

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

В ы п у с к 399

СЕЙСМОЛОГИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Издательство "Наука"
Сибирское отделение
Новосибирск 1978

СЕЙСМОГЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ЗАПАДНОГО САЯНА

На принятых в настоящее время картах сейсмического районирования Алтае-Саянской области (Строительные нормы и правила, 1970) территория Западного Саяна относится к числу относительно слабоактивных районов. Но имеющиеся к настоящему времени сейсмостатистические материалы не в состоянии достаточно надежно охарактеризовать верхний уровень сейсмической опасности описываемой территории, поскольку данные сейсмостатистики противоречат результатам их количественной обработки. Так, например, в области с расчетным K_{\max} менее 12 достоверно зарегистрированы толчки с $M=5,25$ и 5,6 (землетрясения 7.XI 1928 г. и 24.VIII 1971 г.). На северо-восточном замыкании Абаканского хребта достоверно зарегистрировано сильное землетрясение 2.IV 1902 г., интенсивность которого в эпицентре могла достигать 9 баллов (Бюллетень Постоянной центральной сейсмической комиссии..., 1903). Следовательно, мы вправе предполагать, что подобные явления могли иметь место и на территории Западного Саяна. Проведенные сейсмогеологические работы подтвердили это предположение.

В ходе палеосейсмогеологических исследований впервые были выявлены остаточные деформации земной поверхности. Это сеймотектонические структуры Уттуг-Дуруг и Пашкина, сейсмогравитационные структуры Такпан и Чинге, остаточные деформации в районе устья Джоя, предположительно сейсмогенные структуры Голая и Большой Порог (Зеленков и др., 1976).

МОРФОЛОГИЯ СТРУКТУР, МЕХАНИЗМ И ВРЕМЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Структура Уттуг-Дуруг (рис. 1) расположена в долине Енисея в 2,5 км ниже устья р. Хемчика. Поле основных разрывов структуры сложено сильно метаморфизованными песчаниками ордовика, падающими на юго-восток под углом 60—80°. Южные борта логов Уттуг-Дуруг (на правом берегу Енисея) и Ийме (на левом), на которых прослеживается основной разрыв структуры, интенсивно изрезаны ложбинами временных водотоков, глубина вреза которых не превышает 20—25 м, и имеют крутой наклон поверхности (до 30—35°).

Структура представлена серией параллельных разрывов близширотного простирания. Длина главного достигает 7,5 км. Полости разрывов уже почти полностью пересыпаны рыхлым материалом и рвы, образованные в результате сейсмогенного перемещения крыльев разрывов, превратились в слабо наклоненные во внутрь склона выровненные площадки. Они хорошо прослеживаются в бортах временных водотоков в виде плеча и только в тальвегах наиболее крупных из них перемыты. Ширина их 4—5 м, превышение внешнего края над внутренним не более 1 м (рис. 2). На правом берегу Енисея наблюдается серия трещин, оперяющих основной разрыв. Они отчленяют монолитные блоки с поперечником в несколько сотен метров. Трещины хорошо выражены в рельефе слабо наклоненными в глубь склона площадками шириной до 1—1,5 м. Видимо, амплитуда смещения по ним была несколько меньше, нежели по основному разрыву.

Южнее главного нарушения зафиксированы еще два сейсмогенных разрыва, имеющих меньшую протяженность (1,5—2 км). Расстояние



Рис. 2. Главный сейсмогенный разрыв структуры Уттуг-Дуруг, выраженный на склоне в виде плеча.

между ними и основным разрывом 0,7—0,8 км. Выраженность на поверхности и степень сохранности аналогичны главному разлому структуры. Падение плоскости сместителей сейсмогенных нарушений $180 \angle 60^\circ$. Характер смещения—чистый сброс. Амплитуда его не превышает 3 м.

Что касается формирования структуры, то трудно привести какие-либо аргументы, свидетельствующие об их экзогенной природе. Положение разрывов относительно элементов рельефа исключает влияние водной эрозии, так как водотоки перехватываются ложбинами, спускающимися вниз по склону. Эоловые процессы также исключаются, поскольку днища рвов заполнены рыхлыми отложениями. Следов ледниковой деятельности в этом районе нет. Образование описанных форм за счет гравитационного перемещения гигантских монолитных блоков, длина наиболее крупного из которых превышает 7 км, невозможно, так как при приближении к долине Енисея ров спускается почти до уреза воды, т. е. совершенно отсутствуют условия для гравитационного смещения масс.

Выдержанность разрыва по простиранию, характер смещения, наличие гигантских оперяющих трещин и обновленных разломов, тектонические дамбы в руслах мелких временных водотоков, одинаковая выраженность на поверхности, приуроченность к зоне активного глубинного Саяно-Тувинского разлома — все это свидетельствует в пользу одноактного сейсмогенного образования структуры.

Сеймотектоническая структура Уттуг-Дуруг располагается в зоне сочленения сводово-блокового поднятия Западного Саяна, испытывающего интенсивное поднятие на современном этапе (Митропольский, Анищенко, 1964), и опускающейся Хемчикско-Тувинской котловины. Условия благоприятны для накопления и разрядки мощных тектонических напряжений, которые сопровождаются сильными землетрясениями. Формирование сейсмогенных разрывов обусловлено, скорее всего, опусканием впадины, на что указывает относительное понижение южных крыльев всех сейсмогенных нарушений.

О времени образования сейсмодислокации судить довольно трудно. Здесь мы встречаемся с теми же трудностями, что и при определении возраста палеосейсмодислокаций других районов. Используя данные по неотектонике Западного Саяна, сделаем попытку хотя бы приблизительно определить ее возраст.

По выводам А. С. Митропольского и А. М. Анищенко (1964, 1969), использовавших материалы повторного нивелирования, скорость современного воздымания Западного Саяна составляет 8,5—14,2 мм/год. Район расположения структуры Уттуг-Дуруг относится к области проявления наиболее активных тектонических движений, о чем свидетельствуют не только выраженность Саяно-Тувинского разлома, но и поведение Енисея в районе р. Чинге. Здесь река делает петлю, не успевая прорезать интенсивно воздымающийся блок и оставляя выработанное русло, причем это уже не первый такой участок. Выше уреза воды располагается оз. Хиль-Чук — фрагмент брошенной долины, поднятой на высоту около 30—40 м.

Для определения возраста структуры примем некоторые допущения:

1) средняя скорость воздымания в районе структуры равна 11 мм/год; 2) русло Енисея врезается в коренные породы с такой же скоростью; 3) ров прослеживается на обоих берегах Енисея, но на левом он начинает фиксироваться с высоты примерно 20—25 м. Следовательно, нижняя его часть была уничтожена эрозионной деятельностью реки. Зная скорость воздымания, интенсивность вреза реки и высоту, на которую поднят разрыв с момента образования структуры (20—25 м), путем простых арифметических вычислений можем рассчитать возраст структуры: $25\ 000 : 11\ \text{мм/год} \approx 2300$ лет.

