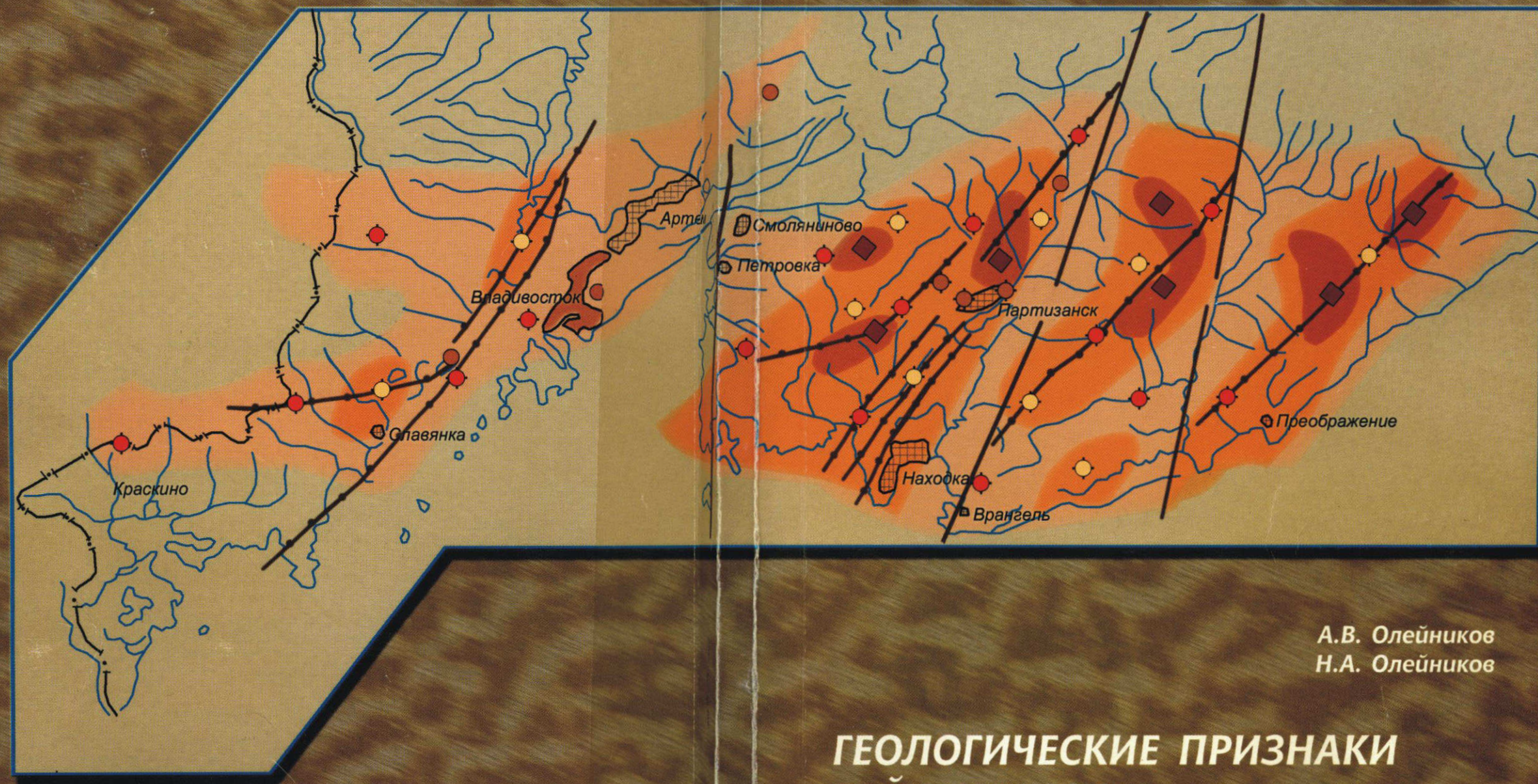




А.В. Олейников
Н.А. Олейников

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ СЕЙСМИЧНОСТИ И ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИЯ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РФ
КОМИТЕТ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ ПО ПРИМОРСКОМУ КРАЮ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ГОРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
ПРИМОРСКАЯ ПОИСКОВО-СЪЕМОЧНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

А.В. Олейников, Н.А. Олейников

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ СЕЙСМИЧНОСТИ И ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИЯ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ



ВЛАДИВОСТОК
ДАЛЬНАУКА
2001

Олейников А.В., Олейников Н.А. **Геологические признаки сейсмичности и палеосейсмогеология Южного Приморья.** Владивосток: Дальнаука, 2001. 185 с. ISBN 5-8044-0083-5.

Книга посвящена комплексному исследованию сейсмичности Южного Приморья. Из описания многочисленных землетрясений, приведенных в литературе, собраны и описаны геологические признаки, свидетельствующие о сейсмичности и активизации рельефа. Приведено описание многочисленных палеосейсмодислокаций – следов землетрясений, произошедших сотни и тысячи лет назад. С позиций палеосейсмогеологии осуществлены оценка сейсмичности и сейсмическое районирование Южного Приморья. Выделены области 9-, 8- и 7-балльных сотрясений.

Книга будет полезна геологам, палеосейсмогеологам, специалистам служб мониторинга природной среды.

Ил. 98, табл. 6, библи. 224.

Ключевые слова: сейсмичность, палеосейсмогеология, землетрясения.

Издано по решению Научно-Технического Совета ФГУП ППСЭ

ВВЕДЕНИЕ

В предлагаемой работе изложен можно сказать первый опыт по выявлению в Сихотэ-Алине сейсмоактивных зон геологическими методами. Известно, что для прогнозирования землетрясений и сейсмического районирования территорий, обычно исходят из имеющихся сведений о землетрясениях за максимально длительный период времени.

В Приморье период исторических наблюдений составляет менее 130 лет, систематические наблюдения велись с конца XIX века. Единственная имевшаяся в г. Владивостоке сейсмостанция с 1990-х годов не работает. Сведения о глубокофокусных землетрясениях малоприменимы, так как из печального опыта человечества известно, что очаги катастрофических землетрясений находятся на глубинах 1–40 км. Таких землетрясений в Приморье с 1867 г. зарегистрировано 2–3 десятка (по Н.Г. Сушкову – 21) силой 6–8 баллов (по шкале MSK-64). На основании этих довольно скудных данных проведено сейсморайонирование Приморья (карта СР-78 по СНИП-11-7-81). На этой карте выделены Ханкайская и Партизанская сейсмоактивные зоны с максимальной интенсивностью землетрясений 7 баллов по шкале MSK-64.

Таким образом, большая часть Приморья отнесена к 5-6 балльной зоне, что практически не создает особых проблем для строительства и прочей народнохозяйственной деятельности (выбор места для АЭС, ГЭС, размещение складов МЧС и т.д.). Выяснилось, что существующие схемы не отвечают современным требованиям, так как выделенные зоны обширны, охватывают наиболее развитые в промышленном отношении районы Приморья, и по ним почти невозможно провести микрорайонирование территории. Что-то в этом направлении делается (особенно после катастрофического землетрясения в Невтегорске). В соответствии с постановлением главы администрации края № 539 от 24.10.1995 г. "О строительстве зданий и сооружений в сейсмичных районах края" предполагалось произвести инвентаризацию зданий и сооружений для оценки соответствия их требованиям микросейсмического районирования, подготовлены нормы ТСН. 22-301-95, список населенных пунктов, расположенных в сейсмически опасных районах Приморского края. Постановлением главы администрации края № 593 от 29.11.1995 г. были утверждены работы по уточнению карты сейсмического районирования, которая введена в действие с 01.01.1996 г. На этой карте расширена зона 7 баллов за счет восстановления ранее утраченной территории в районе г. Находка и включения полосы побережья от г. Находка до пос. Самарга. Работа выполнена НПП "Сейсмозащита". Такое решение носит, скорее всего, превентивный характер, так как никаких новых сейсмологических материалов не появилось. Чтобы добыть такие материалы, необходимо провести многолетние дорогостоящие работы с использованием геофизической аппаратуры.

В то же время в Приморье совершенно не используются значительные достижения сравнительно молодой науки – палеосейсмогеологии, развившейся в 1960-1970 гг. трудами Н.А. Флоренсова и В.П. Солоненко и их последователей. В основе этой науки лежит постулат: всякое достаточно сильное землетрясение (по шкале MSK-64 – это "пороговые" землетрясения) оставляет остаточные деформации на поверхности земли, поэтому для поисков таких следов древних землетрясений можно использовать все современные геологические и аэрокосмические методы исследований. С 80-х годов XX в. палеосейсмогеологические исследования интенсивно развиваются и почти в каждом номере

геологических журналов можно найти статью по этой тематике. В настоящее время идет совершенствование понятийной базы, растет количество признаков, по которым могут быть идентифицированы древние землетрясения. Одновременно затрагиваются смежные области геоморфологии, тектоники, существенно меняются взгляды на морфологию, генезис речных долин, горных массивов (морфоструктур). Пересматриваются взгляды на сейсмичность Земли как некое экзотическое явление, так как в повседневную практику вовлекаются данные о древних землетрясениях, "фоновой" сейсмичности, выявляются древние и современные сейсмоактивные зоны, их размеры, сейсмический режим, повторяемость землетрясений. Во многом изучены и стали понятны механизмы активизации очагов, взаимосвязь их со структурами земной коры. В принципе разработаны методики долго- и среднесрочных прогнозов.

Палеосейсмогеологические исследования позволяют быстро выявить сейсмоактивные в прошлом зоны, установить магнитуду и интенсивность максимально сильного землетрясения, происшедшего 10-25 тыс. лет назад.

Эти исследования входят в качестве важнейшей части первой, начальной стадии (выявления зон возникновения очагов землетрясения – зон ВОЗ – возможных очагов землетрясений) Межгосударственной научно-технологической программы создания системы сейсмологического мониторинга территорий государств-участников СНГ (МНТП – ССМ), утвержденной в 1999 г. Советом глав правительств Содружества Независимых Государств и целиком входят в сферу ответственности второй рабочей группы (РГ-2) – "идентификация очаговых зон (разломно-блоковая структура среды; сейсмоактивные разломы и сейсмодислокации; прочностные свойства и напряженное состояние земной коры; новейшие и современные тектонические движения; идентификация сейсмических источников; сейсмологическая параметризация очаговых зон и др.)."

В работах М.Г. Органова, Н.М. Органовой, Л.С. Оскорбина, С.А. Соловьева, Н.Г. Сушкова и других описаны исторические землетрясения в Приморье, в ряде случаев намечены сейсмоактивные разломы, в какой-то степени рассматривались, особенно Н.М. Органовой, неотектонические аспекты выраженности сейсмичности в рельефе. Но фактически никто не описал ни одной древней сейсмоструктуры или хотя бы указал на возможность их существования.

В 1976 г. автором были встречены в бассейне р. Бурматова (Сев. Приморье) необычные формы рельефа – рвы, ямы геометрической формы, расселины, сконцентрированные в виде дуговой разломной структуры. Деформации рельефа были наложены на пологие склоны, распадки, гряды и пересекали их. На юго-западном окончании зияли трещины шириной до 0,5 м, глубиной более 10 м. Далее по простиранию на север отмечены протяженные системы сбросов, сдвигов, рвов, воронок. Эти структуры удалось проследить далее на север, северо-запад еще на 15 км. В 1977-1983 гг. такие структуры были обнаружены и изучены во многих других местах (в верхнем течении рек Кабанья, Дагда, Самарга). Из всех изученных сейсмоструктур, наиболее впечатляющей является сейсмоструктура р. Расставания (приток р. Коппи, Хабаровский край). Здесь на площади около 10 км² выявлено большое количество свежих рвов, уступов, кулисообразно или же прямолинейно секущих рельеф. Отмечено несколько систем сейсмодислокаций возрастом сотни лет (по шкале В.П. Солоненко и В.С. Хромовских) в западной части сейсмоструктуры и свежие рвы глубиной более 20 м с застрявшими клиновидными глыбами и зияющими провалами между ними, возрастом десятки лет и годы – в восточной части. К 1985 г. стало ясно, что подобные структуры имеют сейсмогенную природу и аналогичны описанным В.П. Солоненко и его последователями в Забайкалье, Монголии, Становом

хребте, Памире, Кавказе. С 1985 г. при геолого-съёмочных работах в Партизанском районе поиск этих сейсмоструктур проводился уже целенаправленно; постепенно по литературе и опытным путем был выявлен комплекс признаков сейсмогенных деформаций рельефа, отработана методика поисков подобных структур на аэрофотоснимках. Были выявлены такие крупнейшие структуры, как "Ногеевская" в Лазовском заповеднике, Углекаменская, Алексеевская, Тигровая, Остросопковая и еще около трех десятков. В конечном итоге были определены сейсмоактивные зоны, отработан комплекс приемов анализа деформаций рельефа с целью получения сейсмических параметров землетрясений, вызвавших эти деформации.

