отложений, песчаники и красноцветные глины с прослоями конгломератов	Подгорная пролювиально-аллювиальная равнина	-
Бенгальская равнина	Прогибание до 3,0 км и более	Аккумуляция морских и аллювиально-озерных отложений, песчаники и глины	Прибрежно-морская и аллювиально-озерная равнина	-
Киргар-Сулейман	Поднятие до 0,7 км	Эрозия и денудация	Горы средние	До 500-1000 м
Гималаи	Поднятие до 2,5 км	Эрозия и денудация	Горы высокие	До 3000-4500 м

Краткая характеристика выделенных этапов и эволюция основных морфоструктур отражены в таблице.

Последний, позднеплиоценовый – плейстоценовый этап характеризовался значительным поднятием всей рассматриваемой территории, которое сопровождалось интенсивным расчленением поверхности суши в эрозионно-денудационных областях и накоплением преимущественно грубообломочного материала в областях аккумуляции.

Анализ суммированного в таблице материала показывает, что основные морфоструктуры Индостана в кайнозойское время претерпели сложную историю развития, которая предопределялась чередованием этапов активизации тектонических движений с этапами их стабилизации. Этапы активизации характеризовались значительной дифференциацией тектонических движений на фоне общего поднятия, которое наиболее рельефно проявлялось в пределах орогенного пояса и Индостанского плато, а в областях аккумуляции – накоплением преимущественно терригенного обломочного материала, появлением континентальных фаций и значительных перерывов осадконакопления. В областях эрозии и денудации в течение этих этапов происходило расчленение древних поверхностей выравнивания и формирование уступов между ними, нередко с размывом древних кор выветривания. В этапы стабилизации тектоническая активность территории снижалась, происходило формирование поверхностей выравнивания и накопление тонкого карбонатно-обломочного материала в областях аккумуляции. С каждым новым этапом благодаря увеличению интенсивности тектонических движений степень выражения структур в рельефе увеличивалась, достигнув максимума в четвертичное время. Области аккумуляции постепенно сокращались, а области эрозии и денудации разрастались, рельеф становился выше и более расчлененным.

Суммарный размах неотектонических движений за рассматриваемый этап развития достигает 15–17 км, с прогибаниями в аккумулятивных равнинах до 8–10 км и поднятиями в орогенном поясе до 8–8,5 км. О продолжающемся развитии современных морфоструктур свидетельствует большая сейсмичность и скорость (до 3–5 см/год) современных тектонических движений.

А. А. Чистяков

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ НОВЕЙШЕГО РАЗВИТИЯ ОРОГЕННЫХ МОРФОСТРУКТУР ЮЖНОЙ АЗИИ И СРЕДНЕГО ВОСТОКА

Крупнейшие горные сооружения Южной Азии и среднего Востока включают горы Эльбурса и Загроса и разделяющее их Иранское нагорье, а также Макрана и Киртара-Сулеймана, на севере – Паропамиз, Гиндукуш и Гималаи, на востоке – горы Аракан-Йомы. В этот регион входит также плато Декан, ограниченное глыбовыми хребтами Западных и Восточных Гат.

Морфоструктуры этих горных стран сформировались под воздействием активных новейших горообразовательных движений, проявившихся в различное время. Наиболее ранний орогенез отмечается в областях, вовлеченных в интенсивные воздымания в послеолигоценовую эпоху. К ним относятся Эльбурс, зона Парапамиза – Банди-Туркестана, Гильмендский массив, центральные части Загроса, Сулейманского и Киртарского хребтов (рис. 1), а также Гиндукуш, Гималаи, осевая часть горной системы Аракан-Йома и эпиплатформенные горы Индостанского полуострова.

Эльбурс испытал воздымание уже в олигоцене; оно получило отражение в рельефе и отделило Южно-Каспийскую впадину, где сохранялись морские условия, от впадин Центрального Ирана, в которых накапливались преимущественно континентальные красноцветные формации.

Амплитуды новейших воздыманий достигают в центральных частях Эльбурса 4000–4500 м (местами и более), уменьшаясь к западу и востоку до 2500–3000 м (рис. 2). Изолинии послеолигоценовых поднятий охватывают широкую сводовую часть Эльбурсского антиклинория замкнутыми контурами, внутри которых расположено несколько поднятий, вытянутых на 50–100 км и более, нередко осложненных продольными разломами значительных амплитуд. Небольшие поперечные разрывные нарушения отмечаются только в западной части Эльбурса. Оси этих поднятий ориентированы примерно параллельно берегу Каспийского моря и на западе очень резко поворачивают к северу.

Зона Парапамиза – Банди-Туркестана в новейшее время испытала весьма интенсивные восходящие движения, сформировавшие несколько крупных антиклинорных хребтов преимущественно субширотного простирания. Амплитуды послеолигоценовых поднятий колеблются от 2000–3000 м на западе до 4000–5000 м на востоке (рис.). Разрывные нарушения в этой зоне главным образом продольные, с амплитудой в первые сотни метров.

Морфоструктуры Гильмендского массива за послеолигоценовое время испытали поднятия порядка 2000–2500 м.

В современном структурном плане геосинклиальная система Загроса представляет собой огромный мегантиклинорий, состоящий из многих антиклинориев и синклинориев, расположенных чаще всего кулисообразно и представленных в основном простыми по своей морфологии складчатыми структурами.

В новейший этап развития деление Загросской геосинклиальной системы на внешнюю и внутреннюю зоны определилось главным образом во время орогенеза. Если внутренняя зона была вовлечена в интенсивные воздымания с конца олигоцена, то во внешней – начало горообразования относится уже к плиоцену. В изолиниях послеолигоценовых воздыманий внутренняя зона представляет собой линейно-вытянутую с северо-запада на юго-восток систему крупных (до 100 км и более в длину при ширине до 15–25 км) поднятий с амплитудами до 2000–3000, а в отдельных местах и до 4000 м

(см. рис. 2). Поднятия осложнены большим количеством крупных и мелких, преимущественно продольных, разрывных нарушений, среди которых преобладают крутые надвиги (рис. 2).

Внешняя зона, сочленяющаяся с внутренней по крупным региональным разломам, представлена системой небольших по размерам, узких линейных поднятий, а амплитудами за плиоцен-четвертичное время до 2000, а местами и 3000 м. Эти амплитуды близки к амплитудам внутренней зоны и свидетельствуют о том, что скорости новейших восходящих тектонических движений значительно возросли в плиоцен-плейстоцене по сравнению с миоценом.

К юго-западу внешняя зона Загроса постепенно переходит во внутреннюю зону Месопотамского краевого прогиба, сложенного в антиклиналях асмарийскими известняками и соленосной миоценовой молассой серии фарс, а в синклиналях континентальной конгломератовой молассой бахтиарской серии. В целом они сохраняют линейный характер, свойственный внешней зоне Загроса, но амплитуды плиоцен-четвертичных поднятий уменьшаются здесь до 500-1000 м.

Морфоструктуры Белуджистанской геосинклинали развивались в три основных этапа. Центральные части Киртара-Сулейман - начали воздыматься с конца олигоцена, а их краевые участки и горы Макрана интенсивно поднимались в послемiocеновое и послеплиоценовое время. Горная область, возникающая на месте Белуджистанского альпийского геосинклинального прогиба, представляет собой дугообразные в плане системы хребтов-антиклиналей, часто осложненных крупными разрывными нарушениями. Обращенный рельеф встречается довольно редко.

Среди наиболее крупных разрывных нарушений следует отметить разломы, отделяющие Киртарский мегантиклинорий от тыловых и передовых прогибов. Они имеют амплитуду до 1000 м и достигают в длину 300 км и более.

Амплитуды поднятий за различные этапы колеблются от 500 до 3000-3500 м. Сравнение амплитуд воздыманий за послеолигоценное, послемiocеновое и послеплиоценовое время показывает, что скорости орогенических движений постепенно нарастают, достигнув максимума в четвертичное время. Это нашло четкое отражение в резком поглубении молассовых осадков вверх по разрезу.

К северу от Белуджистанской геосинклинали простирание новейших структур, как и более древних, меняется с субмеридионального на субширотное. Наиболее интенсивные послеолигоценные поднятия с амплитудами свыше 6000 м отмечаются в Гиндукуше, имеющем сложное строение, но еще очень слабо изученном (рис. 2).

Новейшие поднятия Гиндукуша и Хазары к западу переходят в грандиозный ороген Каракорума и Гималаев. В Каракорумском антиклинории по сравнению с Гиндукушским амплитуды послеолигоценных воздыманий увеличиваются на 2000-2500 м и достигают 8500 м и более.

Гималайское горное сооружение представляет собой огромное сводово-глыбовое поднятие с амплитудами до 8-9 км за неоген-четвертичное время, дугообразно выпуклое к югу протягивающееся на расстояние около 2400 км. Большим количеством поперечных и реже субширотных разломов (с амплитудами до 1-2 км и более) оно разбито на отдельные относительно опущенные и приподнятые блоки.

В крайней западной части Гималаев, на фоне общего сводового поднятия выделяется целая серия сравнительно узких (не более 20-30 км в поперечнике) антиклинальных хребтов протяженностью от 100 до 250-300 км. Они четко оконтуриваются изоляциями послеолигоценовых поднятий до 6000 и 7000 м и разделяются узкими линейно-вытянутыми межгорными впадинами с амплитудами новейших воздыманий порядка 4000-5000 м. Наиболее крупной из них является Сринагарская впадина, в пределах которой амплитуды восходящих неотектонических движений уменьшаются до 2000-2500 м.

Восточнее р. Сатледж морфоструктуры Гималайского орогена существенно меняются. Линейно-вытянутые хребты и межгорные впадины, характерные для более западных частей, быстро исчезают, и на фоне общего сводового поднятия с амплитудами свыше 8 км начинают четко выделяться отдельные поднятые и опущенные по многочисленным поперечным разломам блоки с относительными перемещениями от 1 до 3 км. По-видимому, это не случайно и связано с доорогенным этапом развития. Крайняя западная часть Гималаев и Каракорум на орогенном этапе развития в какой-то мере унаследовали линейный характер существовавших здесь ранее геосинклиналей, а более восточные образовались в процессе активизации жесткой докембрийской Индостанской платформы и характеризуются уже блоковым строением.

Гималайское горное сооружение с юга на всем протяжении ограничивается грандиозным пограничным надвигом, по которому древние кристаллические породы надвинуты на сиваликские, а местами и на четвертичные отложения. Пограничный разлом обычно выражен в рельефе в виде высоких обрывистых уступов.

Складчатая система Аракан-Йома представляет собой послеолигоценовое поднятие с амплитудами 2000-2500 м, образующее субмеридиональную систему линейных, обычно слабо дугообразно выпуклых к западу, узких (до 10-12, редко 20-30 км) антиклинальных хребтов, длиной до 200-300 км и более. Наиболее интенсивные поднятия (свыше 3000 м) отмечаются в хр. Виктория, расположенном в осевой части Араканского антиклинория.

С запада к Аракан-Йомской горной системе, характеризующейся послеолигоценовым горообразованием, примыкают более молодые поднятия складчатого борта Предараканского краевого прогиба. В течение всего неогена на этой территории шла интенсивная аккумуляция сначала мелководноморских (серия сурма), а затем аллювиально-дельтовых (группы тилам, дупитила) песчано-глинистых

осадков общей мощностью свыше 5–6 км. Только с конца плиоцена и в четвертичное время здесь развилась складчатость, сопровождавшаяся значительными восходящими движениями.

В целом область послеплиоценового горообразования складчатого борта Предараканского краевого прогиба представляет собой веерообразно расходящуюся к северу систему очень узких (5–7 км) и сложно построенных линейно-вытянутых хребтов-антиклиналей и разделяющих их синклинальных впадин, ориентированных в субмеридиональном направлении. Очень часто граница между впадинами и поднятиями проходит по крупным продольным разрывам со значительными амплитудами смещения.

Наиболее интенсивные воздымания отмечаются в восточной части прогиба, где три крупных поднятия оконтуриваются замкнутыми изолиниями +2000 м. Далее к западу амплитуды новейших поднятий хребтов-антиклиналей последовательно уменьшаются до 1500, 1000 и 500 м. В крайней западной и северных частях прогиба новейшие антиклинальные поднятия выражены в рельефе узкими и невысокими (до 300–500 м высотой) грядово-гребневидными возвышенностями, отделенными друг от друга широкими депрессиями. Протяженность таких изолированных возвышенностей колеблется от 20–30 до 80–100 км. Необходимо отметить, что в Силхетском районе, у разлома Даука, ограничивающего Шиллонгское плато, простираение морфоструктур меняется с субмеридионального на широтное.

Начавшиеся в самом конце плиоцена интенсивные воздымания по своим масштабам были в несколько раз меньше предшествовавших им опусканий в неогеновое время. Поэтому в неоген-четвертичное время весь складчатый борт Предараканского краевого прогиба являлся областью преобладающих новейших прогибаний. То же самое можно сказать и о других районах (предгорья Гималаев, прогиб Сиби, впадины Иранского и Южно-Афганского массивов и др.), вовлеченных в процессы горообразования только в послеплиоценовое время.

Основными типами морфоструктур Индостанской платформы являются горст-антиклинальные поднятия с амплитудами на юге свыше 2000 м (Западные Гаты и др.) и грабенообразные впадины, опущенные относительно поднятий на 100–500 м и более. В целом за новейший этап развития Индостанская платформа испытала, за исключением ее отдельных окраинных частей, дифференцированные поднятия с амплитудами от 100–300 до 2000–2500 м. В ее пределах выделяется пять основных зон глыбовых поднятий с амплитудами, превышающими 1000 м (Западно-Гатская, Восточно-Гатская, Аравалийская, Сатпурская, Чхота-Нагпурская), и четыре главные внутренние впадины грабенообразного типа: Годавари, Нарбада, Маханади и Кавери.

Орогенные морфоструктуры Южной Азии и Среднего Востока, сформированные разновозрастными горообразовательными движениями, неразрывно связаны с более древними тектоническими структу-



Рис. 1. Схема новейшей тектоники Среднего Востока.

1 - области горообразования, вовлеченные в интенсивные поднятия в послеолигоценное время (с изолиниями); 2 - области горообразования, вовлеченные в интенсивные поднятия в послемiocеновое время; 3 - области горообразования, вовлеченные в интенсивные

поднятия в послеплиоценовое время; 4 - области преобладающих новейших опусканий; 5 - новейшие разломы, установленные по геолого-геоморфологическим данным (недифференцированные); 6 - новейшие разломы, предполагаемые по геоморфологическим данным; 7 - грязевые вулканы

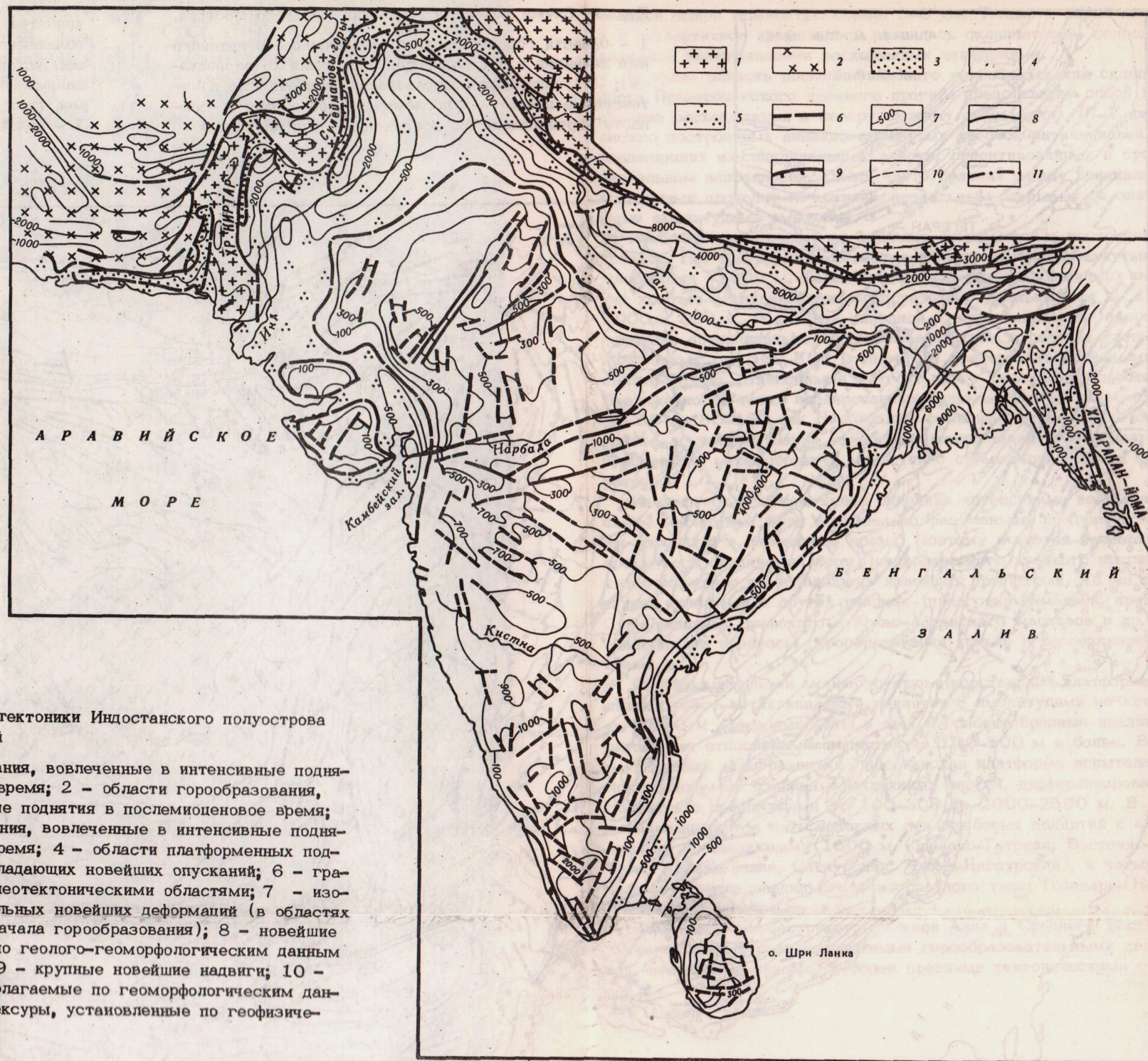


Рис. 2. Схема новейшей тектоники Индостанского полуострова и прилегающих территорий