Сейсмогравитационная структура Чинге (см. рис. 1) располагается в 9—10 км к юго-востоку от структуры Уттуг-Дуруг на правом берегу Енисея в 2,5 км выше устья р. Чинге. Поле структуры сложено алевролитами и песчаниками ордовика и силура. Представляет собой оползень скальных пород, состоящий из двух ступеней. Длина тыловой стенки отрыва превышает 1 км, высота около 200—300 м, угол наклона ее колеблется от 60 до 90°. Ширина верхней ступени смещенной массы достигает 150—200 м. Поверхность полого всхолмлена, покрыта крупноглыбовой россыпью. Диаметр отдельных глыб достигает 1,5 м. Сместившиеся породы разбиты продольными и поперечными трещинами. На сочленении верхней ступени со стенкой отрыва наблюдается замкнутая котловина размерами 100×400 м.

После смещения скального блока благодаря приобретенной энергии произошел отрыв части массива, в результате чего образовалась еще одна стенка отрыва высотой около 60 м и длиной до 700 м. Вторично сместившаяся масса перекрыла третью надпойменную террасу Енисея. Относительная высота второй ступени около 150 м, ширина достигает 150—200 м. Характер поверхности такой же, как у верхней ступени (Финаров, 1970). Объем сместившегося материала определяется в 30—40 млн. м³.

Судя по морфологической выраженности, сохранности выступающих форм рельефа, структура Чинге более древняя, чем структура Уттуг-Дуруг, хотя и не древнее, чем верхнечетвертичная, поскольку скальный оползень перекрывает III террасу Енисея. Однако не исключено, что образование обеих описанных структур взаимосвязано.

В этой же структурной зоне задокументированы сейсмодислокации Алды-Ишкин и сейсмогравитационный обвал Танмалык, описанные в статье Г. А. Чернова и П. Я. Зеленкова настоящего сборника.

Сеймотектоническая структура Пашкина (рис. 3) располагается на левом водоразделе р. Большая Пашкина в 5 км на запад от ее устья. Основной разрыв структуры длиной около 1,5 км приурочен к одному из оперяющих разрывов регионального Голованьского разлома.

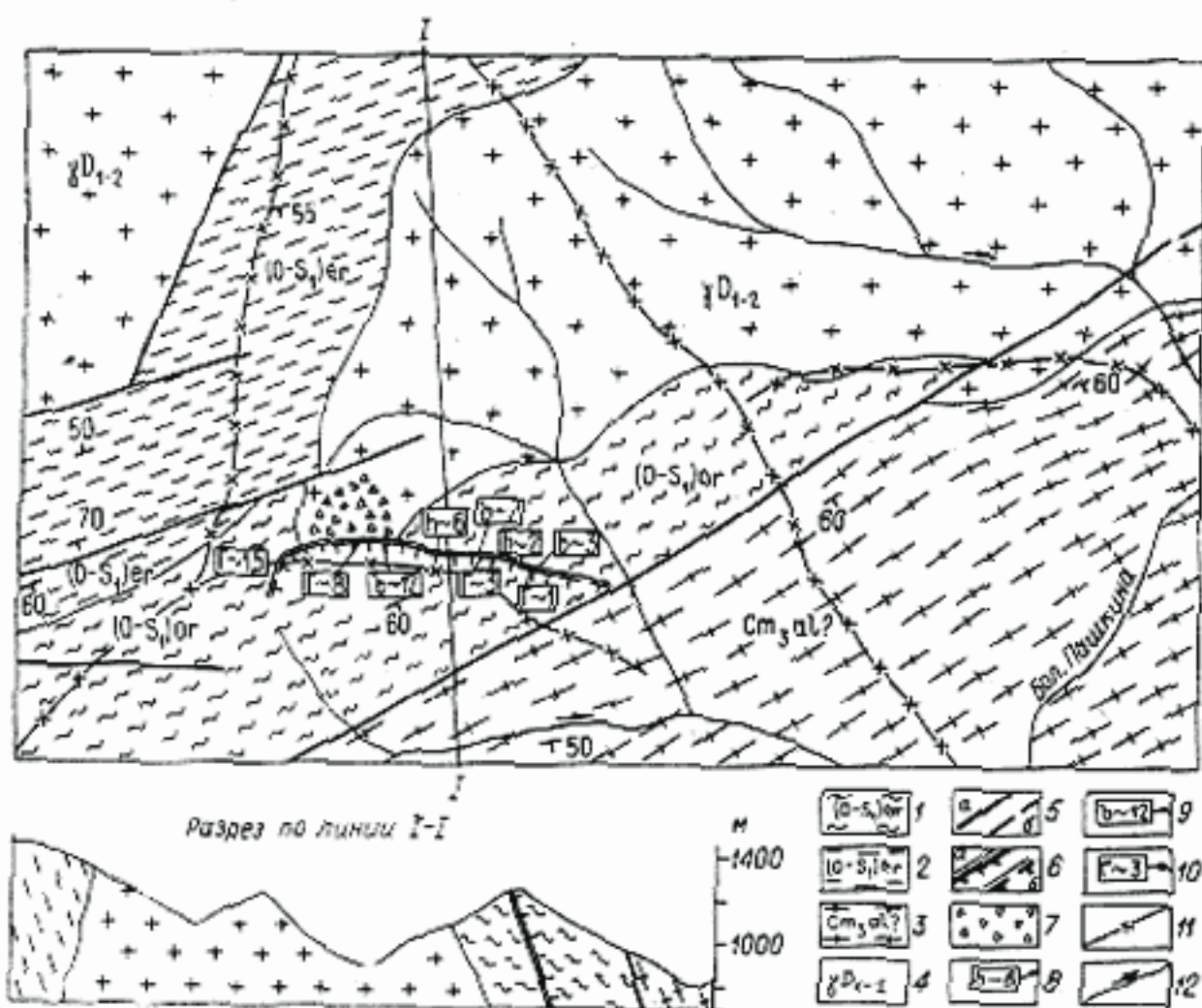


Рис. 3. Схема структуры Пашкина.

1 — фиолетовые и желтые песчаники, алевриты, аргиллиты оржакской свиты; 2 — песчаники, алевриты, аргиллиты, прослой конгломератов, корфиритов, туфов ер-кырской свиты; 3 — расслаиваемые песчаники, алевриты, фидлитизированные глинистые сланцы аласугской свиты; 4 — граниты и адалиты посленижнедевонского (буйбинского) интрузивного комплекса; 5 — разрывные нарушения; 6 — достоверные, 6 — предполагаемые; 7 — крупноглыбовая россыпь; 8 — высота внешних бортов рва; 9 — ширина рва в верхней части; 10 — глубина рва; 11 — линии водоразделов; 12 — ручьи.

Плоскость его сместителя падает на юг под углом $65-70^\circ$. В западной части он наследует контакт между гранитами и метаморфизованными песчаниками оржакской свиты ордовика, в восточной — полностью проходит в породах этой свиты, рассекая их под углом около $35-40^\circ$. По своей геоморфологической позиции структура Пашкина напоминает сейсмодислокации Западного Кавказа и Хамар-Дабана (Хромовских, 1965; Хромовских и др., 1972, 1973). Главный разрыв располагается в привершинной части водораздела примерно в 100—120 м ниже гребня, рассекая и смещая северный склон.