Сейчас уже можно уверенно сказать, что имеется возможность выделить в Приморье (Сихотэ-Алинь) зоны сейсмогенной активизации рельефа в новейшее время, выявить эпицентральные зоны сильнейших землетрясений по морфологии и размерам сейсмодислокаций, определить магнитуды и интенсивность свершившихся землетрясений и на совершенно другом уровне провести (и проводить) сейсмическое (микросейсмическое) районирование территории. Если нельзя будет сказать, активна ли зона в настоящее время, то, зная силу возможных землетрясений, можно обоснованно принимать решения о целесообразности строительства в таких зонах крупных объектов без соответствующей сейсмозащиты, осмотрительно заниматься в их пределах любой хозяйственной деятельностью, и, самое главное, не вести жилищного строительства. Несомненно также, что такая информация, полученная сравнительно недорого, позволит обоснованно подойти к разработке программы изучения сейсмичности Приморья, развертыванию сети слежения (мониторинга) с целью достижения конкретного конечного результата — прогноза землетрясений.

Следует отметить, что подобные подходы в последние годы разрабатываются различными исследователями в разных регионах России (Б.П. Важенин в сейсмическом поясе Черского, 1997 г.; В.В. Ружич в Байкальской рифтовой зоне, 1997 г.).

В заключение хочется выразить благодарность и признательность всем друзьям и товарищам по Приморской поисково-съёмочной экспедиции, коллегам С.В. Коваленко, Т.К. Кутуб-Заде, В.Ф. Лушникову, А.А. Сясько и многим другим, кто помогал искать и изучать сейсмоструктуры, не жалея сил и времени.

Особую благодарность и слова признательности хочется выразить нашему директору В.Г. Мельнику, нашедшему время, желание и терпение прочитать работу, проникнуться её идеями и оказавшему неоценимую помощь в её издании.

Авторы надеются своим трудом оживить работы по изучению сейсмичности Приморья, придать им новый импульс движения.

ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИЯ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

Южная часть Приморья — наиболее развитая в экономическом отношении и густо населенная территория. Выбору этой территории в качестве полигона для отработки вышеизложенной методики способствовало то обстоятельство, что с 1984 г. в районе г. Партизанска (самом сейсмоопасном районе Приморья) начались детальные геологические съемки, а затем картосоставительские работы масштаба 1:200000, в которых авторы принимали непосредственное участие.

К этому времени мы уже были знакомы с палеосейсмодислокациями, знали как они выглядят на местности и аэрофотоматериалах, поэтому поиск проводился целенаправленно.

В процессе съемок постепенно была отработана процедура поисков следов землетрясений. Постепенно стала ясна решающая роль в поисках и изучении палеосейсмодислокаций аэрофото- и картографических материалов. Дело в том, что поиски их пешим исхаживанием — дело весьма трудоемкое, особенно в дальневосточной тайге, где их можно встретить чисто случайно и при этом не обратить внимания на слабо выраженные рвы, западины, уступы. На аэрофотоснимках палеосейсмодислокации заметны как аномалии, возмущения рельефа только в том случае, если их размеры не может скрыть та же растительность, что чаще всего происходит на горных хребтах, водоразделах, склонах, в гольцовой зоне, на старых гарях, безлесной местности.

Южное Приморье — весьма примечательный район во многих отношениях. Морской берег срезает геологические структуры с торца, чем и обусловлен рiasовый тип побережья. Материковые структуры продолжают на шельфе, частично сохраняются на континентальном склоне и сохраняются в виде останцов на дне Центральной котловины Японского моря (возвышенности Первенца и Тарасова).

Кайнозойские структуры (депрессии и грабены) ориентированы на шельфе и в глубине материка как согласно общему структурному плану в северо-восточном направлении, так и обрамляя побережье, обнаруживая зависимость от конфигурации континентального склона. Горные хребты при приближении к берегу изгибаются, следуя вдоль линии побережья (хребты Заповедный, Партизанский, Ливадийский). Крупные реки ориентированы перпендикулярно побережью.

Изученная территория находится в южной части горной системы Сихотэ-Алиня и северо-западной части акватории Японского моря, что обусловило чрезвычайно контрастные климатические, физико-географические условия, зональное строение рельефа: от приморских болот-лагун до гольцовых вершин (рис. 65). Вся местность покрыта лесами — от низкорослых лесостепных дубовых вдоль побережья через широколиственные дубовые зрелые и кедрово-широколиственные к темнохвойным подгольцовым лесам и лесотундре на гольцах.

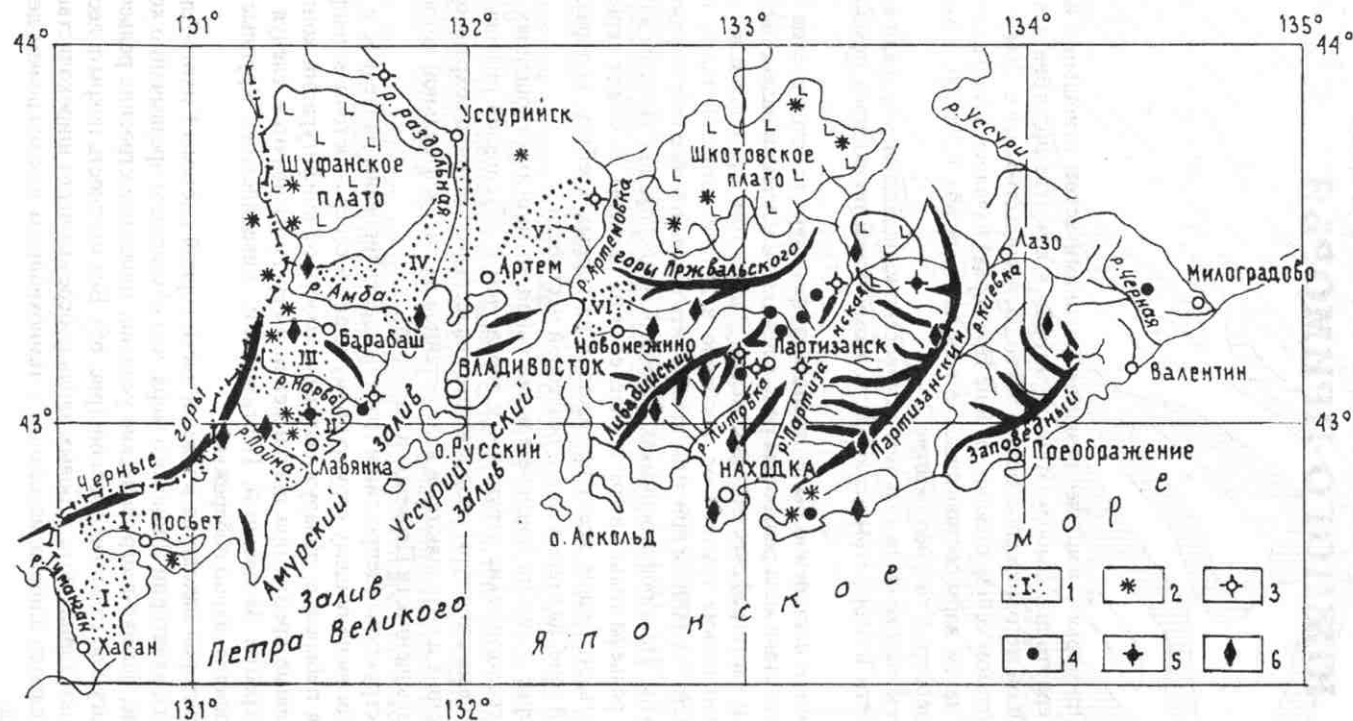


Рис. 65. Обзорная схема орогидрографии и сейсмичности южной части Приморья.

1 — кайнозойские впадины: I — Хасанская, II — Пойминская, III — Нарвская, IV — Раздольнинская, V — Артемовская, VI — Шкотовская; 2 — кайнозойские вулканы; 3 — эпицентры исторических землетрясений по инструментальным данным интенсивностью 7-8 баллов, 4-5 — плейстоценовые области землетрясений прошлого по палеосейсмодислокациям, интенсивностью 8-9 баллов [4] и 10 баллов [5]; 6 — то же, предполагаемые интенсивностью 8-9 баллов

Основные орографические элементы территории представлены горными хребтами высотой до 1700-1800 м типа Черных гор, гор Пржевальского протяженностью 25-100 км, обширными депрессиями, выполненными кайнозойскими осадками мощностью до 1500 м, в которых седиментация продолжается и поныне (Хасанская, Пойминская, Раздольнинская), или же они инверсированы и в настоящее время интенсивно разрушаются (Шуфанское, Борисовское, Шкотовское плато) крупными системами протяженностью до 250 км рек Партизанская, Киевка, Черная, Литовка, Артемовка, Раздольная, Нарва, Пойма.

Горная система представляет собой низкое среднегорье высотой 400-850 м, над которыми возвышаются гольцовые массивы (900-1700 м). По побережью и вдоль магистральных долин развито низкогорье высотой 100-300 м, образующее вдоль побережья "приморскую ступень", вероятно представляющую собой остатки выровненной поверхности. Горные хребты массивны, прорезаны глубокими ущельями. Верхние части их куполовидные с элементами гольцовой планации, тундровыми и лесотундровыми ландшафтами. В северной части района по обрамлению базальтовых плато сохранились останцовые и столовые горы. Речные долины типично горные, с плоским дном, часто имеют коленчатую форму, что выдает значительную роль в их формировании тектоники.

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Южное Приморье служило объектом научных интересов многочисленных исследователей. Поскольку задача систематического описания геологии этой территории перед нами не стоит, ограничимся теми геологическими сведениями, которые необходимы для понимания той геологической среды, в которой происходит развитие неотектонических и современных сейсмогенных движений.

Существует большое число схем структурно-формационного или тектонического районирования, из которых наиболее известны постоянно модернизируемые схемы И.И. Берсенева (Геологии СССР. т. 32. 1969 г.), Л.Ф. Назаренко и В.А. Бажанова [108]. Все схемы едины в выделении трех главных структурных элементов: докембрийского фундамента в различных формах выделения – щита, геоблоков, срединных, композитных массивов, выступов и т.п., Сихотэ-Алинской и Лаоэлин-Гродековской геосинклинальных складчатых систем (или Цилинь-Лаоэлинская и Вандашань-Сихотэ-Алинская).

Рассматриваемый район представляет собой краевую часть Сино-Корейского щита (Амурского геоблока и т.п.), в свою очередь в архее и протерозое бывшего геосинклиналью (рис. 66). Наиболее крупными элементами являются Сергеевский выступ и Аскольдовское поднятие, скрытое на шельфе (часть Ханкайского блока Буреинско-Цзямусы-Ханкайского композитного массива [35]). Замыкание геосинклинального режима в позднем докембрии сопровождалось интенсивным развитием метаморфических и магматических процессов, значительно изменивших строение более древних структурных ярусов. Несомненно, на консолидированном фундаменте происходили другие события в кембрии–силуре, запечатленные в толщах, слагающих Ханкайский массив и также метаморфизованных, но в меньшей степени. Циклическое развитие яснее просматривается с девона–карбона, когда более четко обозначились прогибы (тектонические депрессии), в которых сначала накапливались терригенные или вулканотерригенные отложения, а в конце цикла продолжительностью 9–11 млн лет – вулканогенные, образующие вулканические или вулканоплутонические сооружения.

