

ОКЕАНИЧЕСКИЕ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РИФТЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ И ОБЛАСТИ ИХ СОЧЛЕНЕНИЯ (СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ)

В.С. Имаев*, Л.П. Имаева, Б.М. Козьмин****

** Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128
E-mail: imaev@crust.irk.ru*

*** Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН
677891, Якутск, пр. Ленина, 39
E-mail: b.m.kozmin@diamond.ysn.ru
Поступила в редакцию 23 сентября 2003 г.*

Проведенные, с целью установления сейсмотектонических закономерностей, геолого-геофизические исследования территории Северо-Восточной Якутии и побережья моря Лаптевых, показывают, что здесь, в пределах единой межплитной границы, отделяющей Североамериканскую и Евразийскую литосферные плиты друг от друга, наблюдается весьма редкая ситуация, когда океанические рифтовые впадины, развитые в спрединговой зоне срединно-океанического хребта Гаккеля (характерно растяжение) посредством переходной зоны, приуроченной к шельфу моря Лаптевых и его побережья (развитие смешанного поля тектонических напряжений), продолжают на континент в виде системы кайнозойских впадин, пересекающих всю Восточную Якутию от моря Лаптевых до побережья Охотского моря, развивавшихся до верхнего плейстоцена как Момская рифтовая система (прослеживаются все признаки континентального рифтинга). В современную геологическую эпоху система Момских впадин развивается в ином геодинамическом режиме – транспрессионного сжатия, вызванного сближением Евразийской и Североамериканской плиты в субширотном направлении навстречу друг другу. Это связано с изменением местоположения полюса вращения этих литосферных плит, который переместился с побережья Охотского моря в район побережья моря Лаптевых. Такое изменение напряженного состояния земной коры вдоль единой плитной границы может свидетельствовать о неустойчивости ансамбля плит и возможном изменении их геодинамического режима в недалеком геологическом будущем.

Ключевые слова: граница Евразийской и Североамериканской литосферных плит, сейсмичность, активные разломы, напряженное состояние, сейсмодислокации, геодинамика.

THE OCEANIC AND CONTINENTAL RIFTS OF THE NORTH-EASTERN ASIA (SEISMOTECTONIC ANALYSIS)

V.S. Imaev*, L.P. Imaeva, B.M. Kozmin****

** Institute of the Earth Crust, Siberian Branch of RAS
** Institute of diamond and precious metals, Siberian Branch of RAS*

The geological-geophysical investigations of the North-East Yakutia and Laptev seashore with the aims of determinations of seismotectonic legitimacies this still poor-studied region show that in the limit of plate boundary which tracing from Greenland to Alaska observed rare situation when oceanic rifts exited by transitional zone (which mixed stress fields such as normal faults and strike-slip and thrust faults) to system of Cenozoic basins crossed all eastern Yakutia from Laptev seashore to Okhotsk sea coast and developed before upper Pleistocene as Moma rift system (with all features continental rifts such as thin core, high heat stream, the volcanoes on the flanges of basins, etc.) In the recent time the system of Moma basins developing in another geodynamic regime – transpression which connect with Eurasian and North American movement plates toward each other. It connected with place of pole of rotations of this plates, which dislocated from the Okhotsk seashore to the Laptev sea coast.

Key words: the boundary of Eurasian and North American lithosphere plates, seismicity, active faults, stress fields, seismodislocations, geodynamics.

Многолетние геолого-структурные и сейсмологические наблюдения выявили в конце XX века на северо-востоке Азиатского континента гигантский Арктико-Азиатский сейсмический пояс (ААСП), соединяющий проявления сейсмичности в Северном Ледовитом и Тихом океанах [Зоненшайн, Савостин, 1979; Сооок et al., 1980; Имаев и др., 2000]. Как показывают материалы, приводимые в данной статье, в сеймотектоническом плане ААСП может быть подразделена на несколько самостоятельных сегментов (Арктический или Лаптевоморский, Хараулахский, хр. Черского) с развитием в их пределах характерных структурно-тектонических парагенезисов, обусловленных определённым типом напряженного состояния земной коры, и как следствие этого, особенностями проявления сейсмичности.

Арктический (Лаптевоморский) сегмент

Сейсмичность в акватории Северного Ледовитого океана представлена «цепочкой» эпицентров землетрясений, прослеживающихся параллельно линии островов Шпицберген – Земля Франца Иосифа – Северная Земля от трансформного разлома Де-Гира, трассируемого между

островами Шпицберген и Гренландия, к устью реки Лены (рис. 1). Пространственно она тяготеет к структурам срединно-океанического хребта Гаккеля, вытянутого на 1700 км при ширине 80-160 км от Гренландского шельфа к шельфу моря Лаптевых. В Арктической сейсмической зоне с начала века отмечено свыше 150 местных землетрясений с магнитудой 4.5-7.0. Очаги землетрясений группируются здесь главным образом в пределах земной коры [Аветисов, 1996; Fujita et al., 1990].

Арктический хр. Гаккеля входит в мировую систему подводных срединно-океанических хребтов Земли и является ее северным фрагментом, продолжающим Североатлантический срединно-океанический хребет в бассейн Северного Ледовитого океана. Сейсмичность хребта Гаккеля обусловлена процессами рифтогенеза и соответственно растяжением земной коры, вызывающим спрединг океанического дна [Грачев и др., 1973; Savostin, Karasik, 1981; Grachev, 1982]. Это надежно подтверждается данными фокальных механизмов (сбросовые подвижки в очагах местных землетрясений) и особенностями пространственного распределения магнитного поля. Так, в центральной части хр. Гаккеля число аномалий магнитного поля составляет 47, а на его южном

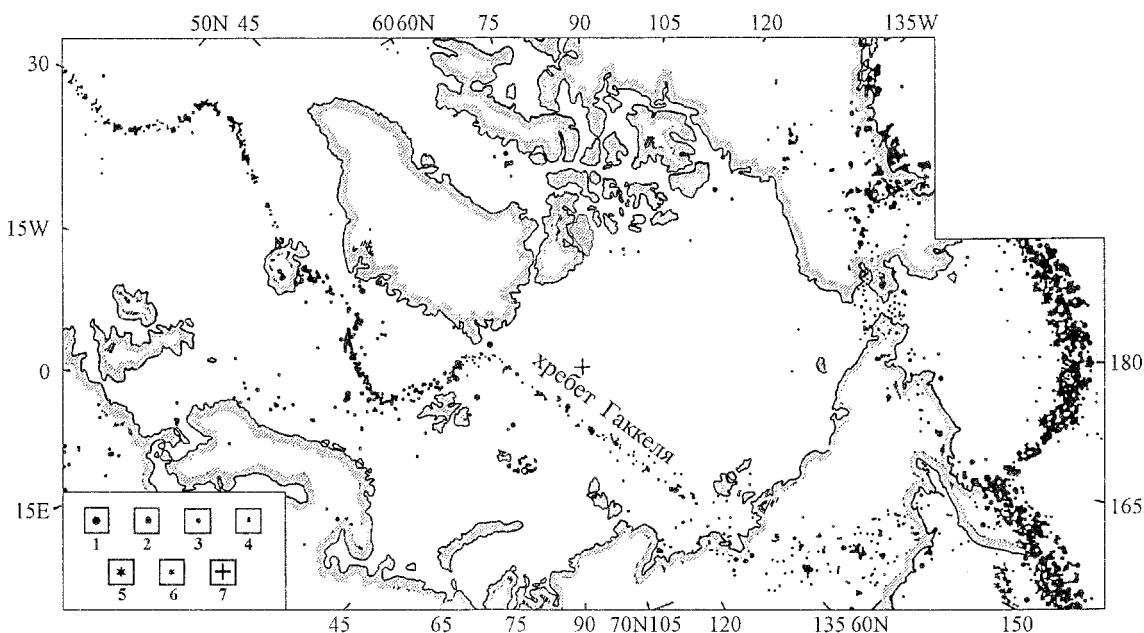


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений Арктического региона и прилегающих территорий (по [Атлас океанов..., 1962] с дополнениями): 1-4 – Магнитуда землетрясений с глубиной очага 0-60 км: 1 – $M > 7.0$; 2 – $6.0 < M < 6.9$; 3 – $5.0 < M < 5.9$; 4 – $4.0 < M < 4.9$; 5 – землетрясения с глубиной очага $60 < h < 300$ км; 6 – землетрясения с глубиной более 300 км; 7 – расположение Северного полюса.

окончании оно уменьшается до 6. При этом скорость спрединга понижается от 0.6-0.7 см/год в центре рифта хр. Гаккеля до 0.3 см/год на его южном окончании [Карасик, 1968].

Шельф моря Лаптевых и прибрежные районы континента занимает переходная зона, расположенная между структурами растяжения срединно-океанического хр. Гаккеля и структурами сжатия северо-западного фланга системы хр. Черского на северо-востоке Азиатского континента. Для этой переходной зоны характерно расширение или диффузия «поля» сейсмичности до 600 км, которое полностью занимает территорию шельфа моря Лаптевых между Новосибирскими островами, полуостровом Таймыр и дельтой реки Лены.

Имеющиеся в настоящее время морские геофизические данные, позволили выявить характерные особенности строения шельфа [Аветисов, Гусева, 1991; Аветисов, 1996; Грамберг и др., 1990]. Основными структурными единицами шельфа являются протяженные грабены и разделяющие их поднятия (горсты), занимающие его южную часть и образующие рифтовую систему моря Лаптевых. По последним данным, она прослеживается далее на север за пределы изученной территории и, по-видимому, сочленяется в области континентального склона с зоной хр. Гаккеля. Ширина южной части рифтовой системы 350-400 км, длина 400-450 км. Система узких грабенов и прогибов северо-западного простирания (Усть-Ленский, Омолыйский, Усть-Янский, Чондонский, Бельковско-Свято-

носский и др.), имеющих длину до 200-250 км при ширине 40-60 км, была выявлена на дне моря Лаптевых по сейсмическим данным, полученным с помощью МОВ объединением «Севморгеология». Наличие этих грабенов подтверждается также особенностями распределения поля силы тяжести в восточной части моря Лаптевых в виде чередования узких линейных высокоградиентных зон северо-западного и субдолготного простираний, протягивающихся от континентального склона на побережье. Магнитное поле в переходной зоне практически однородно в отличие от резкой полосовой картины магнитных аномалий, соответствующей линейной структуре хребта Гаккеля. Названные впадины разделены между собой и ограничены совокупностью подводных поднятий: Центрально-Лаптевским поднятием, Шилонской структурной террасой, Столбовским горстом и др.

