

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.432.3(571.651).

БЕГУНОВ С. Ф., ЛАРИОНОВ Я. С., ТИБИЛОВ И. В.

ВОЗРАСТ РЕЛЬЕФА МЕЗОЗОИД ЧУКОТКИ

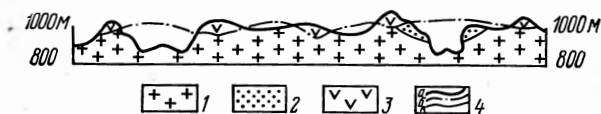
Общепринято, что орогенный этап развития мезозоид завершился непленизацией и современный рельеф возник в кайнозое как результат неотектонических движений. Изучение рельефа Чаун-Чукотки¹ дает основания полагать, что ее современный рельеф сформировался на мезозоидах в позднем мезозое и в течение кайнозоя не подвергался существенной перестройке.

Образование основных черт современного рельефа связано с процессами позднемезозойской тектоно-магматической активизации. Кульминация эпохи горообразования на мезозоидах Чукотки отвечает времени формирования раннемелового (доальбского) гранитоидного магматизма. По геологическим данным, становление раннемеловых гранитоидных массивов происходило в конце раннего мела и было полностью завершено к альбу. Активнейшие процессы горообразования этого времени существенно трансформировали ранее существовавший меловой рельеф. Имеется в виду горный рельеф постваланжинского возраста, в условиях которого происходило накопление локально развитых преимущественно континентальных осадков. Примером подобных образований являются аптские угленосные отложения месторождения Долгожданное [1, 2]. Литолого-фациальные особенности угленосных отложений месторождения, в том числе преобладание в разрезе чередующихся аллювиальных фаций и фаций застойных водоемов, невыдержанность разреза, наличие довольно мощных базальных конгломератов, локальность развития при общей значительной мощности отложений [3] позволяют рассматривать их как осадки межгорных впадин.

Раннемеловые гранитоидные массивы в современном рельефе мезозоид Чукотки выходят в осевых частях горных хребтов и кражей. Для всех без исключения раннемеловых гранитоидных массивов устанавливается весьма небольшая величина общего эрозионного среза. Данные реконструкции палеокровли гранитоидных массивов региона, проведенные на основе материалов крупномасштабного картирования, однозначно свидетельствуют о том, что вскрытые гранитоидные массивы являются в сущности только отпрепарированными, слабо эродированными телами. Денудационные процессы «сняли» с них надкровельные контактово-метаморфизованные породы (местами сохранившиеся в форме останцов) и незначительную часть прикровельных зон массивов. Определенные по данным реконструкции кровли величины эрозионного среза собственно гранитных тел варьируют в интервале от первых десятков метров до 150—200 м. Эти факты приобретают особое значение в связи с тем, что описываемые массивы были вскрыты уже к позднему альбу [4, 5] и подвергались процессам весьма интенсивной денудации. Об этом свидетельствует наличие гальки и валунов раннемеловых гранитоидов в позднеальбских и позднемеловых конгломератах в близкорасположенных вулканитах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). В качестве наиболее яркого примера приведем описание взаимоотношений с вулканитами Мольтыканского массива, одного из круп-

¹ К Чаун-Чукотке относится район севера центральной и западной Чукотки.

нейших раннемеловых массивов Центральной Чукотки (рисунок). Мольтыканский гранитоидный массив обнажен в современном эрозионном срезе на площади около 2000 км². Вместе с примыкающими полями контактово-метаморфизованных пород массив составляет стабильный доальбский блок, обрамленный со всех сторон вулканотектоническими депрессиями альб-сеноманского возраста. Отдельные вулканические постройки на локальных участках перекрывают гранитоиды массива. Среди них преобладают маломощные вулканические конусы.