1 - Области горообразования, вовлеченные в интенсивные поднятия в послеолигоценное время; 2 - области горообразования, вовлеченные в интенсивные поднятия в послемiocеновое время; 3 - области горообразования, вовлеченные в интенсивные поднятия в послеплиоценное время; 4 - области платформенных поднятий; 5 - области преобладающих новейших опусканий; 6 - границы между отдельными неотектоническими областями; 7 - изолинии суммарных вертикальных новейших деформаций (в областях интенсивных поднятий с начала горообразования); 8 - новейшие разломы, установленные по геолого-геоморфологическим данным (недифференцированные); 9 - крупные новейшие надвиги; 10 - новейшие разломы, предполагаемые по геоморфологическим данным; 11 - разломы и флексуры, установленные по геофизическим данным

рами и часто наследуют их главнейшие особенности. Морфоструктуры регионального эпигеосинклинального горообразования характеризуются развитием линейных поднятий — хребтов, повторяющих очертания складок альпийских геосинклинальных дуг. При этом в более молодых позднеальпийских геосинклиналях (Аракан—Йома, Загрос) развиты прямые морфоструктуры, а в раннеальпийских геосинклиналях встречаются и обращенные морфоструктуры. На Индостанской платформе и во многих районах Иранского и Южно-Афганского массивов основные черты новейших глыбовых поднятий предопределило унаследованное развитие древних разломов. Особенно интересны в этом отношении Гималаи, где в западной части, возможно испытавшей геосинклинальное развитие в палеозое и мезозое, прослеживаются линейные поднятия и впадины, а к востоку от р. Сатледж они сменяются сводово-глыбовыми морфоструктурами (по всей вероятности, возникшими в результате активизации докембрийской Индостанской платформы).

В. П. Чичагов

МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВОЗРОЖДЕННЫХ ГОР ХАНГАЯ, ХЭНТЭЯ И БОЛЬШОГО ХИНГАНА

Хангай, Хэнтэй и Большой Хинган расположены в западной части обширной Монголо-Охотской геоморфологической области, совпадающей в своих основных чертах с древней структурой Монголо-Охотского пояса. Монголо-Охотская геоморфологическая область представляет собой гетерогенное образование в морфоструктурном и морфоскульптурном отношении, но характеризуется и рядом общих черт рельефа. Последнее обстоятельство наряду со своеобразием структурной позиции области (она разделяет Сибирскую и Китайскую платформы, зарождается в центральной части Азиатского материка и соединяет ее с юго-западным побережьем Охотского моря) создает предпосылки для анализа изменения формирования рельефа от центра континента к его восточной окраине. Монголо-Охотский металлогенетический пояс был выделен Е.А. Ферсманом в 1926 г. М.С. Нагибина (1963) подробно проанализировала тектоническое и геологическое строение Монголо-Охотского пояса, показала самостоятельность его как структурной зоны и определила его место в системе тектонических структур Восточной Азии. При проведении морфоструктурного и морфоскульптурного анализа этой весьма разнообразной в геоморфологическом отношении территории и выявляются тенденции к изменению рельефа от центра Азии к ее восточной окраине: общее омоложение возраста поверхностей выравнивания и возраста основных черт рельефа, закономерный переход от континентального аридного и семиаридного к прибрежному и морскому гумидному типам рельефообразования (Чичагов, 1966, 1967).

В статье делается попытка выявить некоторые закономерности в формировании морфоструктуры возрожденных гор западной части Монголо-Охотской геоморфологической области и показать связь в развитии положительных морфоструктур и эпиплатформенных равнин.¹

Три крупных горных страны — Хангай, Хэнтэй и Большой Хинган — расположены в западной части Тихоокеанского сегмента земной коры. Они характеризуются рядом общих черт: значительными размерами, заложением на месте обширных геосинклинальных прогибов, общей сводово-глыбовой структурой, асимметричным строением, широким развитием древнего выровненного рельефа, интенсивным проявлением разломной тектоники, создавшей блоковую структуру, и молодого вулканизма. Рисунок речной сети хорошо подчеркивает здесь систему разрывных нарушений. Наибольшие различия в рисунке речной сети наблюдаются в пределах поднятий и впадин. Общим является и то, что Хангай, Хэнтэй и Большой Хинган оформились как положительные морфоструктуры в мезозое; к началу неотектонического этапа они были значительно выровнены и представляют сейчас возрожденные горы.

В то же время они значительно отличаются друг от друга. Это прежде всего морфологические различия. Хангайская горная страна имеет неправильную треугольную форму, Хэнтэйская — овальную, Большой Хинган представляет неправильный многоугольник. В Хангае (3500–3900 м) преобладают поднятия и впадины северо-западного и широтного простираний, хотя имеются и узкие приразломные меридиональные впадины, в Хэнтэе (2000–2500 м) — преимущественно северо-восточные, в Большом Хингане (1500–1700 м) — субмеридиональные. Значительные различия наблюдаются в характере древнего рельефа. В Хангае и Хэнтэе выровненный исходный поздне меловой — палеогеновый пенепплен представлен преимущественно денудационным равнинным, низкогорным и среднегорным рельефом, а в Большом Хингане — преимущественно денудационным и аккумулятивным равнинным и мелкосопочным рельефом. Наибольшие площади древних денудационных равнин сохранились в Хангайской горной стране, значительно меньше в Хэнтэе и Большом Хингане. Для первой характерны изометричные и линейные впадины и широкое развитие долинных базальтов и платобазальтов, приуроченных к зонам крупных разломов, например к широкой меридиональной полосе, тяготеющей к зоне Орхон-Селенгинского разлома. В Хэнтэе развиты впадины забайкальского типа и известны единичные проявления базальтовых излияний в бортах впадин и на водораздельных хребтах. Базальты существенной роли в строении современного рельефа здесь не играют. В Большом Хингане встречаются преимущественно линейные впадины. Молодые вулканы развиты по периферии этой горной страны. Наибольшее количество

¹ В связи с этим мы ограничимся здесь рассмотрением не всего Большого Хингана, а лишь северной части его западного склона.

эпицентров землетрясений силой 6–8 баллов зарегистрировано в пределах Хангая, где они приурочены к зонам повышенной сейсмоактивности широтного и субмеридионального простираний; к западу от периферии Хангая расположен эпицентр предпоследнего на территории МНР крупного Могодского землетрясения 1967 г. Значительно меньшей сейсмотектонической активностью характеризуются Хэнтэй и Большой Хинган, где зарегистрированы эпицентры землетрясений силой в 5–6 баллов. Существенно различались здесь и величины нестектонических поднятий достигавшие 500–700 м в Большом Хингане, 1000 м в Хэнтэе и более 2000 м в Хангае. Хангайская горная страна состоит из трех крупных хребтов: собственно Хангая, Тарбагатая и Болная. В их пределах расположены широтные грабены Терхин, Цеган–Нурский, Тэлмин–Нурский, Идер–Гольский, меридиональные грабены долины рек Чулуту, Орхоны, Хойт–и Урьд–Тамир–гол, Хануя, Хунэя и многие другие. Их возраст неодинаков, но в целом ограничен плиоцен–плейстоценом. В южной части Хангайской горной страны расположены Баянхонгорская, Дзагекая и другие впадины, выполненные отложениями олигоцена, неогэна и плейстоцена.

В восточной части Хангая широко представлен низко- и мелкогорный эрозивно–денудационный рельеф, в пределах которого речные долины и впадины выполнены красно- и буроватыми позднеплиоценовыми отложениями и плейстоценовым аллювием. В Хэнтэйской горной стране, представляющей юго–восточную часть единого Хэнтэй–Чикойского нагорья, преобладают сравнительно небольшие горстовые поднятия типа Бата–Хэнтэй, Хэнтэй–Хан, Богдо–Ула и грабены, расположенные вдоль долин крупных рек Онона, Керулена, Толы и др. По западной окраине Хэнтэя развиты красно- и буроватые отложения среднего и верхнего плиоцена с богатой фауной крупных и мелких млекопитающих. В районе сомона Шамар в низовьях р. Орхон нами вместе с Н.А. Кориной, Н.Т. Кузнецовым и Б. Авирлиидом было открыто местонахождение фауны этого возраста (Певзнер и др., 1974).

В целом Хэнтэйская горная страна менее монолитна, чем Хангайская, имеет более мозаичное блоковое строение. Еще более сильно раздроблен Большой Хинган, в пределах которого трудно выявить наиболее крупные положительные и отрицательные морфоструктуры.

Основные впадины приурочены к его окраинам. Это прежде всего Далай–Норская, состоящая из серии угленосных впадин второго порядка, и Нумургин–Гольская, выполненная базальтами.

Наиболее древним горным сооружением является Хангай, заложившийся еще в палеозое. Хэнтэй имеет юрско–меловой возраст. Возникновение Большого Хингана как положительной морфоструктуры относится к мелу.

Из краткого рассмотрения общих морфоструктурных особенностей этих трех крупных горных стран можно заметить, что с запада на восток изменяется возраст положительных морфоструктур от палеозоя до позднего мезозоя, что свойственно, как мы отмечали, так-

же и для Монголо-Охотской геоморфологической области в целом. В этом же направлении уменьшается их высота, изменяется монолитность и снижается вулканическая, сейсмотектоническая и неотектоническая активность, становится более четкой связь положительных морфоструктур с прилегающими к ним равнинами.

Хангайская горная страна расположена к югу от горных сооружений Прихубсугуля и отделена от них узкой полосой приселенгинских впадин и пониженного денудационно-эрозионного рельефа. Последняя совпадает с широтной зоной разлома, связанного с землетрясением 1905 г., расположенной вкрест простираения меридиональных рифтовых структур озерных впадин оз. Хубсугул и Дархатской котловины.

Проведенные нами геоморфологические исследования и геоморфологическое районирование (Чичагов, 1975) показывают, что меридиональные морфоструктуры типичны и к югу от байкальской рифтовой области. К ним относятся зоны крупных разрывных нарушений (эгиндабинская, хануйская, орхонская и др.), вдоль которых заложены серии тектонических впадин и долины крупных рек. С севера, запада и юга Хангайская горная страна ограничена крупными зонами разломов, выраженных в современном рельефе, и только с востока наблюдается сравнительно постепенный переход от хангайских морфоструктур к морфоструктурам Орхон-Селенгинской зоны относительного опускания.

Так, Болнайская морфоструктура, расположенная на крайнем севере Хангайской горной страны, сопряжена с Бурэнской морфоструктурой Орхон-Селенгинской зоны, Тарбагатайская — с Бурэнской. Северные склоны собственно Хангайского хребта в его восточной части постепенно переходят в межгорные равнины верховий рек Хануя и Орхона. Лишь в пределах северных предгорий Хангайского хребта можно наблюдать ступенчатые равнины, вовлеченные в общее поднятие. Обычно наиболее низкая ступень является пьедесталом для Хангайского поднятия. Именно она и может служить прообразом того рельефа, который имел северный склон Хангая до начала неотектонической активизации. Чаще встречается тектонический уступ между основным поднятием и прилегающей равниной, что затрудняет возможность восстановления картины древнего рельефа.

Более определенно связь Хангайской морфоструктуры с континентальными отложениями прилегающих равнин вдоль южной окраины горной страны. На Южно-Хангайском плато отмечается наложение красноцветных отложений среднего-позднего олигоцена и олигоценых и неогеновых платобазальтов на древнюю поверхность выравнивания Хангая (Тектоника МНР, 1974).

Хэнтэйская горная страна расположена на севере Монголии и, как уже говорилось, является продолжением горных сооружений советского Центрального Забайкалья. С запада и востока она ограничена выраженными в современном рельефе разломами, а с юга и юго-востока наблюдается постепенный переход хэнтэйских подгорных равнин в прилегающие цокольные равнины и бэли. Южнее их

сменяют обширные эпиплатформенные равнины, особенно расчлененные денудационные, лишенные рыхлого покрова, а также сильно расчлененные эрозионно—денудационные и аккумулятивные равнины, сложенные морскими осадками позднего мела. Встречаются хорошо выраженные педименты, правда значительно меньших размеров, чем прилегающие равнины.

Эти обширные равнины тремя большими ступенями понижаются на юго—восток и на юг от Хэнтэя. Ступени образовались в результате воздымания гор. Высоко поднятый равнинный рельеф хорошо сохранился на междуречьях рек Керулена и Толы, Керулена и Онона. Менее четко он выражен вдоль северо—западного и юго—восточного крыльев Хэнтэйского свода, которые, как отмечалось выше, были переработаны разрывной тектоникой. Таким образом, возрожденные горы Хэнтэя сформировались как за счет низкогорного расчлененного и выровненного рельефа осевой части, так и за счет окружающих их равнин. Связь Хэнтэйской положительной морфоструктуры с эпиплатформенными равнинами более определенная, чем у Хангая. Еще более четко эта связь выражена между Большим Хинганом и сопредельными равнинами.

Большой Хинган формировался в тесной генетической связи с Восточно—Монгольской равниной и низким хребтом Нукут—Дабан. Наши работы в пределах Восточно—Монгольской равнины показали, что она отличается более сложным строением, чем это представлялось ранее. В ряде горных массивов, расположенных в пределах равнины и по ее периферии, мы наблюдали реликты поверхностей выравнивания, которые наиболее четко выражены в низкогорном сильно выположенном рельефе Нукут—Дабана и западных отрогов Большого Хингана. Здесь сохранились остатки двух поверхностей выравнивания предположительно нижнемелового и верхнемелового—палеогенового возраста. Нижняя поверхность выравнивания расчленяет верхнюю и четко связана с современным рельефом, окаймляя впадины и котловины. На древние поверхности выравнивания наложены молодые педименты.

Анализ распространения древних денудационных равнин приводит к выводу о значительной их стабильности в течение неотектонического этапа. Восточно—Монгольская равнина является сильно денудированной горной страной, практически не испытавшей существенных поднятий в течение неотектонического этапа. Равнины Восточной Монголии постепенно сливаются с равнинами мелкогорий Нукут—Дабана и западных отрогов Большого Хингана. В отличие от Восточно—Монгольской равнины, Нукут—Дабан претерпел небольшие неотектонические поднятия порядка 80—150 м. В то же время в осевой части Большого Хингана они достигали, как уже говорилось выше, полукилометра. Наши наблюдения в районе ст. Хинган на КВЖД в 1956 г. и геоморфологические исследования в Восточной Монголии (1967—1971) позволяют утверждать, что рельеф сильно раздробленного Большого Хингана близок в своих основных чертах к рельефу Нукут—Дабана, хотя между ними есть и различия. Прежде

всего Большой Хинган намного больше Нукут-Дабана и значительно сильнее его раздроблен. Западный и восточный фланги Нукут-Дабана в кайнозойе характеризуются интенсивными излияниями базальтов в пределах вулканической области Дариганга и в бассейне крупного левого притока Халхин-гола Нумургин-гола. В рельефе Большого Хингана кайнозойские базальты играют несравненно меньшую роль.

Таким образом, на востоке Монголии намечается единый генетический ряд весьма сходных морфоструктур: Восточно-Монгольская равнина - Нукут-Дабан - Большой Хинган. На равнинах наблюдается значительное количество больших и малых впадин. Наиболее крупная из них - Мамцак-Далайнорская впадина, вдоль восточного борта которой расположена серия разновозрастных равнин, свидетельствующих о прерывистом унаследованном воздымании Большого Хингана (Чичагов, 1966а).

Приведенные данные позволяют говорить о значительно большей интенсивности неотектонических процессов в центральных частях континента и о ее уменьшении по направлению к востоку. В этом направлении уменьшается также и интенсивность тектонических движений возрожденных гор и становится теснее их связь с прилегающими эпиплатформенными равнинами.

Приведенные морфоструктурные исследования в западной части Монголо-Охотской геоморфологической области показывают большую сложность и разнообразие геоморфологических проблем и вопросов, касающихся морфоструктур и морфоскульптур.

К первым относятся проблемы генезиса и возраста древнего, исходного, рельефа, который страна имела к началу этапа неотектонической активизации, особенностей и истории формирования наиболее крупных тектонически обусловленных форм рельефа - морфоструктур, роль молодого вулканизма и сейсмотектоники в их создании. Ко вторым проблемам можно отнести историю и особенности денудационной, эрозионной, ледниковой и эоловой морфоскульптур в связи с развитием морфоструктур.

Перечисленные вопросы сложны и решены лишь частично, некоторые только поставлены. Не менее трудны и не всегда ясны вопросы взаимодействия, характера связей и корреляции в формировании морфоструктур и морфоскульптур. Однако полученные новые геолого-геоморфологические данные позволяют сравнивать материал, накопленный в Монголии, с материалами более изученных смежных районов Советского Союза, систематизировать его и подвести итоги в исследовании поставленных проблем.