Наиболее ярким элементом рифтовой системы является меридиональный Усть-Ленский грабен, которому в рельефе дна соответствует одноименная депрессия. Он пересечен рядом сейсмических профилей и уверенно прослежен от южной оконечности зал. Буор-Хая до 75° с. ш. на расстояние 400-420 км. В северной части ширина грабена достигает 150-170 км. К югу он постепенно сужается и в средней части зал. Буор-Хая его ширина составляет 30-40 км. Структура грабена довольно сложная. Он на всем протяжении ограничен сбросами с амплитудой вертикального смещения 0.3-0.9 сек., что соответствует приблизительно 0.3-1.0 км. В северной и цент-

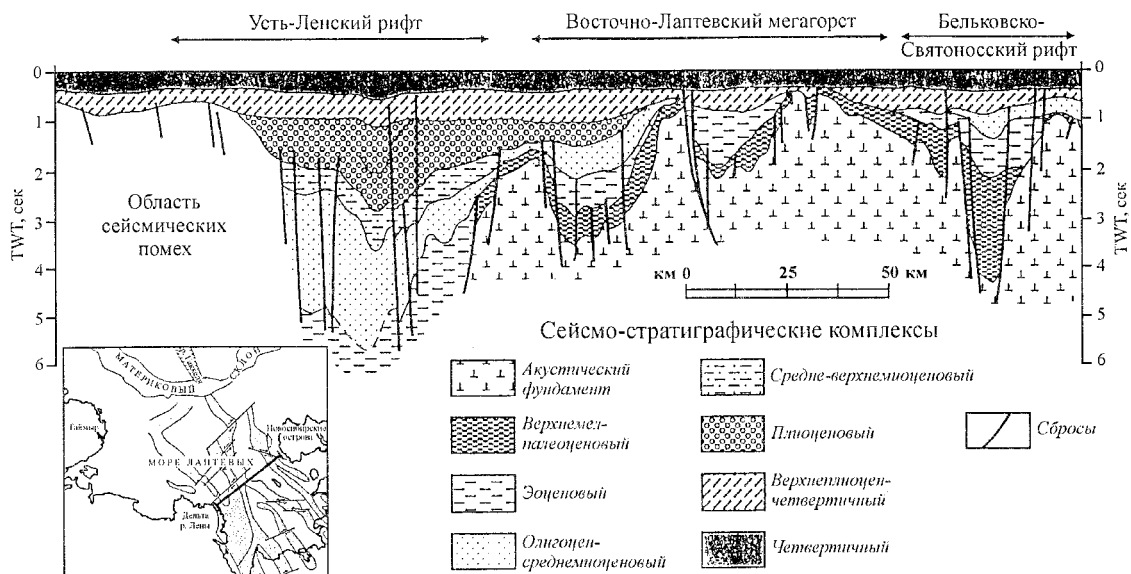


Рис. 2. Геологический профиль восточной части шельфа моря Лаптевых (по [Богданов и др., 1998]).

ральной частях грабена его борта кулисообразно смещены серией субширотных сдвигов. Внутри грабена также прослеживается система сбросов, амплитуда смещений по которым в осевой зоне достигает 1.0 сек (более 1 км). Суммарная же амплитуда погружения фундамента в осевой части грабена более 5 сек, что указывает на большие (до 10 км) мощности его осадочного заполнения [Драчев, 2002; Анохин и др., 2003].

Наиболее наглядно Усть-Ленский грабен представлен на геологическом профиле, составленном в Институте литосферы окраинных и внутренних морей РАН [Богданов и др., 1998], (рис. 2). В основу его построения положены материалы сейсмопрофилирования, выполненного объединением «Севморгеология» [Грамберг и др., 1990]. Названный профиль пересекает вкрест простираения структуры рифтовой системы моря Лаптевых в ее центральной части от дельты р. Лены до Новосибирских островов. На бортах Усть-Ленского грабена отчетливо прослеживаются сбросовые уступы. При этом сбросы смещают весь комплекс кайнозойских осадков от эоценового до четвертичного возраста.

От восточного борта Усть-Ленского грабена между 72° и 73° с. ш. ответвляется более узкий (40-50 км) Усть-Янский грабен, который протягивается к побережью Янского залива и далее на континент. Здесь, в низовьях р. Яны, его осадочное заполнение пройдено параметрической скважиной на глубину 420 м. В бортах грабена отмечаются сбросы с амплитудами 0.3-0.5 сек.

Разрывные нарушения восточной части шельфа моря Лаптевых непосредственным образом связаны с рассмотренной окраинно-континентальной рифтовой системой. Выделяется две разновидности разломов: субдолготные и северо-западные сбросы и су-

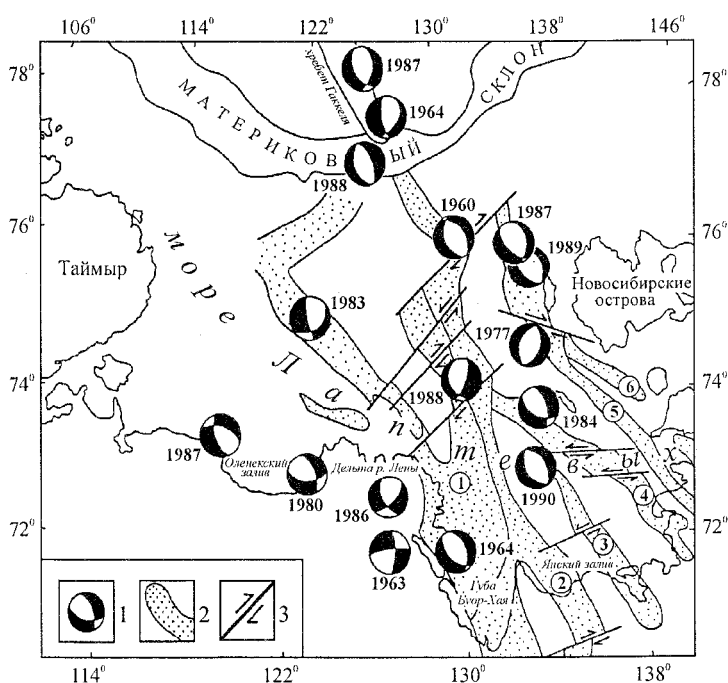
бортгональные им сдвиги. Последние представлены тремя системами: субширотные (восток-северо-восточные), северо-восточные и северо-западные, которые согласно геофизическим данным в плане смещают отложения впадин с амплитудой до 2 км.

Анализ распределения сейсмичности на шельфе моря Лаптевых показывает, что здесь следует выделить две зоны эпицентров землетрясений. Одна из них (основная), где отмечено большинство крупных сейсмических событий с $M=5.5-7.0$, фиксируется от юго-восточного окончания хр. Гаккеля в направлении Янского залива, обозначая границу Евразийской и Североамериканской плит. При этом большинство эпицентров землетрясений этой зоны сосредоточено в пределах названных грабенов или тяготеет к их бортам, в том числе к самому крупному из них – губе Буор-Хая (южная часть Усть-Ленского грабена). Другая (Лено-Таймырская зона слабых землетрясений) прослеживается от Омолуйской впадины в северо-западном направлении через дельту р. Лены к полуострову Таймыр и далее к островам Северная Земля, возможно, намечая вместе с первой границей контуры Лаптевоморского блока или Лаптевоморской микроплиты [Аветисов, 1996].

По данным фокальных механизмов 16 сильных землетрясений, произошедших в 1960-1990 гг. на шельфе моря Лаптевых и прибрежных районах, в очагах землетрясений фиксируются подвижки типа сброса и сбросо-сдвига (рис. 3), при этом очевидно преобладание сбросо-

Рис. 3. Активные разломы и фокальные механизмы землетрясений ($M>4.5$) шельфа моря Лаптевых.

1 – фокальные механизмы землетрясений и год их возникновения (черные – области действия напряжений растяжения, белые – сжатия); 2 – грабены дна моря Лаптевых (1 – Усть-Ленский, 2 – Усть-Янский, 3 – Чондонский, 4 – Широстонский, 5 – Бельковско-Святоносский, 6 – Ляховский), 3 – активные сдвиги, выявленные по геофизическим данным).



совых перемещений. Обе возможные плоскости разрыва на диаграммах фокальных механизмов имеют субдолготное или север – северо-западное простирание, что хорошо согласуется с ориентацией границ грабенов рифтовой системы моря Лаптевых.

Приведенные материалы свидетельствуют о возможном влиянии на шельф моря Лаптевых рифта хр. Гаккеля от его юго-восточной окраины до прибрежных районов континента [Fujita et al., 1990; Имаев и др., 2000].

Хараулахский сегмент

В тектоническом отношении Хараулахская сейсмотектоническая зона является самым северным сегментом Верхояно-Колымской складчатой области, испытавшей главную фазу складчатости в раннем мелу [Хаин, 1979; Парфенов, 1984]. Ее заложение в рифе на переработанном крае Сибирской платформы и длительная эволюция в качестве обширной пассивной континентальной окраины, аккумулировавшей мощную многокилометровую призму осадков, наложили вполне определенный отпечаток на структуру и характер наблюдаемых здесь дислокаций.

События кайнозойской истории этой территории связаны с взаимодействием Североамериканской и Евразийской литосферных плит на северо-востоке Азии вдоль границы, проходящей через северные отроги Верхоянского хребта. Важнейшим следствием этого взаимодействия явился рифтогенез на продолжении спредингового хребта Гаккеля, приведший к частичной деструкции континентальной коры на обширных площадях, в том числе и в Северном Верхоянье [Грачев и др., 1973].

Кайнозойский структурно-вещественный комплекс представлен в основном палеоцен-эоценовыми континентальными отложениями, залегающими с резким угловым несогласием на различных уровнях докембрийского и мезозойского комплексов сложнодислоцированных пород. Они выполняют ряд субдолготно ориентированных впадин, наиболее известными из которых являются Кенгдейская, Кунгинская, Согинская, Быковской протоки. Их заложение в палеогене обусловлено наиболее ранней фазой рифтогенеза в области континентального продолжения спредингового хребта.

