

В. К. Кучай

СОВРЕМЕННАЯ ОРОГЕННАЯ СТРУКТУРА ЮЖНОЙ ЧАСТИ о. САХАЛИН

Приведены данные об особенностях геоморфологии и современной орогенной структуры южной части о. Сахалин. Для этой территории выделены три комплекса четвертичных террас и две поверхности выравнивания.

К современной орогенной структуре обычно относят формы земной коры, активно развивающиеся в последние миллион — сотни тысяч лет и находящие отражение в рельефе. В комплексе с геофизическими данными материалы о современной структуре служат основой изучения современной динамики литосферы. Анализ структуры связан с широким использованием специальных методов структурной геоморфологии. Эти методы последние 25 лет широко и успешно применяются в условиях Памира, Тянь-Шаня и Кавказа. На Дальнем Востоке опыт подобных работ значительно более скромный. Это, в частности, привело к слабой разработанности геоморфологической стратиграфии о. Сахалин, без которой структурно-геоморфологические исследования практически невозможны. В связи с этим перед непосредственным рассмотрением орогенной структуры острова приводятся данные о поверхностях выравнивания и террасовых уровнях. Причем к последним будем относить не только ясно выраженные останцы террас, но и останцы, представленные перегибами склонов, — так называемые «заплечики» [3].

ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ И ТЕРРАСОВЫЕ УРОВНИ

Как известно [1, 2], дислоцированные слои верхних частей маруямской и нутовской свит Сахалина имеют позднеплиоценовый (N_2^{2-3}) возраст. Поэтому наиболее древние поверхности выравнивания и террасы острова, выработанные на отложениях упомянутых свит, не могут иметь более древнего возраста, чем конец позднего плиоцена — начало четвертичного времени. Что касается стратиграфии четвертичных отложений, то она в основном базируется на данных спорово-пыльцевого анализа в Сусунайской и Поронайской депрессиях [2]. Значительно хуже обстоит дело с определени-

ния. Проведено тектоническое районирование современной (сформированной в четвертичное время) структуры, даны оценки четвертичных тектонических движений.

Вместо того, чтобы определить возраст поверхностей выравнивания и террасовых уровней, на которых, как правило, не сохранились четвертичные отложения. Определение возраста по их высотному положению в условиях высокой тектонической активности острова приведет к ошибочным решениям, поскольку разновозрастные террасы здесь деформированы, смещены по разломам и в зависимости от конкретных тектонических условий находятся на существенно разных высотах. Как показывает опыт, в горных районах в данном случае необходимо обратиться к изучению этапности развития рельефа [3] и площадному картированию поверхностей выравнивания и террасовых уровней [5, 6]. Выделяемым при этом геоморфологическим комплексам террас и поверхностей выравнивания (так же как и геологическим свитам) обычно придается местное наименование, а их возраст в каждом конкретном случае определяется имеющимися палеонтологическими, археологическими данными, определениями абсолютного возраста и т. д.

В пределах Западно-Сахалинских гор выделяются три комплекса террасовых поверхностей и две более древние поверхности выравнивания: анивский, сусунайский и апреловский комплексы террас и лютогская и мицунская поверхности выравнивания.

К анивскому комплексу относятся пойма и первая надпойменная терраса высотой 0,5—2 м, к сусунайскому — надпойменные террасы средней высоты 3—6 м, располагающиеся в нижних частях склонов современных речных долин. Как правило, террасы этих комплексов цокольные и эрозионные. Террасы апреловского комплекса — эрозионные, реже цокольные с остатками ожелезненного мелкогалечного аллювия. В горах и высоких предгорьях они занимают примерно середины бортов речных долин, а в низких предгорьях нередко выходят и на водораздельные пространства. Высоты

террас над тальвегом изменяются от 15—20 м в низких предгорьях до 50—80 м в высоких предгорьях и горах.