Есть одна особенность в строении прогибов, замеченная на меловых прогибах, а затем нашедшая подтверждение в более древних, вплоть до девонских. Эта особенность заключается в типовом строении и развитии прогибов: сначала они развиваются как терригенные, с грубообломочными толщами в основании разреза и различной ролью вулканогенного материала, а в конце развития при инверсии прогиба или без нее закрываются покровами вулканитов с гранитоидными массивами в ядерной части.

В целом эта простая схема достаточно выдержана, особенно там, где каждый цикл разобран пространственно с предыдущим. В случае, если прогиб не закрывается, а продолжает свое развитие, в разрезе его появляются толщи субаквальных вулканитов.

Другой особенностью, хорошо видимой на всех палеогеографических схемах с перми, – это расположение территории в зоне прибрежной части морей всех эпох в позднем палеозое и мезозое, да впрочем, и в кайнозое. В перми существовал морской бассейн субширотного простирания, границы которого выходили за рамки площади, и

существовал архипелаг островов различных размеров, а также цепочка рифовых массивов по окраинам проливов или заливов. С перми шла почти непрерывная седиментация, поэтому мезозоида и палеозоида выглядят единым телом, но уже меловые прогибы четко обособляются друг от друга. Примечательно, что меловые прогибы западнее Центрального разлома приобретают все более заметную субширотную ориентировку. Несомненно влияние формирующегося материкового склона и окраины материка. По мнению И.И. Берсенева впадина Японского моря начала формироваться в конце раннего мела (в начале среднего альба) в результате растяжения земной коры и образования раздвигов при одновременном сжатии коры по периферии будущей котловины [19, 20, 21]. В позднемеловую эпоху зона современного шельфа являлась частью материка и представляла собой сушу (структуры вулканогенного пояса отчетливо выражены на шельфе). Материковый склон располагался восточнее и южнее. Возможно (по Ф.Р. Лихту), что возвышенность Ямато являлась другим, восточным берегом этого бассейна.

Границу раннего и позднего мела многие исследователи считают эпохой коренного изменения Сихотэ-Алиня. Замкнулись морские бассейны, море навсегда ушло, мощные процессы вулканизма (орогенеза), разломообразования сформировали близкий к современному облик Сихотэ-Алиня [198]. Можно предполагать, что на месте Партизанского и Раздольнинского каменноугольных бассейнов условия были полупустынные, близкие к ландшафтам внутренней Монголии, где в котловинах отлагались мощные толщи красных осадков со значительной ролью золотых осадков, седиментацией в озерах, сходных с эвапоритовыми бассейнами (сидериты, мощные пласты неслоистых несортированных пятнистых алевритов и песчаников).

В позднем мелу море возможно покинуло пределы и западной части Японского моря, так как структуры, подобные Восточно-Сихотэ-Алинскому поясу, прослеживаются и на юге Корейского полуострова, вдоль побережья Китая (Южно-Корейско-Японский пояс [204]).

Вполне определенно можно говорить, что нигде на материке и шельфе морские палеоценовые отложения достоверно не установлены, кроме некоторых сомнительных случаев [21].

Морские отложения появляются у подножия материкового склона в олигоцене (возможно, эоцене). Следовательно, по-настоящему материковый склон оформился в эоцене [21].

С олигоцена началась трансгрессия Мирового океана, и деструктивные процессы из акватории Японского моря проникли на материк вдоль зон тектономагматической активизации [197]. С этого времени и начал формироваться континентальный склон как граничная структура, разделяющая материк и область интенсивной деструкции Центральной котловины Японского моря. Она получила название Южно-Приморского краевого континентального шва [84]. Примечательно, что параллельно этому шву по шельфу на расстоянии 60-70 км от бровки склона, намечаются расколы в виде впадин, где мощность осадков увеличивается до 2,0 км, намечается уменьшение мощности "гранитного" и "базальтового" слоев, поэтому авторы проводят по широте мыса Гамова разлом как границу краевой шельфовой депрессии (он разграничивает также внутреннюю и внешнюю области шельфа).

Установлено также, что разломы, формирующие шов в южной части залива Петра Великого, продолжают далее на север вдоль западного берега Уссурийского залива, рассекая его на две части с различным строением. Эти разломы (зона магно-тектони-

ческой активизации между Уссурийским и Западно-Приморским (Арсеньевским) разломами) являются восточной ветвью системы разломов Тан-Лу [197].

Еще А.М. Смирнов проводил в районе южной части шельфа границу между Сино-Корейским массивом и областью палеозойской складчатости (герцинидами), а также вычленял продольный мезозойский прогиб [165, 166]. Таким образом, континентальный склон несомненно образовался по древней субширотной разломной структуре, которая, как видим, никогда не "заживала".

На материке в Краскинской (Хасанской), Пойменной, Нарвинской, Раздольненской, Артемовской впадинах с эоцена началась седиментация: отлагались аллювиальные, озерно-аллювиальные фации угловой свиты и ее аналогов. В олигоцене формирование впадин продолжалось, они оформились как тектонические структуры типа односторонних грабенов. Цепочка их протянулась до Средне-Амурской впадины. В миоцене в этих впадинах опускания стали замедляться, и миоценовые рыхлые отложения (усть-давыдовская свита и ее аналоги) стали распространяться и за пределы впадин в виде тонкого плаща или покровов. К плиоцену сформировалась горная страна, хоть и сходная с современной, но не совсем. Среднегорье было массивным, слабо расчлененным, выровненная поверхность располагалась на высоте 500-800 м, над которой невысоко поднимались сглаженные куполовидные вершины. В ранее существовавших впадинах, новых речных долинах формировались в основном грубообломочные отложения — галечники усть-суйфунской и суйфунской свит. Активизация разломов привела к мощному базальтоидному вулканизму.

В результате деятельности многочисленных вулканов, расположенных в центральных частях лавовых плато (Борисовское, Шкотовское), сформировались покровы мощностью до 300 м, а по древним речным системам спустились долинные лавовые потоки [118], заполнив долины, тем самым сгладив рельеф (восстановив его выровненность). Потоки спускались по долинам к краю шельфа, который в то время был залит морем лишь частично. Например, поток базальтов с мыса Поворотного прослеживается к бровке шельфа, трассируя древнюю долину.

Весьма любопытное строение имеют лавовые плато. Учитывая повсеместный сход с них лавовых потоков, они представляют собой приподнятые водораздельные блоки с преобладающим наклоном в ту или иную сторону. Расколы формировали структуры проседания типа изометричных грабенов, где отлагались маломощные линзы и прослои алевритов. Вулканы быстро закрывали эти грабены потоками лав, формируя пьедесталы вулканов, растущих в высоту. Затем потоки устремлялись по долинам, бронируя рельеф. Цепочки вулканов располагаются на крупных разломах, чаще всего сдвигах, трассирующих под покровами базальтов [197].

По обеим сторонам Амурского горст-антиклинория устойчиво формировались грабены — заливы Амурский и Уссурийский, вероятно, с олигодена. По данным сейсмопрофилирования миоценовые отложения залегают горизонтально или со слабым наклоном, тогда как более древние подстилающие осадки смяты в слабо оформившиеся складки.

Постплиоценовая история шельфа и прибрежной части суши благодаря детальным работам А.М. Короткого и А.А. Рязанцева представляется более ясной. По данным А.М. Короткого [70] к концу плиоцена на юге Приморья шло активное выравнивание рельефа в прибрежной зоне с расположением береговой линии на краю шельфа, сильное эрозионное расчленение рельефа в прибрежной зоне в позднем миоцене—раннем плиоцене. Тогда же возникли ярусное вертикальное расчленение рельефа и ландшафтные пояса или зоны.

В эоплейстоцене было высокое стояние суши и регрессия Японского моря. Прибрежный врез достиг 150-250 м, повсеместно формировался педиментный уровень, где широкое развитие получили красноцветные отложения, свидетельствующие об умеренно-теплом климате с резким переменным увлажнением.

В раннечетвертичную эпоху (0,89-0,49 млн лет назад) развитие прибрежной зоны происходило в условиях, сходных с эоплейстоценом: высокое положение суши и расположение береговой линии Японского моря на отметках — 150-170 м. По данным А.А. Рязанцева эоплейстоценовые и раннечетвертичные осадки выполняют на шельфе неглубокие грабены (глубиной 50-400 м) преимущественно северо-западного простирания (на участке от Милоградово до островов Аскольд и Путятина).

В среднечетвертичную эпоху (0,49-0,13 млн лет назад) начался процесс активного опускания материковой окраины (возможно образование ее и было началом деструкции). Он сопровождался перекосом и погружением древних уровней денудации к берегу. Во всяком случае среднечетвертичные морские осадки на шельфе широко развиты. Трансгрессии продолжались и во второй половине среднего плейстоцена. В это время возникли глубокие узкие инглессионные долины длиной до 40 км в устьях рек Артемовка, Шкотовка, Раздольная. Во время вяземского времени (похолодание) береговая линия находилась на отметках — 170-250 м. На суше (и на шельфе тоже) шла коренная перестройка ландшафтов. Эпоха отличалась исключительной активностью склоновых процессов, образование курумов, селей, конусов выноса и пролювиальных шлейфов.

Поздний плейстоцен (0,13-0,06 млн лет назад) — эпоха крупноамплитудных трансгрессий (до 10 м) и регрессий Японского моря на фоне резких похолоданий и потеплений (2 трансгрессии, 2 регрессии), контролируемых преимущественно гляциоэвстатическими повышениями и понижениями уровня Мирового океана.

Голоценовое время — эпоха мощной трансгрессии, вызванной быстрыми подъемами уровня моря. Рельеф шельфа к началу голоцена представлял собой террасированную равнину с морскими заливами вдоль переуглубленных долин, что привело к формированию Амурского и Уссурийских заливов в почти современных очертаниях.

Средний голоцен (8,0-2,4 тыс. лет назад) соответствует двум потеплениям (8-4,9 и 4,2-2,4 тыс. лет назад) и похолоданию (700 лет между ними) на пике трансгрессии (до +3-5 м). Возникла прибрежная равнина, состоящая из морской террасы и поверхностей аллювиально-лагунной и лагунной седиментации.

Позднеголоценовая эпоха соответствует в основных чертах современной (снижение уровня моря, дефицит наносов в береговой зоне, активный размыв низких террас и пляжей, напользание береговой линии на лагуны и дельты). Начало слабого подъема уровня моря (0,8-1,2 мм/год).

Таким образом, крупная эрозионная фаза в прибрежной зоне проявилась в позднем плиоцене—эоплейстоцене.

Затем последовало (со среднего плейстоцена) развитие шельфа и побережья под влиянием гляциоэвстатических регрессий во время холодных фаз (с понижением уровня моря от 110-130 м до 170-250 м) и трансгрессий во время теплых фаз (с превышением современного уровня на 3-10 м).

С эпохой позднего плиоцена—эоплейстоцена А.М. Короткий связывает и образование многочисленных оползней-обвалов по краям базальтовых плато. Это заключение вызывает некоторые сомнения по нескольким причинам:

- чтобы оползни получили возможность образоваться, нужны достаточно глубокие врезы;

- очень редки случаи врезания террас в тела оползней;
- много ярких случаев отклонения русел рек оползнями, подъема воды и заполнения осадками вышележащих за запрудой озер;
- местами оползни перекрывают террасы (старые данные И.И. Берсенева, К.М. Ходолея и М.А. Ахметьева по Северному Сихотэ-Алиню).