Основные черты рельефа МНР сформировались к позднему мезозою, когда наиболее крупные положительные морфоструктуры Хангая, Хэнтэя, Хингана и Прихубсугуля испытывали общее денудационное выравнивание, а области осадконакопления были приурочены к главным отрицательным морфоструктурам: котловинам Больших Озер, Долины Озер, Юго-Восточной и Восточной Монголии. Вершины сооружений имеют значительно выровненный древний денудационный

рельеф, испытавший последующую переработку перигляциальными процессами и лишенный древних кор выветривания. Лишь в котловине Больших Озер имеются каолиниты верхнего триаса, пестроцветы кровли нижнесреднеюрских отложений на осадочных и интрузивных палеозойских породах, перекрытых верхнемеловыми, палеоценовыми, верхнеэоценовыми и нижнесреднеолигоценовыми образованиями.

Эти данные позволяют в общей форме говорить о позднемеловой-палеогеновой эпохе корообразования. Вопрос о множественности древних кор выветривания, поверхностей выравнивания и их корреляции остается открытым. Молодая поверхность выравнивания типа ледиментов приурочена к долинам крупных рек и тектонических впадин и имеет олигоцен-миоценовый возраст. Две основные поверхности выравнивания четко очерчивают морфоструктурные зоны и главные морфоструктуры, подчеркивая особенности их унаследованности и перестройки на неотектоническом этапе.

Резко различается характер поверхностей выравнивания во впадинах разного типа. Классификация последних, разработанная Н.А. Флоренсовым (1960, 1965, 1968), предусматривает значительные различия в механизме их образования, а также в их морфологии. Поверхности выравнивания, по нашему мнению, подчеркивают морфологию впадин. В Прихубсугулье и в зачаточном виде в Хангае впадины байкальского типа расчленяют древние поверхности выравнивания, молодые поверхности на их склонах обычно отсутствуют. Впадины забайкальского типа формировались одновременно с древними поверхностями выравнивания, остатки которых в Хэнтэе сохраняются в верхних частях их склонов. В их нижних частях во впадинах забайкальского типа формируются молодые поверхности выравнивания. Иначе ведут себя поверхности выравнивания на востоке Монголии в условиях равнинного рельефа широких впадин платформенного типа: молодые поверхности срезают и расчленяют древние, причем разница в высотах между ними невелика.

Формирование основных морфоструктур Монголии сопровождалось интенсивным проявлением вулканизма. В результате применения палеомагнитного анализа (Певзнер и др., 1974) и определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом удалось установить последовательность этих явлений. Получены первые абсолютные датировки возраста базальтов районов Мандал-Гоби и Далан-Дзадагада в юго-восточной части Монголии, давшие цифры 60 и 62 млн. лет, т.е. палеоцен¹. Следующие проявления базальтового вулканизма в Долине Озер имеют абсолютный возраст около 31-32 млн. лет (средний - поздний олигоцен) и 20 млн. лет (ранний миоцен).

Более широко представлены верхнеплиоценовые базальты, занимающие значительные площади в Прихубсугулье, Хангае, долинах р. Селенги и ее притоков, вдоль северного борта Долиноозерской

¹Определения Л.В. Фирсова (Институт геологии и геофизики СО АН СССР).

впадины, вулканической области Дариганга, на западных отрогах Большого Хингана, в бассейне Нумургин-гола. Базальты этой генерации хорошо связаны с современным рельефом Монголии, отмечают интенсивное проявление дизъюнктивной тектоники (формирование горстов и грабенов) и образуют обширные вулканические плато на востоке. Они слагают террасовые уровни (100–300 м) в долинах рек Хангая и Прихубсугуля и залегают на вершинной поверхности выравнивания. В плейстоцене и голоцене также известны многократные проявления вулканической деятельности.

Наряду с вулканизмом в Монголии чрезвычайно широко проявились и проявляются сейсмотектонические процессы, следы которых в современном рельефе страны весьма многочисленны и разнообразны. Это форберги, валы, котловины, рвы, трещины и многие другие формы сейсмодислокаций. Сейсмотектонические явления связаны с активизацией зон разломов разного возраста и простираения. Особенностью Центральной Монголии и Хангайской горной страны является пересечение широтных, длительно живущих нарушений более молодыми меридиональными, развивающимися, по нашему мнению, вдоль южного фланга байкальской рифтовой зоны.

Рифтогенез в Хангае сыграл значительную роль и в распределении абсолютных высот, в ориентировке молодых впадин и рисунке речной сети, в пространственном размещении очагов вулканизма.

Сравнение морфоструктурных особенностей западной части Монголо-Охотской геоморфологической области и смежных регионов показывает, что формирование основных черт рельефа ее центральной части происходило своеобразно и отлично от окраинных и переходных частей материка. Рельеф Хангайской горной страны в Центральной Монголии испытал длительное унаследованное развитие в экстраконтинентальных морфоструктурных условиях. Аналогичные, сходные с ним длительно формирующиеся морфоструктуры имеются и в других регионах.

Изучение морфоскульптурных особенностей также показывает чрезвычайную своеобразность этой территории. Именно отсюда, из Центральной Монголии, с Хангая, Прихубсугуля, с Хэнтэя и Большого Хингана берут начало истоки крупнейших трансконтинентальных рек – Енисея и Амура. Здесь расположен мировой водораздел между бассейнами Северного Ледовитого и Тихого океанов и бессточным бассейном Центральной Азии. Положение этого важного природного рубежа длительное время было достаточно устойчивым. В пользу этого говорят полученные нами данные о возрасте заложения долин рек Северного Хангая, превышающем 4,5 млн. лет, по результатам палеомагнитных исследований наиболее древних генераций долинных базальтов.

Водораздел Хангая длительное время разделял и разделяет до сих пор бассейны рек различного возраста. Так, стекающие с него на юг Байдараг-гол, Туин-гол, Ташин-гол, Онгин-гол имеют более длительную историю, нежели реки Северного Хангая. Их долины

уже формировались в среднем олигоцене. Остатки речной сети этого времени встречаются и в пределах Восточно-Монгольской равнины. Полученные нами данные не позволяют предполагать коренную перестройку речной сети, например существование древней реки, которая текла из Юго-Восточного Забайкалья на юго-запад в Центральную Азию (Селиванов, 1972). Оценки водного баланса также исключают возможность существования подобных рек. Обводненность монгольских рек изменялась по-разному в ледниковую эпоху. Наибольшей она была во время таяния ледников Монгольского Алтая, меньшей — в Хангае, Хэнтэе и Большом Хингане, еще меньшей на реках Долины Озер и совсем незначительной в Восточной Монголии. Таким образом, наблюдалась картина, близкая к современной.

Роль ледниковой эпохи в формировании рельефа состоит также в широком проявлении перигляциальных процессов. Их следы имеются во всех горных сооружениях и даже в строении долин небольших равнинных рек Восточной Монголии. Так, в разрезах трех- и пятиметровых террас р. Ара-гол в Дариганге наблюдаются четкие следы криотурбаций. Видимо, роль плейстоценового перигляциального выравнивания водораздельных равнин в горах Монголии была более значительной, так как, по нашим представлениям, основанным на логических данных, в Хангае имели место два периода похолодания, разделенные более теплым временем (Корина и др., 1974). В это время нивальные, мерзлотные и склоновые процессы должны были значительно усилиться.

Наряду с отмеченными процессами рельеф исследованной территории длительное время испытывал и испытывает до сих пор энергичное воздействие эоловых процессов. Результаты их деятельности еще не полностью оценены. Ветер накладывает отпечаток на ход большинства рельефообразующих процессов, изменяет состав молодых рыхлых континентальных образований. Территория Монголии длительное время продолжает являться областью дефляции. И в этом состоит главнейшая особенность ее рельефообразования. Сравнивая особенности морфоскульптуры западной части Монголо-Охотской области со смежными районами умеренных широт Азии, можно сделать вывод о длительном существовании здесь сходных природных условий, сформировавшихся на северной границе Центральной Азии, в области длительно существующего участка мирового водораздела рек трех бассейнов: бессточного Центрально-Азиатского, Северного Ледовитого и Тихого океанов.

Таким образом, рельеф рассматриваемой территории развивался при длительном постоянстве морфоструктурных и морфоскульптурных условий. Прослеживая изменения последних от центра Азии к ее периферии вдоль Монголо-Охотской геоморфологической области, можно видеть закономерное омоложение морфоструктур и изменение их характера, смену морфоскульптуры аридного и семиаридного типов гумидным. Границы между ними представляют достаточно четкие природные рубежи.

ЛИТЕРАТУРА

- Корина Н.А., Мальгина Е.А., Чичагов В.П. К вопросу о количестве оледенений Хангайских гор в Монголии. — ДАН СССР, 218, № 3.
- Нагибина М.С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса — Тр. ГИН, АН СССР, 1963, вып. 79.
- Певзнер М.А., Корина Н.А., Чичагов В.П. Применение палеомагнитного метода при исследовании истории долин Северной Монголии. — "Геоморфология", 1974, № 4.
- Селиванов Е.И. Неотектоника и геоморфология. Монгольской Народной Республики. М., "Недра", 1972.
- Тектоника Монгольской Народной Республики. Тр. Совм. сов.-монгольск. науч.-исслед. геол. эксп. вып. 9, М., "Наука", 1974.
- Ферсман А.Е. Монголо-Охотский металлический пояс. — Поверхность и недра, 1926, т. 4, № 3.
- Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Тр. Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР, серия геол., вып. 19, М.-Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Флоренсов Н.А. К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии. — Геотектоника, 1965, № 4.
- Флоренсов Н.А. Некоторые особенности котловин крупных озер Южной Сибири и Монголии. — В кн.: Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., "Наука", 1968.
- Чичагов В.П. Морфоструктура Монголо-Охотского пояса. — Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геол. 1966.
- Чичагов В.П. К палеогеоморфологии Забайкальско-Монгольских платформенных равнин. — В сб.: Вопросы региональной палеогеоморфологии. Уфа, 1966а.
- Чичагов В.П. Общие вопросы морфоструктуры Монголо-Охотского пояса. Доклады Института географии Сибири и Дальнего Востока СО АН СССР, вып. 12, Иркутск, 1967.
- Чичагов В.П. Геоморфологическое районирование севера Центральной Азии. — В сб.: Землеведение, т. 11(41), Изд-во МГУ, 1975.

Т. В. Николаева

НОВЕЙШИЕ ТЕКТНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И РЕЛЬЕФ ГОР ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

В настоящей статье мы остановимся на характеристике взаимосвязи структурных форм и рельефа южного склона Хангая, северного склона Гобийского Алтая и разделяющей их Долины озер (рисунок).

Хангай и Гобийский Алтай являются эпиплатформенными горами, образовавшимися на месте древней полигенетической поверхности выравнивания в результате ее деформации и расчленения в новейший тектонический этап. Гипсометрический уровень этой холмистой поверхности первоначально достигал первых сотен метров и был вероятно, самым низким за всю ее мезозойско-кайнозойскую историю.

Время образования исходной поверхности выравнивания, выявленное на основе анализа фаций, мощностей и пространственного

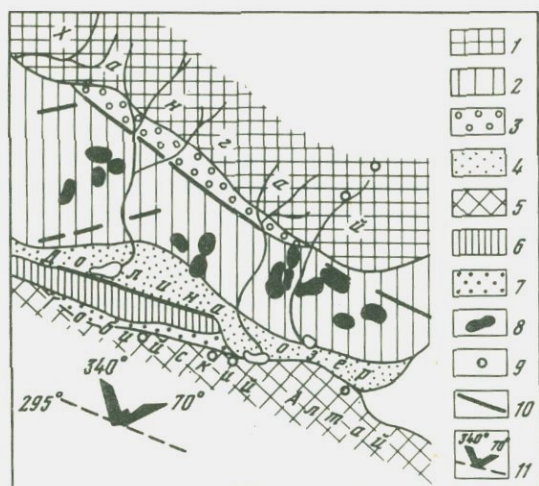


Схема распространения новейших тектонических структур и рельефа в области горообразования Центральной Монголии.

1 - Центрально-Хангайское поднятие. Высокие и средние плосковершинные горы. 2 - Южно-Хангайское поднятие. Средние горы в северной части поднятия, вблизи зоны Баян-Хонгорского разлома; предгорные наклонные мелкосопочки, докольные и пластовые равнины, холмогорья в южной части поднятия. 3 - Баян-Хонгорская зона внутригорных впадин. Вогнутые, плоские, пологохолмистые равнины. 4 - Долиноозерская межгорная впадина. Пологонаклонная слабо всхолмленная равнина. 5 - Поднятие Бурбан-Богдо. Высокие и средние плосковершинные горы. 6 - Поднятие Хара-Аргалинту-нуру. Средние и низкие островершинные горы; предгорные крутонаклонные равнины (бэли), бедленды. 7 - Тойримин-Холойская внутригорная впадина. Плоские, местами всхолмленные равнины. 8 - Реликты вулканогенного рельефа на кайнозойских трахибазальтах, 9 - Эпицентры землетрясений. 10 - Разломы, 11 - Роза-диаграмма трещиноватости и простираание осей новейших структур

распространения мезозойских и кайнозойских отложений, а также изучения геоморфологического строения территории, определяется как поздний мел-эоцен. В этот период господствовали слабодифференцированные тектонические движения платформенного типа, способствовавшие нивелировке ранее созданного горного рельефа (Николаева, 1971).

Первые проявления новейших тектонических движений, приходящиеся на олигоцен, миоцен и начало плиоцена, способствовали заложению основы современного структурно-геоморфологического плана территории; с этим же временем связано частичное излияние базальтовых лав. В окончательном виде рельеф сформировался

в позднеплиоценовое—четвертичное время. Наиболее активные горообразовательные движения проявились на границе плиоцена и раннего плейстоцена, а также в позднеплейстоценовое время. Высокая тектоническая активность территории сохраняется и в настоящее время.

Новейшими тектоническими движениями были созданы важнейшие геоструктурные элементы территории: Хангайское и Гоби—Алтайское поднятия и разделяющая их межгорная впадина — Долина Озер.

Оба поднятия имеют как черты сходства, так и различия. Они представляют собой антиклинальные мегаскладки основания, образованные деформациями изгиба, устанавливающимися по поведению исходного пенеэпиплена, и осложнены структурами низших порядков (см. рисунок). Последние образовались вследствие роста и развития главных структур и сформированы деформациями как изгиба, так и разрыва, проявившимися по—разному в различных частях района на более поздних этапах его развития.

Характерной особенностью Хангай и Гобийского Алтая является асимметрия их строения, отчетливо выраженная в структурах как низших, так и высших порядков. Северо—восточные крылья везде короткие и крутые, часто оборваны разломом; юго—западные — пологие и длинные. Эта асимметрия проявляется не только в структуре, но и в рельефе. Характерны узкие, линейно—вытянутые некомпенсированные прогибы, ограниченные с одной стороны разломом, выполненные маломощной, часто прерывистой толщей новейших осадков. В прогибах локализуются активный кайнозойский вулканизм и сильные землетрясения. Вулканизм наиболее широко развит в Хангае, в пределах его Южно—Хангайского поднятия. Землетрясения большей силы отмечены для Гоби—Алтайского поднятия.

Хангайское и Гоби—Алтайское поднятия различаются интенсивностью и дифференцированностью новейших тектонических движений. Суммарная амплитуда воздыманий за неоген—четвертичное время в Хангае составляет 2000—3000 м, в Гобийском Алтае — до 3700 м; величина градиента поднятия достигает соответственно 25 и 180 м/км.

Различен также их морфологический облик. Хангайское поднятие — это широкая асимметричная складка основания с пологим и длинным южным крылом, а Гоби—Алтайское — также асимметричная, но линейная значительно более узкая складка основания. Эти морфологические различия, вероятно, могут быть объяснены различным механизмом образования обеих структур (Флоренсов, 1965).

Характерными новейшими тектоническими структурами, свойственными только Гоби—Алтайскому поднятию, являются горные пьедесталы (бэли), имеющие тектоническое происхождение. Над поверхностью бэлей возвышаются более молодые структурные новообразования — форберги, сложенные как палеозойскими, так и более молодыми мезозойско—кайнозойскими образованиями. Форберги являются показателями роста вширь Гоби—Алтайского поднятия.

Новейшей структурой относительного прогибания, разделяющей Хангайское и Гоби-Алтайское поднятия, является Долина Озер. Она имеет асимметричное строение; северный склон ее пологий и длинный, а южный – крутой и короткий. От Хангайского поднятия она отделена перегибом, хотя и отчетливо выраженным в фундаменте, но не нашедшим отражения в рельефе, а от Гобийского Алтая – тектоническим уступом Северного Ихэбогдинского разлома. Выполнена впадина сравнительно мощной толщей (более 300 м) моласоподобных образований неоген-четвертичного возраста.

Новейшие складчатые и разрывные структуры имеют северо-западное простираие с азимутом 295–300°. Лишь немногие небольшие по протяженности разломы имеют субширотное простираие. С новейшими структурами пространственно связаны эпицентры землетрясений. Простираия новейших структур, по-видимому, обусловлены планетарной трещиноватостью, отчетливо проявленной в горных породах, слагающих доорогенную поверхность выравнивания. Новейшие тектонические деформации в породах, разбитых трещинами, создали тектонические структуры, простираия осей которых ЗСЗ – 295° оказались расположенными по диагонали к главным направлениям трещин. Субширотные разломы соответствуют направлениям трещин СВ–70°. Такая взаимосвязь между направлениями трещин и простираиями осей локальных структур ранее уже была установлена для других регионов (Пермяков, 1949; Шульц, 1971).