В предгорьях Камышового хребта и на Корсаковском плато лютогская полигенетическая поверхность может рассматриваться как абразионно-денудационная, в то время как для водораздельных частей Западно-Сахалинских гор и Сусунайского хребта более вероятен ее денудационно-эрозионный генезис. Наиболее широкое развитие поверхность имеет в предгорьях Западно-Сахалинских гор и на Корсаковском плато, где ее останцы занимают водораздельные пространства. В горных частях поверхность моделирует крылья главнейших четвертичных поднятий и располагается на водоразделах второго порядка, не заходя в долины, расчленяющие ныне четвертичные антиклиналы Западно-Сахалинских и Сусунайских гор. Исключение составляют лишь крупнейшие речные долины, приуроченные к современным синклиналям (бассейн р. Лютоги и верховья р. Сусуи). В Западно-Сахалинских и Сусунайских горах останцы этой поверхности достигают высот 400—600 м, в высоких предгорьях Западно-Сахалинских гор (современные высоты лютогской поверхности) — 200—400 м, в низких предгорьях и на Корсаковском плато — не более 200 м. В Сусунайской депрессии отложения, коррелятные рассматриваемой поверхности, погребены под толщами более молодых четвертичных осадков. Останцы абразионно (эрозионно?)—денудационной (наиболее древней в Западно-Сахалинских горах) мицульской поверхности в современном рельефе занимают водоразделы первого порядка: выше них поднимаются только небольшие останцы предороженного рельефа. От лютогской поверхности мицульская отделена уступами высотой около 50—80 м.

Представительность и морфологическая выраженность перечисленных комплексов террас и поверхностей выравнивания в разных частях Южного Сахалина различна. Наиболее четко они прослеживаются в Западно-Сахалинских горах. В Сусунайском же хребте террасы сусунайского комплекса либо слабо выражены, либо погребены под аллювиально-пролювиальными осадками анивского комплекса. Кроме того, здесь (в Сусунайском хребте) возможно присутствие и более древней, нежели мицульская, абразионно (эрозионно?)—денудационной поверхности выравнивания.

Сопоставление выделенных террасовых уровней с описаниями террас известного возраста [1, 2] позволяет отнести террасы анивского комплекса к позднему голоцену*, сусунайско-

го — к раннему голоцену — позднему плейстоцену и апреловского — к среднему плейстоцену. Выше указывалось, что наиболее древняя поверхность выравнивания Западно-Сахалинских гор не может быть древнее плиоцен-раннеплейстоценового возраста, поскольку она выработана на осадках маруямской и нутовской позднеплиоценовых свит. Но поскольку после отложения эти свиты испытали тектонические деформации и еще какое-то время потребовалось на выработку на них поверхности выравнивания, постольку наиболее вероятным представляется раннеплейстоценовый возраст наиболее древней — мицульской поверхности. Тогда более молодая — лютогская поверхность выработана в среднем плейстоцене. Иными словами, на средний плейстоцен приходится не только образование апреловского комплекса террас, но и лютогской поверхности выравнивания. Условно примем, что более древняя лютогская поверхность образована в первой половине среднего плейстоцена, а апреловский комплекс — во второй половине этого временного интервала. Соответственно будем индексировать лютогскую поверхность Q_1^1 и апреловский комплекс Q_2^2 . Следовательно, деформации лютогской поверхности произошли в период: вторая половина среднего плейстоцена — настоящее время, а террас апреловского комплекса в период позднего плейстоцена — голоцена.

СОВРЕМЕННАЯ ОРОГЕННАЯ СТРУКТУРА

Картографически современная орогенная структура отображается на специальных картах изолиниями равных высот опорной поверхности выравнивания или террасы. Методика построения таких карт достаточно подробно освещена в специальных публикациях [5, 6]. В качестве опорной нами избрана лютогская поверхность выравнивания, исходные уклоны и высоты которой настолько малы, что карта ее современного высотного положения по существу является и картой амплитуд вертикальных тектонических движений, последовавших после ее выработки (вторая половина среднего плейстоцена — настоящее время). Связанные пространственно объемы земной коры с одинаковой направленностью и близкими темпами четвертичных тектонических движений выделим в качестве тектонических зон. Внутри тектонических зон будем различать складки, блоки и разломы, устанавливаемые по деформациям террас и поверхностей выравнивания. Системы разломов, располагающиеся на границах тектонических зон, выделим как зоны главнейших разломов. Внутри этих зон крупные разломы будем считать разломами

* Абсолютный возраст древесины, собранной в помете анивской террасы на южной окраине села Ключи, — 4140 ± 80 лет (обр. 3298, ГИН АН СССР).