В некоторых местах палеогеновые осадки смяты в складки и разбиты надвигами и взбросами, что указывает на проявление в кай-

нозой фазы сжатия. Результаты специальных структурных исследований позволяют говорить о субширотной ориентировке оси сжатия, а рассмотрение данных по кайнозойским разрезам сопредельных территорий приводит к выводу о среднемиоценовом возрасте данного события [Савостин, Драчев, 1988].

Следующим эпизодом кайнозойской истории района была фаза растяжения в плиоцен-четвертичное время. Молодые сбросы, смещающие неогеновую кору выветривания, известны вдоль побережья залива Буор-Хая. Ось растяжения была ориентирована в субширотном или северо-восточном направлении.

По данным Р.О. Галабала [1987], в центральной части дельты р. Лена подошва голоценовых аллювиальных отложений прослеживается у современного уровня Трофимовской протоки, а в ее северо-восточной оконечности скважина, пробуренная до глубины 25 м, ее не достигла. В западной части дельты зырянско-сартанские слои смещены по разлому на 30 м. Формирование сбросовых структур в этом районе свидетельствует о фазе растяжения с осями предположительно субширотного и северо-восточного направлений [Имаев и др., 1990].

В неотектоническом отношении Хараулахская сейсмотектоническая зона представляет монолитное обширное сводовое поднятие Северо-Верхоянского блока, ограниченное с запада и востока надвигами, полностью соответствующее мезозойской структуре одноименного мегоантиклинария [Гусев, 1979]. О суммарной амплитуде, дифференцированности структуры можно судить по положению вершинной поверхности, испытавшей сводовое изгибание и занимающей определенное гипсометрическое положение (рис. 4). Максимальные амплитуды в центральной части свода достигают 2000 м и уменьшаются на его крыльях до 1000-1200 на востоке и 500 м на западе. Границы передовых хребтов западного фланга совпадают с четко выраженной в рельефе системой разломов надвиговой кинематики. В центральной части свода отмечены правосдвиговые перемещения. Яркой чертой рельефа Северо-Верхоянского блока является чередование субдолготных поднятий и понижений, совпадающих в целом с основными тектоническими элементами территории.

Первые инструментальные данные о сейсмичности Северной Якутии относятся к 1909 г., когда мировой сетью сейсмических станций было зарегистрировано землетрясение в море

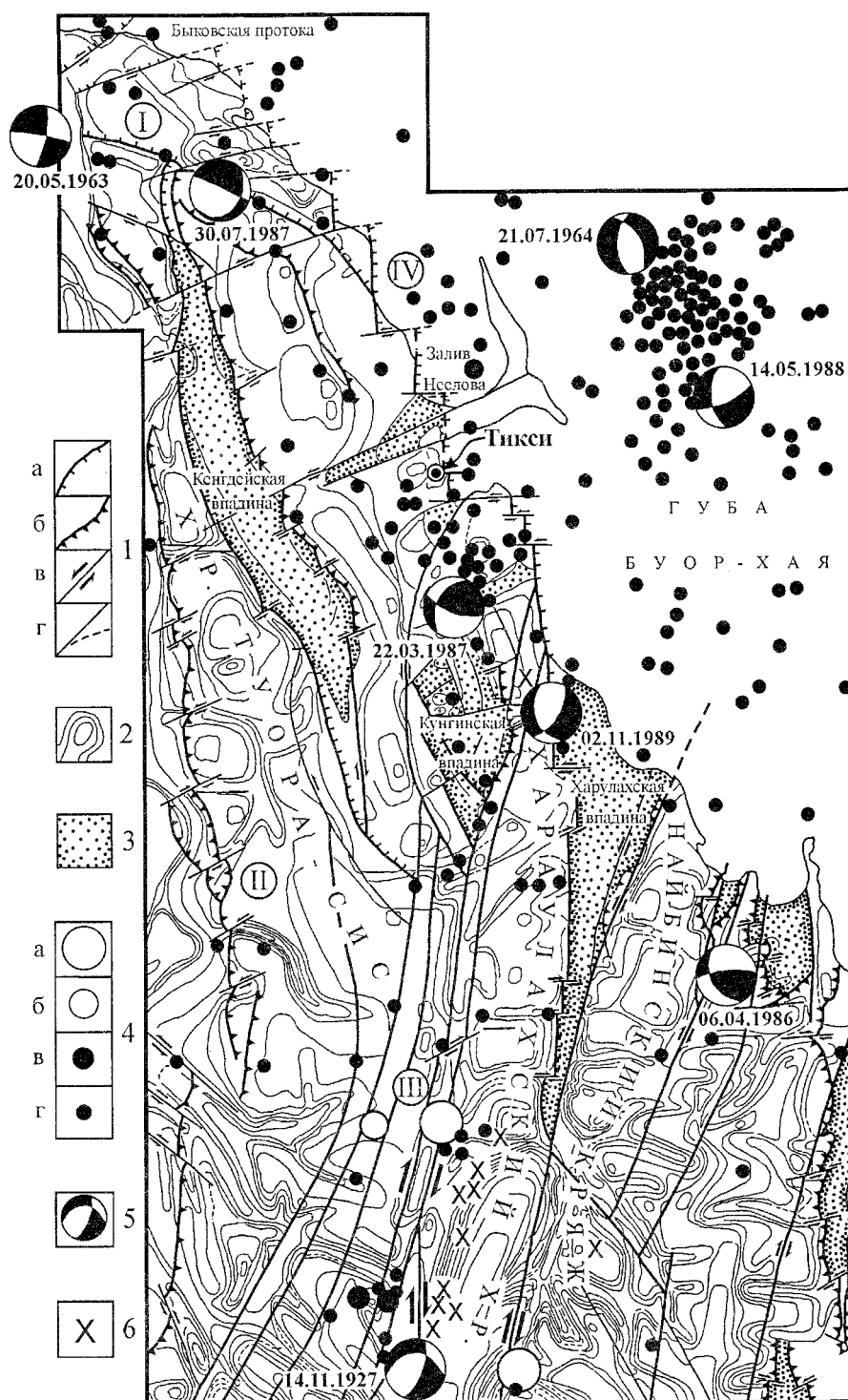


Рис. 4. Схема сейсмоструктуры Хараулахской зоны.

1 – активные разломы, соответственно: сбросы, надвиги, сдвиги и неустановленной природы; 2 – морфозоны; 3 – кайнозойские впадины; 4 – эпицентры землетрясений, соответственно с магнитудой $M > 6.8$; $5.0 < M < 6.7$; $4.9 < M < 4.0$; $M < 3.9$; 5 – фокальные механизмы землетрясений, рядом проставлена дата их возникновения; 6 – сейсмодислокации.

Лаптевых вблизи дельты р. Лены с магнитудой $M=6.8$ (рис. 1). В дальнейшем, за период 1914–1926 гг., этой системой наблюдений был зафиксирован еще ряд землетрясений с магнитудами

$M=5.5-6.0$ и эпицентрами в пределах моря Лаптевых. Самые сильные землетрясения (Булунские) произошли в 1927–1928 гг. в районе Хараулахского хребта (Северное Верхоянье).

Эпицентры пяти Булунских землетрясений с магнитудами $M=5.8-6.8$ отмечены в 140-160 км к югу от пос. Тикси (рис. 4).

В районе исследований известны также другие близкие сильные – Тит-Арынское землетрясение 1963 г. с $M=5.0$ и Быковское землетрясение 1964 г. с $M=5.3$. В 1980 г. здесь произошло два землетрясения: с $M=5.7$ – в Оленекском заливе моря Лаптевых и с $M=4.0$ – вблизи Тикси. Следующее ощутимое событие с $M=4.5$ было отмечено в дельте р. Лены в 1986 г., а последнее местное сильное землетрясение было зарегистрировано 1 марта 1991 г. с $M=5.1$ в 105 км к северо-западу от Тикси.

Детальные структурно-геологические исследования, проведенные на территории Хараулахской сеймотектонической зоны, позволили авторам получить вполне представительный материал по характеру развития активных разломов в ней.

На рис. 5 приведена схема активных разломов Хараулахской зоны, составленная по данным аэрофото-космодешифрирования, трещиноватости горных пород и фокальных механизмов, где на исследуемой территории по совокупности имеющейся геолого-геофизической информации выявлены системы региональных и локальных разломов, активных в кайнозое. При этом их кинематика подтверждается массовыми замерами тектонической трещиноватости, приводимой на соответствующих диаграммах, и анализом фокальных механизмов землетрясений. По особенностям пространственного распределения, протяженности и кинематики все дизъюнктивные нарушения объединены в четыре основные группы: Приморская система сбросо-сдвигов, Западноверхоаянская система надвигов, Хараулахская система сдвига-сбросов и Буорхаинская система сбросов.

На крайнем севере территории обособляется **Приморская система (I)**. Наиболее значимым дизъюнктивом является Приморский сброс западного – северо-западного простирания с небольшой левосторонней сдвиговой компонентой. Он протягивается примерно на 50 км субпараллельно Быковской протоке от дельты р. Лены к заливу Неелова губы Буор-Хая. Его кинематика и ориентация плоскости сместителя подтверждается диаграммами трещиноватости и механизма очага землетрясения 30 июля 1987 г. Далее к югу Приморский сброс вдоль западного побережья губы Буор-Хая продолжает серия субдолготных (север – северо-западного простирания) сбросов общей протяженностью 160 км, рассекаемых се-

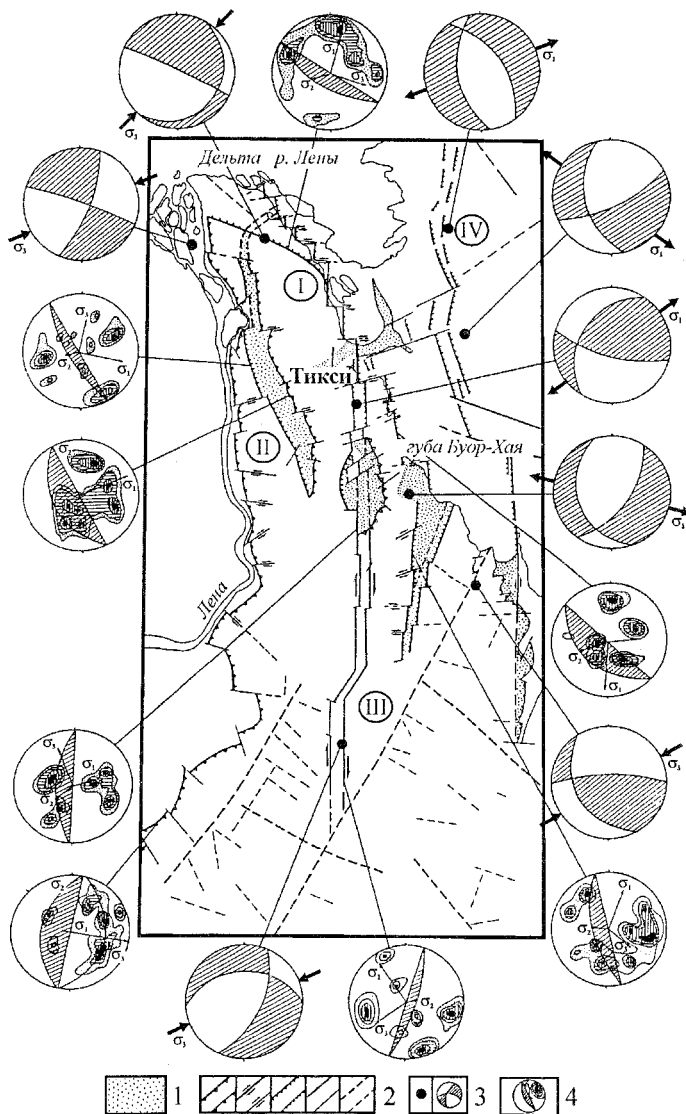


Рис. 5. Схема активных разломов Хараулахской зоны.