В тесной связи с новейшими тектоническими структурами находится рельеф рассматриваемого региона. В пределах поднятий Хангай и Гобийского Алтая развит денудационно-тектонический рельеф гор и предгорий и аккумулятивный рельеф внутригорных впадин. Для Долины озер характерен аккумулятивный равнинный рельеф. Кроме того, повсеместно распространены эрозионно-аккумулятивный рельеф речных долин и временных потоков, а также вулканогенный рельеф.

Большая часть гор рассматриваемого района относится к средневысотным (2000–3000 м), меньшую площадь занимают высокие (3500–4000 м) и низкие (1600–2000 м) горы. Ниже 1600 м располагаются предгорья.

Хангай представляет собой обширное горное сооружение с пологим южным склоном и широкой зоной выровненных предгорий. Гобийский Алтай состоит из системы узких линейных крутосклонных хребтов и впадин и узкой предгорной зоны. Хангай расчленен крупными внутригорными, часто асимметричными впадинами, значительными речными долинами и временными потоками, а Гобийский Алтай – долинами временных потоков и узкими продольными впадинами.

Высокогорный и среднегорный рельеф характеризуется густым и глубоким эрозионным расчленением, крутыми склонами и широким развитием осыпей; отмечаются следы древней ледниковой деятельности. Вершины гор, плосковерхия или сводообразно изогнутые новейшими тектоническими деформациями, представляют собой

реликты исходного, высоко поднятого доорогенного пенеплена. На Хангае вершинная поверхность выравнивания имеет очень широкое распространение, и нередко наблюдается постепенный переход ее из одного яруса горного рельефа в другой. Наоборот, в Гобийском Алтае пенеплен плохо сохранился: в пределах центральных хребтов реликты его незначительны, а на передовых хребтах часто вовсе отсутствуют.

Широким развитием в пределах высоких и средневысотных гор пользуются тектонические впадины, ограниченные с одной или двух сторон отчетливыми уступами; наиболее крупной является Баян-Ойгорская зона впадин в Хангае. Многие из тектонических уступов возникли уже после заложения современной речной сети. Между тектоническими впадинами расположены горные массивы или горные гряды, имеющие островной характер распространения.

Низкогорный рельеф развит в основном в Гобийском Алтае в периферических частях средневысотных хребтов либо в передовых хребтах; для Хангая этот рельеф не характерен. Низкогорный рельеф представлен узкими островными и плосковершинными линейными горными грядами, имеющими крутые скалистые склоны. Типично густое эрозионное расчленение, связанное с временными потоками и сквозными долинами. Предгорные зоны Хангая (южный склон) и Гобийского Алтая (северный склон) резко различны между собой. В Хангае предгорная зона представлена широкой (до 75 км) пологонаклонной, выровненной и слабонерасчлененной поверхностью, где наиболее характерными типами рельефа являются пластовые и цокольные наклонные равнины с отдельными островными возвышенностями мелкопочиника и холмистого рельефа. Предгорная зона Гобийского Алтая более узкая, круто наклонена к Долине Озер и сильно расчленена густой сетью временных потоков. Здесь развит рельеф типа "бедленда" и предгорные крутонаклонные равнины — бэли, сложенные коренными породами скалистых горных подножий и перекрытые маломощным чехлом пролювиальных образований.

Охарактеризованные особенности во многом определяются характером новейших тектонических движений и созданных ими структурных форм. Высокогорный и среднегорный рельеф, приуроченный к осевой и приосевой частям поднятий, отличается наиболее интенсивными и дифференцированными движениями. Типы рельефа предгорий, будучи расположенными в зоне более слабых новейших движений, характеризуются уже иным обликом.

Различия рельефа предгорий Хангая и Гобийского Алтая объясняются приуроченностью их к различным новейшим структурам, различающимися по типу, интенсивности и дифференцированности движений. Предгорья Хангая расположены в наиболее пониженной части длинного пологонаклонного крыла медленно поднимающейся складки основания; слабая дифференцированность тектонических движений способствует сохранности здесь реликтов доорогенного рельефа. Предгорья Гобийского Алтая образовались на крыле быст-

ро поднимающейся антиклинальной складки основания, осложненной многочисленными разрывными нарушениями, где новейшие тектонические движения протекали более интенсивно и дифференцированно.

В Долине Озер развита аккумулятивная равнина со слабо расчлененным участками, всхолмленным северным склоном и интенсивно расчлененным южным склоном; вдоль последнего прослеживается отчетливый уступ, совпадающий с Долиноозерским сейсмоактивным разломом.

Таким образом, анализ особенностей рельефа дает возможность уверенно судить о новейшей структуре региона. Несомненный интерес для выяснения общих закономерностей неотектонического и геоморфологического строения региона представляет и изучение планетарной трещиноватости.

ЛИТЕРАТУРА

Николаева Т.В. Геоморфологическое строение Центральной Монголии. Изд-во ЛГУ, 1971.

Пермяков Е.Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. — Бюл. МОИП, 1949.

Флоренсов Н.А. К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии. — Геотектоника, 1965, № 4.

Шульц С.С. Планетарные трещины и тектонические дислокации. — Геотектоника, 1971, № 4.

ЗНАЧЕНИЕ МОРФОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПРАКТИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Ю. П. Селиверстов

ИЗУЧЕНИЕ И КАРТИРОВАНИЕ ЭПИПЛАТФОРМЕННОГО РЕЛЬЕФА ГОР В СВЯЗИ С ПОИСКАМИ ГИПЕРГЕННЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

(на примере Западной Африки, Южной Сибири,
Восточного Казахстана)

Геологосъемочные и поисковые работы последних десятилетий выявили на территории Западной Африки, Южной Сибири и Восточного Казахстана значительное количество разнообразных полезных ископаемых гипергенного типа, связанных с корами выветривания и продуктами их ближайшего переотложения.

Среди гипергенных полезных ископаемых наибольшее значение имеют остаточные образования, возникшие за счет накопления полезного компонента при выщелачивании и выносе прочих минеральных веществ, составляющих исходную породу, а также такие образования, которые произошли за счет изменения первичных минералов и превращения их в новые минералы, ставшие объектом практического использования. Таким образом, поиск гипергенных полезных ископаемых связан с изучением и картированием кор выветривания, фиксирующих определенный рельеф, а также подстилающих их образований, с которыми связываются инфильтрационные месторождения, образовавшиеся в результате концентрации выносимых из коры полезных компонентов и обломочно-хемогенных продуктов переотложения кор выветривания (см. рисунок).

Среди остаточных месторождений кор выветривания большое практическое значение имеют бокситы, железные руды, каолины, россыпи золота и другие. Эти полезные ископаемые образуются в определенных горизонтах кор выветривания, формирование которых зависит от климата, рельефа, состава исходных пород и гидрогеологических особенностей, определенных геоморфологическим строением рассматриваемой территории.

Для латеритных кор выветривания полного профиля устанавливаются четыре горизонта. Над исходными невыветрелыми породами располагается горизонт дезинтеграции и выщелачивания, сменяющийся горизонтом гидролиза пород или глинистых продуктов выветривания — литомаржа. Нижняя часть литомаржа обычно имеет каолинитовый или монтмориллонитовый состав, определяемый коренными



Схема соотношения рельефа и покровных образований с месторождениями гипергенных полезных ископаемых.

I, II, III, IV – зоны рельефообразования и осадконакопления в связи с типами гипергенного оруденения: I – Экспонированные поверхности выравнивания комплексной денудации с корами выветривания и продуктами их ближайшего перемещения, с остаточными месторождениями алюминия (латеритные бокситы), железа, золота, никеля и т.п. II – Слаборасчлененные поверхности (существенно денудационные с участками временной аккумуляции), со вторичными месторождениями алюминия (обломочные бокситы), золота, титана, алмазов и т.п. (обычно с плохо сортированной глинистой вмещающей массой). III – Сильно расчлененные, преимущественно денудационные, поверхности (обычно склоны) с полосами локальной аккумуляции, с рос-

сыпными месторождениями алмазов, золота, олова и т.п. (обычно с хорошо сортированной промытой вмещающей массой). IV – Денудационно-аккумулятивные и аккумулятивные поверхности, с россыпными и вторичными месторождениями алмазов, золота, титана, олова и т.п., а также с осадочными месторождениями различных глин, песков и т.д. Погребенные поверхности выравнивания с сохранившимися корами выветривания, с остаточными месторождениями алюминия, железа, золота, алмазов, кобальта, никеля и т.п.

породами, а верхняя часть — железисто-каолиновый состав (практически независимо от природы исходных пород). Выше располагается горизонт конечного гидролиза пород и формирования каменистых продуктов выветривания — латерита, который часто перекрывается горизонтом кирас — цементационно-обломочных и обломочно-инфильтрационных образований, возникающих на дневной поверхности формирующейся коры выветривания. Средние мощности латеритных кор выветривания составляют первые десятки метров. Отмечаются случаи ненормального развития кор выветривания с образованием неполных профилей, когда отсутствуют верхние горизонты или резко сокращены (вплоть до фактического уничтожения) нижние горизонты.

Формирование остаточных месторождений бокситов и железных руд происходит исключительно в верхних горизонтах кор выветривания, особенно в случаях редуцирования нижних горизонтов (Гвинея, Гана, Берег Слоновой Кости и др.).

Никеленосные накопления отмечаются практически по всему профилю выветривания (Приатлантическая Гвинея). Обогащение титановых минералов и золота наблюдается в нижних горизонтах кор выветривания (горизонт дезинтеграции и низы горизонта литомаржа), алмазов — в верхах горизонта литомаржа (Гвинея, Сьерра-Леоне и др.). С верхними частями литомаржа связаны высококачественные залежи каолинов, а с горизонтами начального разложения и гидролиза (горизонт дезинтеграции и низы горизонта литомаржа) — залежи кварцевых песков (Сенегал, Восточный Казахстан и др.).

Разновидностью остаточных месторождений являются остаточнокарстовые, широко распространенные в Казахстане и Южной Сибири. Бокситоносные образования в карстовых полостях созданы различными продуктами выветривания, слабо перемещенными в эпоху корообразования и дополнительно выветрелыми после своего переноса. Это, по-видимому, своеобразные латерит-кирасовые образования.

Разрушение остаточных месторождений зоны гипергенеза в эпохи расчленения рельефа и размыва кор выветривания приводит к возникновению вторичных месторождений обломочно-хемогенного, обломочно-осадочного и россыпного типов. Качество возникающих месторождений зависит, в частности, от характера преобразования рельефа по типу пенепленизации или педипленизации (Селиверстов, 1965). Слабый размыв кор выветривания и создание мало контрастного рельефа ведет к формированию вторичных месторождений гипергенных полезных ископаемых в непосредственной близости от остаточных месторождений (часто более высокого качества).

Формирование таких месторождений связано главным образом с удалением глинистых составляющих и концентрацией при этом полезных компонентов (золото, алмазы, ильменит, рутил, циркон, касситерит). Примерами подобных месторождений могут служить алмазные россыпи Лесной Гвинеи (бассейны рек Бауле, Маконы,

Диани), золотоносные россыпи Верхней Гвинеи (бассейны рек Ниандан, Тинкисо), апт-альбская россыпь ильменита северо-запада Кузнецкого Алатау, касситеритовые россыпи Колывань-Томской складчатой зоны, касситерито-танталитовые россыпи плато Джос в Нигерии и некоторые другие.

При формировании кор выветривания на породах, содержащих ильменит и титаномагнетит, протекает еще один процесс, имеющий немаловажное значение. Он заключается, во-первых, в выщелачивании из титаномагнетита магнетитовой составляющей, т.е. в превращении его в ильменит, и, во-вторых, в лейкоксенизации ильменита: окислении и выносе железа, входящего в состав ильменита, и выкристаллизации оставшейся двуокиси титана в форме рутила.

Оба эти явления связаны с большей подвижностью в зоне гипергенеза железа по сравнению с титаном и, по существу, ведут к обогащению рудного компонента титаном. Такие "очищенные" ильменитоносные россыпи элювиального и элювиально-делювиального генезиса, развитые на титаномагнетитовых габбро, известны вдоль кромки Чулымо-Енисейской впадины в основании верхнемеловых и юрских толщ (Нестеренко и др., 1969).

С начальным разрушением мощных боксит-латеритных кор выветривания связано формирование специфических хемогенно-обломочных толщ, которые часто являются качественной бокситовой рудой. В Гвинее это серия Киндия, формирующая своеобразные аккумулятивные бовали бокситовых месторождений в бассейне рек Саму, Кинкуре, Коленте (Селиверстов, 1973).

Вопросы соотношения кор выветривания (и продуктов их ближайшего перемещения) с рельефом и экзогенными процессами времени их формирования еще недостаточно ясны.

Геологические наблюдения в Западной Африке показывают, что площадные коры выветривания в условиях благоприятного климата развиваются независимо от рельефа; последний определяет лишь тип коры и некоторые ее особенности (Грачев и др., 1973). Однако рельефообразование и корообразование представляется единым, тесно связанным друг с другом процессом. На всех этапах становления и развития рельефа он имеет свою, лишь ему свойственную кору выветривания, хотя ее облик и строение определяется не только рельефом, но и совокупностью геолого-географических процессов, преобразующих земную поверхность.

Формирование кор выветривания и их сохранность в рельефе и геологических разрезах определяются многими факторами. Наиболее благоприятными для относительно устойчивого положения кор выветривания являются поверхности выравнивания, формирующиеся в условиях полной или частичной компенсации тектонических движений экзогенными процессами. Поверхности выравнивания различны по длительности существования, и их формированием обычно заканчиваются определенные геоморфологические циклы.

В основе научных прогнозов поисков гипергенных полезных ископаемых лежат представления о наличии в геологической истории

Земли ряда крупных временных интервалов, которые характеризуются глобальным развитием на континентах обстановок, благоприятных для значительного выветривания горных пород, — эпох корообразования. Подчеркивается, что только эпохи корообразования, а не отдельные проявления выветривания, встречающиеся в геологических разрезах, определяют экзогенную металлогению крупных регионов и вызывают накопление осадочных рудоносных формаций (Кутырев, Михайлов, 1973).

Положение в общем цикле развития рельефа эпох интенсивного преобразования горных пород и формирования мощных кор выветривания в настоящее время вызывает ряд вопросов. В геологических разрезах обычно сохраняются коры выветривания относительно выровненных пространств, сформированных на конечных этапах развития геолого-геоморфологических структур. В то же время современнейший рельеф, содержащий реликтовые формы мезозойских и кайнозойских эпох рельефообразования с соответствующими корами выветривания, имеет также весьма мощные коры выветривания, представляющие большую практическую ценность (бокситы Западной Африки и т.д.). Эти коры выветривания развиты на расчлененном рельефе, причем и на плоских водораздельных поверхностях, и на склонах разной крутизны, и на днищах различных понижений и долин.

Геологические исследования, произведенные в Западной Африке, Восточном Казахстане и Южной Сибири, подтверждают положение о том, что формирование мощных кор выветривания с промышленно-ценными горизонтами гипергенных полезных ископаемых происходит в определенные эпохи, обычно связанные с ослаблением тектонических движений и уменьшением расчленения рельефа, т.е. с определениями палеогеографическими условиями. Таким образом, определение возрастных рамок этих эпох и установление возникшего при этом рельефа с присущими ему поверхностными образованиями является основной задачей геоморфологического подхода к поискам гипергенных полезных ископаемых. Практически дело сводится к картированию различно расчлененных элементов эрозионного и денудационного рельефа того или иного возраста с обязательным изображением кор выветривания, т.е. к картированию рельефа различных геоморфологических циклов, закономерно сменяющихся в истории развития поверхности Земли.

Для поисков кор выветривания и содержащихся в них гипергенных полезных ископаемых важнейшим является не столько облик рельефа и его генезис, сколько время его образования. Поэтому геоморфологическое картирование ведется по морфохронологическому методу.

Эпиplatformный горный рельеф хребтов и разделяющих их впадин при поисках гипергенных полезных ископаемых изучается с целью показа на геоморфологической карте прежде всего времени его формирования, для чего используется цветная фоновая заливка. Морфогенетические характеристики выровненных денудационных

поверхностей и разнообразных совокупностей денудационных и эрозионных склонов изображаются штриховкой черного цвета (иногда с сохранением горизонтальной топографической основы); морфогенезис коррелятного аккумулятивного рельефа показывается обычно крапом черного цвета. Одновременно черными **внемасштабными** значками показываются наиболее характерные и **суущественные** формы рельефа. Важным элементом карты является специальная нагрузка, заключающаяся в показе местонахождений и типов кор выветривания цветной штриховкой, а отдельных полезных компонентов — цветными значками и линиями.

При изучении гипергенных полезных ископаемых (особенно бокситов и железных руд) в западноафриканских тропиках параллельно с геоморфологической картой составлялась карта поверхностных образований, т.е. кор выветривания и продуктов их переотложения и переработки. На карте системами различных линий, площадной штриховки и крапа изображались разновидности кор выветривания (в зависимости от геоморфологического положения и состава исходных пород и генезиса перемещенных продуктов выветривания), мощность поверхностных образований, их состав, наиболее характерные размеры, содержания полезных компонентов, их месторождения и проявления, прогнозная оценка территории и отдельных участков поверхностного покрова.