Тектоника докайнозойского времени сложна и для наших целей представляет интерес в том смысле, что сформированные структуры и были тем фоном, на котором формировались структуры неотектонические (кайнозойские), новейшие (поздний плиоцен–четвертичные), современные (голоценовые).

Неотектонические деформации широко проявлены и выразились в формировании поясов или зон кайнозойских депрессий, континентального склона и впадин на шельфе Японского моря, обширных поднятий на материковой части территории, излияний базальтовых лав из многочисленных вулканов на обширных площадях лавовых плато.

Кайнозойская деструкция наиболее интенсивно проявилась в даний–раннеэоценовый (60–56 млн лет), среднеэоценовый–раннеолигоценовый (46–34 млн лет), олигоцен–раннемиоценовый (34–22 млн лет), миоценовый (22–10 млн лет), поздний миоцен–ранний плиоцен периоды или этапы [197].

В первом периоде тектоническая активизация наиболее сильно проявилась в Хасанской (Ялуцзян–Ханкайская [35]) группе впадин. Во втором периоде ее формирование продолжилось. Вулканизм менее интенсивный; четкие сбросовые границы, тонкослоистый угленосный разрез свидетельствуют о недокомпенсированном прогибании. Во время третьего периода прогибание было интенсивным, так как накопились мощные (до 1250 м) толщи угленосных осадков. В миоцене аккумуляция опережала прогибание. Весьма интенсивным был базальтоидный вулканизм, многие впадины перекрывались лавами и превратились в лавовые нагорья. В позднем миоцене–раннем плиоцене мощный импульс тектонических движений также сопровождался базальтоидным вулканизмом. Закрывание впадин зачастую происходило путем надвигания бортов на их центральную часть [102, 103]. Базальтовые потоки залили речные долины, сnivelировали рельеф, но в то же время и как бы "приподняли" его, что стимулировало энергичный врез эрозионной сети. В основании Шкотовского и Шуфанского плато, как и северных (Бикинского и Самаргинского), лежали неглубокие простые структуры – грабены с маломощными линзами грубообломочного аллювия в днищах [119, 120, 121]. Разломы этого периода зачастую плохо выражены в рельефе и на аэрофотоснимках, поэтому они стали появляться на картах, лишь когда базальтовые плато стали детально картироваться [72]. Следовательно эти разломы, начиная с плиоцена, неактивны. Все тектонические разрывы, выраженные в рельефе и на космо-аэрофотоснимках, – плейстоценовые и голоценовые [15, 54, 55].

Принято отображать суммарный эквивалент неотектонических и современных поднятий в виде изолиний вертикального стояния рельефа, подразумевая, что эти высоты и есть поднятия. Принималось также, что перед новейшим этапом существовала некая единая поверхность выравнивания, которая затем соответственно деформировалась в основном в виде сводов, блоков, впадин.

Вся проблема сводилась к выяснению, поднимается территория или опускается. П.В. Виттенбург (1911, 1916), Б.С. Домбровский (1925) указывали на недавние поднятия п-ва Муравьева–Амурского. Г.М. Власов (1949, 1957), Н.А. Беляевский, В.Д. Принада (1948) писали о всеобщем поднятии с погружением отдельных участков. Н.А. Беляевский упоминал о сводовом изгибании базальтовых плато между Шкотово–Смоляниново

и галечников между бухтами Тихангоу—Таудеми. Я.Е. Пашенко (1937) первый указал на волнообразные изгибы поверхности и расколы фундамента. В.И. Буданов (1951) отметил всеобщее поднятие берегов Приморья. Н.А. Беляевский, А.П. Окладников, Г.М. Власов, Г.С. Ганешин и другие приводили цифры поднятия берегов зал. Петра Великого равные 5–7 см в 100 лет.

Н.М. Органова [129, 131] выделила субширотную полосу от районов побережья на востоке между бухтами Евстафия и Валентина к среднему течению р. Раздольная на западе. В ее пределах берег поднимается со скоростью 5 мм/год. Южнее и севернее этой полосы побережье Японского моря опускается в районе Владивостока, Находки, Преображенья со скоростью 0,5–2 мм/год. По данным М.Г. Органова [124], Н.М. Органовой [129] изголовья заливов Амурского, Уссурийского, Стрелок опускаются, а зал. Находка поднимается (по данным уровнемерных постов и повторных нивелировок). Современное медленное поднятие п-ова Трудный подтверждается повторными нивелировками. К сожалению все эти сведения о поднятиях, опусканиях представляют чисто фактологический интерес в отличие, скажем, от подобных уникальных работ на Кавказе, из анализа которых были сделаны весьма интересные выводы [92]. На Кавказе и в Закавказье более чем вековой период повторных нивелировок позволил во многом обосновать или подтвердить достоверными фактами интуитивные догадки ученых, к которым они пришли путем сложных умозаключений. Подтвержден блоковый характер морфоструктурной дифференциации земной коры и блоковое распределение полей современных тектонических движений. Даже горные системы Большого и Малого Кавказа выражены в виде асимметричных ступенчато-блоковых сооружений. Зоны разломов между блоками четко фиксируются повторными нивелировками в виде высокоградиентных узких участков. Отмечается периодическая смена наклонов морфоструктурных блоков разного порядка даже таких крупных, как, например, северный склон Малого Кавказа, с которыми могут быть связаны катастрофические землетрясения. Характерно также резкое нарастание контрастности и дробности морфоструктурной дифференциации в эпохи общей активизации движений или активизации крупных морфоструктурных зон. Современные движения помимо знакопеременности обладают и определенной квазипериодичностью проявлений во времени.

Конкретные молодые тектонические нарушения наблюдались в Приморье немногими исследователями, поэтому публикации на эту тему редки. Так А.К. Седых описал на Шкотовском, Павловском буроугольных месторождениях многочисленные разрывы возрастом вплоть до голоцена [159, 160]. Многочисленные сбросы с амплитудой смещения до 10–40 м, развитые в базальтах Шкотовского плато, выявлены группой исследователей МГРИ [53, 71, 72]. Ими же описаны разрывы, пересекающие плиоценовые отложения на м. Подосенова на западном берегу п-ова Трудный [63]. Здесь слои суйфунской свиты смяты в складки и разорваны меридиональными и северо-восточными сбросами с амплитудами смещения не менее 6 м. Зона разрыва мощностью около 25 м выполнена серо-зеленой глиной. Вторая зона мощностью 20 м меридионального сброса с амплитудой смещения до 15 м выполнена крепким сцементированным зеленоватым тектонитом. Зона другого нарушения выполнена обожженным спекшимся ультрамилонитом красного цвета (здесь уместно вспомнить дайки ультрамилонитов м. Золотой, описанные нами в 1979 г.). В литературе признается их сейсмогенная природа. Они описаны В.П. Солоненко в разрывах Гоби-Алтайского землетрясения [39], зонах разломов Прибайкалья [97].

Такие же нарушения в неогеновых отложениях наблюдались вдоль берега моря у м. Поворотный. Отмечены трещины, выполненные лимонитизированным песчано-глинистым материалом. Перекосы блоков были описаны С.В. Тихомировым [188] в бух. Руднева, Б.В. Ильиным на п-ове Путятин [63]. Очень любопытный факт, который пока не удалось проверить, приводит в своей статье С.В. Тихомиров [188]: Л.Б. Хершберг и Б.В. Ильин показали, что плейстоценовая глинистая толща с морскими фораминиферами, широко распространенная в зал. Восток под более молодыми отложениями, на п-ове Трудный залегает на высоте более 15 м выше уровня моря. В.С. Рынков установил в бух. Врангеля, что во время последней голоценовой морской ингрессии эта бухта распространялась значительно дальше (на 3 км). Затем ее юго-восточная часть была приподнята выше уровня моря. Линия смещения пересекает участок наибольшей мощности отложений времени ингрессии. Тектонический уступ высотой 2-3 м в рыхлых отложениях наблюдала А.А. Рыжова в бассейне р. Литовка [155]. Речная терраса на г. Криничная расчленена новейшими разрывными нарушениями на блоки, разделенные уступами высотой 5-15 м.

Есть одна особенность молодых нарушений, на которую следует обратить особое внимание. Когда стоишь перед обнажением, где видно такое нарушение, всегда возникает вопрос о неопределенности признаков, свидетельствующих о его молодости. Разрыв, рассекающий элювий, кору выветривания, одинаково может оказаться и молодым, и отпрепарированным древним. Делювий ползет по склону и в считанные годы "уносит" с собой и разрыв, обезглавливая его. Неплотные осадочные породы, залегающие под базальтовыми потоками, выдавливаются из-под них, растрескиваются и покрываются сетью трещин даже с зеркалами скольжения. Сами базальты разбиты трещинами в коренных обнажениях. В 1971 г. нами был изучен поток плиоценовых базальтов мощностью более 50 м на берегу Татарского прол. (м. Зеленый, к югу от м. Золотого). В обнажении базальты сплошь трещиноваты, по трещинам развита глина трения. В то же время в 250 м к западу из скважины был получен сплошной керн базальтов длиной более 40 м без единой трещины.

Любой геолог знает, что обнажения одной и той же толщи по борту реки значительно более "побиты", чем по ближайшей гриве. Это явление хорошо известно: блок пород, выходящий на поверхность из глубин, быстро растрескивается, так как с него снимается значительное всестороннее давление.

Таким образом, имеющиеся сведения о геологическом строении юга Приморья и прилегающей акватории Японского моря, свидетельствуют о напряженной кайнозойской и четвертичной тектонической жизни. После плиоцена общая тенденция развития края материка — подъем с сопряженным опусканием участков южнее материковой ступени. Таких фаз было несколько, в том числе в плейстоцене и голоцене. Как было показано в предыдущих главах, свидетельств проявлений плейстоценовой и голоценовой тектоники предостаточно. Нами предпринята попытка оценки интенсивности и геологического эффекта новейших и современных тектонических движений.

НОВЕЙШИЕ И СОВРЕМЕННЫЕ МОРФОСТРУКТУРЫ

О том как выявлять такие структуры достаточно говорилось выше в первой части работы. В пятой главе были приведены результаты более чем векового опыта повторных нивелировок на Кавказе, на основании которых можно вполне обоснованно утверждать, что горные системы состоят из блоков разной величины, в различной степени наклоненных, испытывающих подъем или опускание, разделенных разломами различной морфологии. Речные системы приспособляются к тектонической жизни блоков. Исходя из этих и других положений, нами был проведен морфоструктурный анализ территории Южного Приморья (правильнее было бы сказать, самого крайнего юга Южного Приморья).

По профилю материк-шельф-морская котловина блоки образуют в рельефе несколько ступеней и поверхностей: 4 на материке и 3-4 на шельфе, материковом склоне (рис. 67).