Наиболее яркое выражение сейсмогенный разрыв получил в западной части, где он проходит по контакту между песчаниками и гранитами. Здесь глубина его достигает 8, ширина поверху 10—12 м. В восточной части параметры несколько меньше: глубина 2—3, ширина от 3 до 7 м. По простиранию на востоке он постепенно переходит в ложбину водотока. Северный борт рва крутой, падение поверхности достигает $50-55^\circ$. Южный борт более пологий. Его наклон соответствует северному склону водораздела (около $30-35^\circ$). На западе к основному разрыву причленяется небольшой оперяющий ров, рассекающий гребень водораздела. На южном склоне он не прослеживается. Из сопровождающих явлений в первую очередь следует отметить крупноглыбовую россыпь, спускающуюся по северному склону ниже рва. В настоящее время она стабилизировалась, следов современных подвижек не замечено. Севернее, за пределами схемы (см. рис. 3), отмечаются два крупных обвала объемом 0,5—1 млн. м³. Большие склоновые смещения наблюдаются в долине Енисея около заимки Пашкина, выше

о. Кобылий. На правом берегу Енисея по простиранию Голованьского разлома отмечается небольшой срыв делювиального чехла, частично захвативший коренные породы.

Основной ров структуры не мог образоваться за счет водной эрозии, что исключается геоморфологической позицией разрыва структуры. Ветровая эрозия также исключается, поскольку весь склон и днище рва покрыты мощным растительным чехлом. Подобные формы могут образоваться также в результате оползания отдельных монолитных блоков пород по ослабленным зонам вследствие действия сил гравитации или как результат ледниковой экзарации.

Для соскальзывания монолитного блока длиной около 1,5 км и мощностью захваченного слоя около 150 м (объем более 150 млн. м³) необходимо наличие какой-то ослабленной зоны, средний угол падения которой составил бы, как минимум, 28—30° (если сместитель будет выходить на склон водораздела, то еще более пологий). При этом на склоне сохранились бы следы нависшего козырька, шлейфа россыпей или подпора ручья, чего не наблюдается. Кроме того, остались бы следы деформации поверхности водораздела в местах выхода плоскости как на южном, так и на восточном склонах. В ходе наземных исследований эти следы не были обнаружены. Трудно представить, чтобы подобная плоскость могла сформироваться несогласно в сильно метаморфизованных прочных песчаниках и алевролитах ордовика-силура, имеющих крутое, около 70°, падение.

Из ледниковых форм, описанных как «псевдосейсмодислокации» (Курушин, Николаев, 1970; Курушин 1975), наибольшее сходство со рвом структуры имеют маргинальные каналы. Они характеризуются V-образным профилем, реже каньонообразным. Нагорный борт выше и круче подгорного. Дно почти на всем протяжении завалено обломками, что искажает продольный профиль. Ни один из отмеченных признаков не свойствен описываемому явлению. Во-первых, ров структуры имеет более высокий и крутой подгорный борт, а нагорный представляет собой ровный склон водораздела, смещенный по разрыву. Продольный профиль его полностью отвечает поверхности опущенного южного крыла. В днище рва отмечаются только продукты разрушения северного борта. Во-вторых, в районе структуры отсутствовали условия для формирования ледника мощностью до 300 м (превышение разрыва структуры над тальвегом долины, которая по своей морфологии отличается от широких троговых ледоемов).

Как указывалось выше, сейсмогенный разрыв является оперяющим нарушением Голованьского регионального разлома, который отделяет Березовский блок замедленных поднятий (на юге) от Кантегиро-Борусского горста, испытавшего интенсивное воздымание на протяжении неотектонического этапа (Зятькова, 1973). Учитывая это, мы можем связывать формирование структуры с землетрясением, вызванным разрядкой напряжений на границе между блоками, испытывающими относительные разнонаправленные движения.

О времени формирования структуры достоверных данных не получено. Учитывая морфологическую свежесть, сохранность выступающих форм рельефа, можно только приблизительно оценивать возраст сейсмодислокаций в последние сотни — тысячу лет.

Сейсмогравитационная структура Тапкан (рис. 4) расположена на левом берегу р. Такпан, притока р. Мургулука. Описание структуры дается по материалам дешифрирования аэрофотоснимков и геологической карты, но масштаб снимков и четкая выраженность всех основных форм на поверхности позволяют с большой точностью описать структуру и судить о механизме ее образования.

Район структуры сложен песчаниками и алевролитами иньсукской свиты ордовика. Простирание пород широтное. Главный разрыв струк-

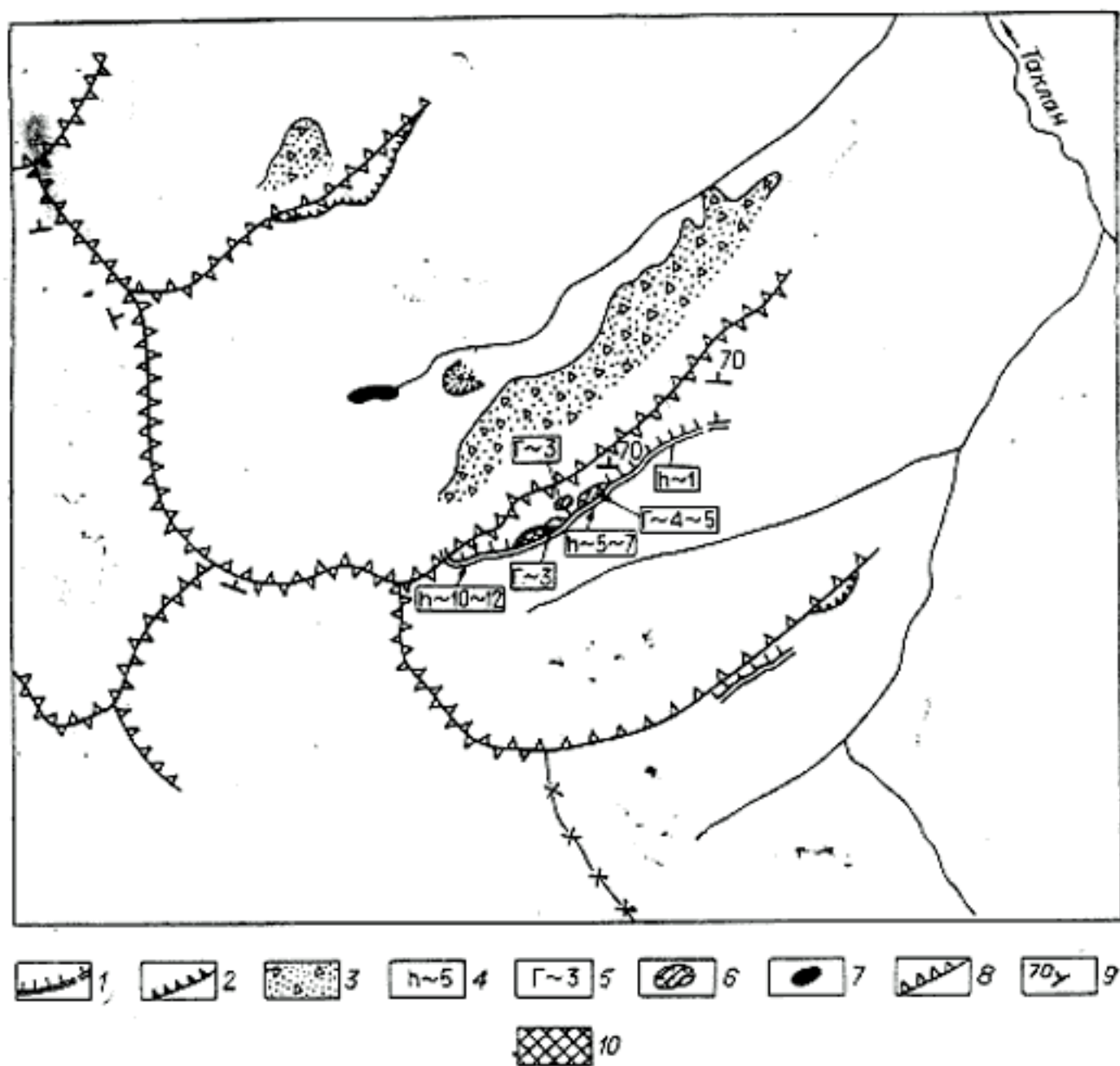


Рис. 4. Схема структуры Такпан.