Совместный анализ геологических и геоморфологических карт, а также карт поверхностных образований (составленных по изложенной методике) позволил произвести прогнозную оценку ряда районов Западной Африки, что способствовало в дальнейшем открытию месторождений гипергенных полезных ископаемых (бокситы и др.).

ЛИТЕРАТУРА

- Грачев А.Ф., Сваричевская З.А., Селиверстов Ю.П. Выравнивание и корообразование. — Геоморфология, 1973, № 2.
- Кутырев Э.И., Михайлов Б.М. Совещание по проблеме "Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых". — Литология и полезные ископаемые, 1973, № 1.
- Нестеренко Г.В., Даргевич В.А., Евдокимов Е.И. Мезозойские и кайнозойские россыпи на юге Западной Сибири. — В сб. Геология россыпей юга Западной Сибири. М., "Наука", 1969.
- Селиверстов Ю.П. Геоморфология Гвинеи и ее основные вопросы. — Изв. АН СССР, серия геогр., 1965, № 1.
- Селиверстов Ю.П. Рельеф и поверхностные отложения западного Фута-Джаллона (Западная Африка). — Изв. Геогр. о-ва СССР, 1973, т. 105, вып. 3.

О ПРИМЕНЕНИИ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПРИ ПОИСКАХ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Структурно-геоморфологический анализ может быть успешно использован для определения глубины формирования эндогенных месторождений, для изучения вертикальной зональности и протяженности зон оруденения, для поисков месторождений самых различных полезных ископаемых (Корытов, 1968, 1971).

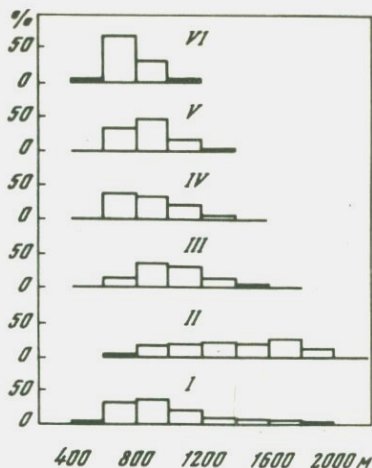
Особая роль принадлежит оценке перспективности отдельных площадей в пределах рудоносных районов. Это стало возможным благодаря установлению закономерностей распределения месторождений различных полезных ископаемых по высотам современного рельефа. Наиболее интересным примером такого распределения эндогенных месторождений могут служить отчетливо выраженные в рельефе периеокеанические рудные пояса, наиболее насыщенные эндогенной минерализацией и приуроченные к периферическим частям континентов (Корытов, 1971).

Структурно-геоморфологический анализ (с применением математической статистики), проведенный автором в Забайкалье (Корытов, 1968, 1971), показал, что существует закономерная связь различных типов эндогенных месторождений с определенными формами рельефа и абсолютными отметками. Большинство месторождений этого региона сосредоточены в интервале абсолютных отметок 600–1200 м (рис. 1). Исключение составляют месторождения вольфрама, олова и молибдена, являющиеся наиболее ранними по времени формирования: основное их количество (90%) локализовано на площадях с абсолютными отметками 1000–2000 м. Это, как правило, хребты и их отроги, где широко распространены продукты гранитоидного магматизма. В отличие от редкометалльных месторождений, основное количество (80–90%) полиметаллических, золоторудных и других самых поздних месторождений Забайкалья приурочено к межгорным впадинам с абсолютными отметками 600–1000 м, в которых интенсивно проявлен базальтоидный магматизм.

Исследования, проведенные автором, свидетельствуют о том, что закономерная приуроченность большинства месторождений какой-либо формации к определенным формам рельефа и абсолютным отметкам характерна и для других районов СССР. Например, в Средней Азии (Таджикская ССР) основная масса полиметаллических месторождений находится на интервале абсолютных отметок 1000–2000 м. В Приморье основное количество месторождений вольфрама и олова сосредоточено на отметках 400–1200 м, в то время как почти все полиметаллические месторождения расположены на площадях с отметками до 800 м. Неравномерное

Рис. 1. Гистограммы распределения эндогенных месторождений Забайкалья по высотам современного рельефа (%).

I - Эндогенные месторождения в целом (767); II - Месторождения вольфрама и олова (130); III - Месторождения молибдена и золота (175); IV - Месторождения свинца и цинка (120); V - Месторождения флюорита (250); VI - Самые поздние месторождения золота, вольфрама, ртути, сурьмы и других металлов (91). В скобках - количество учтенных месторождений и проявлений.



и зональное распределение различных месторождений полезных ископаемых в современном рельефе характерно также для Кавказа и Северо-Востока СССР. (рис. 2).

Размещение эндогенных месторождений по высотам современного рельефа, как правило, подчиняется нормальному закону распределения. Эта закономерность, очевидно, присуща не только эндогенным, но и экзогенным месторождениям полезных ископаемых. Локализация основного количества месторождений различных типов полезных ископаемых на определенных интервалах абсолютных отметок современного рельефа распространена весьма широко и в последние годы установлена в Горной Шории и Саянах (Богоцкий, 1970), в Енисейском крае и Кузнецком Алатау (Ли, Михеев, 1971), в западной части Алданского шита (Коплус), Багрова, 1972) и в других районах. Отмеченные закономерности обусловлены существованием региональных и локальных первичных уровней интенсивного оруденения, образованных на определенных глубинах от поверхности древнего рельефа и затем вскрытых денудацией (Корытов, 1968).

Первичные уровни интенсивного оруденения обычно формируются на определенной глубине вдоль зон и поясов развития разрывных нарушений. Поэтому ареалы таких уровней для различных полезных ископаемых обычно разные. Нередко эти уровни сопровождаются повышенным проявлением магматических пород определенного типа, с которыми генетически связано оруденение. В ряде регионов (Забайкалье, Средняя Азия и др.) отмечаются уровни оруденения (в основном локальные), которые можно назвать вторичными или перемещенными. К ним относятся, например, некоторые локальные уровни редкометального оруденения Забайкалья, которые за счет пострудной блоковой тектоники перемещены на другие абсолютные отметки. Нередко также происходит наложение одних уровней оруде-

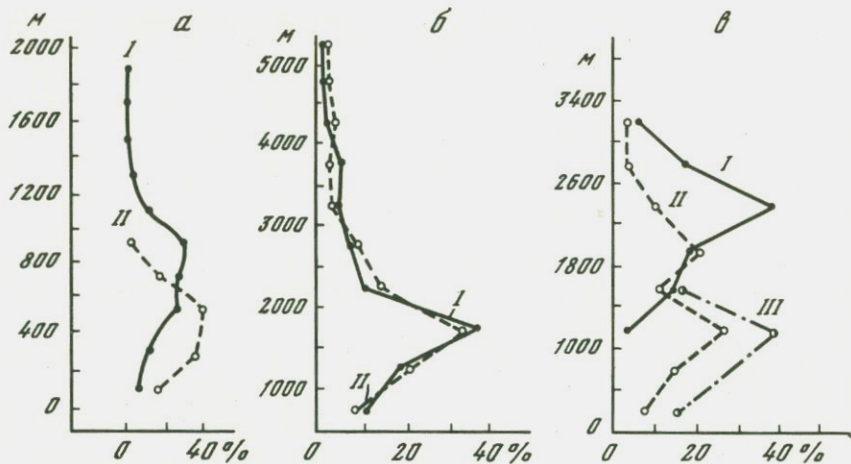
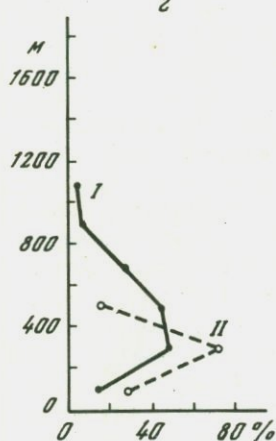


Рис. 2. Гипсометрическое распределение эндогенных месторождений.



а) Приморье: I – месторождения вольфрама и олова (241), II – месторождения свинца и цинка (86), б) Средняя Азия: I – месторождения свинца и цинка (763), II – месторождения флюорита (170), в) Кавказ: I – месторождения вольфрама, ртути и сурьмы (74), II – месторождения свинца и цинка (174), III – месторождения барита (25), г) Северо-Восток СССР: I – коренные месторождения золота и олова (120), II – россыпные месторождения золота и олова (175). В скобках – количество учетных месторождений и провинций.

нения на другие (Забайкалье, Средняя Азия и др.). В таких районах обычно распространены полиформационные месторождения, образованные при наложении разнотипного и разновозрастного оруденения.

Установление первичных и вторичных уровней оруденения, отчетливо выраженных в современном рельефе, имеет большое значение при поисках новых эндогенных месторождений. Во многих регионах (Забайкалье, Горный Алтай, Приморье, Кавказ и др.) наиболее перспективными для поисков редкометальных месторождений являются в основном площади с высокими абсолютными отметками, часто приуроченные к вершинам и склонам хребтов. При поисках же полиметаллических и других месторождений, образовавшихся позже редкометальных, наибольшие перспективы имеют рудоносные площади

с относительно низкими абсолютными отметками и расположенные, как правило, вблизи межгорных впадин или непосредственно в них.

Установленные закономерности распределения месторождений полезных ископаемых по высотам и формам современного рельефа позволяют также считать, что большинство металлогенических провинций характеризуется наличием в них нескольких уровней интенсивного оруденения, расположенных обычно один под другим и часто с равными интервалами. В связи с этим необходим пересмотр существующих представлений о глубине формирования эндогенных месторождений и величине протяженности оруденения по падению рудных тел.

Протяженность эндогенного оруденения в Забайкалье, Средней Азии и других регионах СССР, по-видимому, достигает нескольких километров. Но при этом наблюдаются безрудные или слабоминерализованные интервалы. Тип минерализации в нижних частях месторождений и рудных полей часто изменяется. Именно поэтому определенные перспективы для обнаружения новых месторождений имеют нижние горизонты известных месторождений. Например, в Забайкалье, Средней Азии, Горном Алтае и других провинциях СССР в глубоких горизонтах некоторых известных месторождений вольфрама и олова могут быть обнаружены промышленные полиметаллические и другие типы минерализации, являющейся по возрасту своего формирования относительно поздней.

Резюмируя изложенное выше, следует подчеркнуть, что структурно-геоморфологический анализ становится одним из основных методов оценки перспектив отдельных рудоносных площадей металлогенических провинций.

ЛИТЕРАТУРА

- Богоцкий В.В. Вертикальная амплитуда эндогенного оруденения и оценка региональных перспектив. Красноярск, 1970.
- Коплус А.В., Багрова З.А. Закономерности распределения хрусталеносных жил в западной части Алданского шита. - Сов. геол., 1972, № 1.
- Корытов Ф.Я. Первичные уровни интенсивного оруденения и их отражение в современном рельефе (на примере Забайкалья). - Изв. вузов, Геол. и разведка, 1968, № 12.
- Корытов Ф.Я. О геоморфологическом критерии поисков и оценки вольфрамитовых месторождений Забайкалья. Совещание по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамитовых месторождений СССР (Тезисы докладов). Изв-во ЛГУ, 1971.
- Ли Л.В., Михеев В.Г. Гипсометрическое соотношение коренных и россыпных месторождений золота в различных орографических районах на примере Енисейского края и Кузнецкого Алатау. - В сб.: Геология и минеральные ресурсы Красноярского края. Красноярск, 1971.

СТРУКТУРНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ И НЕОТЕКТОНИКА НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ НЕКОТОРЫХ ГОРНЫХ СТРАН

Нефтегазоносные бассейны горных стран бывают межгорные и предгорные (Вассоевич и др., 1972). Первые, приуроченные к межгорным прогибам, грабенам и впадинам, характеризуются генетической связью с конседиментационными тектоническими депрессиями, возникшими в эпохи горообразования как на складчатом основании геосинклинальных систем, так и на основе средних массивов (Кузнецкий, Минусинский, Читино-Ингодинский, Ферганский, Внутрикарпатский и др.). Вторые объединяют бассейны передовых или предгорных прогибов (Предкарпатский, Предуральский, Приверхожянский и др.).

Формирование бассейнов первого типа предопределено не столько особенностями тектонического строения, сколько характером неотектонического режима и развитием экзогенных процессов на завершающей стадии новейшего тектонического этапа; большинство нефтегазоносных бассейнов целиком сформировано в это время (олигоцен-антропоген). Совокупность новейших тектонических движений и экзогенных процессов, под воздействием которых окончательно формируются морфоструктуры, предлагаем определять как морфотектонический режим нефтегазоносных бассейнов.

Особенности морфотектонического режима оказывают решающее влияние на характер соотношений между тектонической структурой и морфоструктурой нефтегазоносных бассейнов, определяют развитие унаследованных или обращенных морфоструктур и условий, благоприятных для формирования месторождений в первую очередь газа и реже нефти.

Внутри неотектонического этапа хорошо устанавливаются две стадии (или два ритма). Первая, депрессионная, характеризуется резким преобладанием нисходящих вертикальных движений, что предопределяет накопление толщ преимущественно морских образований, суммарная мощность которых часто достигает сотен и тысяч метров. Наиболее четкое выражение депрессионная стадия получает в нефтегазоносных бассейнах передовых или предгорных прогибов. Вторая стадия, которую вслед за Т.Н. Спижарским (1973) можно назвать инверсионной, характеризуется развитием значительных по размаху восходящих движений с амплитудами от сотен до тысяч метров. В связи с изложенным морфотектонические режимы (в зависимости от неотектонических режимов и сопутствующих им экзогенных процессов) определяются либо как депрессионно-аккумулятивные, либо как инверсионно-денудационные.

Особенности тектонического строения предгорных прогибов выражаются в наличии двух частей: внешней (располагающейся в пределах платформенного склона) и внутренней (соответствующей

геосинклинальному склону), что находит отражение в характере морфоструктуры. Морфотектонические режимы внешней и внутренней частей значительно отличаются друг от друга.

В пределах внешней платформенной части прогиба морфотектонический режим характеризуется условиями, близкими к условиям платформенных бассейнов, с резким преобладанием однонаправленных вертикальных тектонических движений. Чаще всего это нисходящие движения на ранних стадиях и восходящие движения на поздних стадиях. Такие условия определяют формирование морфоструктур типа пластово-ярусных возвышенностей.

Внутренняя же часть предгорных прогибов характеризуется морфотектоническим режимом геосинклинальных систем, выражающимся в одновременном развитии вертикальных, горизонтальных и складкообразовательных движений. При этом неотектонические движения отличаются высокими скоростями и значительной дифференциацией. В пределах внутренних частей прогибов наиболее широко развиты морфоструктуры типа складчато-глыбового низкогорья. Их примерами могут служить морфоструктуры Предкарпатского и Предуральского, а также Енисейско-Хатангского и Предверхооянского бассейнов, в которых платформенная и геосинклинальная части прогибов в рельефе различаются слабо, а морфотектонический режим характеризуется относительной выдержанностью. Неотектонические движения на поздних стадиях характеризуются значительным преобладанием нисходящих движений над восходящими, что и обуславливает формирование морфоструктур типа низменных аккумулятивных равнин (Фердман, 1969).

Межгорные прогибы, впадины и грабены формируются в результате интенсивных восходящих вертикальных движений в пределах горных систем вдоль ограничивающих их разломов. Значительное отставание в скорости поднятия центральной части прогиба или впадины приводит к созданию весьма контрастных форм рельефа. Некоторую роль в образовании морфоструктур играют и горизонтальные тектонические движения, проявляющиеся обычно на поздних стадиях неотектонического этапа развития.

В межгорных прогибах наибольшим распространением пользуются аккумулятивные равнины, широко распространенные в Ферганской котловине, Читино-Ингодинской и Ононской впадинах – грабенах, Зее-Буреинском прогибе и др. Структуры межгорных нефтегазоносных бассейнов осложнены рядом более мелких морфоструктур третьего и четвертого порядков, которые с точки зрения нефтегазоносности заслуживают наибольшего внимания.

Представляется целесообразным выделить группы локальных морфоструктур, развитых в пределах нефтегазоносных бассейнов различного типа. В соответствии с разработанной Ю.А. Косыгиным (1969) терминологией тектонических структур, предлагается выделить три основные генетические группы морфоструктур: пликтивных дислокаций, дизъюнктивных дислокаций и инъективных дислокаций. Внутри каждой из перечисленных групп устанавливаются мор-

фоструктуры, пространственно соответствующие тектоническим структурам, и морфоструктуры, характеризующиеся плановым несоответствием с тектоническими структурами. Кроме этого, выделяются морфоструктуры прямые (унаследованные) и обращенные (инверсионные).

Месторождения газа обычно приурочены к локальным морфоструктурам, образованным неотектоническими движениями средней интенсивности и пространственно связанным с дизъюнктивными нарушениями (Фердман, 1971). Зоны регионального газонакопления тесно связаны с областями новейших поднятий, четко выражающимися в морфоструктурном плане (Фердман, 1973). Одним из главнейших условий, определяющих формирование месторождений газа, является гидрогеологический режим нефтегазоносных бассейнов, теснейшим образом связанный с морфотектоническим режимом.

Резкая активизация тектонических движений в неоген-антропогене и наличие двух стадий – депрессионной и инверсионной – определяют крупные колебания регионального базиса разгрузки – уровня моря, значительные региональные опускания и поднятия, интенсификацию структурообразующих движений и т.д. На протяжении депрессионной стадии возможные газопродуктивные горизонты опускались на значительные глубины (от сотен до тысяч метров), где происходило насыщение пластовых вод газом. В инверсионную стадию под воздействием вертикальных восходящих движений происходило снижение гидростатического давления, что способствовало выделению растворенных в воде газов в свободную фазу. При этом важную роль безусловно играли и другие факторы: наличие коллекторов и покрышек, структурных ловушек и т.п. (Вассоевич и др., 1972).