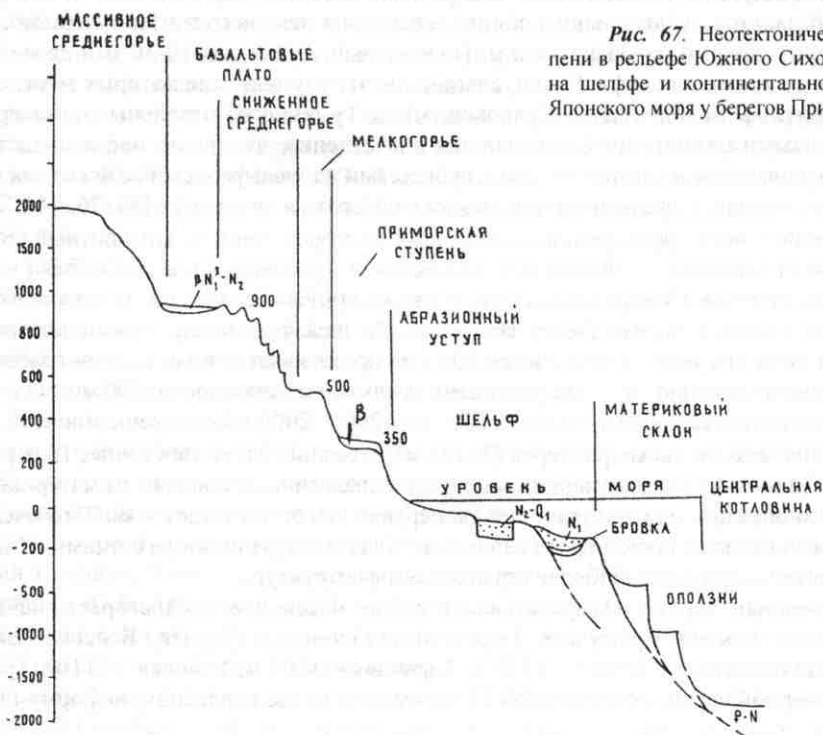


Рис. 67. Неотектонические ступени в рельефе Южного Сихотэ-Алиня, на шельфе и континентальном склоне Японского моря у берегов Приморья

Основу горстовых поднятий составляют наиболее высоко (до 2000 м) поднятые блоки, вершины которых имеют куполовидную форму с плоскими террасовидными поверхностями гольцовой планации. С ними сопряжены с постепенными переходами массивные, выпуклые, слабо расчлененные склоны, снос материала с которых происходит в основном в виде крупнообломочных осыпей, осыпей, обвалов, оползней, скорее всего сейсмогенного происхождения. У подножья, где такие склоны опираются на плоскую выровненную поверхность на высоте 800-900 м, формировался пояс накопления коллювия-делювия. Поверхность 800-900 м, как и в северных районах Приморья, чаще всего залита базальтами верхнего миоцена-плиоцена, или же на этом уровне развит останцовый рельеф (в случае, если снизу до него еще не добралась эрозия). В вершинах ручьев в этих случаях сохраняются реликты старых речных систем с плоскими днищами тальвегов, вогнутыми склонами. Склоны хребтов обычно спускаются до высоты 500 м, где очень четко заметна еще одна, третья ступень, выраженная разновысотностью горных водоразделов, местами широких и уплощенных. На эту поверхность кое-где спускаются базальты плато, создавая впечатление двух уровней залегания базальтов. На самом деле, если пойти от кромки базальтового покрова с высоты 400-500 м и даже ниже, то можно постепенно по слабо наклонной поверхности подняться до вулканов на высотах более 1000 м. Эта ступень 400-500 м обрамляет все речные системы и явно фиксирует какой-то уровень выравнивания, к настоящему времени почти полностью эродированный. Четвертая, "приморская" ступень, образованная уплощенными водоразделами и уступами высотой до 200-300 м, обрамляет побережье, затягиваясь по крупным речным долинам на 10-15 км вверх по течению. У м. Поворотный на этой поверхности были обнаружены обломки базальтов субаквального облика, несколько некров (остатки вулканов), потоки базальтов, от которых спускаются к м. Поворотный до высоты 10-30 м и далее прослеживаются до кромки шельфа. Блоки, слагающие эту ступень, в некоторых местах (район бухт Валентина, Белой Скалы, Краковки, мыса Туманного) отделены от материковой части дугowymi разломами. Складывается впечатление, что такие места представляют собой сколы-выколы и как-то связаны с процессами на шельфе – скорее всего как "илечи" неглубоких грабенов, протягивающихся вдоль побережья на шельфе [35, 36, 84]. Эти блоки "отседания" могут достигать внушительных размеров: блок м. Поворотный (6×22 км) отсекается от материка долинами рек Хмыловка и Краковка; блок м. Сысоева – реками Обручевка, Успенка, Прибрежная. Точно такая же ступень развита вдоль западного берега Амурского залива и залива Петра Великого. На шельфе вблизи кромки материкового склона на всем его протяжении (более 300 км) протягивается пояс впадин-грабенов [35, 36], выполненных кайнозой – четвертичными осадками мощностью до 300 м.

На материковом склоне высотой 1800 м (–200 – 2000 м) отмечены оползни, иногда достигающие значительных размеров (2×10 км), отсевшие блоки (восточнее Центрального разлома). Возможно это денудационные ступени аналогичные таковым на материке.

Таким образом, на расстоянии 60 км перепад высот достигает 4 км. Это очень много. В горных странах такие перепады сопровождаются крупными разломами. Ниже приведено краткое описание наиболее крупных морфоструктур.

Заповедный горст (1*) представляет собой массивное среднегорье, значительно расчлененное реками Прямушка, Перекатная, Осиновая, Черная, Беневка, Егеревка. Наивысшие отметки (г. Черная – 1379 м, Барачная – 1104 м, Узловая – 1110 м) расположены в северной части. Горст длиной 50 км имеет в плане каплевидную форму шириной

* Цифра соответствует номеру на схеме неоструктур (рис. 68).

в северной части 20-25 км, в южной – 5-7 км. Юго-восточный склон горста крутой, высотой 600-800 м, опускается до 400-500 м. По этому краю отмечены многочисленные палеосейсмодислокации: рвы, уступы, оползни, осы. Одна из палеосейсмоструктур "Ногеевская" – свежайшая – описана в следующей главе. Ее сопровождают по склонам хр. Ногеевский (Заповедного) уступы, оползни, осы; на склонах выражены линии торможения осыпей, каменных лавин и т.п. Севернее г. Черной на аэрофотоснимках хорошо виден аномальный рельеф: сдвинутые водотоки, сползшие в долины блоки пород, вскрытые плотины. Не вызывает сомнений, что это эпицентральной области сильного землетрясения, возможно не одного. Сейсмодислокации прослеживаются далее по простиранию хр. Заповедный, причем выражены слабо, т.е. древние по возрасту, преимущественно сейсмотектонические. В северо-восточном направлении горст постепенно снижается к долине р. Черная до 300-400 м. Последняя из достоверно установленных палеосейсмодислокаций "Соколяча" расположена по левому борту Пади Прохладной, в 3 км от дер. Соколяча. Северо-западные склоны горста пологие, постепенно снижаются к грабену Центрального разлома через блоки высотой 700-800 м, 500-600 м, разделенные продольными разломами, к которым на юге приурочены источники термальных и минеральных вод. В пределах горста не зарегистрированы исторические землетрясения, но наличие свежайшей сейсмоструктуры "Ногеевская" с возрастом менее сотни лет позволяет оценивать общий сейсмический потенциал как очень высокий.

Общая длина сейсмогенного разрыва к северу от г. Черной составляет 6-7 км. Судя по взаимоотношению со склоном – это крутой сбросо-сдвиг с амплитудой правостороннего горизонтального смещения 150-200 м. Разрыв протягивается в истоки р. Быструшка, где сходятся еще два разрыва – из истоков р. Черная и от сейсмоструктуры "Ногеевская". В месте их схождения образовалась межгорная впадина размером 1х1,5 км, дешифрируются дуговые разломы (структуры выкола).

В сейсмоструктуре "Ногеевская" наиболее выразительным является свежайший северо-восточный ров протяженностью 0,7 км, шириной от 3-4 до 10-15 м. Глубина наверху водораздела 30-40 м, севернее – 50-60 м. По дну ширина расселины 1,5 м, по поверхности – 2-4 м. Стенки каньона неровные. Ров извилистый в плане, характерны коленчатые изгибы. Судя по набору морфоформ – это эпицентральной зона свежего (сотни лет), сильного (10 баллов) землетрясения с неглубоким очагом.

Сейсмоструктура "Соколяча" сейсмотектоническая. Рвы заплывшие длиной около 500 м, шириной 6 м, глубиной до 2 м. Возраст сотни-тысяча лет. Возникла скорее всего при древнем землетрясении (возможно не одном) силой до 10 баллов.

Результаты моделирования на основе гравитационного и магнитного полей показывают, что в недрах Заповедного горста залегает гранитная интрузия, корни которой залегают на глубине более 6 км. Отдельные выходы гранитоидов отмечены и на поверхности. Существует предположение, что образование горста обязано всплывающему эффекту гранитоидных масс, обусловленному разницей в плотностях пород массива и перекрывающих ороговикованных пород. К однозначному выводу о поднятии горных сооружений Средней Азии в результате разуплотнения земной коры выше поверхности Мохо пришли Ю.В. Антонов и С.В. Слюсарев [9]. В корневых частях горных сооружений Тянь-Шаня в современную эпоху происходит процесс прогрессивного метаморфизма, вплоть до образования гранулитовых фаций и мигматитов. Относительно низкотемпературные магмы, образовавшиеся в условиях солидуса на глубине 10-15 км и давлении менее 2-3 килобар, затвердевают и в условиях сжатия передают давление вверх [13]. "Всплывает" не весь массив как блок, а лишь его части. Части, не имеющие в кровле

более плотных пород, не испытывают столь интенсивных поднятий, и блоки имеют низкие высоты.

Для Заповедного горста характерны вершинные грабены, большинство из которых дренированы речной сетью. В центральной части горста они имеют радиально-дуговую форму, по периферии – обрамляющую, вдоль юго-восточного склона – линейно-продольную. Характерны также сочетание расширенных сквозных коленчатой формы участков долин, смещений русел, тектонических порогов. Странными кажутся малочисленность и невыразительность сейсмогравитационных структур, хотя аномальных участков рельефа на склонах много. Они чаще всего выглядят на аэрофотоснимках как части склонов, обособленные от массивов, или как отдельные сопки в долинах водотоков.

Партизанский горст (2) длиной 75 км, шириной в северной части 25 км, в южной – 15 км имеет северо-восточное направление. Наиболее высоко поднятые блоки находятся в северной части (г. Алексеевская-Ольховая – 1669 метров, Лысая – 1560 м). На севере горст кончается за падью Поворотная, где склон высотой 700 м круто спускается на бронированную базальтами плиюцена поверхность 1100 м вблизи горста приподнятую вместе с ним на 200-300 м. Северное окончание горста охватывается с севера верховьями р. Лазовка. Восточная сторона горста совпадает с хр. Партизанский. Блоки имеют наивысшие отметки: г. Синяя – 1487 м, Высокая – 1337 м, сопка Лысая – 1220 м, Черный Куст – 1110 м. В северной части горст с востока ограничен крупнейшей разломной структурой Приморья и Сихотэ-Алиня – Центральным разломом. Здесь горст ступенями 1200–900–700–500 м спускается к линии разлома крутой стеной. Ручьи к западу от разлома не имеют террас, на протяжении 7-10 км текут по скалам, часто вообще не имеют русел. На выходе из теснин появляются долины шириной 150-300 м, но конусов выноса почти нет, так как они уже разрушены, растащены по долинам.