Реконструкция раннемеловой поверхности Мольтыканского гранитоидного массива

1 — раннемеловые гранитоиды; 2 — контактово-метаморфизованные осадочные породы; 3 — альб-сеноманские вулканы; 4 — поверхности и границы: а — поверхность современного рельефа, б — реконструированная поверхность «довулканитового» рельефа, в — геологические границы

Наличие останцов кровли позволяет с достаточной степенью достоверности определить величину эрозионного среза массива. Несмотря на внушительные размеры массива величина эрозионного среза гранитоидов невелика (100—200 м) и отвечает порядку эрозионного среза для всех массивов Центральночукотского региона. Аналогичная величина эрозионного среза (200—300 м) установлена для Мольтыканского массива и по геолого-петрологическим критериям (исследования Е. А. Заединовой в начале 60-х годов).

В основании разреза позднеальбских вулканитов ОЧВП, обрамляющих Мольтыканский массив, развиты среднегалечные конгломераты мощностью до 10 м. Конгломераты содержат гальку мольтыканских гранитоидов, контактово-метаморфизованных пород, кварца. Выше по разрезу этих вулканитов отмечаются горизонты крупногалечных конгломератов мощностью до 20 м. Галька в них представлена мольтыканскими гранитами и гранодиоритами, осадочными и вулканогенными породами. В цементе много гранитной дресвы. Валунно-галечные конгломераты мощностью до 30 м с обильной галькой и валунами гранитоидов слагают и основание разреза сеноманских вулканитов, образующих вокруг Мольтыканского массива локальные постройки. Аналогичные взаимоотношения с альб-сеноманскими вулканитами характеризуют и другие крупнейшие гранитоидные массивы Центральной Чукотки, такие, как Велитке-найский и Телекайский.

Вскрытие гранитоидов эрозией к концу раннего — началу позднего мела устанавливается и для ряда массивов, удаленных от полей сплошного развития вулканитов ОЧВП. Так, галька пельвунтыкойненских гранитоидов фиксируется, по данным Г. Г. Загороднего, в туфоконгломератах основания раннемеловых вулканитов (бассейн руч. Волчьего), слагающих цепочку локальных вулканических построек вокруг Пельвунтыкойненского массива. В основании альб-сеноманских вулканитов, «обрамляющих» Палянский гранитоидный массив (хребет Палянгай), залегает горизонт конгломератов значительной мощности — до 100 м. Галька в этих конгломератах представлены алевролитами и песчаниками норийских отложений, слагающих склоны Палянгайского хребта, а также контактово-метаморфизованными породами, в том числе панблассовыми роговиками внутренней зоны метаморфизма Палянского массива. Мощность этих роговиков не превышает 80—100 м.

Из изложенного следует, что с начала позднего мела и до конца кайнозоя эрозионный срез не превысил первых сотен метров. При этом ряд геологических соображений свидетельствует о том, что большая часть

эрозионного среза приходится на докайнозойское время. Об этом свидетельствует, в частности, сохранение реликтов палеогеновых кор химического выветривания на водораздельных поверхностях и некоторые другие данные, о чем будет сказано ниже.

Привлечение интрузивных тел как индикаторов денудационного среза позволило установить небольшую величину (сотни метров) эрозионного среза за конец мезозоя — кайнозой и для ряда других средне-низкогорных районов страны [6].

Перейдем к анализу блоковой тектоники кайнозоя. Прежде всего необходимо отметить, что небольшая величина эрозионного среза горного рельефа региона отнюдь не является доказательством отсутствия блоковой тектоники. При достаточно значимом размахе рельефа Чукотки, достигающем 500—700 м и более, малый эрозионный срез может быть обусловлен слабостью денудационных процессов как в целом, так и на участках максимальных воздыманий. Проведенное нами изучение мезозой-кайнозойской блоковой тектоники базируется главным образом на изучении блокообразующих разломов, а также истории развития речных долин. Фактический материал собран главным образом в ходе крупномасштабного геологического картирования, а также поисковых и разведочных работ. Из анализа разрывной тектоники следует вполне однозначный вывод, что в кайнозое каких-либо заметных дифференцированных блоковых движений в пределах мезозоид Центральной Чукотки не происходило. Все без исключения разломы с достоверно установленными значительными амплитудами вертикальных перемещений (до первых сотен метров и более) формировались в допозднеальбское время. Подобные разломы в складчатых структурах мезозоид «погребены» обычно пологозалегающей подошвой вулканитов ОЧВП, что прослеживается на весьма значительном протяжении зоны сочленения мезозоид и ОЧВП. Разломы с заметными и значительными амплитудами вертикальных перемещений на крыльях, при переходе из терригенно-осадочных комплексов мезозоид в поля вулканитов ОЧВП трансформируются в зоны развития малоамплитудных (первые метры) и безамплитудных разрывов и трещин².