ЛИТЕРАТУРА

Вассоевич Н.Б., Геодекян А.А., Зорькин Л.М., Лопатин Н.В., Серегин А.М., Соколов Б.А., Стадник Е.В., Чернышев В.В. Нефтегазоносные осадочные бассейны. – В сб.: Международный геологический конгресс. XXIV сессия. Доклады советских геологов, Проблема № 5. Горючие ископаемые. Проблемы геологии и геохимии нефтоидов. М., "Наука", 1972.

Герасимов И.П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М., 1959.

Косыгин Ю.А. Тектоника. М., 1969.

Спижарский Т.М. Обзорные тектонические карты СССР. Л., "Недра", 1973.

Фердман Л.И. О некоторых особенностях новейших тектонических движений в Енисей-Хатангском прогибе. – В кн.: Структурно-геоморфологические исследования при нефтегазопоисковых работах. Л., 1969.

Фердман Л.И. Новейшая тектоника и закономерности размещения месторождений нефти и газа в пределах нефтегазоносных бассейнов УССР. – В кн.: Региональная тектоника Украины и закономерности размещения полезных ископаемых. Киев, "Наукова думка", 1971.

Фердман Л.И. Неотектоника и газоносность Предкарпатского нефтегазоносного бассейна. – Геоморфология, 1973, № 1.

**КОМПЛЕКСНЫЕ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ
И МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
ФЕРГАНСКОЙ МЕЖГОРНОЙ ВПАДИНЫ
С ЦЕЛЬЮ ПОИСКА ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ,
ПЕРСПЕКТИВНЫХ НА НЕФТЬ И ГАЗ**

Одним из методов, способствующих оперативному анализу новейшего структурного плана обширных территорий, является структурно-геоморфологический метод, получивший в последнее десятилетие широкое применение при нефтегазопоисковых работах.

Автором в течение последних шести лет ведутся комплексные структурно-геоморфологические исследования в северо-восточной части Ферганской межгорной впадины с целью выявления локальных структурных форм, перспективных на обнаружение скоплений нефти и газа.

При комплексном изучении современного рельефа производились:

а) региональный мелкомасштабный и детальный (крупномасштабный) морфометрический анализ; б) статистический анализ качественных и количественных характеристик рельефа с применением ЭВМ; в) дешифрирование аэрофотоснимков; г) геолого-геоморфологическое картирование новейших структурных форм; д) изучение состава и распределения минералов тяжелой фракции в современном аллювии рек и суходолов; е) теодолитное профилирование урезов воды в реках, а также поверхностей террас.

Ниже приводятся основные результаты исследований, выполненных по этой программе.

Северо-восточная часть Ферганской межгорной впадины (по данным морфометрического анализа, которые интерпретировались с привлечением материалов геофизики и бурения) имеет сложное складчато-блоковое строение, с развитием таких новейших тектонических элементов, как структурные ступени и уступы, односторонние горсты, грабены, продольные и поперечные флексуры, флексурно-разрывные зоны и зоны повышенной тектонической трещиноватости, сбросы, взбросы и т.д.

На основе статистического анализа качественных и количественных характеристик рельефа и высотного положения различных стратиграфических горизонтов установлена высокая положительная корреляционная зависимость между абсолютными отметками кровли третьего и пятого пластов палеогена; корреляционная связь качественных и количественных морфометрических и геоморфологических характеристик со структурными параметрами, наиболее четкая в "межструктурных областях" (в пределах антиклинальных структур эта связь, как правило, исчезает или ослабевает). Было установлено, что возникновение новых и распадение старых корреляционных связей между качественными характеристиками рельефа в зависимо-

сти от их структурно-тектонического положения подтверждает аномальное строение рельефа в пределах антиклинальных структур. Перераспределение корреляционных связей параметров рельефа в зависимости от структурной приуроченности указывает на качественное различие антиклинальных структур и "межструктурных областей" на морфометрических картах. Связь морфометрических параметров рельефа со структурно-тектоническим строением наиболее четко проявляется на картах вершинной и базисной поверхностей 3-го порядка.

Дешифрирование аэрофотоснимков позволяет получать богатый фактический материал, представляющий надежную основу при выделении аккумулятивных и денудационных уровней. Площадное распространение и деформация указанных уровней четко отражает новейший структурный план Северо-Восточной Ферганы. Геолого-геоморфологическое дешифрирование в совокупности с небольшим объемом полевых наблюдений в районе Тегерекских гор подтверждает наличие на данном участке антиклинального перегиба и (что особенно важно) развитие крупных тектонических нарушений, присутствие которых значительно повышает перспективы этого района в отношении обнаружения тектонически экранированных ловушек.

В условиях пологозалегающих толщ Северо-Восточной Ферганы антиклинальные структуры прямыми признаками дешифрирования не устанавливаются. Тем не менее дешифрирование дает прекрасный материал, касающийся косвенных признаков антиклинальных структур.

Для оценки неотектонической активности площадей, выделяемых в качестве перспективных на обнаружение локальных нефтегазоносных структур, высокоэффективно изучение волнового распределения тяжелых минералов (весовые и процентные содержания которых достаточно четко выявляют локальные неотектонические движения). Обнаруженный в шлихах долины р. Майлису богатый комплекс минералов гидротермального генезиса (киноварь, барит, самородный свинец, халькопирит, малахит, куприт, касситерит, золото) косвенно свидетельствует в пользу наличия вдоль долины р. Майлису зоны повышенной тектонической трещиноватости и, возможно, молодого сульфидного оруденения.

На базе комплексных морфометрических и геолого-геоморфологических исследований установлено, что наиболее перспективными морфоструктурами с точки зрения обнаружения стратиграфических или тектонически экранированных ловушек являются Уч-Курганская, Нарынская, Тегерекская, Кепелийская, Западная и Восточная Кызыл-Джарские.

Морфометрические исследования, проведенные в комплексе с геолого-геоморфологическим и статистическим изучением рельефа, характеризуются достаточно высокой степенью достоверности получаемого материала. Последний может быть положен в основу целенаправленного планирования геофизических работ, а в отдельных случаях и для постановки структурно-поискового бурения.

ЛИТЕРАТУРА

Токарский О.Г., Боровская Е.Д., Голик О.В. Морфометрические исследования в северо-восточной части Ферганской впадины с целью выявления локальных антиклинальных структур. Структурно-геоморфологические исследования при нефтегазописковых работах (материалы совещания). Л., 1969.

Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Изд-во Саратовского ун-та, 1960.

П. Г. Григоренко

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ГОРНЫХ СТРАН НА ПРИМЕРЕ КИРГИЗСКОЙ ССР

Киргизия — типично горная страна. Она занимает значительную часть советского Тянь-Шаня и лишь отчасти Памиро-Алтая. Площадь ее невелика — 199,9 тыс. км², но, несмотря на это, все контрасты природной обстановки, свойственные горным странам, выражены здесь очень отчетливо. Киргизия является страной высочайших горных хребтов, обширных нагорий, многочисленных крупных и мелких межгорных впадин. Абсолютные высоты колеблются в пределах от 600–900 м в Чуйской и Ферганской впадинах до 3500–5000 м в горных хребтах и 7439 м в массиве Хан-Тенгри (пик Победы). Перепад относительных высот часто на расстоянии нескольких десятков километров достигает 3500–4000 м (например, от центральных частей Чуйской и Иссык-Кульской впадин до хребтов их горного обрамления), глубина расчленения хребтов составляет 500–1000–1500 м и более. Водораздельные части высоких хребтов покрыты ледниками и снежниками; граница вечной мерзлоты лежит на абсолютных высотах 3500–3700 м. Помимо многочисленных бурных горных рек, имеются озера, среди которых широкой известностью пользуется уникальное незамерзающее солончатое озеро Иссык-Куль (абсолютная высота акватории 1610 м), с одноименной курортной зоной, приобретающей союзное значение. Климат крайне разнообразен и зонально меняется от аридного с жарким летом на низких высотах до нивального арктического в высокогорьях. В распределении почв и растительности, как и климата, наблюдается высотная поясность, хотя во многих случаях отчетливо выражены интразональные явления. Геологический разрез включает большинство стратиграфических подразделений, начиная от протерозоя и кончая четвертичными отложениями; в строении горных хребтов основное значение имеют палеозойские и протерозойские породы, а во впадинах (включая предгорные зоны) — мезозойско-кайнозойские. В истории геологического развития проявили себя все основные этапы складчатости: докембрийские, каледонский, герцинский и альпийский (в том числе новейший этап мощных орое-

нических движений, который начался в Тянь-Шане преимущественно в конце палеогена).

В целом природные условия Киргизии, в том числе геоморфологические, весьма многообразны и сложны.

Основные геоморфологические элементы — формы и типы рельефа — объединяются обычно в три главные генетические группы: тектонико-денудационную, противоположную ей тектонико-аккумулятивную и промежуточную — тектонико-денудационно-аккумулятивную. Типы рельефа, с учетом этих генетических групп, мы объединяем в "геоморфологические комплексы": горный, противоположный ему — подгорно-равнинный и два промежуточных — предгорный и предгорно-долинный. Геоморфологические комплексы отражают наиболее общие черты эволюции рельефа в геолого-историческом аспекте и характерные особенности его устройства в зависимости от геологического строения и структурных форм.

Горный комплекс объединяет хребты и горы, сложенные в Киргизии преимущественно палеозойскими и отчасти протерозойскими породами. В течение новейшего этапа здесь преобладали поднятия. Реже горный комплекс выработан в мезозойско-кайнозойских породах; в мезозое это были области прогибаний, а в кайнозое — поднятий (типичный пример — юго-западный склон юго-восточной части Ферганского хребта). В обоих случаях преобладает денудационный рельеф альпийского типа: высокогорный и среднегорный, реже низкогорный, с наличием реликтов древней (донеогеновой) поверхности выравнивания и значительных площадей оледенения (на отдельных массивах и высоких хребтах). Возраст рельефа плиоценовый, реже нижнесреднечетвертичный¹.

Подгорно-равнинный комплекс противоположен горному и свойствен межгорным впадинам. Выделяются два варианта: а) окраинные и близкие к ним впадины (Ферганская, Чуйская, Иссык-Кульская, Таласская, Алтайская), с большой мощностью четвертичных отложений (до 300–500 м и больше) в течение новейшего этапа области прогибов; б) некоторые впадины Внутреннего Тянь-Шаня (Атбашинская, Арпа, Сонкульская), с малой мощностью четвертичных отложений (десятки, реже до 100–200 м), в четвертичном периоде — области относительно незначительных поднятий. Типы рельефа в обоих случаях аккумулятивные, отчасти эрозионно-равнинные, преимущественно подгорно-равнинные. Возраст средневерхнечетвертичный.

Предгорный геоморфологический комплекс включает предгорные зоны Ферганы, северные склоны Терскея, Киргизского и Таласского Ала-Тау и других хребтов, сложенных в основном кайнозойскими, реже мезозойско-кайнозойскими отложениями. Это дифференцированные складчатые поднятия, возникшие на месте внешних пери-

¹ Имеется в виду тот отрезок времени, в течение которого формировались основные черты рельефа, впоследствии непрерывно усложнявшиеся.

ферических, в основном плиоценовых, межгорных депрессий. Развита эрозионно-аккумулятивные и аккумулятивные типы рельефа. В них наблюдается сочетание возвышенностей разного типа (адыры, прилавки, бедленды, иногда даже возвышенности низко- и среднегорного облика), antecedentных долин и внутрипредгорных впадин с относительно небольшой мощностью четвертичных отложений. Возраст рельефа средневерхнечетвертичный.

Предгорно-долинный комплекс объединяет большинство внутригорных впадин как больших, так и малых, в частности впадин Внутреннего Тянь-Шаня: Алабуга-Нарынскую (наиболее типичный пример), Сусамырскую, Джумгалскую, Тогуз-Тороузскую, Верхне-Нарынскую и др. В течение палеогена и неогена это были области прогибов и мощной аккумуляции, в четвертичном периоде — области поднятий (вместе с окружающими их хребтами), с малой мощностью отложений (до 20-30, реже до 100-150 м). Типы рельефа эрозионно-аккумулятивные, отчасти эрозионные. Сочетаются возвышенности предгорного облика, покатые равнины разной степени расчлененности и резко выраженные долины с цокольными террасами. Возраст рельефа средневерхнечетвертичный.

В основу геоморфологического районирования Киргизии положены как типологические, так и региональные подразделения. Выделенные геоморфологические комплексы как раз и выступают в качестве главных типологических подразделений. В Тянь-Шаньской горной стране (куда попадает подавляющая площадь Киргизии) по сочетанию геоморфологических комплексов, с учетом орогидротектонических факторов, контролирующей региональную направленность и своеобразию экзогенного рельефообразования, выделен ряд провинций, существенно отличающихся друг от друга.

Сущности геоморфологии Тянь-Шаня созданы в основном новейшими тектоническими движениями и связанными с ними экзогенными процессами. Поэтому в геоморфологических комплексах и их сочетаниях в первую очередь мы видим отражение основных черт геологического строения, гидрогеологических и инженерно-геологических условий.

Для понимания региональных гидрогеологических закономерностей важное значение имеет представление о наличии в Тянь-Шане, как и в других горных странах, двух главных гидрогеологических структур — гидрогеологических массивов и артезианских бассейнов и трех основных структурно-гидрогеологических этажей: верхнего среднего и нижнего. Верхний включает подземные воды четвертичных отложений; воды эти в основном поровые, грунтовые и грунтонапорные. Средний объединяет водоносные комплексы и горизонты в мезокайнозойских породах; воды преимущественно порово-трещинные, межпластовые, напорные. И наконец, нижний структурно-гидрогеологический этап характеризуется широким развитием трещинных грунтовых и отчасти трещинно-жильных вод гидротермальных систем в палеозойских и докембрийских образованиях.

Гидрогеологические массивы представляют собой выступы на поверхность нижнего структурно-гидрогеологического этажа. В рельефе они отвечают горному геоморфологическому комплексу. Артезианские бассейны приурочены главным образом к межгорным впадинам и включают в большинстве случаев все три структурно-гидрогеологических этажа, хотя, кроме трехэтажных, встречаются и двухэтажные бассейны. Нижний этаж всюду образует фундамент бассейнов. Бассейны приурочены к подгорно-равнинному и промежуточным комплексам в разных их сочетаниях.

Систематика артезианских бассейнов Киргизской части Тянь-Шаня (равно как и региональное гидрогеологическое районирование территории) базируется на структурно-геологических признаках, а в конечном итоге основана на сочетании верхнего и среднего структурно-гидрогеологических этажей и их положении в современном рельефе, что находит свое отражение в геоморфологических комплексах и их сочетаниях.

Так, артезианские бассейны подразделяются прежде всего на межгорные и склоновые. Межгорные совпадают с площадями распространения подгорно-равнинного и промежуточных геоморфологических комплексов. Склоновые бассейны встречаются редко. Типичный их пример - Суекский артезианский бассейн, расположенный на юго-западном склоне юго-восточной части Ферганского хребта. Это двухэтажный бассейн, в котором верхний этаж практически выпадает. В рельефе этот бассейн отвечает горному геоморфологическому комплексу на мезозойских (в основном юрских и меловых) породах.

Межгорные артезианские бассейны подразделяются на внешние (Чуйский, Ферганский и близко к ним стоящие Иссыккульский, Таласский, Алайский) и внутренние (Алабуга-Еарынский, Сусамырский, Кочкорский, Джумгалский, Арпинский, Атбашинский, Сонкульский и др.). Внутренние бассейны имеют свои дополнительные подразделения; наиболее распространенными являются внутренние бассейны трехэтажного строения со слабым развитием и прерывистым распространением верхнего структурно-гидрогеологического этажа.

Различия между внешними и внутренними бассейнами весьма существенны и находят свое отражение в геоморфологических комплексах.

Во внешних бассейнах резко обособливаются краевые и центральные части. Краевые части приурочены к предгорному комплексу, где на больших площадях на поверхность выходит средний структурно-гидрогеологический этаж, отличающийся спорадическим распространением подземных вод; верхний этаж здесь практически выпадает, за исключением внутрипредгорных впадин, в которых на фоне общих образуются мелкие частные бассейны трехэтажного строения. Центральные части внешних артезианских бассейнов совпадают с площадями распространения подгорно-равнинного геоморфологического комплекса. Эти части бассейнов характеризуются

широким развитием верхнего структурно-гидрогеологического этажа, отличающегося большой мощностью (до 350-450 м и более) и приуроченностью к нему единого напорного комплекса подземных вод.

Внутренние артезианские бассейны, располагающиеся во внутренних частях Тянь-Шаня, в большинстве случаев приурочены к предгорно-долинному геоморфологическому комплексу. Они существенно отличаются от внешних единством краевых и центральных частей и характеризуются прерывистым распространением верхнего структурно-гидрогеологического этажа, малой его мощностью (до 50-100, реже 200 м) и приуроченностью к нему лишь грунтовых (безнапорных) вод.

Внешние артезианские бассейны обладают значительно большими ресурсами подземных вод, чем внутренние. Подавляющее число населенных пунктов и промышленных центров расположилось в пределах площадей внешних артезианских бассейнов, подземные воды которых являются главным источником коммунально-бытового и промышленного водоснабжения.