1 – кайнозойские впадины; 2 – активные разломы соответственно: надвиги, взбросы, сдвиги, сбросы, неустановленной кинематики и предполагаемые; 3 – фокальные механизмы очагов землетрясений; 4 – диаграммы трещиноватости горных пород с положением векторов главных осей напряжений и плоскости разлома.

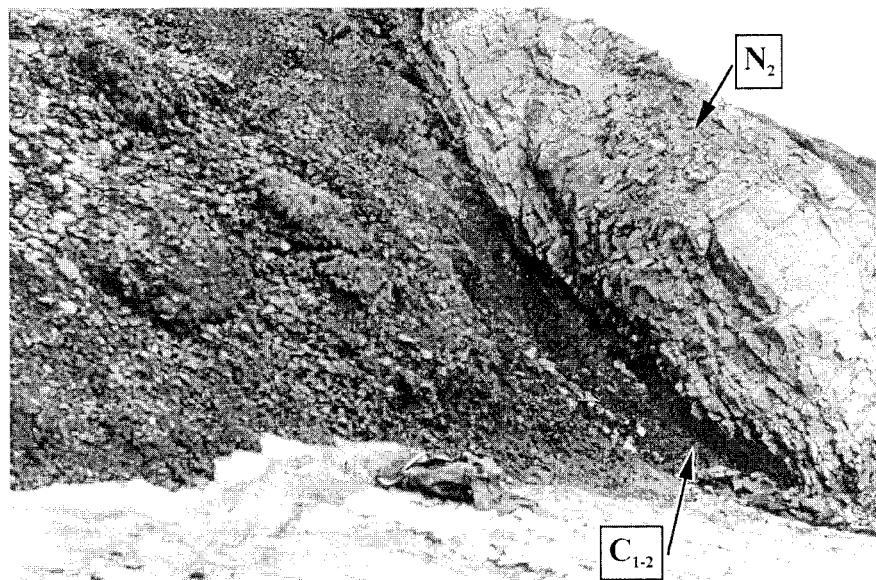
веро-восточными сдвигами. Сбросы наблюдаются в морских береговых обнажениях от Быковской протоки до Хараулахской впадины. Они выражены здесь причудливым обликом современного рельефа в виде характерных рубленых форм и резких уступов. Их рабочие плоскости устанавливаются в интенсивно кливажированных песчаниках и алевроитах каменноугольного возраста и сопровождаются полосами раздробленных пород, глинками трения и многочисленными зеркалами скольжения. Амплитуды перемещения по ним изменяются от нескольких десятков сантиметров до первых метров. С глубиной эти разрывы выполаживаются, что позволяет классифицировать их как листрические сбросы. Таким примером может служить разлом, закартированный в береговых обнажениях 8-10-метровой морской террасы залива Буор-Хая неподалеку от впадения в него реки Ыт-Юреге. Здесь, примерно в 50 км к югу от п. Тикси (600 м на северо-запад от устья р. Ыт-Юреге), наблюдается зона контакта карбоновых сланцев и миоценовой коры выветривания, представленной каолинитовыми глинами, развивающимися по сланцам (рис. 6). Зона диагностируется как листрический сброс с выполаживанием его плоскости сместителя (изменение угла падения с 55° в верхней части до $30-35^\circ$ в нижней части обнажения). Плоскость разлома тянется параллельно морскому берегу и имеет северо-восточное падение (азимут падения – 50°). К ней приурочено развитие милонитов мощностью 20-25 см, а в коренных породах фиксируются многочисленные зеркала скольжения сбросового типа.

В поле силы тяжести Приморская разрывная система представлена Быковско-Ленской высокоградиентной зоной северо-западного простирания, интенсивность которой на отдельных участках достигает 20 мГал/км. При пересечении этой зоны с северо-востока на юго-запад фиксируется резкое погружение кристаллического фундамента. По расчетам специалистов ЦПСЭ «Якутскгеология», указанная зона представляет собой серию сближенных тектонических нарушений типа сбросов, суммарная амплитуда смещения по которым составила свыше 6 км на северо-западе и около 2 км на юго-востоке. Этой же зоной разломов контролируется цепочка впадин северо-западного простирания, выполненных, судя по интенсивности связываемых с ними минимумов поля силы тяжести, рыхлыми палеоген-четвертичными осадками. Многочисленные изломы Быковско-Ленской зоны интенсивных градиентов, возможно, указывают на последующую нарушенность соответствующей ей зоны сбросов сдвигами. Амплитуда горизонтальных смещений по одному из них превышает 10 км.

Западноверхоянская система (II) расположена на правом берегу низовьев р. Лены и отделяет складчатые сооружения Верхояно-Колымской области от Сибирской платформы. В районе Чекуровки надвиги прослеживаются также на левобережье р. Лены, где по наклонной зоне дробления соприкасаются кембрийские толщи лежачего крыла и вендские образования висячего. Амплитуда горизонтального смещения составляет здесь около 400 м. В 20 км по р. Чебукулах (правобережье р. Лены) надвиги выраже-

Рис. 6. Листрический сброс, развитый на побережье моря Лаптевых, в районе устья р. Ыт-Юреге.

Темный фон на фотографии соответствует выходам тиксинской свиты (C_{1-2}), породы светлого тона соответствуют выходам коры выветривания плиоценового возраста (N_2).



ны зоной контакта нижнекембрийских и мезозойских пород с амплитудой горизонтального смещения до 1 км. Южнее, в бассейне р. Джарджан, плоскости сместителей становятся пологонаклонными и представляют собой тектонический покров с горизонтальным смещением 3-4 км [Гусев, 1979]. В гравитационном поле указанная система разрывов выделяется субдолготной группой локальных минимумов Предверхоянского прогиба и максимумов Туора-Сисского выступа. Граница между этими структурами не контрастна, угол ее падения колеблется от 22° до 90°.

Кинематический тип и элементы залегания плоскостей Западноверхоянских надвигов подтверждаются по данным трещиноватости и фокального механизма землетрясения 12 августа 1975 г. с $M=5.4$. Несмотря на древний возраст заложения, рассматриваемая система разломов активна и в современное время, на что указывают отчетливая морфологическая выраженность на аэрофото- и космоснимках и эпицентры землетрясений, приуроченные к зонам их динамического влияния.

В центральной части района исследований трассируется **Хараулахская система (III)**. Она начинается в южных отрогах Хараулахского хребта и прослеживается вдоль его западных склонов от р. Бэрис (правый приток р. Лены) на юге до Кунгинской впадины на севере. Система представляет собой зону сближенных субпараллельных долготных нарушений шириной 6-7 км и длиной до 200 км, состоящую из двух одинаковых, прямолинейных отрезков, расположенных кулисообразно друг к другу и соединенных диагональной перемышкой растяжения шириной в 3 км и протяженностью 20-25 км.

Активность Хараулахских разломов подчеркивается яркой морфологической выраженностью на аэрофотоснимках, приуроченностью к ним значительного числа сейсмопроявлений и дислокаций в виде ложбин, рвов, оползней и обвалов, а также местных землетрясений, включая сильные 8-9-балльные Булунские 1927 г. Самым мобильным является южный фланг этой системы разрывных нарушений, на котором они в субдолготном направлении пересекают западные склоны Хараулахского хребта, параллельно его осевой линии, на расстоянии 15 км. Один из них дешифрируется на аэрофотоснимках прямой линией, которая односторонне смещает многочисленные субширотные параллельные русла рек Буркан и Бадап-Балагина (бассейн р. Бэрис), а также разделяет их водораздельные хребты.

Прямые структурно-геологические наблюдения, а также анализ трещиноватости в зоне влияния выявленного дизъюнктива показали, что его кинематика соответствует правому сдвигу-сбросу. На это указывает и фокальный механизм Булунского землетрясения 14 ноября 1927 г. На сферограммах трещиноватости и механизма очага наблюдается совпадение элементов залегания плоскости сместителя рассматриваемого разлома, имеющего север – северо-восточное простирание (рис. 7).

На местности он надежно выделяется в виде кулисообразных рвов, секущих современного рельефа и гидросеть (рис. 8). Отдельные его фрагменты прослеживаются на горных отрогах пологими рвами, полустянутыми грубообломочным делювиально-пролювиальным материалом, и трассируется снежниками.

Последняя крупная субдолготная **Буорхайнская зона** разрывных нарушений (IV) представляет собой систему сбросов, которые прослеживаются вдоль западного побережья губы Буор-Хая. Сбросы наблюдаются в морских береговых обнажениях от Быковской протоки до Хараулахской впадины на расстоянии более 160 км. Они представлены в виде характерных рубленых форм и резких уступов современного рельефа. Рабочие плоскости этих разломов устнавливаются в интенсивно кливажированных песчаниках и алевроитах каменноугольного возраста и сопровождаются полосами раздробленных пород, глинками трения и многочисленными зеркалами скольжения. Амплитуды перемещения по ним изменяются от нескольких десятков сантиметров до первых метров. С глубиной эти разрывы выполаживаются, что позволяет классифицировать их как листрические сбросы.