Южнее устья р. Беневка склон горста отходит от разлома к западу, сохраняя ступенчатое строение, и далее прослеживается севернее долины р. Кривая до ее истоков. Создается впечатление, что южнее с. Беневское Центральный разлом разделяется на ряд более мелких разломов (превращается в структуру типа конского хвоста), и его суммарная амплитуда рассредоточивается по ним. Может быть поэтому разрывы к югу от устья р. Кривая малоамплитудны и Успенский массив почти не разобщен. Западный склон Партизанского горста аналогичен таковому Заповедного: пологий, разбит на ряд субпараллельных блоков-хребтов (Макаровский, Фроловский). Разновысотные ступени здесь прослеживаются не по обрамлению хребтов, а поперек их простираения и долин левых притоков р. Партизанская. Левый борт р. Партизанская пологий с обилием террас, педиментных поверхностей, долинами притоков шириной до 500-600 м. Наибольшее количество сейсмодислокаций отмечено в северной части горста, где известна грандиозная сейсмоструктура на г. Ольховая, выраженная системой рвов длиной 1,7-2,5 км, глубиной до 10 м, шириной 15-20 м (все размеры получены с аэрофотоснимков). В районе г. Лысая отмечены крупные рвы, эскарпы длиной 2,5-3,5 км, а в районе г. Синяя – обширные скальные оползни, срывы склонов, плотины в долинах водотоков. Отмечены структуры выкола с дуговыми окаймляющими разрывами. Характерны параллельные системы рвов и уступов (свидетельство расседания, опрокидывания блоков). Ансамбли или группы сейсмодислокаций располагаются вдоль оси горста вполне закономерно – каждая последующая располагается на вдвое большем расстоянии (4–6–12–24 км). Все особенности речных систем, отмеченные для Заповедного горста, характерны и для Партизанского: прямолинейные грабенные участки, коленчатые изгибы, расширения, тектонические пороги, смещения долин и тальвегов водотоков. Общая площадь в северной части гор-

ста, пораженная сейсмодислокациями, составляет $20 \times 22 \text{ км} = 440 \text{ км}^2$. Об их возрасте достоверных сведений не имеется (предположительно сотни-тысячи лет). Не исключено, что некоторые из этих палеосейсмодислокаций могут оказаться так называемыми "вершинными" грабенами, возникающими в результате "расседания" массива горста при его быстром подъеме. Но и вершинные грабены образуются при сейсмических толчках. Возможно, что в этих и подобных случаях мы имеем дело с особым типом землетрясений типа "дрожания" массивов — многочисленных, низкомagnitudeных, с неглубокими (0,5-1,0 км) очагами, но достаточной силы, чтобы появились сеймотектонические деформации на весьма ограниченной площади. Вряд ли такие землетрясения регистрируются сеймостанциями, и они скорее всего теряются в фоновом сейсмическом шуме. Не описано ни одного случая изучения плейстосейстовой области такого землетрясения с оценкой реального эффекта. Например сеймоструктура "Ногеевская" образовалась совсем недавно, а землетрясение не зарегистрировано (по крайней мере в каталоге Н.Г. Сушкова его нет), хотя 10-балльное землетрясение должно быть замечено какой-либо станцией. Вообще вопрос о суммировании эффектов неоднократных землетрясений в их накладываются плейстосейстовых областях в палеосейсмогеологии плохо разработан, хотя при описании палеосейсмоструктур Станового нагорья В.П. Солоненко и другие исследователи постоянно подчеркивали эти моменты [51].

Геофизическим моделированием установлено слоисто-блоковое строение горста с многочисленными участками инверсий (когда более плотные габброиды протерозойского возраста залегают на менее плотных палеозойских гранитоидах или осадочных породах перми-триаса-мела). Пластины имеют мощность 2-4 км. Отмечены крупные надвиги, т.е. горст находится или находился в недалеком прошлом в обстановке сжатия и неустойчивого равновесия. Западный пологий склон горста выглядит асейсмичным, так как палеосейсмодислокации не обнаружены кроме нескольких обновленных разломов севернее д. Ястребовка.

Ливадийский горст (3) состоит из 3 субпараллельных хребтов Скалистый, Ливадийский, Большой Воробей с максимальными высотами соответственно 1239, 1332, 1230 м. С севера этот горст также ограничивается обширными сниженными пространствами базальтовых плато. Все 3 хребта сложены интрузиями гранитоидов, прорывающих и метаморфизующих осадочные и вулканогенные отложения перми, триаса, юры, мела. Самый крупный хребет — Ливадийский — имеет протяженность 24 км, ширину по отметке 900 м — 7-8 км. Хребет Скалистый изометричен, состоит из отдельных сближенных массивов: г. Ручейковая (1248 м), г. Россыпь (1072 м), г. Скалистая (1239 м). Хребет Большой Воробей имеет протяженность 24 км от с. Новонежино до перевала Серебряный, где он смыкается с горами Пржевальского. Ширина горста по отметке 900 м — 3-4 км. Хребты разделены широкими тектоническими долинами-грабенами рек Литовка, Тигровая, Суходол, Шкотовка (речные долины представляют собой сочетание тектонических и эрозионных форм при указании на схемах подчеркнута их тектоническая сущность с сознательным преувеличением роли тектоники).

Ливадийский горст явно сильно активизирован в новейшее время. Отмечено большое количество молодых разломов преимущественно северо-западного и северо-восточного направлений. Сейсмодислокаций на хр. Скалистый немного преимущественно в виде отрезков активизированных разломов, сейсмогравитационных оползней. Осы, срывы осыпей гораздо многочисленней. Более четко выражены поперечные к эрозионным формам рельефа рвы и уступы, часто с горизонтальными правосторонними смещениями с амплитудой до 100-200 м (меньшие на аэрофотоснимках плохо просматри-

ваются). Оживленные разломы часто трассируют какой-либо водоток или один борт его долины. Сдвиги хорошо заметны по смещению (часто неоднократному или несколькими сдвигами) русла и тальвегов водотоков.

Хребет Большой Воробей представляет собой узкий клиновидный блок высотой 1300 м, шириной 2 км, окруженный блоками высотой 900 м и ограниченный молодыми разломами. На северо-восточном окончании блок обретен серией молодых северо-западных сдвигов и сбросов (в районе пос. Тигровый), а с юго-запада срезается грабеном р. Суходол в районе с. Новонежино. Явные сейсмодислокации видны лишь на г. Туманная (рвы, срывы) и севернее ее. На границах блоков ничего не видно, так как там развита темнохвойная тайга, скрывающая все макроформы рельефа. При аэровизуальном облете в ноябре 1999 г. удалось рассмотреть в поясе осыпей осы, оползни каменных осыпей, курумов, а ближе к пос. Новонежино по распадкам правого борта р. Суходол — сейсмогравитационные оползни, которые также развиты на склонах бокового хребта между деревнями Воробьевка и Смяличи.

На хребте Ливадийском сейсмодислокации развиты по обрамлению наиболее высоко поднятых блоков (1100-1400 м). В 8 км к востоку от г. Литовка (1279 м), в междуречье рек Кривая Литовка и Большая Черемуховая развиты сейсмогенные рвы, скальные оползни, отсевшие блоки (рис. 69).

На самой г. Литовка отмечены лишь мелкие вершинные грабены, плохо выраженные в рельефе. К югу от г. Ливадийская развиты самые грандиозные сейсмодислокации — рвы с воронками поглощения, уступы, скальные срывы и оползни. Рвы достигают длины 2-3 км, амплитуды смещения по снимкам установить трудно, но скорее всего не более 10 м. Этот пояс (разлом) сейсмоструктур протягивается далее на юго-запад к г. Горбуша (885 м) через истоки р. Каменная. Вторая ветвь этого сейсмогенного разлома сворачивает на гору Лысый Дед и далее на север и северо-восток к г. Ливадийская (1330), огибая наиболее поднятый блок 1400 м. Силу породивших эти сейсмодислокации сейсмических ударов можно оценить по морфологии форм как 9 и более баллов. Западные склоны Ливадийского горста пологи и асейсмичны, имеют тенденцию к опусканию и смыкаются с депрессионными структурами Уссурийского залива.

Муравьевский горст (4) представляет собой узкую клиновидную положительную морфоструктуру, отделенную разломами от окружающих сниженных блоков. По сравнению с другими горстами невысок — 500-600 м. К югу постепенно сужается, разбивается на острова-блоки и погружается под отложения шельфа в районе бровки материкового склона. Основу блоков-выступов составляют интрузии палеозойских гранитоидов, но уже практически оголенные от вмещающих пород и в силу этого потерявшие свой потенциал к подъему.

На хребтах Океанский, Береговой сохранились формы рельефа похожие на палеосейсмодислокации, но проблематичные, так как по всем хребтам проложены многочисленные дороги, построены форты, казематы и первичные формы рельефа искажены. Мощные старые разломы в рельефе, как правило, не выражаются. Лишь один из них вдоль западного склона горста, а затем по долине р. Богатая явно омоложен, является рельефообразующим, и им сформирован грабен в среднем течении реки. Более похожие на сейсмодислокации уступы и рвы, которые отмечены на хр. Береговой (высота 320 м) и ориентированы вдоль него, очень древние по облику. Эти хребты (и горст в целом) сохраняют свое горстовое положение уже с перми, временами частично погружаясь под морские воды. Можно предполагать, что у горста какой-то незыблемый устойчивый фундамент, прочный тектонический каркас. Такое клиновидное положение горста несо-



Рис. 69. Схема неотектонических структур и палеосейсмодислокаций на хр. Ливадийский.

1 — аллювиальные отложения четвертичного возраста; 2 — уступы денудационные; 3 — сейсмодислокации; 4 — обновленные разломы; 5 — оползни;

6 — осыпи; 7 — высота блоков

менно имело определяющее влияние на расположение и конфигурацию крупных кайнозойских структур по обе стороны от него.

Черногорский горст (5) расположен в юго-западной части Приморья между западным берегом Амурского залива и границей с КНР. Наиболее высоко поднятые блоки расположены как раз по границе. Первый блок – в южной части между бух. Экспедиции и р. Хуньчуньхэ с китайской стороны. Второй блок (800 м) расположен северо-западнее р. Нарва (г. Высотная – 996 м). Сами блоки здесь меньшей высоты, но увенчаны палеоген–неогеновыми вулканами в значительной степени разрушенными. Сниженные блоки (400–600 м) сложены палеозойскими отложениями и интрузиями гранитоидов, слагающими восточное окончание Цилинь–Лаоелинской складчатой системы, отделенной Западно-Приморским разломом от Барабашского окраинного прогиба на Ханкайском блоке Буреинско–Дзямусы–Ханкайского композитного массива [35]. Эти названия применены, чтобы показать связь структурно-формационных зон, выделенных только на нашей территории [37, 108] с более общими с Китаем структурами.

Для южной части (до п. Славянка) характерна субширотная ориентировка границ блоков. Возможно, что в этой ориентировке "просвечивают" каледонские и герцинские разломы, которые выделял еще А.М. Смирнов [165], а затем использовал в своих построениях Р.Г. Кулинич и другие [84]. Здесь центральное место занимает Хасанская впадина (или несколько впадин с отдельными вулканоструктурами), обрамленная сниженными блоками. Тем не менее и эта группа структур пронизана обновленными разломами северо-восточного простирания в согласии с преобладающими направлениями разломов Уссурийской зоны кайнозойской магмотектонической и сейсмической активизации Приморья [197]. Эти разломы по космоснимкам прослеживаются из Северной Кореи через район Хасана, перебиты субширотными разрывами в Хасанской группе впадин, а далее характеризуются упорядоченным расположением блоков и протяженными обновленными разломами, которые рассекают все образования вплоть до кайнозойских, но заметно приспособляются к граничным разломам кайнозойских впадин.

Севернее п. Славянка все разломы более четко оформляются в субпараллельные полосы, часто контролируя сейсмодислокации. Наиболее хорошо выражен дугообразный разлом, проходящий с п-ова Ломоносова в истоки р. Рязановка. На п-ове Ломоносова вблизи эпицентра Приморского землетрясения 1955 г. ($M=4,4$, $I=7$ баллов, $h=6$ км) отмечены неоднократные оползни. Далее к северу от лагуны Лебяжья расположена выявленная по аэрофотоснимкам сейсмоструктура "Танговая", состоящая из группы рвов, уступов, сейсмогравитационных оползней (рис. 70). Далее сейсмодислокации отмечены в междуречье руч. Кабаний и левого притока р. Брусья (высота 449,1). Сейсмогенные рвы северо-западного простирания развиты между реками Пойма и Брусья (между вершинами 235,1 и 414,4). На границе с КНР в районе высоты 371,6 м отмечены рвы и рядом в истоках руч. Турианмакарэ находится изометричная, деформированная правыми сдвигами, впадина. Сейсмогенные оползни развиты западнее пос. Славянка (оползень у ст. Бамбурово), на п-ове Янковского. Все сейсмоструктуры найдены в течение 1999 г. при геологических маршрутах и просмотре аэрофотоснимков. Подлинная и полная палеосейсмогеология этого района несомненно еще ждет своего изучения. В районе развития остатков базальтовых покровов широко развиты крупные оползни. Все сейсмоструктуры по облику довольно древние (тысячи лет). О современной сейсмичности свидетельствует землетрясение 1955 года и многочисленные слабые толчки.