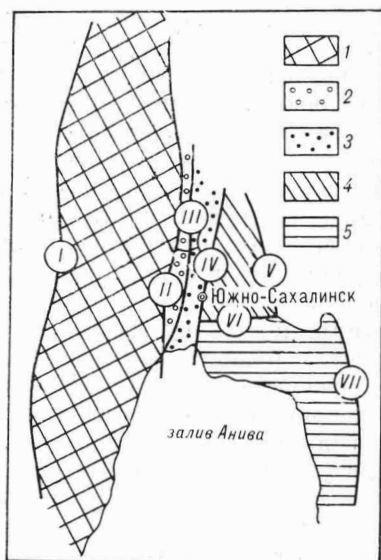


Рис. 1. Схема тектонического районирования современной оротенной структуры южной части о. Сахалин.

Тектонические зоны: 1 — Южно-Камышовая, 2 — Тепловодская, 3 — Анивская, 4 — Сусунайская, 5 — Корсаковская; зоны главных разрывных нарушений: I — Западно-Сахалинская, II — Центрально-Сахалинская, III — Ключевская, IV — Сусунайская, V — Охотоморская, VI — Хомутовская, VII — Тонино-Анивская.

первого порядка, более мелкие дизъюнктивные нарушения — разломами второго порядка, остальные — разломами третьего и более высокого порядков.

В рамках принятых определений в современной структуре Южного Сахалина выделяются следующие тектонические зоны (рис. 1): Южно-Камышовая, Тепловодская, Анивская, Сусунайская и Корсаковская.

Южно-Камышовая и Сусунайская тектонические зоны в современной структуре представляют собой системы четвертичных складок и блоков, испытывающих устойчивые восходящие движения в течение всего плейстоцена. Замковые части наиболее значительных антиклиналей и горстовые поднятия этих тектонических зон в виде низкогорных гряд и холмов были отражены в рельефе еще во время выработки мицульской поверхности, о чем свидетельствуют останцы предороженного рельефа, возвышающиеся над мицульской поверхностью. В Анивской же тектонической зоне, напротив, режим устойчивых нисходящих движений сохраняется в течение всего плейстоцена, и поэтому здесь накопились мощные (более 250 м) толщи четвертичных отложений. История развития в плейстоцене структурных форм Корсаковской и Тепловодской тектонических зон по своему типу является переходной между режимом Южно-Камышовой и Сусунайской зон, с одной стороны, и Анивской тектонической зоны — с другой. Хотя структурные формы Тепловодской и Корсаковской зон и

вовлечены в поднятие, но произошло это позже, нежели в Южно-Камышовой и Сусунайской тектонических зонах, а именно — после выработки лютогской поверхности. Морфологически структуры Тепловодской зоны являются предгорьями Южно-Камышового хребта, а Корсаковской — Сусунайского.

Границы между тектоническими зонами разрывные (см. рис. 1). Южно-Камышовая зона на западе от прогиба Татарского пролива отделена зоной Западно-Сахалинского глубинного разлома (I на рис. 1, 2), а на востоке по Центрально-Сахалинскому разлому она контактирует с Тепловодской тектонической зоной. Соответственно граница между Тепловодской и Анивской тектоническими зонами проходит по Ключевской зоне разломов. Границами Анивской зоны являются Ключевская зона разломов на западе и Сусунайская — на востоке. Сусунайская тектоническая зона с запада оборвана одноименной зоной разломов, с востока — Охотоморской, а с юга — Хомутовской зонами разломов. Наконец, в качестве тектонических границ Корсаковской тектонической зоны выступают упоминавшиеся выше Сусунайская, Хомутовская и Тонино-Анивская зоны разломов.