Сопоставление местоположения очагов местных землетрясений с особенностями «живой» тектоники Хараулахской зоны показывает, что эпицентры землетрясений тяготеют главным образом к выявленным крупным системам разрывных нарушений (Хараулахской, Приморской, Буорхайнской и Западноверхоянской), подтверждая их активность в современное время. Название сейсмоактивных зон приведено по аналогии с системами разломов. Следует отметить, что большая часть землетрясений данного района произошла в пределах земной коры на глубинах до 35 км (94% от общего числа определенной глубины) и лишь 6% зафиксированы в интервале 36-55 км. При этом глубина наиболее часто происходящих местных событий соответствует 15 км.

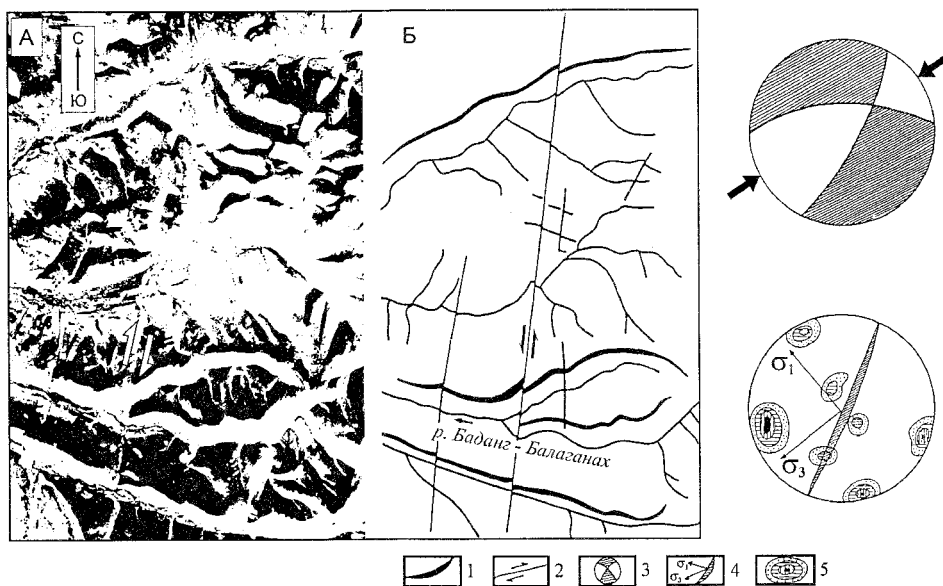


Рис. 7. Сейсмогенный разлом, подновившийся во время Булунского землетрясения 14 ноября 1927 г.

А – аэрофотоснимок (стрелками показана плоскость разлома) и Б – фрагмент его дешифрирования.

1 – осевые части водоразделов; 2 – разломы сдвиговой кинематики; 3 – фокальный механизм землетрясения (черные области – область действия напряжений растяжения, белый – сжатия); 4 – плоскость активного по геологическим данным разлома и ориентировка векторов осей сжатия σ_3 и растяжения σ_1 ; 5 – изолинии плотности трещин в круговых диаграммах трещиноватости горных пород.

В связи с удаленностью мировых станций, параметры самых сильных, так называемых, Булунских событий 1927 года были определены с большой ошибкой и составляли ± 50 км. На основе обработки сейсмограмм самой близкой к эпицентрам станции «Иркутск» и сведений из каталогов того времени, в лаборатории методологии сейсмических наблюдений ИФЗ АН СССР были пересмотрены параметры гипоцентров 2-х самых сильных Булунских землетрясений 1927 г., происшедших 14 и 15 ноября в 04 и 21 час по Гринвичу, с $M=6.8$. Расчеты показали, что их эпицентры расположены друг от друга на расстоянии не более 20-25 км. Глубина их возникновения соответствует 21-22+10 км. Сейсмограммные записи станции «Иркутск» указывают на то, что для всех пяти Булунских землетрясений разность времен пробега между волнами Р и S изменялась от 3 мин 36.4 сек до 3 мин 38 сек. Этот факт доказывает, что они

практически произошли в одном месте, что подтверждается сейсмогеологическими исследованиями, которые выявили здесь большое количество палеосейсмодислокаций [Имаев и др., 1990].



Рис. 8. Аэрофотоснимок сейсмодислокации Бэрис, прослеживающейся в виде системы рвов, вскрытых на земной поверхности при Булунских землетрясениях 1927-1928 гг.

Одна из крупнейших систем сейсмодислокаций была обнаружена и впоследствии изучена авторами в центральной части Хараулахского хребта, между верховьями правых притоков р. Лена (Чебукулах, Эбитием, Бэрис) и левых притоков р. Хара-Улах (Буянка, Оюн-Юряге), впадающих в губу Буор-Хая моря Лаптевых. Дислокации установлены при обследовании плейстосейстовой области Булунских землетрясений, точное местоположение которых не было известно до проведения сейсмогеологических работ в этом регионе. На площади более 1 000 тыс. км² было обнаружено свыше 20 сейсмопроявлений – от мелких обвалов и осыпей до крупных сейсморов, трассирующих вскрытые на поверхности сейсмогенные разрывы.

Главный разлом близдолготного простирания рассекает западные склоны Хараулахского хребта параллельно его осевой линии и на протяжении почти 6 км и сопровождается свежими срывами и обвалами. Он отчетливо дешифрируется на аэрофотоснимках в виде прямой, которая однотипно смещает многочисленные субширотные параллельные русла притоков рек Буркан и Баданг-Балаганнах (бассейн р. Бэрис), а также разделяющие их хребты (западные отроги Хараулахского хребта). В долинах ров представляет собой узкий шов с рваными, как бы обрезанными бортами, шириной 8-10 м. На склонах и вершинах водоразделов он выражен в виде ложбин шириной до 4-6 м, внутри них встречаются обломки аргиллитов, сланцев и песчаников, перетертые почти в мелкую крошку и дресву. Края рвов-ложбин понимаются крутыми (80-90°) отвесными стенками над их днищами на 2–2.5 м и сложены преимущественно обломками плотных, окварцованных песчаников. Направление движения крыльев данного разрыва уверенно устанавливается по смещению субширотных притоков рек Буркан и Баданг-Балаганнах, а также осевых линий водораздельных хребтов. Так, амплитуда горизонтального смещения западного крыла этого разрыва составила 20-25 м. При этом оно сдвинулось к югу так, что смещением оказались затронуты самые молодые отложения вплоть до пойменных и надпойменных террас. Названные натурные наблюдения, а также изучение тектонической трещиноватости горных пород вблизи плоскости выявленного дизъюнктива позволили определить его кинематику как правый сбросо-сдвиг. Для трещин, развитых в плоскости этого сейсмогенного разло-

ма, характерно наличие следов перемещений по ним в виде «зеркал скольжения», преимущественно развитых на близвертикальных системах сколов северо-западного (азимут 335-340°) и субширотного (азимут 250-260°) простираний (рис. 7).

Массовое развитие вторичных сейсмопроявлений (свыше 20) на столь обширной территории свидетельствует о многоактном сейсмическом воздействии на земную поверхность, что согласуется с инструментальными наблюдениями.

Напряженное состояние земной коры Хараулахской сейсмоактивной зоны исследовалось на основе фокальных механизмов землетрясений, найденных по известной методике с использованием теории дислокаций [Балакина и др., 1972].

В общей сложности для исследуемой территории и прилегающих районов получены параметры только 11 механизмов, так что на каждую из выявленных сейсмоактивных зон приходится лишь 1-2, реже 4, таких определения. Большинство из них показано в виде сферогамм на рис. 5.

В целом, земная кора находится здесь под воздействием неоднородного поля тектонических напряжений. Главные напряжения, действующие в очагах землетрясений, имеют различные азимуты простирания и углы падения от горизонтальных до субвертикальных. Это может свидетельствовать, что сейсмический процесс в Хараулахской зоне развивается как в условиях растяжения, так и сжатия. Несомненно, что Буорхайнская и граничащая с ней Приморская сейсмоактивные зоны находятся в настоящее время под влиянием растягивающих усилий, действующих вкрест простирания структур. На это указывают фокальные механизмы землетрясений 21.07.1964 г., 15.06.1986 г., 30.07.1987 г., 14.05.1988 г. (рис. 5), где подвижки в очагах соответствуют сбросам. Далее к западу по направлению к р. Лене растяжение сменяется сжатием. В очагах местных землетрясений появляются смещения типа сдвигов, сдвиго-сбросов и надвигов. Так, при землетрясениях 20.05.1963 г. и 22.03.1987 г. фиксируются сдвиги. Такие разломы, по данным натурных наблюдений, могут рассекать в субширотном (северо-восточном направлении) установленные здесь сбросы. Сдвиго-сбросы были отмечены при Булунских землетрясениях 1927-1928 гг. в Хараулахской сейсмоактивной зоне.

Таким образом, разнообразие фокальных механизмов объясняет, почему в данном районе исследований наблюдается широкий спектр разрывных нарушений (сбросы, сдвиги, надвиги и их модификации). Нельзя не отметить также, что полученные сейсмологические данные удовлетворительно согласуются с материалами геолого-структурных наблюдений и аэрофото-космодешифрирования, что наглядно показано на рис. 4, 5.

Анализ напряженного состояния земной коры Хараулахского района показывает, что на севере Якутии существует уникальная переходная область изменения полей тектонических напряжений растяжения на сжатие, в пределах которой сочленяются срединноокеанические и континентальные структуры земной коры. На земном шаре существуют лишь несколько подобных областей. К ним, например, относятся район Афарского рифта (Восточная Африка), структуры которого взаимосвязаны со структурами срединноокеанического хребта в Индийском океане, и район Северной Калифорнии, где северное окончание Восточно-Тихоокеанского поднятия через разлом Сан-Андреас соединяется с системой срединноокеанических хребтов Горда, Хуан де Фука и Эксплорер в Тихом океане.