1 — главный разрыв структуры Такпан; 2 — сейсмогравитационные заколы на стенках каров; 3 — обвально-осыпные массы пород; 4 — высота бортов рва, м; 5 — глубина замкнутых воронок, м; 6 — замкнутые воронки; 7 — озеро; 8 — гребни водоразделов; 9 — элементы залегания пород; 10 — монолитные блоки пород, заклиненные в полость разрыва.

туры расположен в привершинной части уплощенного водораздела, изъеденного карами. Абсолютная высота около 2100—2200 м. Протяженность его СВ 60°, т. е. под острым углом к общему простиранию пород. Длина разрыва немногим больше 1 км. В юго-западной части он выходит в стенку кара, на северо-востоке удаляется от нее и постепенно затухает. Ров, приуроченный к разрыву, наиболее ярко выражен в юго-западной и центральной частях, где глубина его достигает 10—12 м. В центральной части разрыва заклинен блок пород размерами 100—120×25—30 м. На аэрофотоснимках отчетливо видны поглощение рыхлого материала полостью разрыва и воронки диаметром до нескольких десятков метров.

В днище кара и троговой долины отмечается большое скопление обломочного материала, смещенного со склона. Отдельные обломки хорошо видны даже на аэрофотоснимках. Обвальная масса протягивается вдоль долины от юго-западного окончания рва на расстояние более 1,5 км. По взаимоотношению с растительным покровом видно, что она значительно моложе. На склоне одного из ригелей отмечается небольшой обвал с четко выраженной циркообразной стенкой отрыва диаметром около 100—150 м. В этом же районе отмечается еще несколько небольших срывов и заколов на стенках каров, под которыми также залегает обломочный материал (см. рис. 4).

Одинаковая морфологическая выраженность всех заколов на поверхности, одинаковая морфологическая свежесть обвальная массы в днищах цирков и трогов и россыпи, поглощаемой полостью разрыва, отсутствие подобных явлений в других районах, имеющих сходные физико-геологические условия, позволяют говорить об одноактности их формирования. Подобные узкие срывы, сметающие растительный покров со склонов, наблюдаются в плейстосейстовой области Западно-Саянского землетрясения 24.VIII 1971 г., в 20—25 км на северо-восток от структуры, но они имеют значительно более свежий вид и поэтому можно утверждать, что структура Таклан возникла в результате другого землетрясения.

Структура Джой. Интересные проявления новейшей тектоники, выявленные геофизическими исследованиями Ленгидропроекта (Прочухан и др., 1972), наблюдаются в долине Енисея в районе устья его левого притока — р. Джоя. В геологическом строении района принимают участие девонские граниты джойского комплекса, интенсивно разбитые трещинами и мелкими разрывными нарушениями. Наиболее крупное из них проходит через устье Джоя. На правом берегу Енисея на продолжении этой зоны находится расселина шириной около 10—15 м, отчленяющая от коренного склона монолитный блок шириной около 30—40 м. Подобная же зияющая трещина наблюдается в южной части правобережного цирка (рис. 5). В днище расселины пройден шурф глубиной до 9 м, вскрывший аллювиальные отложения. Наклонное бурение показало, что расселина приурочена к зоне тектонического нару-

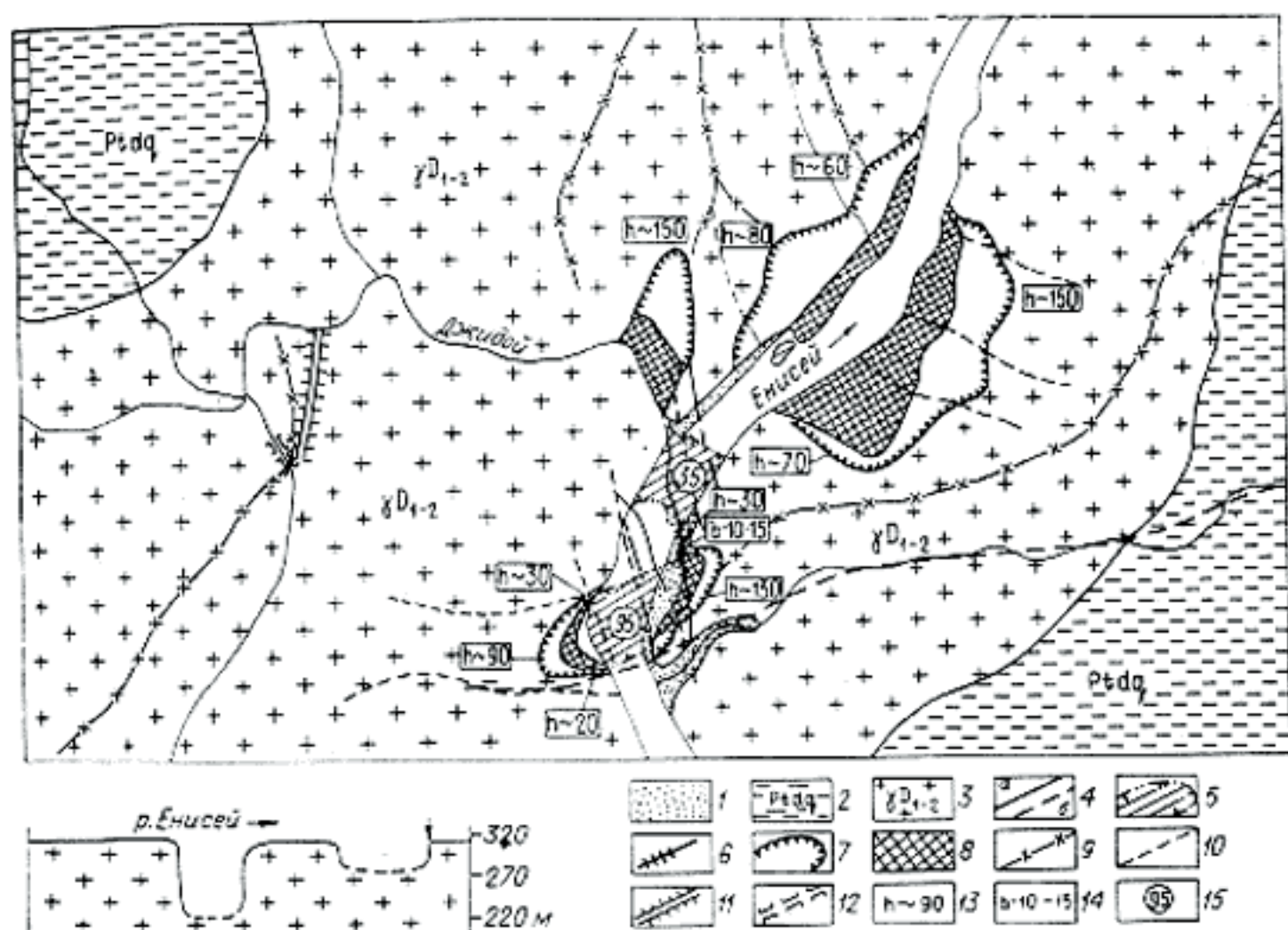


Рис. 5. Схема структуры Джой (составлена с использованием материалов Ленгидропроекта) и продольный профиль скального основания русла р. Енисей