Таким образом, связь регионального плана гидрогеологических условий и геоморфологии совершенно очевидна. Мы рассмотрели ее на уровне основных, наиболее крупных типологических подразделений - геоморфологических комплексов. Но она четко прослеживается и в более крупном плане - в особенностях регионального гидрогеологического районирования при выделении гидрогеологических областей, регионов и подрегионов, которые находят свое отображение в различных сочетаниях геоморфологических комплексов. Так, например, сравнивая Ферганский и Чу-Таласский гидрогеологические регионы, мы видим, что и в том и в другом случае представлены гидрогеологические массивы (горный комплекс) и внешние артезианские бассейны с краевыми (предгорный комплекс) и центральными (подгорно-равнинные) их частями; однако в Ферганском регионе, объединяющем приферганские геоморфологические провинции, неизмеримо больше развита краевая часть одноименного бассейна. В Нарынском регионе - одноименной геоморфологической провинции - явно преобладают внутренние бассейны (предгорно-долинный комплекс) и т.д.

Связь гидрогеологических условий с геоморфологией прослеживается и на более низком таксономическом уровне - при дифференциации какого-либо геоморфологического комплекса. Такая связь отчетливо проявляется, например, в местной горизонтальной гидрогеологической зональности, свойственной верхнему этажу подземных вод центральной части Восточно-Чуйского артезианского бассейна. Здесь хорошо выделяются: зона формирования подземных вод, совпадающая с подгорным шлейфом (шлейф конусов выноса); зона выклинивания грунтовых и самоизливающихся напорных вод в пределах слабонаклонной пролювиально-аллювиальной равнины; зона транзита подземного стока и несамоизливающихся напорных вод районов увалисто-долинного рельефа; и наконец, зона крупной естественной дрены в западной части аллювиальной долины р. Чу.

При всем сказанном следует отметить, что значение геоморфологического фактора в познании региональных гидрогеологических закономерностей не является универсальным. С погружением, например, в более глубокие части артезианских бассейнов (в структуры закрытого типа, не выраженные в рельефе) значение этого фактора резко снижается и сходит на нет.

Региональные закономерности инженерно-геологических условий тоже хорошо отражаются в геоморфологических комплексах и их сочетаниях. Это наглядно видно в схеме инженерно-геологического районирования. В частности, инженерно-геологические области выделяются по геоморфологическим признакам и полностью соответствуют выделенным четырем геоморфологическим комплексам, которые различаются по преобладанию и сочетанию тех или иных комплексов горных пород с разными инженерно-геологическими показателями (прочности и устойчивости). Так, в горной инженерно-геологической области основное значение имеют скальные грунты; в подгорно-равнинной – рыхлые крупнообломочные, полусвязные мелкообломочные и их сочетания; в предгорной – в основном полускальные и отчасти рыхлые, связные, пластичные; в предгорно-долинной – те же грунты, что и в предгорной, но в другом своеобразном их сочетании.

Сопоставление схем геоморфологического, физико-географического, гидрогеологического и инженерно-геологического районирования Киргизии (см. "Гидрогеология СССР," т. 40, 1971) показывает, что они имеют много общего (хотя и не повторяют друг друга). Это и понятно, так как все они отражают единство и взаимосвязь различных компонентов природной среды.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
ОБЩИЕ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ МОРФОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА	
Н.В. Думитрашко. Основные проблемы морфоструктурного анализа горных стран	5
А.К. Трофимов. О принципах структурно-геоморфологического районирования и некоторых закономерностях в развитии геотектур.	10
З.А. Сваричевская. Горы, их образование и классификация .	20
Б.А. Федорович. О четырех малоизученных проблемах морфоструктуры горных стран	25
Г.И. Худяков. О дифференциации и интеграции морфоструктур.	30
М.В. Пиотровский. Морфотектоника областей мезокайнозойской платформенной активизации (на опыте исследований Алдано-Станового региона)	35
В.В. Соловьев. Морфоструктуры центрального типа в горных странах и их классификация	42
Е.А. Минина, Б.А. Борисова. Кольцевые и купольные морфоструктуры (на примере Алтае-Саянской горной страны)	47
Д.А. Тимофеев. Пьестальные горы — начальная стадия развития возрожденных гор	51
А.В. Поздняков. Об основном законе развития рельефа	57
Н.В. Башенина. Принципы геоморфологической классификации.	62
О.А. Кашменская. О динамической классификации горной геоморфологической системы	68
О.К. Чедия, Н.Г. Уткина. Принцип определения величины регионального тангенциального сжатия в новейших эпиплатформенных оргенах	73
И. Садыбакасов, М. Омуралиев, В.К. Паламарчук, Р. Мангельдин, А.Д. Павленкин. Количественный анализ комплекса элементов неостектонических процессов в Тянь-Шане.	83
Г.С. Ганешин, В.В. Соловьев, Ю.Ф. Чемекон. Отражение морфоструктур при геоморфологическом картировании горных стран.	87
Н.В. Башенина, Н.Н. Тальская, В.К. Бронникова, Е.А. Рубина, М.Г. Михайловская. О значении морфоструктурного анализа горных стран для геоморфологического картирования.	92
Н.В. Скублова, С.И. Стрельников, А.В. Доливо-Добровольский. Использование космических снимков при структурно-геоморфологическом анализе горных стран (на примере горного пояса южной окраины СССР и некоторых зарубежных районов)	99
В.Г. Можжаева. К методике структурно-геоморфологического анализа рельефа горных стран по материалам радиолокационной аэросъемки	105

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Э.Т. Палиенко, Корреляция поверхностей выравнивания как показатель структурно-геоморфологических особенностей (на примере Крымского полуострова)	109
Е.И. Вохмянина, Геоморфологический анализ тектоники (на примере Горного Урала)	113
В.И. Астахов, Влияние структуры субстрата на развитие рельефа Северного Урала	118
И.С. Степанов, Роль новейших тектонических движений и древних структур в формировании рельефа западного склона Среднего и Северного Урала	123
Л.А. Шимановский, Вертикальная расчлененность Камского Приуралья и Урала и ее связь с геологическими структурами и неотектоникой	127
З.А. Сваричевская, Н.В. Скублова, О природе островных гор Центрального Казахстана	131
В.С. Зорина, Н.В. Скублова, Значение литологического и тектонического факторов при образовании островных гор Северного Прибалхашья	136
Ю.П. Селиверстов, Морфоструктурные особенности эпиплатформенных горных сооружений востока Казахстана и юга Сибири	139
С.К. Горелов, М.К. Кульмамедов, Морфоструктура и сейсмичность Копетдага	143
С.С. Шульц, Сравнительный анализ рельефа, структурных особенностей и линеаментов гор Средней Азии	150
В.В. Лоскутов, Морфоструктурное районирование орогенических областей на примере Таджикистана	156
В.И. Макаров, Н.В. Макарова, Л.И. Соловьева, Рельеф и сохранность орогенных поверхностей выравнивания Тянь-Шаня в связи с новейшей тектонической структурой	161
С.А. Несмеянов, Развитие адырных поднятий в межгорных впадинах Тянь-Шаня	166
Ш.Н. Качаганов, Геоморфологическая карта бассейна р. Чон-Кемин как основе морфоструктурного анализа	170
В.Г. Лепихов, Выяснение некоторых вопросов развития локальных структур Таджикской депрессии с использованием данных анализа рельефа	175
В.П. Лозиев, К вопросу об истории развития структуры и рельефа Южно-Таджикской депрессии в антропогене (на примере междуречья Вахша и Кафирнигона)	180
Ю.Г. Шварцман, А.Д. Павленкин, Г.С. Гольдберг, Н.Н. Жуков, А.С. Стависский, Изучение новейшей тектоники акватории озера Иссык-Куль по рельефу дна и геофизическим данным и ее связи с температурными аномалиями	186
Д.Х. Якубов, Д.А. Абдурахманов, А.Р. Ярмухамедов, Новейшие тектонические движения Кашкадарьинской впадины, выявленные методом построения карты интенсивности эрозионного расчленения	193
Б.А. Борисов, Е.А. Мицина, Основные особенности морфоструктурного плана эпиплатформенных гор Южной Сибири и Монголии	196
О.А. Раковец, Новейшие структуры Алтае-Саянской горной области	203

Е.Н. Сапожникова. О времени заложения некоторых структурных форм рельефа Горного Алтая и прилегающей части Западного Саяна	208
М.Г. Овандер. Анализ локальных морфоструктур Верхоянских гор	212
Г.И. Раскатов, А.А. Старухин, Л.Т. Шевырев. Опыт структурно-геоморфологического анализа горных стран (на примере Карпат и Коряжского нагорья)	218
А.В. Кожевников. Сравнительный анализ новейшей структуры Карпат, Юго-Западного Тянь-Шаня и гор Северной Монголии	221
Л.П. Кондакова, Э.Б. Мовшович, А.А. Чистяков. Основные этапы кайнозойского развития морфоструктур Индостана	226
А.А. Чистяков. Основные этапы новейшего развития орогенных морфоструктур Южной Азии и Среднего Востока	236
В.П. Чичагов. Морфоструктурные особенности возрожденных гор Хангая, Хэнтэя и Большого Хингана	241
Т.В. Николаева. Новейшие тектонические структуры и рельеф гор Центральной Монголии	250

ЗНАЧЕНИЕ МОРФОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПРАКТИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Ю.П. Селиверстов. Изучение и картирование эпиплатформенного рельефа гор в связи с поисками гипергенных полезных ископаемых (на примере Западной Африки, Южной Сибири и Восточного Казахстана)	256
Ф.Я. Корытов. О применении структурно-геоморфологического анализа при поисках эндогенных месторождений полезных ископаемых	262
Л.И. Фердман. Структурная геоморфология и неотектоника нефтегазоносных бассейнов некоторых горных стран	266
О.Г. Токарский. Комплексные структурно-геоморфологические и морфометрические исследования северо-восточной части Ферганской межгорной впадины с целью поиска локальных структурных форм, перспективных на нефть и газ	269
П.Г. Григоренко. Геоморфология и региональные закономерности гидрогеологических и инженерно-геологических условий горных стран на примере Киргизской ССР	271

УДК 551.1.551.4

Основные проблемы морфоструктурного анализа горных стран. Думитрашко Н.В. Сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Указаны основные тенденции исследований по морфоструктурам горных стран: использование геофизических данных, особенностей новейших и древних тектонических структур, типов разрывных нарушений, характера литологии. Дана принципиальная схема классификации морфоструктур горных стран. Библ. 16 назв.

УДК 551.1.551.4

О принципах структурно-геоморфологического районирования и некоторых закономерностях в развитии геотектур. Трофимов А.К. Сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Приведены данные об амплитудах колебания рельефа, площадях, мощностях земной коры, ее объеме и массе. Отмечены некоторые закономерные связи этих показателей, обусловленные историей развития структур. Библ. 9 назв., ил. 4.

УДК 551.432

Горы, их образование и классификация. Сваричевская З.А. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

В основу классификации гор положены представления о дрейфе материков и о различии высоты гор вследствие разной интенсивности тектонического воздымания. Выделяются высочайшие, высокие, средние, низкие горы и холмогорья. Экзогенные процессы трансформируют морфоструктуру гор, определяют глубину расчленения и типы рельефа. Библ. 11 назв.

УДК 551.432

О четырех малоизученных проблемах морфоструктуры горных стран. Федорович Б.А. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Установлена значительная высота Памира и Тянь-Шаня до плейстоцена (не менее 2-3 км); основные их морфоструктуры унаследованы от каледонид, а морфоструктуры хребтов северо-западного Каратауского направления - от более древнего орогенеза. Показан процесс поглощения площади Тянь-Шаня равнинами у южных подножий. Указываются широкие масштабы экзогенной складчатости "расползания" гор. Библ. 10 назв.

УДК 551.40.551.240

О дифференциации и интеграции морфоструктур. Худяков Г.И. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. "Наука", 1975.

На примере Дальнего Востока доказывается сочетание орогенеза с рифтовым и крипторифтовым растяжением земной коры. Прекращение рифтогенеза способствует интеграции впадин и горных сооружений в пассивные геоблоки (материковые "сегментарные плиты") и смене геосинклинальных условий платформенными и эпиплатформенными. Библ. 7 назв.

УДК 551.40.551.240

Морфотектоника областей мезокайнозойской платформенной активизации (на опыте исследований Алдано-Станового региона), Пиотровский М.В. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975

Главная проблема морфотектоники – механизм морфотектогенеза, ведущие закономерности – решетчатые системы структур и морфоструктур и их связь с активными коромантийными уровнями. Дается схема классификации морфоструктур, выделяются типы и подтипы активизации (рифтовый, квази-, суб- и предрифтовый), выдвигается понятие тектоноденудации. Библ. 12 назв.

УДК 551.432.2

Морфоструктуры центрального типа в горных странах и их классификация, Соловьев В.В. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975

Разнообразные и разнопорядковые морфоструктуры центрального типа, обусловленные разрядкой глубинных энергетических напряжений, высокоперспективны в отношении минерализации. Предлагается морфологическая и генетическая классификация этих структурных форм, указаны закономерности их развития. Библ. 8 назв., ил. 1.

УДК 551.432.2

Кольцевые и купольные морфоструктуры (на примере Алтае-Саянской горной страны), Минина Е.А., Борисова Е.А. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975

Анализируются купольные и кольцевые морфоструктуры Алтае-Саянской горной страны, связанные с интрузивными, преимущественно гранитоидными, массивами в связи с селективной денудацией, в которой выделено десять стадий. Купольные морфоструктуры превращаются в кольцевые. Первые развиваются в допозднемиоценовое время, вторые – с позднего мела. Библ. 6 назв., ил. 1.

УДК 551.432

Пьедестальные горы – начальная стадия развития возрожденных гор, Тимофеев Д.А. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975

Пьедестальные горы, морфотипом которых является Гобийский Алтай в Монголии, представляют собой возрожденные сводовые поднятия, осложненные глыбовыми структурами в центральных частях. Крылья сводов образованы наклонными денудационно-аккумулятивными педиментированными равнинами – бэлями. Дана характеристика морфоструктурных особенностей пьедестальных гор юга Монголии на разных стадиях их развития. Библ. 7 назв., табл. 1.

УДК 551,4:528,94

Об основном законе развития рельефа, Поздняков А.В. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Рассматриваются два одновременных процесса: вертикального расчленения и выравнивания рельефа. Схождение склонов при равномерном процессе рельефообразования приводит к снижению вершин и возникновению поверхности равновесия. С этих позиций объясняется генезис ярусности рельефа, обосновывается закон равновесия рельефообразующих сил. Библ. 7 назв.

УДК 551.40:500:100,63

Принципы геоморфологической классификации, Башенина Н.В. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Рассматривается философское обоснование геоморфологической классификации, устанавливаются две классификации: 1) морфоструктур, 2) экзогенных элементов рельефа. Элементы рельефа разного порядка на разных ступенях классификации разделяются по разным существенным признакам. Одна из практических задач, решаемых на основе классификации, — составление легенд и геоморфологических карт разных масштабов. Библ. 16 назв.

УДК 551.40:551.240

О динамической классификации горной геоморфологической системы, Каширская О.А. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Основой анализа геоморфологической системы считаются геоморфологические формации, отражающие различия неравновесного и равновесного баланса вещества земной коры. Выделяются формации первого порядка (горы и впадины), второго порядка (высокие, средние, низкие горы), третьего порядка (например, средние растущие, равновесные и снижающиеся горы). Намечена связь динамики экзогенных процессов и баланса рыхлого материала. Библ. 5 назв.

УДК 551,24:551,43

Принцип определения величины регионального тангенциального сжатия в новейших эпиплатформенных орогенах, Чедия О.К., Уткина Н.Г. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Для оценки регионального тангенциального сжатия эпиплатформенного орогена определяется разность между "выпрямленным" исходным пенепленом и его горизонтальной проекцией, а затем — градиент сжатия. По расчетам, новейшие структуры Среднеазиатского орогена сформировались в условиях значительного субмеридионального сжатия и интенсивных вертикальных движений. Библ. 14 назв., табл. 1, ил. 7.

УДК 51:55:551.240

Количественный анализ комплекса элементов неотектонических процессов в Тянь-Шане. Садыбакасов И., Омуралиев М., Паламарчук В.К., Мангельдин Р., Павленкин А.Д. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Рассматриваются результаты математического анализа неотектонических волновых процессов. Даны закономерности проявления суперпозиции волновых движений. Показано, что главные дуги горных систем Тянь-Шаня и Памира оказывают решающее влияние на образование современных структур.

УДК 551.4:528.94

Отражение морфоструктур при геоморфологическом картировании горных стран. Ганешин Г.С., Соловьев В.В., Чемяков Ю.Ф. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Полнота информации о морфоструктурах на геоморфологических картах зависит от принципов их составления. Соотношения рельефа со структурами лучше всего отражены на картах, составляемых путем выделения поверхностей рельефа. Морфоструктуры вычитываются из сочетания разновозрастных и разных по генезису и положению в пространстве поверхностей (граней) рельефа. Типовая легенда общих геоморфологических карт разработана по этому принципу во ВСЕГЕИ. Библ 12 назв.

УДК 551.240

О значении морфоструктурного анализа горных стран для геоморфологического картографирования. Башенина Н.В., Тальская Н.Н., Рубина Е.А., Бронникова В.К., Михайловская М.Г. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Морфоструктурный анализ предусматривает комплексный подход к изучению и картографированию элементов рельефа с применением геоморфологических исследований в сочетании с геологическими, геофизическими, картографическими и др. Геоморфологическое картографирование на основе морфоструктурного анализа позволяет объяснять закономерности формирования морфоструктур горных стран и осуществлять прогноз поисков полезных ископаемых. Библ. 5 назв., ил. 3.