Южно-Камышовая тектоническая зона в структурном отношении может быть рассмотрена как субмеридиональное складчато-глыбовое сооружение, пространственно совпадающее с Западно-Сахалинским антиклинорием [4, 8]. Опорная лютогская поверхность в пределах зоны находится на высотах 300—600 м, будучи пологой (5—8°) деформированной в серию субмеридиональных антиклиналей (Невельская — 1, Камышовая — 3, Мицульская — 6, Найбинская — 9, Белогорская — 10, на рис. 2) и синклиналей (Хрустальная — 2, Лютогская — 4, Костромская — 5, Синегорская — 7 и Быковская — 8). Характерной чертой зоны является приуроченность наиболее значительных величин поднятий не к ее центру, а к периферии. Если вдоль западной и восточной границ зоны опорная поверхность поднята до высот 500—600 м, то в ее центральных, осевых частях высоты редко превосходят 300 м.

Структурные формы Тепловодской тектонической зоны окаймляют с запада поднятие Южно-Камышового хребта и представлены серией субмеридиональных четвертичных складок и блоков, ступенями опускающихся в направлении с запада на восток. Если на западе вблизи Центрально-Сахалинского разлома (II, см. рис. 1, 2) высоты опорной лютогской поверхности нередко достигают и превышают 400 м, то в восточных, относительно опущенных блоках она находится на высотах 100—200 м. Наиболее высоко поднятыми являются: Уланская (11), Петропавловская (12) и Старорусская (16) антиклинали, образующие гряды