1 — современные аллювиальные отложения, слагающие первую надпойменную террасу; 2 — зеленые метаморфические сланцы с крупными линзами мраморов; 3 — крупнозернистые порфиroidные граниты джойского (посленеждевонского) интрузивного комплекса; 4 — разрывные нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые; 5 — переуглубления коренного ложа Енисея; 6 — гигантские зияющие трещины, приуроченные к зонам тектонических нарушений; 7 — тыловые стенки отрыва сейсмогравитационных смещений; 8 — смещенная масса; 9 — линии водоразделов; 10 — ложбины временных водотоков; 11 — брошенные долины; 12 — долины прорыва; 13 — высота тыловых стенок отрыва, м; 14 — ширина зияния открытых трещин, м; 15 — глубина переуглублений коренного ложа Енисея, м.

шения, заполненной каолинизированными и брекчированными гранитами. Прерывистость керна свидетельствует о сильной нарушенности пород в ее пределах. Для сравнения можно сказать, что милониты в зонах залеченных разломов на участке Карловского створа Саяно-Шушенской ГЭС по своей механической прочности не уступают вмещающим породам.

Расселина не имеет ничего общего с описанными в литературе трещинами бортового и донного отпора, разгрузки, отседания, гравитационными трещинами и т. д. (Прочухан, 1964). Во-первых, ширина ее составляет на урезе воды почти 10 м, в то время как все трещины экзогенного или экзотектонического происхождения при приближении к тальвегам долин уменьшают полость зияния до нескольких сантиметров, реже десятков сантиметров. Во-вторых, шурф, пройденный в ее полости на глубину почти в 9 м, не достиг коренных пород. Следовательно, трещина раскрыта ниже уровня коренных пород русла реки в районе скального выступа между депрессиями. Это, в свою очередь, исключает возможное образование расселины за счет соскальзывания монолитного блока пород по какой-либо наклонной полости в русло реки.

В ходе проведения геофизических работ в коренном русле реки были обнаружены два переуглубления. Нижняя депрессия имеет глубину 35—36 м, при приближении к берегам она уменьшается до 25—28 м. Выше по течению расположена еще одна, более глубокая депрессия. По данным вертикального электродзондирования, глубина ее достигает 95—96 м (Прочухан и др., 1961). Для проверки были заложены скважины на правом берегу Енисея вблизи стенки отрыва правобережного цирка. Первая из них была пройдена на глубину 69,7 м, вторая на глубину 35,8 м, и обе они не достигли коренного основания. Скважинами были вскрыты гравийно-галечные аллювиальные отложения с песчаным и супесчаным заполнителем. Разрез рыхлых отложений не выдержан по глубине, содержание тех или иных фракций меняется. Депрессии разделены выступом скальных пород, покрытых маломощным слоем аллювиальных отложений. Ширина его около 400—500 м.

Переуглубления коренного ложа отмечаются и на других реках. Так, например, они зафиксированы на Ангаре ниже Падунского, Пьяного и других порогов (Пальшин, 1963). Там их формирование связано с вымыванием более мягких пород потоками воды, падающей с порогов. Отдельные переуглубления отмечаются и на Енисее, выше описываемой структуры (Зятькова, Москвин, 1970). Длинная ось подобных котлов всегда в несколько раз превышает короткую и ориентирована по течению реки. В районе устья Джоя мы имеем совершенно другой тип переуглублений. При ширине реки около 300 м ширина депрессий составляет всего 450 м, в то время как длинная ось верхней депрессии достигает 1,5 км и ориентирована почти вкрест течения реки (см. рис. 5). Кроме того, ниже устья Джоя располагается порог, подпирающий течение реки и препятствующий развитию эрозионной деятельности выше его. Для возникновения мощных турбулентных поперечных потоков отсутствуют необходимые условия.

На продолжении этой депрессии в обоих бортах долины Енисея отмечаются циркообразные стенки отрыва. Высота правобережной стенки 100—130 м. Она состоит из серии ступенчатых уступов высотой до 25—30 м. Длина ее около 500 м (Финаров, 1970). Высота тыловой стенки отрыва левобережного цирка, представляющего собой выкол скальных пород, около 90 м, длина 300—400 м. Днища обвальных цирков покрыты крупноглыбовой россыпью. Диаметр отдельных глыб 5—6 м. В стенках отрыва видны маломощные зоны тектонического дробления пород, которые способствовали формированию этих смещений.

Отличительной чертой описанных «обвалов», оставшейся незамеченной исследователями, является явный дефицит обвальной массы. Предполагать перенос материала потоками Енисея нельзя, поскольку в этом месте скорость течения реки ниже средней. В то же время в районе Большепорожского обвала, размеры которого и время формирования сопоставимы с Джойскими, русло зажато с 250—300 до 70—80 м и скорость реки в паводки достигает 40—45 км/ч, но обвальная масса почти полностью осталась на месте.

Рыхлые террасовые отложения, наблюдаемые в береговых выемках, образованных цирками, прислонены к стенкам отрыва и остаткам обвальной массы. Частично они перекрыты спускающейся крупноглыбовой россыпью. Высота террас около 5 м. Поверхность их не деформирована, признаков тектонических движений не наблюдается (Финаров, 1970).

Ниже устья Джоя также отмечаются большеобъемные склоновые смещения, показанные на схеме (см. рис. 5).

Все поле остаточных деформаций располагается в сложном тектоническом узле. Между блоками высоко поднятых Джойского и Борусского хребтов, воздымающихся над окружающими горами более чем на 500 м, располагается синклинальный прогиб с долинами рек Джой и Джойская Сосновка. Подобный же синклинальный прогиб, но более узкий приурочен к долине Енисея, что подтверждается наличием здесь остатков коры выветривания мел-палеогенового возраста, которые сохраняются только в условиях спокойного тектонического режима (Зяткова, 1973). В 7 км южнее структуры проходит зона глубинного Усть-Кантегирского разлома, который имеет мощную область влияния, обширную сеть трещин и оперяющих разрывов. В районах проявления подобных дифференцированных движений происходит ослабление зон тектонических нарушений, связанное с возникновением усилий растяжения. Ни у кого из исследователей, изучавших остаточные деформации в этом районе, не вызывает сомнения связь депрессий с береговыми цирками.

Несмотря на большой объем проведенных геолого-геофизических работ, вопрос о генезисе структуры остается открытым. Как уже указывалось выше, возникновение подобных локальных переуглублений за счет водной эрозии вызывает сомнение. Отсутствие обвальной массы в береговых цирках на краях верхней по течению депрессии позволяет предполагать, что она погребена под аллювием, заполнившим депрессию. Возможно, что здесь имело место интенсивное погружение двух блоков земной коры, один из которых захватывал борта реки. Подобное предположение уже было высказано (Прочухан и др., 1972). Если это так, то свежесть стенок отрыва на берегах Енисея свидетельствует о сравнительной молодости описанного образования. Следовательно скорости погружения в данном районе превышают обычные в несколько раз (или в десятки раз). Подобные перемещения, несомненно, должны были сопровождаться землетрясениями, о чем косвенно свидетельствует аномальное развитие в этом районе склоновых смещений.