Центральный разлом (Центральный Сихотэ-алинский структурный шов) представляет собой крупный левосторонний сдвиг, прослеженный более чем на 700 км, глубиной



1 – аллювиальные отложения четвертичного возраста; 2 – уступы различного происхождения; 3 – обновленные разломы; 4 – сейсмодислокации (рвы, уступы); 5 – оползни, срывы; 6 – границы Славянской вулканоструктуры; 7 – кайнозойские вулканы; 8 – отметки высоты блоков

до 40 км. Возник в палеозое. Скорость смещения по нему 0,5-0,7 см/год [62]. Долина р. Киевка представляет собой грабен. Ширина тальвега на участках, ограниченных молодыми разломами – 1-1,5 км. По левому борту расположены продольные блоки высотой 300 м, на которых изредка (напротив устья рек Беневка, Кривая) отмечены остатки плиоценовых галечников. Тектонический грабен оформился скорее всего также в плиоцене. Южнее р. Кривая долина преимущественно эрозионная с элементами тектонической проработки. В устьевой части в долину р. Киевка с шельфа прослеживаются грабены. До р. Кривая когда-то доходило море и это верхняя граница "приморской" ступени. Долина р. Киевка на участке от д. Кишиневка до устья р. Кривая хорошо геологически изучена, перебурена скважинами. Материалы изложены в одном из гидрогеологических отчетов. Скважины бурились для изучения перспектив на воду, подсекали борта и тальвег реки. Проводился комплекс геофизических исследований. Результаты кратко сводятся к следующему.

На всем изученном интервале борта тальвега-долины представляют собой крутые, наклоненные навстречу друг другу разломы, сопровождаемые зонами дробления. Центральный блок-клин всегда опущен на несколько десятков метров, сложен интенсивно дробленными породами по микститовой хаотической брекчии (т.е. породами, которые должны быть весьма пористыми и водонасыщенными). Оказалось, что скважины абсолютно безводны. Невозможно поверить, чтобы дробленные породы прямо под руслом реки были безводны. Оказалось, что породы сильно сжаты и практически лишены пористости. Таким образом восточное крыло Центрального разлома находится в сжатом состоянии, что может указывать на подготовку сейсмического толчка. Вместе с тем на ближайших склонах сейсмодислокаций не обнаружено, но омоложенных разломов много, не говоря уже о правом борте, где проходит граница с сейсмичным Партизанским горстом. Несомненно Центральный разлом – омоложенная структура, что уже отмечалось выше. Необходимо добавить, что существовавшие тектонические дамбы и пороги уже разрушены. Выше устья р. Беневка по левому борту р. Киевка отмечены молодые разломы, напоминающие сколы по дуговым направлениям. Омоложенные разломы правого борта выше устья р. Кривая начинают отклоняться к западу, изгибаясь параллельно долине. В местах пересечения ими долины р. Кривая последняя сильно сужена, имеет коленчатое строение, выше по течению расположен бассейн подпруживания – налицо тектонические пороги и дамбы.

Партизанская Долина. Под таким названием предлагается понимать вообще всю структуру долины р. Партизанская и Партизанского разлома, который протягивается из зал. Восток в район г. Партизанска и далее за с. Сергеевка. Таким образом, в вышеназванную структуру входят морфоструктура Партизанского разлома и молодой грабен р. Партизанская. Партизанский разлом представляет собой разломную структуру северо-восточного простирания, отчетливо выраженную в рельефе (виден на любых космозоофотоматериалах). Ширина ее от правого борта р. Партизанская до крайних западных сдвигов 10 км на широте с. Екатериновка, 7,5 – на широте пос. Лозовой, 4 – на широте пос. Углекаменск. Эта полоса разломов (преимущественно левых сдвигов) постепенно приключается к крайнему восточному, имеющему субмеридиональное направление, по которому амплитуды всех сдвигов суммируются, сдвиги искривляются круче к северу, а за Сергеевкой вновь начинают расходиться, склоняясь к востоку. Таким образом Партизанский разлом как будто смещается Ратным. Амплитуда смещения по пермским отложениям составляет 32 км, по нижнемеловым – 24 км. Сочетание этих разломов имеет вид клиновидной структуры, обращенной острием на север, по оси которой расположен

грабен р. Партизанская. Ратный разлом отсекает высокие (800-1200 м) блоки Партизанского горста от сниженного среднегорья (400-600 м). Сейсмодислокации к западу от Ратного разлома не распространяются. Партизанский разлом проходит по левому борту р. Литовка и по восточному берегу зал. Восток. Здесь на шельфе развиты грабены северо-западного и северо-восточного направлений глубиной до 100-150 м.

Вся Партизанская Долина сложена блоками высотой 200-300 м, лишь изредка над ними приподняты (скорее всего это остаточные горы) блоки высотой до 700 м (район пос. Авангард, хр. Лозовый). Ширина долины от высоких блоков Ливадийского до высоких блоков Партизанского горстов – 20-24 км, что вполне сопоставимо с грабенами Уссурийского и Амурского заливов. Такое же положение днище долины занимало и в плиоцене, о чем свидетельствуют галечники на высотах 150-200 м над руслом р. Партизанская. Все боковые притоки – тектонические структуры очень любопытные по строению. Самые нижние притоки и самые короткие, но чем выше по течению, тем больше водосборный бассейн увеличивается в длину. Существует место (точка), где соединяются сразу четыре крупных притока: Тигровая, Мельники, сама Партизанская, Фроловка перед Сицинским надвигом. В этом месте хорошо выражен тектонический порог – фронт надвига, выше которого заметно расширение долины, накопление аллювия.

Вероятно ранее р. Партизанская имела русло восточнее г. Орел, где сохранились галечники на высоте 200 м. В образовавшийся недавно прорыв река усиленно спускает наносы, формируя обширный конус выноса ниже по течению. Большое количество тектонических порогов и дамб отмечено на притоках, причем иногда образуются тектонические расширения долин треугольной и четырехугольной формы. Морфоструктуру Партизанской Долины можно описать как пример расчленения разломом снизу двухслойной среды блока, вышедшего на поверхность очень быстро, в связи с чем развиты симметрия и подобие в строении речной системы с другими [137]. Партизанский разлом на всем протяжении буквально насыщен сейсмодислокациями. Самые южные в районе г. Находка и левобережья р. Литовка – наиболее древние типа сеймотектонических рвов и уступов длиной 1-1,1 км с небольшими амплитудами. Отмечаются редкие, уже заплывшие грунтом осы, оползни. Севернее, у южного окончания хребта Лозового их особенно много, длина их достигает 1-1,5 км. Более крупные оползни (до 1,0 км по фронту) отмечены в Пади Лебединой, р. Коробковка, Пади Широкой, Плоскуше. Уступы, рвы, сейсмогравитационные структуры группируются по направлению к г. Чертов Утес (760 м), где смыкаются с полем сейсмодислокаций хр. Скалистый Ливадийского горста. На этом участке протяженностью 25 км заверочных работ не было, поэтому силу землетрясений можно оценить приблизительно по морфологии дислокаций не выше 9 баллов в эпицентральных зонах.

За хр. Лозовый наблюдается асейсмичное "окно" протяженностью 12 км до юго-западных окраин г. Партизанска. Отмечены лишь омоложенные разломы, редкие проблематичные рвы и уступы.

На южной окраине г. Партизанска в районе г. Острая (блок 500 м) в инструментальном эпицентре землетрясения 1962 г. расположена сеймоструктура "Остропокровная", обнаруженная и описанная А.В. Олейниковым в 1994 г. Свежие разрывы представлены смещением по уступу высотой 0,8 м, переходящим во флексурный изгиб почвенного покрова. Далее по простиранию через водораздел отмечены срывы и осы (были замечены с самолета 3 ноября 1999 г.). По облику разрывы очень свежие, возраст – десятки лет. Примечательно, что тут же расположены следы другого, более древнего землетрясения – заросшие орешником и молодыми дубками ромбовидные воронки погло-

жения глубиной до 3 м, одна из которых вскрыта водотоком. Если землетрясение 1962 г. было интенсивностью 7-8 баллов, то древнее было явно сильнее. В черте города следы землетрясений обнаружить не удалось, но на северной окраине отмечены омоложенные разломы, следы смещений по фронту Сицинского надвига. Еще севернее, уже в бассейне р. Тигровая, расположена сейсмоструктура "Хребтик" протяженностью почти 4 км, представленная сочетанием сброса и левого сдвига с преобладанием вертикальной составляющей, ромбовидными воронками поглощения, в одну из которых спускается щебнистая осыпь дацитов. Опушенный блок осложнен оползнями, осовами. Высота стенки отрыва в нависающем блоке — 5-6 м.

Далее сейсмодислокации развиты по правому борту р. Мельники выше пос. Углекаменск, где расположена одна из грандиознейших сейсмоструктур — "Углекаменск", представляющая собой сочетание сбросо-сдвига со скальными оползнями в нависающем блоке, оползнями, осовами — в опущенном. По многим распадкам развиты оползни. Эта структура прослеживается и далее, переходит через долину р. Мельники тектоническим порогом и затем тянется вдоль правого борта р. Белая и севернее пос. Авангард, где развит крупный сейсмогравитационный оползень-клин (сейсмоструктура "Авангард"). Сейсмоструктуры меньших размеров отмечены по правому борту р. Партизанская против устья р. Ратная, напротив с. Сергеевка (в эпицентре землетрясения 1867 г.), напротив с. Молчановка, в междуречье Тигровой—Постышевки, у с. Хмельницкого (правый борт р. Тигровая в "Щеках"). Возраст изученных сейсмоструктур сотни лет, интенсивность толчков — более 9 баллов. Даже на фоне сейсмичных блоков района блоки севернее г. Партизанска выглядят аномальными, настолько грандиозны и многочисленны там сейсмодислокации. Кроме того они сейсмоактивны и в настоящее время за 130 лет произошло 5-6 землетрясений силой 6-8 баллов и большое количество более слабых.

Уссурийский залив представляет собой плоскую равнину, слабо расчлененную по дну неглубокими (50-150 м) грабенами шириной 2-5 км, протяженностью 10-25 км. Залив имеет форму треугольника открытого в Японское море. Вершиной треугольника является зал. Муравьиный. Структура с востока ограничена Аскольдовским разломом, с запада — Западно-Уссурийским. Фундаментом структуры в северной части являются меловые и мезозойские отложения, южнее, со стороны Аскольдовского разлома — габброиды и пермские отложения. В целом Уссурийский залив очень похож на Партизанский грабен, но опущенный под воды залива. С востока залив сопровождается поясом сниженного низкогорья высотой 200-300 м, с запада граничит с Муравьевским горстом (500 м). Пояс невысоких блоков ("приморская" ступень) не выражен. Он появляется южнее широты Первой Речки и развит на островах. В изголовье залива расположены реки Суходол, Шкотовка, Артемовка, представляющие собой грабены — продолжения разломных структур, формирующих сам залив. Кайнозойские отложения залегают на дне его маломощным чехлом (50-70 м), а голоценовые и верхнеплейстоценовые — мощностью 30-40 м.

Многими исследователями шельфа Уссурийский залив трактуется как древняя речная система, которая объединяла реки Артемовка, Шкотовка и текла до широты о-ва Русский, принимая справа через пролив Босфор Восточный, Пра-Раздольную, а южнее о-ва Русский сворачивала под прямым углом на юго-восток и через 25 км принимала слева р. Пра-Суходол, текла вдоль восточного берега и впадала в мульдуграбен, открытый в Японское море. Можно предполагать по центру залива водораздел, который действительно вырисовывается по структуре фундамента. Таким образом речные системы имели коленчатую форму, что типично для тектонических долин.