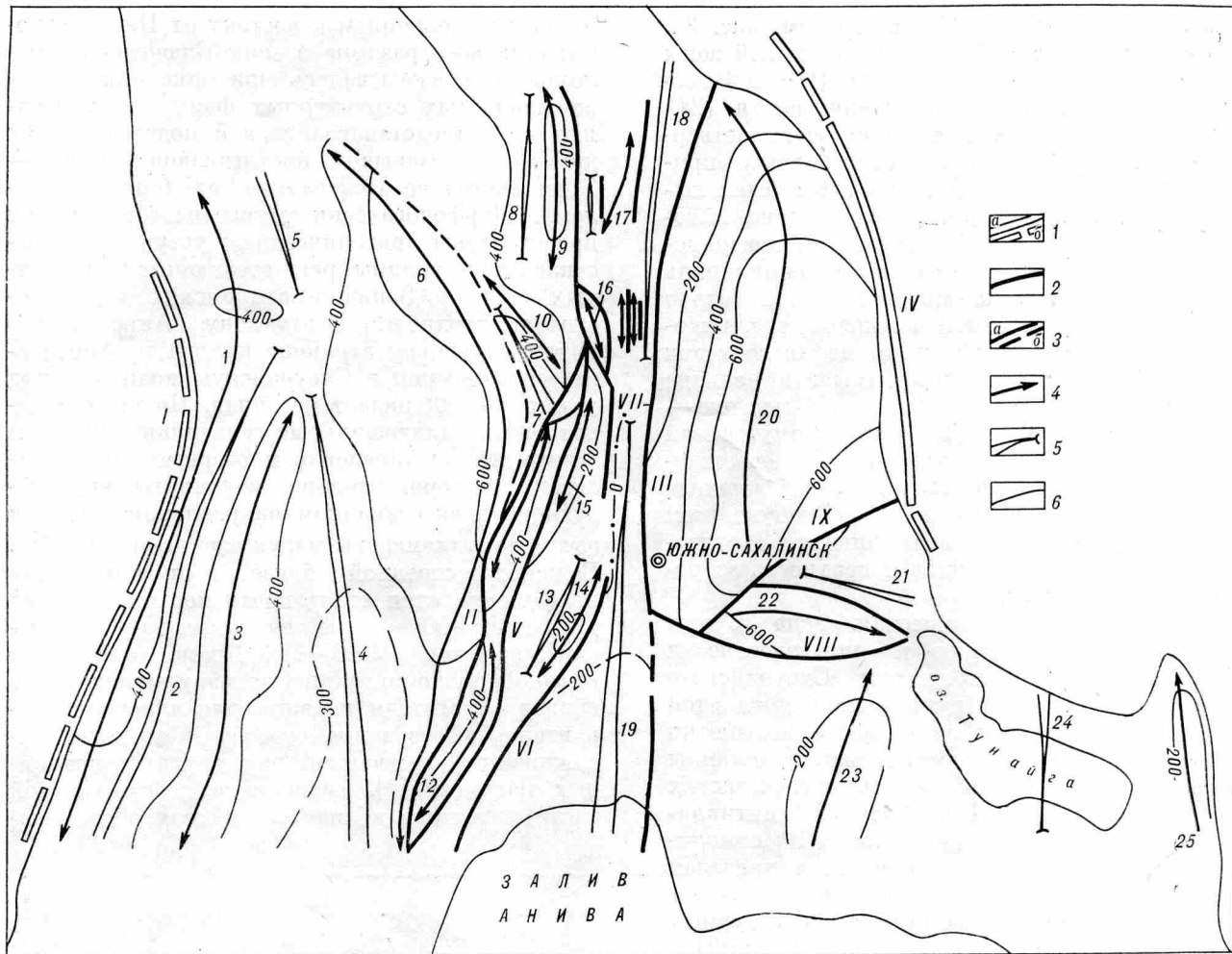


Рис. 2. Схема современной орогенной структуры южной части о. Сахалин.

Разломы: 1 — первого, 2 — второго и 3 — третьего порядков (а — достоверные, б — предполагаемые); оси складок: 4 — антиклиналей, 5 — синклиналей, 6 — изолинии высотного положения опорной литогической поверхности выравнивания. Римскими цифрами обозначены номера главных разломов, арабскими — складчатых и глыбово-складчатых структурных форм (см. текст).

ду высоких предгорий Южно-Камышового хребта (см. рис. 2). Более низкая ступень предгорий сформирована Троицкой (14), Апеловской (15) и Мозолистой (17) антиклиналями. Западное ограничение структурных форм низких предгорий достаточно четкое и повсеместно совпадает с хорошо выраженными, активными в четвертичное время разломами — Перевальным (V) на юге и Центрально-Сахалинским — на севере. На востоке же, на контакте Тепловодской и Анивской тектонических зон, вместо непрерывно прослеживаемой разломной зоны имеет место цепочка активных в позднем плейстоцене и голоцене дизъюнктивных нарушений, между которыми расположены участки без видимых следов разрывных смещений. Наиболее значительными в этой цепочке разломов, объединяемых в Ключевскую зону разломов, являются Успенский (VI) на юге и Апеловский (VII) в междуречье

Сусуя-Владимировки. Характерное задирание фронтальных частей аллохтонов надвигов и взбросов обусловлено формированием здесь антиклинальных поднятий (например, Троицкая и Мозолистая антиклинали и сопряженная с ними Мурашкина синклиналь — 13, см. рис. 2).

Анивская тектоническая зона представляет собой четвертичный грабен, ограниченный на западе надвигами и взбросами Ключевской зоны разломов, а на востоке Сусунайским разломом (III). Судя по буровым данным [1, 2], мощности четвертичных отложений постепенно уменьшаются в бассейне Сусуи от Анивского залива на север. Геоморфологические же наблюдения указывают на то, что такое воздымание наблюдается только до междуречья Сусуи и Большого Такоя, и далее на север к Долинску происходит погружение четвертичных осадков. Это позволяет в Анивской зоне выделить две синклинали — северную Долинскую

и южную Анивскую (18 и 19, см. рис. 2).

В строении Сусунайской тектонической зоны принимают участие Сусунайская (20) и Высокая (22) антиклинали и Очепуховская (21) синклиналь. Первые в течение всего четвертичного периода являлись относительно приподнятыми участками, поэтому здесь были выработаны как лютюгская (находится на высотах 600—700 м), так и мицульская поверхности выравнивания. Очепуховская синклиналь над уровнем моря оказалась поднятой только после выработки лютюгской поверхности, высота которой практически нигде не превосходит 200 м. Границы зоны разрывные: на западе это Сусунайский разлом (III), на востоке — Охотоморский (IV) и на юге — Хомутовский (VIII). Внутренняя структура зоны осложнена Пироговским разломом (IX), отделяющим Сусунайскую антиклиналь от Очепуховской синклинали и Высокой антиклинали. В северном крыле разлома опорная поверхность взброшена на 100—300 м.