В мезозоидах Чукотки весьма широко развиты позднемеловые малые интрузивы, слагающие дайковые пояса в зонах глубинных разломов [7, 8]. В этих зонах широко развиты разрывы со значительными амплитудами вертикальных перемещений. Эти нарушения во всех наблюдавшихся случаях имеют «додайковый» возраст. Постдайковые нарушения обычно малоамплитудны. В редких случаях наблюдаются постдайковые нарушения существенно сдвигового характера с амплитудами горизонтальных перемещений до 50—70 м. Но и эти нарушения имеют позднемеловой возраст, поскольку они «залечены» позднемеловыми гидротермальными образованиями.

В хорошо изученных позднемеловых рудных полях региона не установлено достоверных пострудных нарушений с заметными амплитудами вертикальных перемещений. В пределах обширной площади Пыркайского рудного узла разрывные нарушения, в том числе крупные системы разломов, развиты исключительно широко. Часть из них играет роль рудоконтролирующих и рудовмещающих структур [9]. Вместе с тем, по данным детальным разведочным работ, в том числе большого объема документации подземных горных выработок, пострудные блоковые перемещения не известны.

Приведенные данные по анализу разрывной тектоники свидетельствуют о практическом отсутствии дифференцированных блоковых движений и слабом проявлении денудационных процессов в рассматриваемом регионе уже с начала позднего мела.

² Крупные разрывные нарушения среднемелового возраста в пределах ОЧВП, связанные с вулcano-тектоническими процессами формирования последнего, к рассматриваемому вопросу отношения не имеют. По обрамлению ОЧВП они ограничивают вулканические провалы, не проникая в глубь мезозоид.

На протяжении позднего мела и кайнозоя местными базисами денудации горных сооружений являлись приморские впадины с преобладающим режимом прогибания при трансгрессивном расширении площади в сторону предгорий. Мощностъ непрерывного разреза преимущественно континентальных отложений Чаунской впадины, компенсирующих прогибание, достигает первых сотен метров. В его основании здесь известны аллювиальные галечники эоцена, вскрытые в восточной части акватории Чаунской губы [10]. Мористее можно ожидать и более древние осадки, что косвенно подтверждается наличием грубообломочных континентальных отложений верхнего мела (?) — нижнего палеогена, вскрытых скважинами в Омолойской приморской впадине, развитой на мезозоидах Верхояно-Колымской складчатой области [11].

В вертикальном разрезе вышележащих рыхлых отложений намечается последовательная смена седиментационных циклов, носящих эрозионно-трансгрессивный характер. Началу каждого из них также отвечают относительно грубообломочные песчано-гравийно-галечные отложения с пестроцветными продуктами размыва кор химического выветривания в базальных слоях. Верхние горизонты циклов представлены более тонкими фациями с лигнитами и бурыми углями в миоцене, погребенными почвами и торфяниками в плиоцене. В плейстоцене — это перигляциальный аллювий и лёссово-ледовые отложения [12].

Процессы врезания, предшествующие началу каждого седиментационного цикла в палеоген-неогеновые этапы, как и в позднем мелу, обуславливались тектоническими движениями. Несомненно влияние на седиментацию климатических условий, которые в течение палеогена и неогена изменились в целом от субтропических и умеренно теплых до субарктических. Отчетливо проявляются климатические предпосылки врезания с начала плиоцена. В плейстоцене решающая роль климатических колебаний как фактора ритмичного развития долин подтверждается повсеместно. В первую очередь эта роль выражена несколькими периодами углубления и разработки долин, связанными со сменой ледниковых и межледниковых эпох. При этом климатические оптимумы межледниковых эпох синхронизируются с завершением врезания и накопления нижних, обычно металлоносных частей аллювия.