В литературе имеется описание сходных явлений, выделенных как гравитационно-сейсмотектонические структуры (Солоненко и др., 1968; Хромовских и др., 1972; и др.). Как правило, они фиксируют эпицентральные области сильных землетрясений с $M > 6,5$. Мощные сейсмические удары вызывают фрагментарное раскрытие полостей разрывов, что способствует заклиниванию отдельных блоков пород, ограниченных тектоническими разрывами. Амплитуда перемещения таких блоков может достигать нескольких сотен метров. Не исключено, что в районе Джоя мы имеем дело именно с таким явлением.

Для окончательного решения вопроса о происхождении всех описанных форм необходимо установить следующее:

1) генетическую связь береговых цирков с депрессиями в русле реки; 2) время заложения депрессий; 3) наличие обновленных разломов по простиранию бортов депрессий; 4) характер тектонических напряжений в данном районе.

Для выяснения этих вопросов крайне необходимо проведение дополнительных буровых и геолого-геофизических целевых работ. Если бурением в приднищевой части переуглублений будут вскрыты грубообломочный неокатанный материал и остатки древесного покрова, что позволит достаточно точно определить время начала опускания блоков, мы с полным правом можем говорить о тектоническом погружении локальных блоков земной коры и рассчитать их скорость. Решение этой задачи имеет не только научный интерес, но и практическое значение, поскольку с ней связана окончательная оценка сейсмической опасности Саяно-Шушенской ГЭС.

Предположительно сеймотектоническая структура Голой (рис. 6) располагается в привершинной части левого водораздела р. Голой в 9 км выше устья р. Подаргем. Поле основных разрывов структуры сложено песчаниками, алевролитами, филлитизированными сланцами еркырской свиты ордовика-силура. Породы падают на юго-восток $160^\circ \angle 70^\circ$. Остаточные деформации представлены серией рвов, длина главного 3,5 км. Они приурочены к зоне тектонического нарушения, оперяющего Большепорожский разлом. Ширина рвов не превышает, вероятно, 7—8 м, глубина не более нескольких метров. В целом отмечается значительно более слабая выраженность разрывов структуры по сравнению с остаточными деформациями структуры Уттуг-Дуруг.

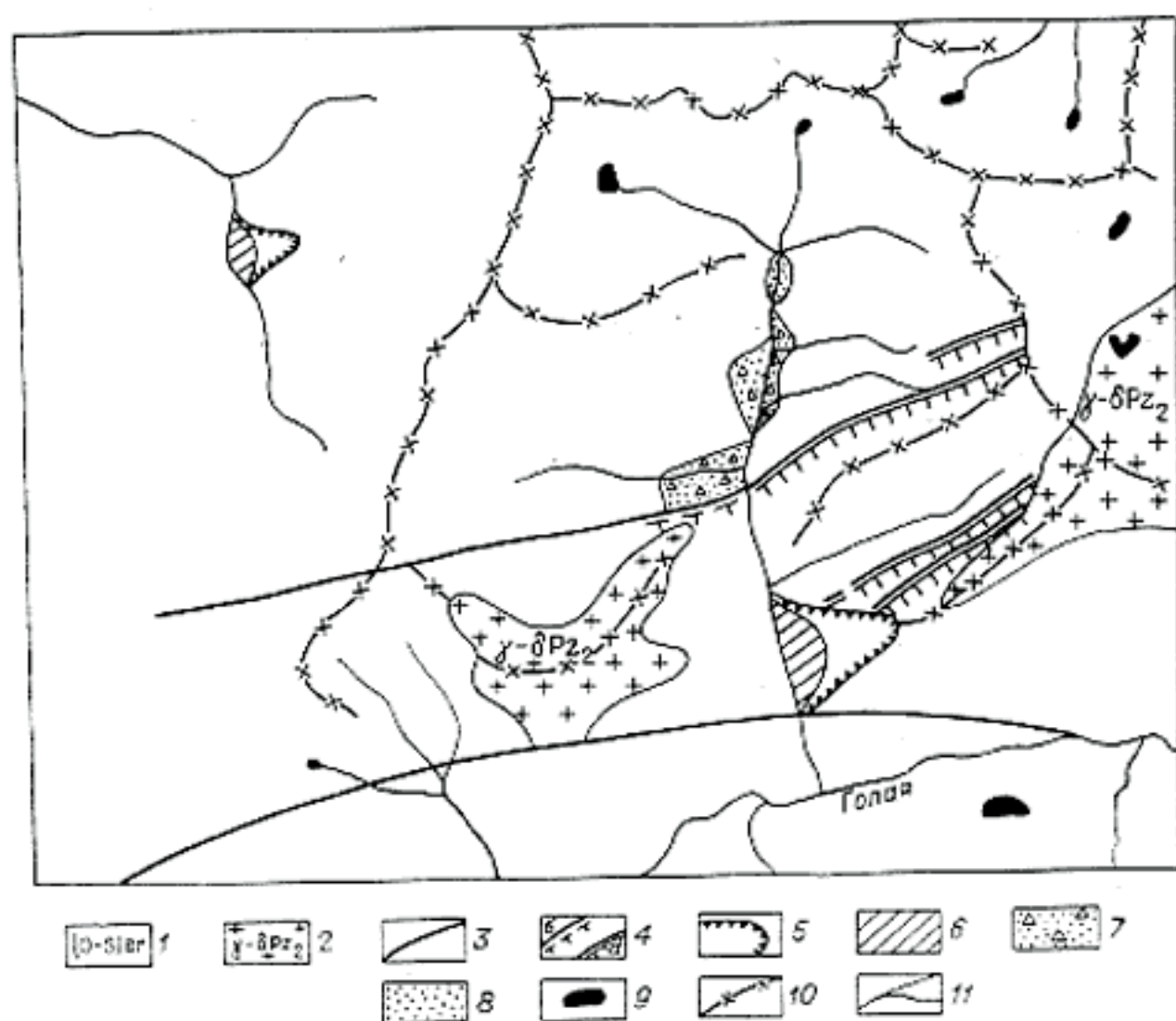


Рис. 6. Схема структуры Голой.

1 — песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослой конгломератов, порфиритов, туфов еркырской свиты; 2 — гранодиориты, кварцевые диориты среднепалеозойского (большепорожского) комплекса; 3 — разрывные нарушения; 4 — сейсмогенные нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые; 5 — тыловые стенки отрыва сейсмогравитационных смещений; 6 — обвальная масса; 7 — конусы выноса; 8 — рыхлые русловые отложения на месте спущенного озера; 9 — озера; 10 — линии водораздела; 11 — ручьи.

Без проведения наземных исследований трудно судить о генезисе структуры Голой, но по ряду признаков можно предполагать сейсмогенную природу образований. Одним из основных доказательств, свидетельствующих в пользу этого предположения, является положение разрывов относительно элементов рельефа. Они прослеживаются по гребню и склонам водоразделов и спускаются вниз до уреза воды, пересекая ложбины водотоков. Нельзя говорить о происхождении структуры в результате эрозии эоловыми и нивальными процессами, так как подобных явлений не наблюдается в соседних районах, имеющих сходные физико-геологические условия.