Корсаковская тектоническая зона с юга подставляет Сусунайскую и морфологически представляет собой предгорья Сусунайского хребта. В поднятие структурные формы этой зоны были вовлечены лишь после выработки лютюгской поверхности выравнивания, останцы которой сохранились только в замковых частях Корсаковской (23) и Тонинской (25) антиклиналей, разделенных Тунайчинской синклиналью (24). Опорная поверхность в пределах структур Корсаковской зоны полого (2—4°) падает на крылья упомянутых структурных форм.

Зоны главных разрывных нарушений показаны на рис. 1. Зона Западно-Сахалинского разлома на основании геологических и геофизических данных [1, 8] сахалинскими геологами уже выделяется давно. В современной орогенной структуре она фиксируется «зависанием» террасовых уровней и поверхностей выравнивания его восточного взброшенного крыла над водами Татарского пролива, в котором погребены отложения, коррелятные террасам и поверхностям выравнивания.

Центрально-Сахалинская система разломов является тектоническим швом, разделяющим различные структурно-фациальные зоны [1, 4]. По данным В. Н. Занюкова, его сместитель падает на запад под углом около 60°. В четвертичное время разлом проявил себя как одна из важнейших структурных линий, по которой смещены мицульская, лютюгская и апреловская поверхности. В более молодых террасах достоверные следы тектонических подвижек не установлены; современный фронт активных тектонических дислокаций, начиная с позднего плейстоцена (после и в момент формирования террас сусунайского комплекса),

оказался смещенным к востоку от Центрально-Сахалинского разлома в зону Ключевских разломов. Как указывалось при описании глыбово-складчатых структурных форм, эта последняя зона представлена серией подставляющих друг друга разрывов, протягивающихся в 3—7 км восточнее Центрально-Сахалинского разлома. Морфологически разрывные нарушения представлены тектоническими уступами, пересекающими долины рек, стекающих с восточных склонов Западно-Сахалинских гор. Сместитель входящего в эту зону Апрельского надвига обнажен в районе выхода р. Апрельки из предгорий в Сусунайскую долину и под углом 15—20° падает на запад. По нему в аллохтоне на аллювиальные галечники анивского комплекса р. Апрельки и озерные глины, залегающие горизонтально, надвинуты крутопадающие в юго-западном направлении глины и рыхлые конгломераты маруямской свиты (N_2^{2-3}). В непосредственной близости от сместителя маруямские слои стоят почти вертикально, но уже в 40—50 м западнее углы падения выносятся до 15—20°. Кроме аномально высокой дислоцированности маруямских слоев вблизи сместителя надвига, для аллохтона характерно образование своеобразного вала выдавливания, отмечаемого и в других современных надвигах [7]. «Задирание» фронтальной части аллохтона вблизи сместителя обуслови-

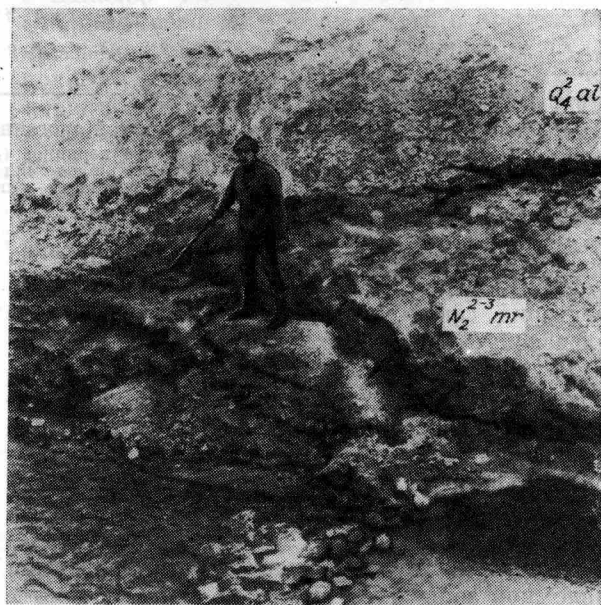


Рис. 3. Сместитель Апрельского надвига (отмечен стрелками).