Четкое выражение климатической ритмичности в осадконакоплении означает слабое проявление тектонических движений, которые не имели решающего значения. О слабом проявлении тектонических движений свидетельствует также тот факт, что речные долины при сохранении единого плана гидросети не имеют надпойменных террас, превышающих первые метры. Более высокие террасы среднегорья имеют флювиогляциальный генезис.

Подобный характер развития рельефа предопределил особенности процесса россыпеобразования. Благоприятные климатические условия в палеогене и миоцене при слабой тектонической активности способствовали широкому образованию в пределах расчлененного рельефа кор химического выветривания и зон окисления, обеспечивающих полное освобождение полезных россыпеобразующих минералов. За счет размыва зон окисления и кор выветривания в раннем кайнозое шло формирование россыпей с их захоронением и частичным переотложением в процессе последующих эрозионно-аккумулятивных ритмов. Реликты кор химического выветривания и зоны окисления сохраняются на всех элементах современного рельефа — на склонах, водоразделах, особенно в днищах долин, которые заложены по позднемезозойским тектонически ослабленным зонам и наследуют свой план на протяжении всех этапов развития рельефа.

Интересные результаты, подтверждающие взгляды о древности рельефа мезозоид Чукотки, были получены при изучении физических свойств горных пород региона. Массовое изучение образцов из развалов и коренных обнажений на водораздельных гребнях и склонах показало, что акцессорный магнетит, широко развитый в осадочных и изверженных горных породах, повсеместно мартитизирован. Исследования показали,

что мартитизация магнетита характерна только для приповерхностных частей склонов и водоразделов и связана с гипергенными процессами. Как известно, мартитизация магнетита обусловлена процессами выветривания в условиях сухого и жаркого климата [13]. Поскольку подобный климат на Чукотке был не позднее раннекайнозойской эпохи, этот факт следует считать свидетельством древности и консервативности рельефа.

Рельеф на вулканах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса может горных сооружений мезозойского. Он возник в альб-сеноманское время и отражает особенности состава и строения вулканических структур. От рельефа мезозойских складчатых структур он отличается большей массивностью, местами большим вертикальным размахом, почти полукилометровой разницей абсолютных высот и главное — своими морфометрическими и морфологическими особенностями, в частности характером и крутизной склонов, морфологией водоразделов и вообще специфическими чертами отдельных морфоструктур, конформных вулканотектоническим постройкам.

В кайнозое рельеф вулканогенного пояса стал областью максимального оледенения Чукотки [14], особенно ярко проявившегося в среднем плейстоцене. Экзарационными процессами рельеф на структурах ОЧВП преобразован в альпинотипный. Хребты в пределах мезозойских характеризуются более локальным развитием экзарационных форм преимущественно каровых ледников и широким распространением перигляциальных проявлений. Исключение составляют хребты и массивы, расположенные в непосредственной близости от вулканических структур (Пельвунтыкойны, Мольтыкан, Телекай и др.) и попавшие в ареал максимального оледенения.

Таким образом, мы изложили доводы в пользу древности основного плана современного рельефа, развитого на мезозойских Чукотки, значимости климатической ритмичности в осадконакоплении в кайнозое, слабого проявления неотектонических движений. Необходимо особо подчеркнуть отсутствие условий для регионального проявления денудационных фаций в разрезах отложений различных седиментационных циклов в апте, поздне мелу, палеогене, неогене и плейстоцене свидетельствует о существовании на протяжении указанного времени на мезозойских Чукотки горного рельефа. Кратковременность возможных этапов выравнивания не могла обеспечить полной денудации горных сооружений [15].