Сейсмотектоническая зона системы хр. Черского

Сейсмотектоническая зона системы хр. Черского расположена в пределах Верхояно-Колымской системы мезозойид. История формирования структурных элементов названной системы обусловлена активными тектоническими процессами, протекавшими здесь в поздней юре – нижнем мелу, когда структуры пассивной континентальной окраины, развитой на восточном обрамлении Сибирской платформы, столкнулись с Алазейской островной дугой [Парфенов, 1984]. В последнее время активные тектонические процессы территории мезозойид связываются с коллизией Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского блока (супертеррейна), пространственно занимающего место ранее выделявшегося на всех тектонических картах Колымо-Омолонского срединного массива [Парфенов, 1984]. Колымо-Омолонский супертеррейн представляет собой коллаж отдельных террейнов, амальгированных (тектонически объединенных в единую структуру) на рубеже средней – поздней юры, а затем аккретированных к краю Северо-Азиатского кратона.

Результатом столкновения этих структур явилось образование сложных складчатых деформаций в мощных терригенных отложениях верхоянского комплекса, включающего в себя толщи карбона, перми, триаса и юры, представленных в настоящее время совокупностью синклинорий и антиклинорий Верхояно-Колымской складчатой системы.

Продолжавшиеся до конца нижнего мела процессы горизонтального сжатия, вызванные коллизией, привели к дальнейшему формированию надвигов и складок путем приращения более западных участков Сибирского блока. Угасание условий тектонического сжатия в Верхояно-Колымской складчатой системе к верхнемеловому времени связано, по-видимому, с заложением Арктического бассейна и формированием активной рифтовой системы срединно-океанического хребта Гаккеля, начавшимся в конце позднего мела, примерно 60 млн лет назад [Карасик и др., 1984].

Характерной чертой исследуемой территории является наличие здесь большого количества наложенных впадин кайнозойского возраста, которые заполнены континентальными отложениями. Депрессии различаются друг от друга размерами, возрастным интервалом выполняющих их отложений и главное – своей структурно-тектонической позицией. Наиболее крупные из них – впадины **Индиگیро-Зырянской** группы, развивались на месте нижнемелового Зырянского прогиба и представляют собой впадины предгорного типа. Через центральную часть Верхояно-Колымской системы протягивается еще одна группа кайнозойских впадин, маркирующая осевую часть существовавшей здесь **Момской рифтовой зоны**, представленной Верхнеселенняхской, Нижнемомской, Верхнемомской, Сеймчано-Буюндинской и другими межгорными впадинами. Все они выполнены пологозалегающими, рыхлыми осадками большой мощности (до 800 м), в составе которых преобладают галечниковые и песчаные отложения [Грачев, 1987]. Для впадин характерны узкие линейные формы при длине в 150–200 км и ширине 30–40 км. Небольшие кайнозойские впадины северо-западного простирания, выполненные глинистыми и углистыми осадками эоценового возраста, известны вблизи дельты р. Лена и побережья моря Лаптевых (Кенгдейская, Согинская, Кунгинская и Хараулахская). Их морфология типична для грабеновых впадин, а простирание в целом соответствует направле-

нию срединно-арктического рифта (хребет Гаккеля), что послужило основанием включать их в крайние части Момской рифтовой зоны [Грачев и др., 1973]. Следует отметить также, что для отложений названных впадин характерно омоложение возраста выполняющих их осадков в направлении р. Лена – р. Колыма, от эоценового возраста на северо-западе до плиоценового в Верхнемомской впадине. Исключение составляет Сеймчано-Буондинская впадина, где фиксируются осадки олигоценового возраста [Гусев и др., 1985].

Появление таких структур вызвано активными процессами растяжения, которые в кайнозой сформировали на северо-востоке Азиатского континента Момскую рифтовую зону [Геодинамические модели ..., 1987]. Указанная обстановка сохранялась здесь до верхнеплей-

стоценового времени, когда растяжение сменилось горизонтальным сжатием, наблюдающимся в современное время на всей территории, контролируемой сейсмической зоной хр. Черского [Имаев и др., 1990].

Открытие срединно-океанического хребта Гаккеля в Северном Ледовитом океане и анализ аналогичных океанических рифтовых зон и их сочленений с материковыми структурами дали основание А.Ф. Грачеву и др. [1973] считать, что арктическая рифтовая зона продолжается на континент, трассируясь через дельту р. Лена к системе Момо-Селенныхских впадин (рис. 9). Таким образом, все особенности новейшего развития территории, в том числе и его высокая сейсмическая активность, связаны, по их мнению, с развитием на континенте Момской рифтовой зоны. При этом авторы приво-

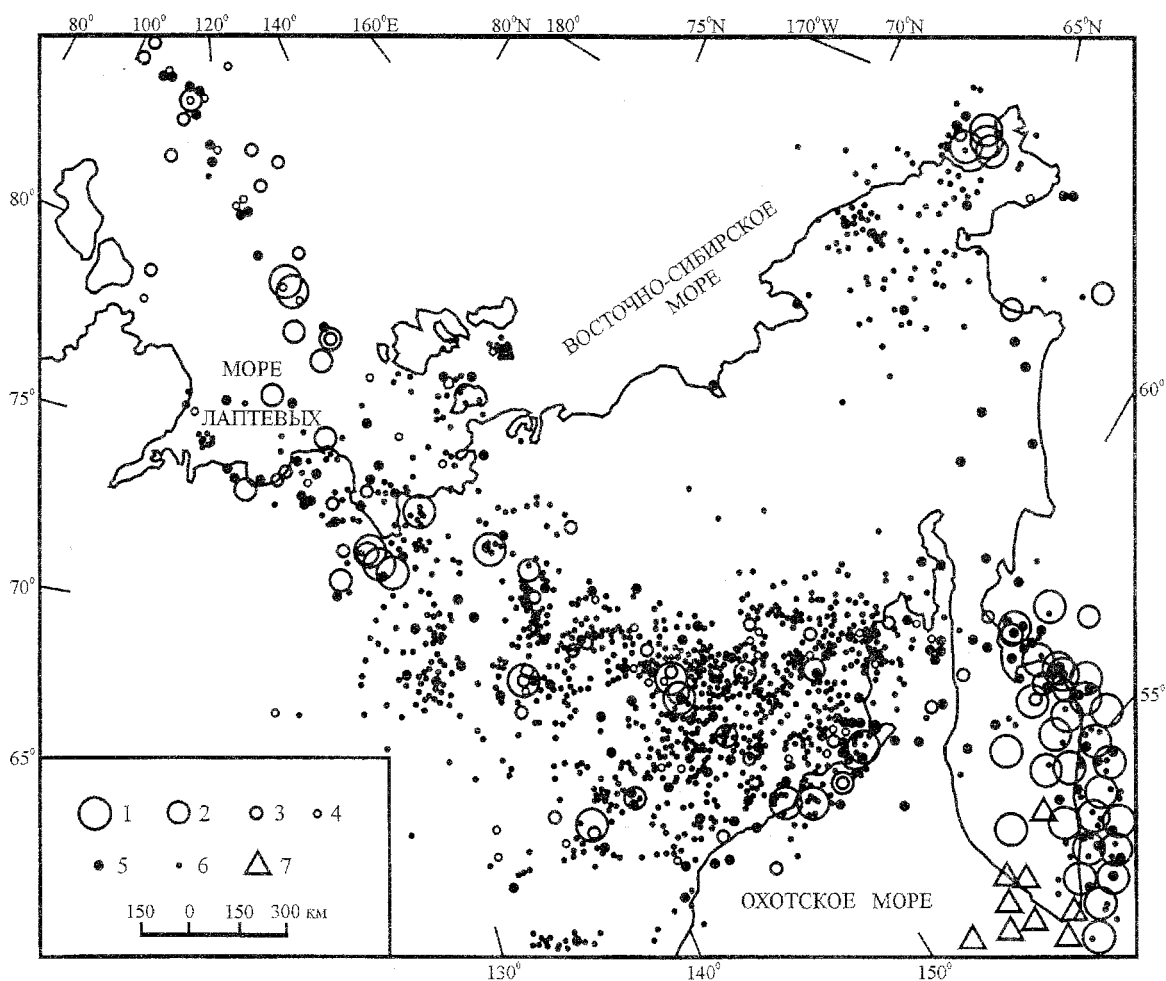


Рис. 9. Карта эпицентров землетрясений сейсмической зоны Черского [Геодинамические модели..., 1987].

Магнитуды землетрясений: 1 – больше 6.0; 2 – 5.5-5.9; 3 – 5.0-5.4; 4 – 4.5-4.9; 5 – 4.0-4.4; 6 – меньше 4.0; 7 – глубокофокусные землетрясения Камчатки.

дят следующие признаки Момского рифта: асимметричный характер сочленения впадин с окружающими их поднятиями (западной границей рифта служит зона новейших разломов сбросовой кинематики, а для восточной части типичен плавный переход структур Момского поднятия в зону одноименной впадины); высокая контрастность движений, проявляющаяся в значительных градиентах скоростей; четко выраженная система линейных поднятий и прогибов, подчиняющаяся северо-западному простиранию; сквозной характер Момо-Селенныхских впадин в центральной части области, который на северо-западе приобретает характерный для всех рифтовых зон Земли веерообразный расходящийся рисунок [Грачев, 1977, 1987; Грачев и др., 1973]. На схеме новейшей тектоники, предложенной А.Ф. Грачевым [1973] и построенной на основании выявленных им двух поверхностей выравнивания, обращает на себя внимание небольшой удельный вес разломов и их малая структурообразующая роль в строении Момского рифта. Вместе с тем, уже в публикациях Г.С. Гусева и др. [1976] отмечались различия в кинематике основных разрывных нарушений и тектоническом происхождении структур горной системы хр. Черского и хр. Гаккеля. Располагая решениями фокальных механизмов очагов сильных землетрясений Восточной Якутии, большинство из которых указывало на обстановку сжатия, фиксируемую в хр. Черского, эти авторы предложили выделить здесь новый тип рифтовых структур, происходящих в условиях косо́го сжатия – присдвиговые рифты [Гусев и др., 1985].

О развитии кайнозойских структур сейсмической зоны Черского (СЗЧ) можно судить по особенностям литологии кайнозойских отложений [Гусев, Гриненко, 1985]. Осадочные толщи палеоцена и эоцена распространены на периферии и за пределами Момской рифтовой зоны. Они представлены маломощными корами выветривания и перекрывающими их глинами и алевроитами с прослоями мергелей, песков и песчаников, что указывает на отсутствие в это время дифференцированных тектонических движений. На границе эоцена и олигоцена отмечено усиление тектонической активности, фиксируемое огрублением отложений нижнего олигоцена. Они представлены галечниками с прослоями гравийного материала, залегающими в основании Усть-Янского грабена, Верхнереской, Сеймчано-Буондинской и других впа-

динах. Выше по разрезу осадки становятся более тонкими: ниже-среднемиоценовые алевроиты и глины с пластами лигнитов.