Главным доказательством сейсмогенности структуры Голой является аномальное развитие гравитационных склоновых смещений в районе. Основная масса наиболее крупных из них приходится на долину одного из притоков р. Голой, в бассейне которого по бортам водораздела располагается структура. В устьях ручьев, впадающих в речку, наблюдаются мощные селевые (?) конусы выноса, которые когда-то перекрывали долину. В верховьях притока до сих пор сохранились следы древней подпруды, выше которой располагалась довольно обширная озерная котловина. Все склоновые смещения имеют внешне (насколько можно судить по аэрофотоснимкам) одинаковую выраженность, что позволяет сделать предположение о их одновременном образовании.

Предположительно сейсмогравитационная структура Большой Порог находится на восточном продолжении Большепорожского разлома в долине Енисея, в устье правого притока р. Казыр-Сук. Здесь хорошо сохранились циркообразные стенки отрыва высотой до 250—300 м. Обвальная масса, представленная огромными гранитными глыбами диаметром до 5—6 м и более, перекрывает первую надпойменную террасу Енисея (Зятькова, 1973). Смещенный материал зажимает русло, уходя от стенки отрыва почти на 0,4 км. Долина Енисея сужается в районе порога от 250—300 до 60—80 м. Скорость течения воды в паводки достигает 35—45 км/ч.

На сейсмогенный генезис структуры уже указывали некоторые авторы (Зятькова, 1973), но при этом не приводились признаки, подтверждающие предположение. Основные из них, на наш взгляд, следующие.

1. Характер залегания обвальной массы. Она покрывает обширным плащом первую надпойменную террасу и поверхность её довольно ровная, без ярко выраженных форм, присущих обычным гравитационным смещениям (передовой вал, чередующиеся валы вздутия, компенсационные воронки и т. д.). Это может свидетельствовать о большей, нежели материала. Правда, на противоположном берегу отсутствуют гранитные глыбы, но, учитывая крутизну склона ($35\text{--}40^\circ$), можно допустить, что они были смещены вниз и унесены Енисеем по мере врезания нового русла.

2. Смещенная масса ушла от стенки отрыва по выровненной поверхности первой террасы более чем на 300 м, что также может свидетельствовать в пользу сейсмогенного возбуждения смещающегося материала.

3. Приуроченность к зоне Большепорожского разлома, являющегося границей между блоками, которые в настоящее время испытывают интенсивные разнонаправленные тектонические движения (Митропольский, Анищенко, 1964, 1969).

Отсутствие более конкретных признаков не позволяет нам делать уверенных выводов относительно генезиса этого обвала, поэтому структура отнесена в разряд предположительно сейсмогравитационных. О времени её образования мы можем только сказать, что она значительно моложе структуры Голой, о чем свидетельствуют морфологическая свежесть стенок отрыва и взаимоотношения обвальной массы с речными отложениями Енисея. Возраст обвала можно оценить в несколько сотен лет.

ИНТЕНСИВНОСТЬ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, СОЗДАВШИХ СЕЙСМОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ ЗАПАДНОГО САЯНА

На территории Саяно-Тувинской горной области нет пока достоверно зарегистрированных и обследованных землетрясений, при которых могли бы образовываться остаточные деформации земной поверхности, сопоставимые с описанными. Единственный выход в таком случае мы видим в сравнении палеосейсмодислокаций Западного Саяна с сейсмогенными структурами других регионов, для которых имеется более богатый сейсмогеологический материал, что позволит оценить интенсивность землетрясений. Наиболее приемлемым, на наш взгляд, будет сопоставление остаточных деформаций Западного Саяна с сейсмодислокациями Байкальской рифтовой зоны. Это вполне допустимо, поскольку геологический субстрат обоих регионов сопоставим по своим механическим свойствам, а глубина очагов примерно одинакова: 15 ± 5 км (Жалковский, Мучная, 1975; Солоненко и др., 1968). Сейсмогенные структуры возникли в результате сбросовых подвижек, т. е. в условиях растяжения в верхних частях земной коры, что отвечает генерализованным напряжениям в Байкальской рифтовой зоне.

Эмпирическим путем В. П. Солоненко выведена зависимость между магнитудой землетрясения и длиной сейсмогенных разрывов, выраженная формулой (Солоненко, 1973, 1975): $\lg l = (1,01 \pm 0,02)M - 6,18$. Эта формула проверена на остаточных деформациях, возникших при сильнейших землетрясениях в различных геотектонических условиях, что еще раз подтверждает целесообразность ее применения. Сравнивая шкалу балльности и параметры остаточных деформаций Западного Саяна, мы можем дать оценку интенсивности землетрясений.

Сеймотектоническая структура Уттуг-Дуруг. Протяженность главного разрыва около 7,5 км, тип движения — чистый сброс. По шкале балльности интенсивность этого землетрясения оценивается приблизительно в 9—10 баллов (расчетная $M=7,13$).

Сеймотектоническая структура Пашкина. Длина главного разрыва 1,5 км, тип движения — чистый сброс. Интенсивность землетрясения оценивается в 9 баллов. Расчетная $M=6,5$.

При определении нижнего предела интенсивности землетрясений, создавших сейсмогравитационные структуры Такпан и Чинге, мы можем обратиться к сравнению с ними явлений, наблюдавшихся при 7—8-балльных землетрясениях Саяно-Тувинской области: Западно-Саянском 24.VIII 1971 г. ($M=5,6$) и Каргыйском 27.II 1972 г. ($M=5,7$).

После Каргыйского не наблюдалось никаких следов сейсмогенных проявлений на плоских водоразделах и относительно ровных, поросших лесом склонах. Только в бассейне р. Каргы остались следы разрушения скал по вертикальным и крутопадающим трещинам разгрузки. На высоких скальных обнажениях, сложенных мраморами, образовались сколы, наблюдалось выбивание отдельных глыб, ограниченных трещинами, падение камней, раскрытие трещин, залеченных минерализацией (Чернов и др., 1974). Подобные же явления наблюдались в плестосейстовой области Западно-Саянского землетрясения.

Таким образом, при этих землетрясениях не было никаких проявлений, сопоставимых по своим масштабам с сейсмогравитационными структурами Такпан и Чинге. Учитывая этот факт, мы можем принять за нижний предел $M=6$.

Вопрос об оценке интенсивности землетрясений, создавших остальные описанные структуры предположительно сейсмогенного происхождения, остается открытым до окончательного выяснения их генезиса.

Подводя итог всему сказанному, можно сделать вывод, что, несмотря на низкий уровень современной сейсмичности и редкую повто-

ряемость сильных землетрясений с $K=13-14$, на территории Западного Саяна имели место сильные землетрясения с $M=6,5$ и более. Анализируя структурно-геологическую ситуацию сейсмодислокаций, сейсмогенная природа которых достоверно доказана, можно отметить следующие закономерности проявления сильных землетрясений:

1) все сейсмогенные деформации приурочены к зонам сочленения блоков, испытавших контрастные тектонические перемещения; сейсмодислокации Уттуг-Дуруг и Алды-Ишкин располагаются в области сочленения Западного Саяна и Хемчикско-Тувинской котловины, структура Пашкина — между Кантегино-Борусским блоком интенсивных поднятий и Березовским блоком менее интенсивных воздыманий;

2) формирование остаточных деформаций происходило в условиях близгоризонтального растяжения субмеридионального направления, на что указывает характер перемещения крыльев сейсмогенных разрывов;

3) образование структур связано главным образом с относительным опусканием отдельных тектонических блоков.