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1970. 547 с.
2. Решения II Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР (стратиграфические схемы). Магадан, 1978, табл. 14.
3. Беляев Ю. В., Тибилов И. В. Новые данные по геологии и стратиграфии нижнемеловых угленосных отложений бассейна р. Пегтымель (Центральная Чукотка). — В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Тез. докл. Магадан, 1975, с. 109.
4. Белый В. Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 212 с.
5. Котляр И. Н., Белый В. Ф., Милов А. П. Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1981. 221 с.
6. Благоволит Н. С., Шевченко В. К. Магматические тела и проблемы денудационного среза. — Геоморфология, 1977, № 1, с. 27.
7. Гельман М. Л. Позднемезозойские малые интрузии Западной Чукотки. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1964, вып. 17. 159 с.
8. Сутугин Г. Н., Тибилов И. В. Глубинные сдвиги Центральной Чукотки и некоторые вопросы металлогении. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Тез. докл. Магадан, 1969, с. 332.
9. Лугов С. Ф., Макеев Б. В., Потапов Т. М. Закономерности формирования и размещения оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1972. 358 с.
10. Архангелов А. А., Карташова Г. Г., Коваленко Ф. Я., Плахт И. Р., Тер-Григорян Е. В., Фишкин О. Н. Палеоген и неоген северного побережья Чукотки. — В кн.: Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979, с. 40.

11. *Гриненко О. В., Сергеев А. И.* Прибрежно-морские осадки палеогена северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. XIV Тихоокеанский научный конгресс. Кайнозой. Тезисы докладов. Т. 2. М., 1979, с. 44.
12. *Томирдиар С. В.* Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1980. 184 с.
13. *Бетехтин А. Г.* Минералогия. М.: Госгеолтехиздат, 1950. 952 с.
14. *Баранова Ю. П., Биске С. Ф.* История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Северо-Восток СССР. М.: Наука, 1964. 290 с.
15. *Благоволин Н. С., Пшенин Г. Н.* Древность рельефа горных систем Паратетиса.— Геоморфология, 1981, № 4, с. 3.

Чаунская ГРЭ ПГО
«Севостгеология»

Поступила в редакцию
17.IV.1981

AGE OF RELIEF OF MESOZOIC STRUCTURES OF CHUKCHI PENINSULA

BEGUNOV S. F., LARIONOV Ya. S., TIBILOV I. V.

Summary

A topography closely resembling the present one came into being on the Mesozoic structures in the north central and western Chukchi Peninsula at the end of the Mesozoic era and has not been transformed during the whole Cenozoic. The relief remodelling is mostly due to climatic rhythms, which control special features of placers formation, redeposition and covering with younger sediments.

УДК 551.4.013(575.4)

МОЖАЕВА В. Г., АФАНАСЬЕВ Н. Ф., КИРСАНОВ А. А., МОЖАЕВ Д. Н.

ГЕОИНДИКАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ЗАПАДНО-ЗИРИКСКОГО ЛОКАЛЬНОГО ПОДНЯТИЯ (ЗАПАДНАЯ ТУРКМЕНИЯ)

Несмотря на то что Юго-Западная Туркмения является одним из старейших нефтедобывающих районов СССР, достаточно хорошо изученным в отдельных своих частях, поиски нефтегазоносных локальных структур остаются здесь актуальной проблемой. Поисковые, в первую очередь геофизические работы ведутся в различных районах Юго-Западной Туркмении и в последние годы вышли в район, непосредственно прилегающий к горным сооружениям Копетдага.

В целях повышения эффективности этих работ Лабораторией аэрометодов объединения «Аэрогеология» Министерства геологии СССР в пределах зоны погружения антиклиналей Западного Копетдага проводились исследования по разработке методики геоиндикационного моделирования локальных новейших положительных структур с использованием материалов аэросъемок. Объектом для отработки методики выбрано одно из наиболее изученных в геофизическом и ландшафтном отношении поднятий — Западно-Зирикское.

Породы мезозоя и кайнозоя Западного Копетдага в зоне погружения антиклиналей опускаются на запад до глубины 2000 м. Окаймляя юго-западные виргации Копетдага, зона погружения антиклиналей протягивается в меридиональном направлении более чем на 100 км при ширине 20—80 км. Большая часть развитых в ее пределах локальных структур, как свидетельствуют материалы дешифрирования космофотоснимков (КФС), располагается непосредственно на продолжении антиклиналей Копетдага. По морфологическим признакам локальные структуры этой зоны близки к платформенным складкам: размеры их от 3—4 до 8—20 км по длинной оси, они пологие и в верхних горизонтах осадочного чехла малоамплитудные. Многие складки приурочены к разломам глубинного заложения, своды их осложнены разрывами, проявляющимися и в верхних горизонтах разреза. Большая часть структур имеет асиммет-