Момская рифтовая система, вероятно, возникла в позднем миоцене. В это время резко возрастает контрастность тектонических движений. Активно воздымаются поднятия в пределах современных хребтов Черского и Момского. Отложения верхнего миоцена в Индигиро-Зырянском прогибе, Омолойской и других впадинах представлены грубыми молассами: конгломератами, галечниками, гравелитами с линзовидными маломощными прослоями песчаников. Они залегают с размывом на более древних кайнозойских образованиях и начинают разрез вновь сформированных впадин. В плиоцен-раннеплейстоценовое время интенсивность неотектонических движений ослабевает, и грубообломочный материал в составе отложений этого возраста имеет явно подчиненное значение. Новая значительная активизация имела место на границе раннего и среднего плейстоцена, когда обрамляющие Момскую рифтовую долину поднятия хребтов Черского и Момского приобрели облик, близкий к современному. Среднеплейстоценовые отложения песчано-гравийно-галечного состава повсеместно залегают на более древних образованиях с размывом, а иногда и с угловым несогласием. Верхнеплейстоцен-голоценовые отложения представлены тонкозернистыми осадками песчано-алевритовой размерности. Наиболее вероятным временем образования и существования Момского рифта является интервал – поздний миоцен – начало среднего плейстоцена, характеризующийся существенным огрублением кайнозойских отложений [Гусев, Гриненко, 1985; Геодинамические модели, 1987].

Анализ кинематических особенностей разломов, выполненный на основе геологоструктурных и морфотектонических методов исследований, показал, что в пределах СЗЧ присутствуют разрывные нарушения различного генетического типа – от надвигов и взбросов до сдвигов и взбросо-сдвигов. Почти повсеместно кайнозойские образования, развитые в СЗЧ, дислоцированы в складки и сопровождаются структурами сжатия. Например, эоценовые отложения томторской свиты на р. Томтор образуют моноклираль, полого, под углами в 15-25°, погружающуюся на северо-восток (азимут падения 40-45°). В бассейне р. Сисиктех эоценовые складки достигают крутых углов падения (75-85°) с общим направлением падения толщи

на восток (азимут падения $35-55^{\circ}$). В обнажении фиксируются небольшие складки с горизонтальными шарнирами (азимут простираения 330°). Они усложняют региональное моноклинальное падение толщи и указывают на то, что все эти породы были как бы дожаты продолжающейся наложенной деформацией в направлении с юго-запада на северо-восток, то есть со стороны хребта Андрей-Тас. На реках Мятись, Элгандя и Кыллах, берущих свое начало в Момском хребте (среднее течение р. Индигирка) отложения олигоцена, миоцена и плиоцена собраны в пакеты крутых складок с углами падения в $75-80^{\circ}$. С юго-запада они обрезаются надвигом, по которому нижнемеловые толщи ожогинской свиты надвинуты на третичные толщи.

Геологический разрез на р. Кыллах хорошо иллюстрирует эту обстановку (рис. 10). В левой части рисунка видно, как нижнемеловая пачка песчаников (А) несогласно перекрывает по разлому песчаниково-глинистую толщу

тоже мелового возраста (Б), причем при общих азимутах (220°) эти две пачки имеют разные углы падения А – 45° , Б – $25-30^{\circ}$. Таким образом, вся нижнемеловая толща надвинута на глинистую олигоценовую (?) пачку, в пределах которой дешифрируются фрагменты складки с крутыми углами падения в $65-70^{\circ}$. Далее на север молодые кайнозойские породы интенсивно дислоцированы многочисленными мелкими разрывами, падающими примерно параллельно основному надвигу ($220 < 30^{\circ}$), и хорошо прослеживаются в разрезе по отдельным прослоям глин и углей, служащих надежными маркерами в более песчаниковой, восточной части разреза. Рассмотренная складчатая структура имеет такие же элементы строения, что и рисунок самих трещин, а также параметры осевых плоскостей и рассчитанного погружения шарниров складок. Надвиги выявлены также в обрамлении Кыринской и Верхнеселеннянской впадин Э.Н. Климовым в 1987 г. Их плоскости смести-

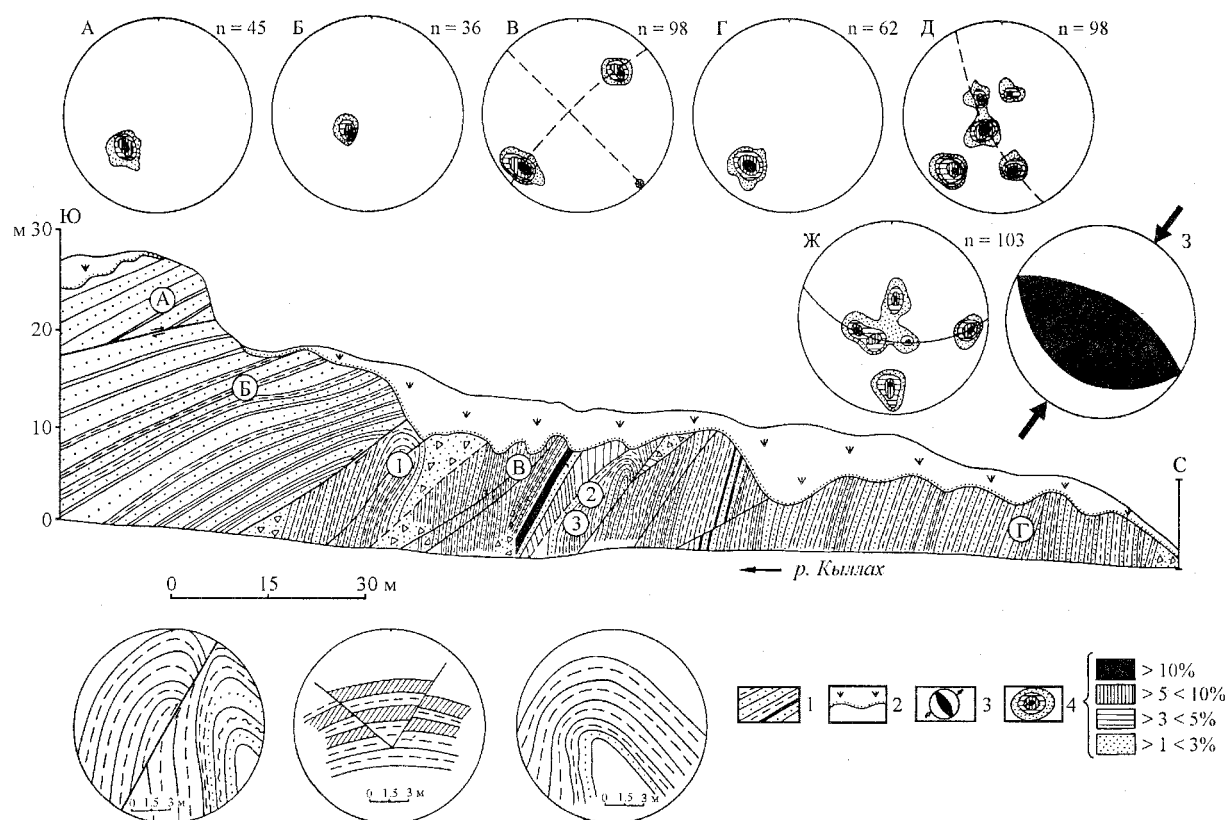


Рис. 10. Характер деформаций нижнемеловых и кайнозойских (олигоцен-миоценовых) отложений р. Кыллах.

1 – чередование песчаников, глин и углей; 2 – задернованные участки обнажений; 3 – реконструированное положение областей сжатия (белое) и растяжения (черное); 4 – изолинии плотности структурных элементов: слоистость в нижнемеловых (ожогинская – А и Б, буоркемюсская – В свиты) и палеогеновых (Г) породах, трещиноватость в нижнемеловых (Д) и кайнозойских (Ж) отложениях; 1-3 – фрагменты обнажения.

телей падают на юго-запад под хребет Черского. Указанные надвиги и взбросы были установлены в ходе среднемасштабной геологической съемки в горном обрамлении, с юго-запада прилегающего к системе Момских впадин. Они были выявлены по ряду косвенных признаков, в частности по присутствию в плоскости разломов верхнеюрских осадочных образований, залегающих гипсометрически выше, чем более молодые, нижнемеловые вулканогенные толщи, которые в других местах картируемой площади встречались в обычном (т.е. гипсометрически ниже) положении.

Вместе с тем обращает на себя внимание тот факт, что фокальные механизмы местных землетрясений, произошедших на территории Восточной Якутии [Козьмин, 1984], указывают на явное преобладание горизонтального субширотного сжатия, действующего на всем протяжении СЗЧ. При этом из 44 определений механизмов очагов сильных землетрясений 21 решение указывает на надвиговый и взбросовый тип подвижки по сейсмогенным разрывам, а в 23 случаях главенствуют сдвиги [Козьмин, 1984]. Все это заставило заново обработать на основе известных методов фактический материал по трещиноватости, развитой в зонах крупных разломов СЗЧ, а также выполнить дополнительные натурные наблюдения для получе-

ния новых данных по характеру смещений разрывов в исследуемом регионе. По совокупности данных удалось диагностировать кинематический тип смещения большинства кайнозойских разломов СЗЧ. При этом оказалось, что явно доминирующими разломами здесь являются левые сдвиги северо-западного простирания. Таким образом, анализ многочисленных данных по пространственному распределению тектонических трещин и следов горизонтальных перемещений на их плоскостях, наблюдения за соотношением сдвиговых систем сколов и других структурных элементов (слоистости, кливажа, складок) показывают, что основные движения в осевой части сейсмического пояса Черского происходят по левым сдвигам северо-западного простирания. Они составляют систему хорошо известных разломов (Улахан, Чай-Юреинский, Брюнгандинский, Илин-Тасский, Арга-Тасский и др.), развитых в осевых частях горных хребтов Черского и Момском, к зонам влияния которых тяготеют сильные землетрясения с $M > 5,0$. Сдвиги являются главным структурным элементом СЗЧ, они существенно превосходят сопряженные с ними надвиги и взбросы по размерам и областям динамического влияния. Граничными генеральными разломами СПЧ соответственно с юго-запада и северо-востока являются Адыча-Тарынский и Мятисский надвиги (рис. 11).