В автохтоне (слева) — горизонтально залегающие аллювиальные и озерные осадки анивского комплекса (верхний голоцен). В аллохтоне — крутопадающие глины и конгломераты маруямской верхнеплиоценовой свиты, перекрытые маломощными аллювиальными отложениями анивского комплекса, взброшенными не менее чем на 4 м относительно автохтона.



Рис. 4. Аллювиальные отложения анивского комплекса в аллохтоне Апреловского надвига в 40—50 м западнее сместителя (см. рис. 3).

Цоколь террасы с высоты 4 м над урезом воды вблизи фронтальной части надвига снизился примерно до 2 м, углы падения отложений маруямской свиты уменьшились до 20—25°.

вает наклон террас навстречу течению реки. Так, в бассейне р. Апреловки отложения анивского комплекса мощностью около 1 м залегают на цоколе высотой 0,8—1 м. По мере приближения к сместителю надвига цоколь поднимается до высоты 2,5—3 м, а мощность аллювиальной покрывки уменьшается до 0,5—0,8 м. Террасы же сусунайского комплекса вблизи сместителя имеют обратный (против течения реки) уклон в 2—3°, несомненно, тектонической природы (рис. 3—5).

Сусунайская, Охотоморская, Хомутовская и Тонино-Анивская зоны разломов выделены по геоморфологическим признакам, аналогичным тем, которые использованы при установлении Западно-Сахалинской зоны разломов: «повисание» останцов террас и поверхностей выравнивания во взброшенном крыле и контрастное погружение коррелянтных поверхностям и террасам осадков в морском бассейне или в тектонической депрессии типа Анивского грабена.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРЫ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

История геологического развития о. Сахалин в мезозое и кайнозое достаточно сложна [1], эпохи трансгрессий и опусканий сменялись здесь периодами поднятий и регрессий. Собственно орогенные процессы, приведшие к формированию рельефа в его современном облике, начались, как показано выше, в начале антропогена, после завершения сахалинской фазы складчатости. В это время на месте южной части Сахалина над водами Охотского и Японского морей возвышалась лишь цепочка низких холмов субмеридионального простирания, фиксирующих замковые части наиболее крупных антиклиналей Южно-Камышовой и Сусунайской тектонических зон. Структуры Тепловодской и Корсаковской тектонических зон как поднятия в рельефе еще не были отражены. В начале среднего плейстоцена во время выработки лютогской поверхности выравнивания



Рис. 5. Погружение цоколя террасы анивского комплекса в аллохтоне Апреловского надвига в 120 м западнее его сместителя (см. рис. 3, 4).

территория морфологически выраженных частей поднятий значительно расширилась: получили отражение в рельефе замковые части Петропавловской и Троицкой антиклиналей. Однако и тогда Южно-Камышовое поднятие еще не было единым орогенным сооружением — холмогорья и увалы в замковых частях Невельской, Камышовой, Мицкульской, Найбинской и Белогорской антиклиналей были разделены обширными депрессиями, в которые, возможно, заходили окраинные части моря. Тем не менее границы Южно-Камышового поднятия в это время, несомненно, проходили в зонах Западно- и Центрально-Сахалинского, а границы Сусунайского поднятия — в зонах Сусунайского и Охотоморского районов.

Граница лютогского и апреловского времени отмечена фазой новой активизации тектонических движений. В поднятие вовлекаются структурные формы Тепловодской и Корсаковской тектонических зон, происходят интенсивные тектонические движения в южной части Сусунайского разлома и в Ключевской зоне разломов. Эти движения привели к блоковому

вовлечению в поднятие периферических частей пра-Анивской тектонической зоны, граница которой в лютогское время проходила по Центрально-Сахалинскому разлому. Судя по аккумулятивным чехлам террас апреловского, сусунайского и анивского комплексов, поднятие структурных форм о. Сахалин происходило неравномерно. Эпохи ускоренного роста хребтов и врезания речных долин сменялись периодами относительных опусканий, когда в днищах речных долин Южно-Камышового и Сусунайского поднятий и их предгорий происходило накопление аккумулятивных толщ четвертичных отложений.