УДК 528.77:551.432 (235.2)

Использование космических снимков при структурно-геоморфологическом анализе горных стран (на примере горного пояса южной окраины СССР и некоторых зарубежных районов). Скублова Н.В., Стрельников С.И., Доливо-Добровольский А.В. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

В Восточном Тянь-Шане и прилегающем районе Центральной Азии по космическим снимкам (КС) выделены структурно-геоморфологические области: горные сооружения, межгорные и предгорные впадины разного типа и разрывные нарушения различного порядка. Указана возможность изучения по КС региональных и глобальных особенностей рельефа Земли. Ил. 2.

УДК 550.814 (528.711.7:621.396.969)(571.1)

К методике структурно-геоморфологического анализа рельефа горных стран по материалам радиолокационной аэросъемки. Можяева В.Г. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Описывается методика дешифрирования по радиолокационным аэроснимкам складчатого и блокового фундамента эпиплатформенных территорий, выделения локальных погребенных поднятий и опусканий в депрессиях и кольцевых структур, а также выявления направленности и интенсивности новейших тектонических движений. Библ. 6 назв., ил. 2.

УДК 551.2+551.311 (477.9)

Корреляция поверхностей выравнивания как показатель структурно-геоморфологических особенностей (на примере Крымского полуострова). Палиенко Э.Т. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

В результате корреляции поверхностей выравнивания выявлены структурные особенности Равнинного Крыма, Тарханкутской возвышенности и Горного Крыма. Предполагается тесная связь в цикличности развития рельефа горной и равнинной частей Крыма. Библ. 3 назв., табл. 1.

УДК 551.4:248.1 (575.22)

Геоморфологический анализ тектоники (на примере горного Урала). Вохмянина Е.И. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Излагаются основные результаты структурно-геоморфологических исследований в Пермской и Свердловской областях, перечислены геоморфологические критерии (в том числе морфометрические и картометрические), имеющие нефтепоисковое значение. Библ. 9 назв., табл. 1, ил. 1.

УДК 551.432.551.242.4 (470.13/571.122)

Влияние структуры субстрата на развитие рельефа Северного Урала. Астахов В.И. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Гетерогенный рельеф и ортогональный план гидросети Урала предопределены двойственным влиянием геологического строения на процессы морфогенеза. В эпохи поднятий тектоногенные перекосы и оживление трещин субстрата определили формирование несогласных со складчатостью субширотных элементов рельефа. В эпохи стабилизации денудационная препарировка литологически анизотропного складчатого основания привела к формированию системы меридиональных структурно-денудационных кражей и депрессий с пологими склонами.

УДК 551.432.551.242.4

Роль новейших тектонических движений и древних структур в формировании рельефа западного склона Среднего и Северного Урала. Степанов И.С. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Установлено основное значение в формировании рельефа западного склона Среднего и Северного Урала неотектонических блоковых движений, в том числе и сдвиговых. Указана важная роль литологии для проявления древних структур. Отмечено значение структурно-геоморфологического анализа для поисков россыпных месторождений. Библ. 15 назв., ил. 2.

УДК 551.432.551.242.4

Вертикальная расчлененность Камского Приуралья и Урала и ее связь с геологическими структурами и неотектоникой. Шимановский Л.А. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Предлагается методика составления карт энергии рельефа и их анализа с использованием машинной обработки. Карты позволяют уточнить тектоническое строение, выяснить характер и интенсивность неотектонических движений. Библ. 5 назв., табл. 2.

УДК 551.432 (574.3)

О природе островных гор Центрального Казахстана. Сваричевская З.А., Скублова Н.В. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Установлена связь низкогорий и холмогорий Центрального Казахстана с краевыми или центральными частями кольцевых морфоструктур и гранитных массивов, ассоциирующихся с ними. Приведены данные о молодости горных поднятий и об активизации палеозойских кольцевых вулканоплутологических структур в новейшее время.

УДК 551.432 (574.3)

Значение литологического и тектонического факторов при образовании островных гор Северного Прибалхашья. Зорина В.С., Скублова Н.В. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. "Наука", 1975.

Приведены данные об относительно небольшой денудационной устойчивости гранитов, что позволяет отрицать существенную роль селективной денудации в образовании островных гор. Их происхождение объясняется различным неотектоническим режимом блоковых структур, связанных с активностью пермского гранитного плутона.

УДК 551.311.551.24

Морфоструктурные особенности эпиплатформенных горных сооружений востока Казахстана и юга Сибири. Селиверстов Ю.П. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Горные сооружения региона разделены межгорными впадинами или мощными разломами. Выделяются зоны разнопорядковых волнообразных вертикальных и тангенциальных деформаций, осложненных сингенетическими и более поздними разрывными нарушениями. Новейшие морфоструктуры возникли с середины мела, в несколько этапов, выраженных в ярусности рельефа и ритмичности осадочных отложений межгорий и предгорий. Библ. 8 назв., ил. 1.

УДК 551.40.551.240

Морфоструктура и сейсмичность Копетдага. Горелов С.К., Кульмаметов К.М. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Рассматриваются основные морфоструктурные элементы Копетдага (новейшие структуры, выраженные в рельефе) и их связь с глубинным строением и сейсмичностью. Сделан вывод о возрождении в рельефе и в новейшем структурном плане древних глубинных структур доорогенического этапа развития, оказывающих существенное влияние на распределение эпицентров землетрясений. Библ. 8 назв., ил. 2.

УДК 551.432:551.44 (575.0)

Сравнительный анализ рельефа, структурных особенностей и линеаментов гор Средней Азии. Шульц С.С. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Осадкообразование, складчатость и формирование гор Средней Азии, несмотря на разновозрастность начала своего развития, представляют собой единый взаимосвязанный процесс, отражающий закономерности общей планетарной трещиноватости. На этой основе могут быть поняты пространственные закономерности линеаментов, складчатых и разрывных нарушений и рельефа. Библ. 9 назв.

УДК 551.240:551.4 (575.3)

Морфоструктурное районирование орогенических областей на примере Таджикистана. Лоскутов В.В. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Дана общая схема районирования и ее описание для территории Таджикистана. Выделяются геотектуры трех порядков и морфоструктуры четырех порядков. Приведена характеристика установленных единиц районирования. Отмечена необходимость комплексного подхода к морфоструктурному анализу. Библ. 13 назв., табл. 1.

УДК 551.435:(551,24:551,79) (574/575)

Рельеф и сохранность орогенных поверхностей выравнивания Тянь-Шаня в связи с новейшей тектонической структурой. Макаров В. И., Макарова Н. В., Соловьева Л. И. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975

Каждая из орогенных предгорных поверхностей выравнивания имеет определенный, присущий только ей облик. Он определяется элементами первичного (реликтового) и вторичного (более молодого) рельефа и является важным коррелятным признаком. Библ. 5 назв.

УДК 551.432 (235,216)

Развитие адырных поднятий в межгорных впадинах Тянь-Шаня. Несмеянов С. А. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Развитие адырных поднятий в новейших межгорных впадинах зависит от мощности и строения отложений мезокайнозоя. Различаются доадырная, адырная и постадырная стадии. На адырной стадии выделяются западно- и восточнотянь-шаньский ряды формирования поднятий с молодой, зрелой и поздней подстадиями. Антропоген является периодом активного адыробразования. Библ. 6 назв., ил. 1.

УДК 551.43:551:24 (575.2)

Геоморфологическая карта бассейна р. Чон-Кемин как основа морфоструктурного анализа. Качаганов Ш. Н. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

На базе геоморфологической карты, составленной по историко-генетическому принципу, дан анализ истории развития новейших структур хребтов Кунгей и Зайлийский Алатау (Северный Тянь-Шань). Библ. 2 назв., ил. 1.

УДК 551.24:551.43 (575.3)

Выяснение некоторых вопросов развития локальных структур Таджикской депрессии с использованием данных анализа рельефа. Лепихов В. Г. В сб. "Проблемы структурной геоморфологии горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Показано, что в ряде случаев в Таджикской депрессии поднятия равнин или адырных зон связаны не с положительными неогеновыми складками, а с выжиманием пород из неогеновых синклиналей. "Корневые" и "бескорневые" четвертичные поднятия определяются по комплексу геологических и структурно-геоморфологических признаков. Библ. 1 назв., ил. 4.

УДК 551.24:551.79 (575.3)

К вопросу об истории развития структуры и рельефа Южно-Таджикской депрессии в антропогене (на примере междуречья Вахша и Кафирнигона). Лозиев В. П. В сб. "Проблемы структурной геоморфологии горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Изучение особенностей строения неогеновых и антропогенных отложений позволяет выделить в орогенном цикле три стадии развития: начальную (доантропогенную), промежуточную (кулябско-илякскую) и завершающую (позднеантропогенную). Библ. 6 назв., ил. 5.

УДК 55:551.43 (575.2)

Изучение новейшей тектоники акватории озера Иссык-Куль по рельефу дна и геофизическим данным и ее связи с температурными аномалиями. Шварцман Ю.Г., Павленкин А.Д., Гольдберг Г.С., Жуков Н.Н., Ставиский А.С. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Дана характеристика подводного рельефа оз. Иссык-Куль и отмечена связь крупных его форм с положительными и отрицательными магнитными аномалиями. Библ. 4 назв., ил. 3.

УДК 551.24:551.43 (575.1)

Новейшие тектонические движения Кашкадарьинской впадины, выявленные методом построения карты интенсивности эрозионного расчленения. Якубов Д.Х., Абдурахманов Д.А., Ярмухамедов А.Р. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Карта интенсивности эрозионного расчленения позволила выявить особенности тектонического развития на границе сочленения гор и впадин в отдельных структурах и зонах разрывных нарушений. Полученные данные и результаты геолого-геоморфологических исследований важны для интерпретации повторного нивелирования. Библ. 4 назв., ил. 1.

УДК 551.4.24

Основные особенности морфоструктурного плана эпиплатформенных гор Южной Сибири и Монголии. Борисов Б.А., Минина Е.А. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Морфоструктуры гор Южной Сибири и Монголии представляют собой не мозаику разновысотных глыб, а систему мегантиклиналей, разобленных массивами, прогибами и впадинами. Разрывы, разделяющие крупные блоки, подчинены закономерностям складчатости. Альпийский морфоструктурный план является наложенным, но многие его элементы унаследованы. Библ. 7 назв., ил. 1.

УДК 551.4.120

Новейшие структуры Алтае-Саянской горной области. Раковец О.А. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Проведено неотектоническое районирование Алтае-Саянской горной области, которая отнесена к новейшим структурам первого порядка. Структуры второго порядка (сводово-глыбовые и глыбовые горные хребты и межгорные депрессии) различаются по своим размерам и амплитудам смещения. Охарактеризованы основные этапы развития новейших структур. Ил. 1.

УДК 551.43.432:551.24 (235.222 + 235.223)

О времени заложения некоторых структурных форм рельефа Горного Алтая и прилегающей части Западного Саяна. Сапожникова Е.Н. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Современный рельеф и морфоструктурный план отражают особенности ряда структурных этажей и структурных элементов. Устанавливается время заложения и генезис круговых образований: крупнейшие из них соответствуют структурно-фациальным зонам синийско-кембрийского этапа; менее крупные круговые структуры связаны с магматическими образованиями палеозоя. Библ. 7 назв., ил. 1.

УДК 551.4 (235.32)

Анализ локальных морфоструктур Верхоянских гор. Овандер М.Г. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Приводится методика изучения и подробная характеристика локальных кольцевых, куполовидных, линейных (продольных и поперечных) морфоструктур. Указано большее значение морфоструктурного анализа для выявления рудоконтролирующих зон. Библ. 3 назв., ил. 2.

УДК 551.24:551.78/79

Опыт структурно-геоморфологического анализа горных стран (на примере Карпат и Корякского нагорья. Раскатов Г.И., Старухин А.А., Шевырев Л.Т. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

На примере Карпат и Корякского нагорья показано значение комплексных структурно-геоморфологических и геолого-геофизических методов для выявления погребенного рельефа и структур фундамента, особенно древнейших пород Корякского нагорья. Библ. 6 назв.

УДК 551.24

Сравнительный анализ новейшей структуры Карпат, Юго-Западного Тянь-Шаня и гор Северной Монголии. Кожевников А.В. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Устанавливается первичный сводовый характер поднятий, впоследствии осложненных поперечными воздыманиями, разломами и горстами. В позднем олигоцене – раннем плиоцене складчатость была разновременной и разнотипной; среднепозднеплиоценовые движения имели планетарное значение. Библ. 9 назв.

УДК 551.24

Основные этапы кайнозойского развития морфоструктур Индостана. Кондаков Л.П., Мовшович Э.Б., Чистяков А.А. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Анализ поверхностей выравнивания и коррелятных образований позволил выделить и охарактеризовать семь основных этапов в развитии морфоструктур Индостана в кайнозое, связанных с чередованием этапов активизации и стабилизации тектонических движений. Ил. 1.

УДК 551.24

Основные этапы новейшего развития орогенных морфоструктур Южной Азии и Среднего Востока. Чистяков А.А. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Орогенные морфоструктуры Южной Азии и Среднего Востока сформированы разновозрастными горообразовательными движениями, проявившимися в несколько этапов. Новейшие орогенические движения нередко унаследованы от более древних тектонических структур. Ил. 3.

УДК 551.432.5193

Морфоструктурные особенности возрожденных гор Хангая, Хэнтэя и Большого Хингана. Чичагов В.П. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Выявлены закономерности формирования морфоструктур возрожденных гор Хангая, Хэнтэя и Большого Хингана. Характеризуясь общими чертами структуры и развития, оформившимися в мезозое, эти горные страны отличаются друг от друга простиранием морфоструктур, сохранностью и генезисом мел-палеогеновых поверхностей выравнивания, характером межгорных впадин и интенсивностью сейсмических явлений. Установлена общая тенденция уменьшения неотектонической активности и сейсмичности от центра к восточной части территории. Библ. 13 назв.

УДК 551.432 : 519.3

Новейшие тектонические структуры и рельеф гор Центральной Монголии. Николаева Т.В. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Рассмотрены основные неотектонические структуры разных порядков, указана их связь с системой тектонических трещин. Подчеркнута зависимость рельефа от положения в неотектонической структуре. Библ. 4 назв. ил. 1.

УДК 551.40 551.311

Изучение и картирование эпиплатформенного рельефа гор в связи с поисками гипергенных полезных ископаемых (на примере Западной Африки, Южной Сибири, Восточного Казахстана). Селиверстов Ю.П. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Для поисков кор выветривания и продуктов их переотложения, содержащих гипергенные полезные ископаемые, наибольшее значение имеет возраст формирования и преобразования рельефа. Поэтому геоморфологическое картирование, проведенное по морфохронологическому методу, наиболее эффективно при прогнозировании и поисках гипергенных месторождений. Библ. 5 назв. ил. 1.

УДК 551.553.042.12 (23.0)

О применении структурно-геоморфологического анализа при поисках эндогенных месторождений полезных ископаемых. Корытов Ф.Я. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

В Забайкалье, Приморье, Средней Азии и других регионах большинство эндогенных месторождений связано с определенными формами рельефа и

абсолютными высотами благодаря существованию первичных уровней интенсивного оруденения, образованных на определенных глубинах и затем вскрытых денудацией. Эти закономерности важны для поисков месторождений полезных ископаемых. Библ. 5 назв., ил. 2.

УДК 551.4.248.1.

Структурная геоморфология и неотектоника нефтегазоносных бассейнов некоторых горных стран. Фердман Л.И. В сб. "Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Характеризуются основные особенности морфоструктур межгорных и предгорных нефтегазоносных бассейнов. Совокупное проявление новейших движений и экзогенных процессов определяется как морфотектонический режим нефтегазоносных бассейнов. Библ. 7 назв.

УДК 551.4. 248. 1 (575,22)

Комплексные структурно-геоморфологические и морфометрические исследования северо-восточной части Ферганской межгорной впадины с целью поиска локальных структурных форм, перспективных на нефть и газ. Токарский О.Г. В сб. Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

На основе морфометрических, геолого-геоморфологических исследований и статистического анализа характеристик рельефа Северо-Восточной Ферганы установлена коррелятивная связь рельефа со структурными параметрами, позволившая выделить площади, перспективные для поисков нефти и газа. Библ. 2 назв.

УДК 551.4:551.49 (575,2)

Геоморфология и региональные закономерности гидрогеологических и инженерно-геологических условий горных стран на примере Киргизской ССР. Григоренко П.Г. В сб. Структурная геоморфология горных стран". Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", 1975.

Охарактеризованы гидрогеологические массивы и артезианские бассейны Киргизии, приуроченные к определенным морфоструктурам и комплексам типов рельефа (горный, подгорно-равнинный и предгорный).

**Структурная геоморфология
горных стран**

Утверждено к печати
Геоморфологической комиссией АН СССР

Редактор издательства Н. Н. Бобринский
Обложка художника Н. В. Илларионовой
Художественный редактор С. А. Литвак
Технические редакторы: Е. К. Полукарова, Г. П. Каренина

Подписано к печати 9/У - 75 г. Т. - 14964
Усл. печ. л. 18,25+0,75 вклейки, Уч.-изд. л. 21,2
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 1000 экз. Тип. зак. 448
Цена 2р. 12к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 12 к.

1794