Амурский залив представляет собой систему кайнозойских и четвертичных грабенов, частично погруженных под воды Японского моря. Образован почти параллельными системами омоложенных разломов, проходящих вдоль западного и восточного берегов. Ширина структуры – 14-16 км, протяженность от пос. Тавричанка до широты пос. Славянка, где он переходит в акваторию зал. Петра Великого – 25 км. В основе структуры залива лежит система коленчатых грабенов глубиной до 150 м, выполненных в основном миоценовыми отложениями. В изголовье залив разветвляется в грабен Угловского залива и Раздольнинскую впадину, переходящую в систему впадин, простирающуюся далее за оз. Ханка. Западный борт залива сейсмичен, известно одно историческое землетрясение 1955 г. (7 баллов), сейсмодислокации на побережье полуостровов Ломоносова, Песчаный, на мысах Угольный и Клыкова. Во время землетрясения 1955 г., по свидетельству Н.М. Органовой, в 0,5 км к востоку от эпицентра на дне залива сошел небольшой оползень, вызвавший всплеск и столб воды.

Эти сведения на наш взгляд убедительно свидетельствуют о напряженной плейстоценовой и голоценовой тектонической жизни южного побережья Приморья и шельфа. Синхронно формировались поднятия горных систем и впадины – грабены, импульс разрастания которых шел со стороны Японского моря. Сейсмичность сопровождала все эти процессы, являясь их импульсивным выражением, что по-видимому типично для таких процессов.

Таким образом, новейшие морфоструктуры южного Приморья являются результатом взаимодействия горообразовательных движений на материке и деструктивных грабенообразующих движений из акватории Японского моря (япономорские движения). И те, и другие обнаруживают явную зависимость в расположении относительно крупнейших морфоструктур – береговой ступени-шельфа-материкового склона. Характерны клиновидные формы вхождения япономорских структур в материковые, но значительно ослабленные при передаче через материковый склон и шельф. Если для геологических структур характерно торцевое сочленение с материковым склоном, то новейшие приспособляются к краю континента.

Глава 7

ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

В этой главе сведен воедино весь наличный материал об исторических землетрясениях в Южном Приморье и их палеоаналогах, выраженных в виде остаточных деформаций рельефа. Следует сказать, что все исследователи, изучавшие сейсмичность Приморья, не упоминали их, хотя при описании макросейсмических проявлений, например, Приморского землетрясения. Н.М. Органова и Л.М. Кручинина [128] при опросе свидетелей фиксировали падение крупных глыб со склонов руч. Золотой.

Впервые разрывные деформации рельефа, поначалу непонятные и представлявшиеся как что-то экзотическое, были обнаружены мной по руч. Медвежий, правому притоку Бурматова Ключа в 1976 г. Они были тщательно зарисованы и описаны. В том же году такие структуры буквально "бросались" под ноги и стало ясно, что это тектонические формы. Впоследствии в литературе были найдены описания подобных структур у В.П. Солоненко, изучавшего Гоби-Алтайское землетрясение [39]. В течение 1976-1983 гг. были обнаружены около 2 десятков дислокаций, теперь уже названных палеосейсмоструктурами: Расставания, Открытая, Туртыгина и др. Выяснилось, что большинство из них хорошо видны на аэрофотоснимках, особенно если они превосходят по размерам высоту деревьев. Особенно хорошо сейсмоструктуры видны на хребтах. В 1984-1999 гг. они искались уже целенаправленно, преимущественно на аэрофотоматериалах крупного масштаба. Многие из них затем были обследованы на местности. Надо сказать, что занятие это — одно из труднейших в условиях густой тайги, крутых сопок. Сами сейсмоструктуры отличаются хаотическим рельефом. Трудно преодолеть полосу рельефа шириной 300 м, состоящую из холмов высотой 20-50 м, ям-воронок глубиной до 30 м, иногда зияющих. Небольшая сейсмоструктура, например, площадью 2×5 км, требует недели для обследования. При аэровизуальном облете выясняется, что наземным обследованием была выявлена всего лишь часть сейсмодетформаций, к тому же не самая большая. Многие сейсмодислокации очень древние, значительно запыленные грунтами, на аэрофотоснимках не видны. И тогда создается ситуация, когда сейсмодислокации высокой балльности сохраняются на весьма ограниченной площади, возможно только в эпицентральной области. Трудно решить, то ли это лишь рядовая сейсмодислокация из числа многих от сильного землетрясения с глубоким очагом, или же эпицентральная зона сильного землетрясения с неглубоким очагом. Все эти особенности накладывают множество ограничений, в принципе преодолимых в каждом конкретном случае. Приморские сейсмодислокации в условиях гумидного климата запыляются быстро в нижних частях склонов, долинах и сохраняются весьма долго в вершинном поясе гор, поэтому создается впечатление, что землетрясения происходили только на вершинах, что конечно неверно. Вместе с тем, сейсмодислокации фиксируют доисторические землетрясения, их также можно изучать, определять возраст, магнитуду, интенсивность, составлять каталоги и т.д., т.е. вовлекать информацию о них в научный и практический оборот. Ниже приводится описание приморских сейсмоструктур и первый каталог (табл. 4).

Палеосейсмоструктуры Приморья

№ п/п	Название структуры	Координаты центра, град		Длина, км	Максимальная ампли- туда смещения, м		Предполагаемая максимальная балльность	Возраст *
		с.ш.	в.д.		вертикаль- ная	горизон- тальная		
Южное Приморье								
1	Танговая	42,95	131,4	0,7-1			9	В
2	Углекаменск	43,3	133,2	-	1			В
	Южная			1,7	10-20	1	9-10	Б
	Центральная			-	2			Б
	Северная			-	3			Б
3	Хребтик	43,25	133,16	2,5	5-7		9-10	Б
4	Авангард	43,3	133,25	1,1			9-10	В
5	Остросопковая	43,2	131,1	0,3	1,5		8-9	А
6	Хмельницкая	43,3	133,1	0,8	2-5			
7	Ногеевская	43,2	134,1	0,7			9-10	А
8	Черная	43,25	134,1	7,5			10	Б
9	Сокольча	43,3	134,3	0,5	3		9	В
Северное Приморье								
10	Медвежья	47,0	138,2	1,2	5-10		10	Б
11	Бурматов Ключ	47,1	138,25	1,2			10-11	В
12	Правая Венюковка	47,1	138,2	3		20-30	10	В
13	Открытая	48,1	138,4	0,2		1	10	В
14	Туртыгина	48,7	138,3	4	2-5		9	Б
15	Расставания	48,5	138,4	7			9-11	А

* А – десятки лет; АВ – десятки-сотни лет; Б – сотни; БВ – сотни тысячи; В – тысячи лет.

Сейсмоструктура "Танговая" расположена в Хасанском районе севернее поселка Славянка, к западу от поселка Безверхово. Выявлена А.В. Олейниковым при анализе аэрофотоснимков (рис. 71).

Блок высотой 250 м, сложенный пермскими диоритами, прорванными юрскими, с северо-востока и юго-запада ограничен омоложенными разломами. На юго-востоке полого спускается к четвертичной депрессии между данным блоком и блоком п-ова Янковского (лагуна Лебяжья и бух. Северная Славянского залива), где также просматриваются фрагменты омоложенных разломов.

Сейсмодислокации выражены в виде сеймотектонических рвов, уступов, мелких оползней, осовов рыхлого материала (возможно и скального), крупных осевших блоков-клиньев. Первые образуют две системы по обоим водораздельным гривкам руч. Безымянный. В северной группе рвы преимущественно северо-западного направления достигают длины 0,7–1,0 км.

Уступы обращены на север и в сторону ручья, где сформирован грабен шириной 0,5 км. На северном склоне водораздельной гривы развиты мелкие оползни-осовы, и системами сбросов образован клиновидный треугольный блок, наклоненный на северо-восток. Ширина сторон треугольника 1–1,5 км. В пределах перекошенного блока развиты сбросы и дуговые оползни шириной 50–150 м по стенке отрыва. К югу от южной во-

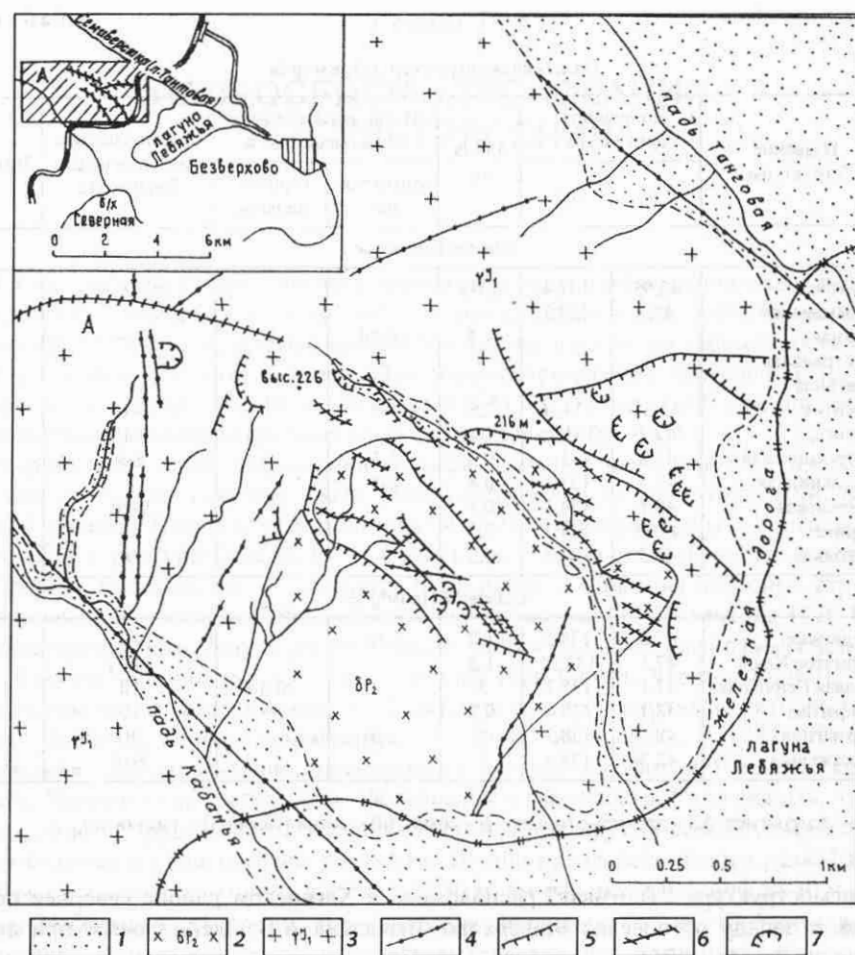


Рис. 71. Схема расположения сейсмодислокаций в пределах сейсмоструктуры "Танговая"

1 — аллювиальные отложения четвертичного возраста; 2 — гранитоиды пермского возраста; 3 — гранитоиды нижне-юрского возраста; 4 — обновленные разломы; 5 — уступы; 6 — рвы; 7 — оползни, осывы

дораздельной грядки развиты сбросы, рвы, мелкие оползни-выколы, сильно перестроен рельеф (отсечены грядки, смещены распадки).

Сейсмоструктура "Углекаменск" расположена по правому борту р. Мельники и на водораздельном хребте Мельники-Тигровая (рис. 72, 73). Хребт сложен полого наклоненной на запад и северо-запад интрузией (силлом) кварцевых порфиров нижне-мелового возраста, перекрытой сверху и подстилаемой снизу угленосными отложениями. Восточный край интрузии крутой до 30-35°, по склону развиты осыпи. При осмотре сейсмоструктуры с воздуха во время аэровизуального облета 3 и 15 ноября 1999 г. установлено, что вдоль подошвы пластины интрузива и по залегающим ниже угленосным отложениям имеются многочисленные сбросы, оползни, осывы по склонам. Сбросы отчетливо выражены в рельефе уступами, что свидетельствует об их активности в настоящее время. Кроме самих сбросов в ближайшем их окружении развит комплекс (ан-