Интересны различия в развитии западного и восточного бортов Анивского грабена. Если для Южно-Камышового поднятия, составляющего западный борт грабена, в сусунайское и анивское время были характерны восходящие движения, отразившиеся здесь в формировании серии цокольных террас, то восточный (сусунайский) борт в это же время испытал погружение и наложенную аккумуляцию. Террасы сусунайского комплекса либо погребены под

анивскими осадками, либо сохранились фрагментарно. В современных условиях в Южно-Камышовом поднятии идет интенсивная глубинная эрозия — русла рек проложены непосредственно в коренных породах, а для Сусунайского поднятия, напротив, характерна наложенная аккумуляция — горы здесь буквально засыпаются продуктами собственного разрушения.

Такие различия в структуре и эволюции западного и восточного бортов Анивского грабена, свидетельствующие о своеобразном «перекосе» его с наклоном на запад, могут быть обусловлены различной интенсивностью надвижения на грабен масс Южно-Камышового и Сусунайского поднятий.

Таким образом, современные структуры и рельеф южной части о. Сахалин сформированы в четвертичное время в обстановке горизонтального сжатия. Их основной особенностью является прогрессивное увеличение площадей и высот тектонических поднятий в плейстоцене и голоцене. Латеральный рост поднятий осуществляется в основном путем блокового вовлечения в поднятия периферических частей тектонических депрессий. Морфологически это отражается в образовании системы предгорий, ограничивающих, например, с востока Южно-Камышовое поднятие. Как показывает структурный анализ, во все этапы становления современной орогенной структуры Сахалина наиболее интенсивные тектонические движения

происходили в зоне контакта предгорий с тектонической впадиной. Поэтому в нашем конкретном случае по мере латерального увеличения зоны предгорий Южно-Камышового поднятия зона активных тектонических движений по разломам все время смещалась в направлении с запада на восток. Если в раннем и среднем квартере наиболее активные тектонические движения были характерны для Центрально-Сахалинского разлома, то в голоцене активные надвиговые смещения осуществляются по разломам, расположенным в 3—7 км восточнее.

Рассмотренные особенности современной орогенной структуры и ее эволюции, как показали наши исследования, остаются в силе и для северных частей острова. В частности, в Поронайской впадине Западно-Сахалинские горы с востока также обрамлены предгорьями, ограниченными на западе Центрально-Сахалинским разломом, а на востоке — зоной голоценовых надвигов, аналогичных Ключевской зоне Южного Сахалина. Эти надвиги четко прослеживаются, например, вдоль западных окраин поселков Буюклы и Смирных. Поэтому геодинамические модели развития структуры острова в целом должны, на наш взгляд, учитывать особенности современной орогении, изложенные в настоящей статье.

Пользуясь случаем, выражаю признательность К. Ф. Сергееву и В. К. Захарову за помощь и содействие в проведении экспедиционных исследований на о. Сахалин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров С. М. Остров Сахалин. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. — М.: Наука, 1973.
2. Александрова А. Н. Плейстоцен Сахалина. — М.: Наука, 1982.
3. Костенко Н. П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. — М.: Недра, 1972.
4. Козырев В. Д. Некоторые данные о региональном тектоническом разрыве Центрально-Сахалинской низменности. — Тр. ВНИГРИ. Вып. 99, нов. сер., 1956.

5. Кучай В. К. Количественный анализ тектонических движений горных стран. — Геол. и геофиз., 1976, № 8.
6. Кучай В. К. Зонный орогенез и сейсмичность. — М.: Наука, 1981.
7. Кучай В. К., Певнев А. К., Гусева Т. В. О характере современных тектонических движений в зоне Вахшского надвига. — Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 3.
8. Салун С. А. Значение поперечных дислокаций в тектоническом строении Сахалина. — В кн.: Сборник статей по геологии и гидрогеологии. Вып. 5. М.: Недра, 1965.