Высказанные здесь положения касаются только сильных землетрясений, поскольку основаны на анализе механизма формирования и структурно-геоморфологической позиции палеосейсмодислокаций. К сожалению, имеющихся материалов обработки слабых и умеренных толчков к настоящему времени недостаточно, чтобы экстраполировать эти положения в область землетрясений низких энергий.

Согласно картам сейсмического районирования (Строительные нормы и правила, 1970), на всей территории Алтае-Саянской области выделяются районы с возможным возникновением землетрясений интенсивностью 9 баллов. Теперь можно с уверенностью говорить, что после проведения комплексных палеосейсмогеологических исследований и в других районах Алтае-Саянской области будут обнаружены следы не менее (а возможно, и более) сильных землетрясений. Косвенным подтверждением этому могут служить сильнейшие землетрясения в Монголии, приуроченные к геотектоническим элементам, имеющим свое продолжение на территории Советского Союза. Это предположение подкрепляет анализ эпицентральных полей, проведенный Н. Д. Жалковским и В. И. Мучной (1975). Все сказанное еще раз подтверждает необходимость проведения палеосейсмогеологических работ при составлении карт сейсмического районирования.

ЛИТЕРАТУРА

- Бюллетень Постоянной центральной сейсмической комиссии АН, 1902 г. СПб, АН, 1903. 42 с.
- Гоби-Алтайское землетрясение. М., Изд-во АН СССР, 1963. 392 с.
- Жалковский Н. Д., Мучная В. И. Распределение землетрясений по энергии и сейсмическая активность Алтае-Саянской области.— В кн.: Сейсмичность Алтае-Саянской области. Новосибирск, 1975, с. 5—15.
- Зеленков П. Я., Авдеев В. А., Чипизубов А. В. Сейсмогенные структуры Западного Саяна.— В кн.: Тезисы докладов VII конференции молодых научных сотрудников по геологии и геофизике Восточной Сибири. Иркутск, 1976, с. 63—65.
- Зятькова Л. К. Новейшая тектоника Западного Саяна. Новосибирск, «Наука», 1973. 175 с.
- Зятькова Л. К., Москвин В. И. Применение комплексных структурно-геологических исследований при изучении новейших тектонических движений в Западном Саяне.— В кн.: Структурно-геоморфологические исследования в Сибири. Вып. I. Новосибирск, «Наука», 1970, с. 116—142.
- Курушин Р. А. Формы рельефа, морфологически сходные с палеосейсмодислокациями.— В кн.: Сейсмоструктурная и сейсмичность юго-восточной части Восточного Саяна. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 77—85.
- Курушин Р. А., Николаев В. В. Псевдосейсмоструктурные формы рельефа, сходные с горнодолинным оледенением.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 12, с. 52—61.
- Митропольский А. С., Анищенко А. М. О новейших тектонических движениях в Западном Саяне.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 12, с. 112—116.

Митропольский А. С., Анищенко А. М. К вопросу об оценке современных тектонических движений в Западном Саяне.— В кн.: Четвертичная геология и геоморфология Сибири. Ч. II. Новосибирск, «Наука», 1969, с. 93—103.

Мучная В. И. Карты сотрясаемости Алтае-Саянской области.— В кн.: Сейсмичность Алтае-Саянской области. Новосибирск, 1975, с. 42—48.

Пальшин Г. Б. Инженерно-геологические свойства пород.— В кн.: Братское водохранилище. Инженерная геология территории. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 95—105.

Прочухан Д. П. Трещины разгрузки в скальных основаниях высоких плотин.— «Сов. геология», 1964, № 7, с. 76—83.

Прочухан Д. П., Пирогов В. Н., Бадухин В. Н. Инженерно-геологические условия возведения плотины Саянской ГЭС.— В кн.: Труды Гидропроекта, Ленинградский выпуск. Л., «Энергия», 1972, № 27 (14), с. 5—45.

Солоненко В. П. Палеосейсмогеология.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1973, № 9, с. 3—16.

Солоненко В. П. Прогноз землетрясений и сейсмическое районирование Восточной Сибири на палеосейсмологической основе.— В кн.: Результаты научных исследований Института земной коры в 1973 г. (Научная информация). Иркутск, 1974, с. 87—94.

Солоненко В. П. Шкала балльности по палеосейсмодислокациям.— В кн.: Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмичной интенсивности. М., «Наука», 1975, с. 121—131.

Солоненко В. П., Тресков А. А., Курушан Р. А. и др. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М., «Наука», 1966, 231 с.

Солоненко В. П., Тресков А. А., Жилкин В. М. и др. Сейсмоструктура и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М., «Наука», 1968, 218 с.

Строительные нормы и правила. Ч. II. М., Стройиздат, 1970, 52 с.

Финаров Д. П. Оползни и обвалы в долине р. Енисей и прогноз их развития после наполнения Саяно-Шушенского водохранилища. Л., «Энергия», 1970, с. 110—119. (Труды координац. совещ. по гидротехн. проектированию и эксплуатации водохранилищ, вып. 59).

Хромовских В. С. Сейсмогеология Южного Прибайкалья. М., «Наука», 1965, 121 с.

Хромовских В. С., Солоненко В. П., Жилкин В. М., Хилько С. Д., Зеленков П. Я., Семенов Р. М. Сейсмогенные структуры Западного Кавказа.— В кн.: Сейсмология и сейсмогеология. (Научная информация). Иркутск, 1972, с. 46—49.

Хромовских В. С., Солоненко В. П., Жилкин В. М., Хилько С. Д., Зеленков П. Я., Семенов Р. М. Сейсмодислокации Западного Кавказа и их значение для сейсмического районирования.— В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. (Материалы конференции). М., 1973, с. 12—15.

Чернов Г. А., Жалковский Н. Д., Цибульчик И. Д. Каргыйское землетрясение 28 февраля 1972 г.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 7, с. 124—132.

В. В. НИКОЛАЕВ, М. Г. ДЕМЬЯНОВИЧ

СЕЙМОТЕКТОНИКА ОКИНСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Окинское плоскогорье (площадью более 10 000 км²) представляет собой плато, поднятое над уровнем моря в среднем на 2200 м. В плане оно имеет грубоэллипсоидную форму и вытянуто с запада на восток примерно на 150 км при ширине до 100 км. Это район относительно выровненной поверхности, окруженной хребтами горной системы Восточного Саяна.

По геоморфологическим признакам здесь может быть выделено два участка, естественная граница между которыми — долина р. Оки. Водораздельные пространства бассейна ее левых притоков представляют собой пологохолмистую равнину, на которой развиты неоген-четвертичные платобазальты, залегающие на древнем фундаменте (Обручев, 1950; Флоренсов, 1960).

В бассейне правых притоков р. Оки водоразделы выражены более четко, чем на западной половине плоскогорья, и образуют ряд коротких хребтов и гольцов — Каландарашвили, Сорокский, Бельский и Батогольский. В общих чертах этот участок представляется более приподнятой частью Окинського плоскогорья. Абсолютные отметки достигают 2600—2700 м.