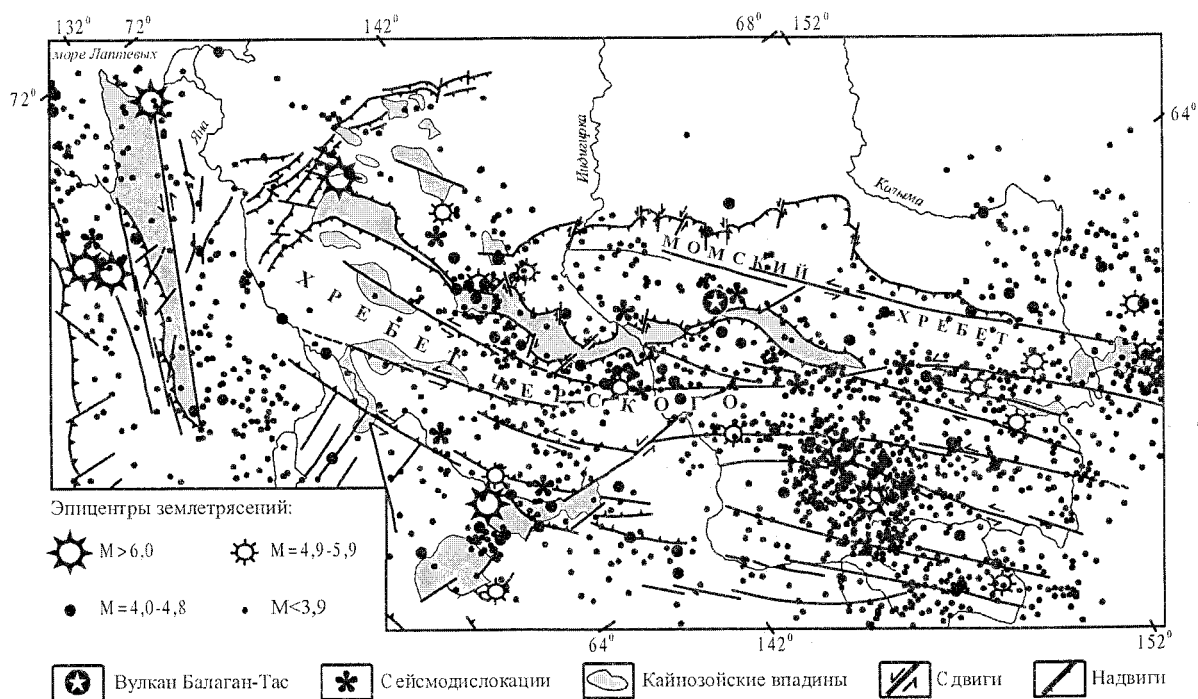


Рис. 11. Распределение землетрясений и сейсмодислокаций в пределах сеймотектонической зоны хребта Черского.

Разрывные структуры, ограничивающие систему Момо-Селенныхских впадин, расположенную внутри СПЧ, определены как надвиги и взбросы с падением плоскостей под горные сооружения. Сбросовые нарушения не характерны для исследуемой территории. Отдельные локальные сбросы установлены во внутренних частях горных сооружений и являются производными от крупных сдвиговых перемещений. Они связаны с формированием небольших присдвиговых впадин (Догдинская, Чибагалахская, Верхненерская и др.) и не распространяются за их пределы.

Заключение

Проведенные геолого-геофизические исследования территории Северо-Восточной Якутии и побережья моря Лаптевых, с целью установления сейсмотектонических закономерностей исследуемой территории, показывают, что здесь, в области влияния границы Евразийской и Североамериканской литосферных плит, наблюдается частая смена геодинамических режимов: растяжение земной коры, где литосферные плиты расходятся (хр. Гаккеля); промежуточная зона (смешанное поле тектонических напряжений на шельфе моря Лаптевых и его побережье, где расположен полюс вращения Североамериканской и Евразийской плит); скольжение с левым сдвигом, вызванное северо-восточным сжатием в результате косого сближения плит (хр. Черского). При изучении территории Арктико-Азиатского сейсмического пояса (ААСП), мы сталкиваемся с уникальным случаем «выхода» или прослеживания океанических структур на континент, где в недалеком геологическом прошлом (средний миоцен – верхний плейстоцен) была сформирована Момская рифтовая система, продолжавшая срединно-арктический хребет Гаккеля. В настоящее время, как это показали наши комплексные исследования, Момская рифтовая система не является сейсмогенной структурой, развивающейся в режиме растяжения земной коры, хотя и наследует в своей морфологии и глубинном строении некоторые черты, присущие классическим рифтовым зонам (утонённая земная кора; высокий тепловой поток; развитие узких трогообразных впадин, заполненных позднекайнозойскими осадками, простирающие которых совпадает с простираанием впадин в срединной океанической зоне; наличие кайнозойских вулканов в бортах Момо-

Селенныхских впадин и др.). Такое несоответствие современного и более древнего структурного плана, когда при сейсмотектонических исследованиях устанавливаются структуры сжатия в виде сдвигов и взбросо-сдвигов, наложенных на предшествующие структуры растяжения, само по себе говорит о сложной тектонической жизни исследуемой территории. Оно связано, по-видимому, с изменением положения полюса вращения литосферных плит, который в современную геологическую эпоху занимает местоположение близкое к побережью моря Лаптевых, в то время как еще сравнительно недавно (миоцен, плиоцен, до верхнего плейстоцена) он располагался на побережье Охотского моря [Парфенов и др., 1998].

Мы благодарим за поддержку данных исследований Министерство промышленности, науки и технологий РФ, программу «Университеты России. Фундаментальные исследования».

Список литературы

- Аветисов Г.П., Гусева Ю.В. Глубинное строение района дельты Лены по сейсмологическим данным // Сов. геология. 1991. № 4. С. 73-81.
- Аветисов Г.П. Сейсмоактивные зоны Арктики. Санкт-Петербург: ВНИИОкеанология, 1996. 185 с.
- Анохин В.М., Гусев Е.А., Рекант П.В. Характер синокеанической тектоники Лаптевоморской океанической окраины // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы совещания. Т. 1. Москва: ГЕОС, 2003. С. 10-12.
- Атлас океанов: Северный Ледовитый океан. М.: Гл. упр. Навигации и океанографии МО СССР, 1962. 337 с.
- Артемьев А.В., Иванов И.Ю. Геологическое строение Момского континентального рифта // Геотектоника. 1988. № 2. С. 102-107.
- Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В. и др. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972. Вып. 8. 191 с.
- Богданов Н.А., Хаин В.Е., Розен О.М. и др. Объяснительная записка к тектонической карте морей Карского и Лаптевых. М.: Ин-т литосферы и внутренних морей РАН, 1998. 127 с.
- Галабала Р.О. Новые данные о строении дельты р. Лена (четвертичный период) Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987. С. 152-172.
- Геодинамические модели сейсмических поясов Якутии / Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Грищенко О.В. и др. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 46 с.

Грамберг И.С., Деменицкая Р.М., Секретов С.Б. Система рифтогенных грабенов шельфа моря Лаптевых как недостающего звена рифтового пояса хребта Гаккеля – Момского хребта // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 3. С. 689-694.

Грачев А.Ф., Деменицкая Р.М., Карасик А.М. Проблемы связи Момского континентального рифта со структурой срединно-океанического хребта Гаккеля // Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1973. Вып. 8. С. 56-75.

Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987. 285 с.

Грачев А.Ф. Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии // Физика Земли. 1996. № 12. С. 5-36.

Гусев Г.С., Веклич В.С., Третьяков Ф.Ф. Морфо-кинематическая характеристика разломов Верхояно-Чукотской складчатой области // Разломная тектоника территории Якутской АССР. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1976. С. 73-114.

Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозой. М.: Наука, 1979. 207 с.

Гусев Г.С., Петров А.Ф., Фрадкин Г.С. Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука, 1985. 248 с.

Гусев Г.С., Гриненко О.В. Кайнозойский (неотектонический) мегакомплекс // Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука, 1985. С. 182-203.

Драчев С.С. О тектонике фундамента шельфа моря Лаптевых // Геотектоника. 2002. № 6. С. 60-76.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Активные разломы и сейсмотектоника Северо-Восточной Якутии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. 138 с.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. Москва: ГЕОС, 2000. 226 с.

Карасик А.М. Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана // Геофиз. методы разведки в Арктике, 1968. Вып. 6. С. 8-19.

Карасик А.М., Устрицкий В.И., Храмов А.Н. История формирования Северного Ледовитого оке-

ана // Геология Арктики (доклады 27-го Международного геологического конгресса). М.: Наука, 1984. Т. 4. С. 151-159.

Козьмин Б.М. Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. М.: Наука, 1984. 125 с.

Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозой Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 191 с.

Парфенов Л.М., Ноклберг У.Дж., Ханчук А.И. Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты Северной и Центральной Азии, юга Дальнего Востока, Кореи и Японии // Тихоокеанская геология. 1998. № 3. С. 3-13.

Савостин Л.А., Драчев С.С. Кайнозойское сжатие в районе Новосибирских островов и его связь с раскрытием Евразийского бассейна // Океанология. 1988. Т. 28. № 5. С. 775-781.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.

Cook D., Fujita K., McMullen C.A. Present-day plate interactions in Northeast Asia: North American, Eurasian, and Ochotsk plates // J. Geodynamics. 1986. N 6. P. 33-51.

Fujita K., Cook D., Hasegawa H. et al. Seismicity and focal mechanisms of the Arctic region and North American plate boundary in Asia // Geology of North America. Vol. L. The Arctic ocean region, edited by A. Grantz, Johnson G.L. and Sweeney J.F. Geological Society of America. Boulder. 1990. P. 77-100.

Grachev A.F. Geodynamics of transitional zone from the Moma rift to the Gakkel ridges. In Continental margin Geology, edited by J.S. Watkins and C.L. Drake // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1982. V. 33. P. 103-113

Parfenov L.M., Koz'min B.M., Grinenko O.V. et al. Geodynamics of the Chersky seismic belt // J. Geodynamics. 1988. N 9. P. 15-37.

Savostin L.A., Karasik A.M. Recent plate tectonics of the Arctic basin and Northeastern Asia // Tectonophysics. 1981. V. 74. P. 111-145.

Рецензент член-корр. РАН Н.А. Богданов