

УДК 551.248(571.56)

СЕЙМОТЕКТОНИКА ОЛЕКМО-СТАНОВОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)

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

**Институт земной коры Сибирского отделения РАН*

664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128

E-mail: imaev@crust.irk.ru

***Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН*

677891, Якутск, просп. Ленина, 39

E-mail: b.m.kozmin@diamond.usn.ru

Поступила в редакцию 12 ноября 2003 г.

В данной статье приводятся многочисленные фактические данные по неотектонике, сейсмичности (плановому распределению эпицентров землетрясений), напряженному состоянию (фокальным механизмам сильных землетрясений), активным разломам и сейсмодислокациям, развитым в пределах особого класса структур, выделяемых в Олекмо-Становую сейсмическую зону. Показано, что формирование неотектонических структур происходит в условиях горизонтально-го сжатия, устанавливаемого почти повсеместно в пределах этой сейсмической зоны.

Современная геодинамика исследуемой территории характеризуется развитием парагенезиса сейсмогенных структур, объединяющих в себя продольные сдвиги и обрамляющие их системы крупных надвигов и взбросов, формирование которых происходит по типу структур «пальмового дерева» или «цветковых» структур. Все это связано с процессами транспрессии, происходящими на границе Евразийской и Амурской литосферных плит.

Ключевые слова: *неотектоника, сейсмичность, эпицентры землетрясений, фокальные механизмы, активные разломы, сейсмодислокации, современная геодинамика, сеймотектоника.*

SEISMOTECTONICS OF OLEKMO-STANOVAYA SEISMIC ZONE (SOUTH YAKUTIA)

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

**Institute of Earth Crust, Siberian Branch of RAS*

***Institute of Geology of Diamond and Precious Metals, Siberian Branch of RAS*

The paper bring many facts on neotectonics, seismicity (the distribution of epicenters in plan), stress fields (focal mechanisms of strong earthquakes), active faults and seismodislocations which have been take placed in special category of structures – Olekmo-Stanovaya seismic zone. Showed that the forming of neotectonical structures was formed under the compression.

Recent geodynamics described the developing of paragenesis of seismogenic structures, which consist of the lateral strike-slip faults and the system of reverse faults forming as «palm-tree» or «flower» structures. All of this connected with the processes of transpression on the boundary of Eurasian and Amurian plates.

Key words: *neotectonics, seismicity, epicenter of earthquakes, focal mechanisms, active faults, seismodislocations, recent geodynamics.*

Многолетние сейсмогеологические исследования проводимые на юге Сибири, на границе Евразийской и Амурской литосферных плит установили, что сейсмогенные структуры, развитые в области их динамического влияния, относятся к Байкало-Становому сейсмическому поясу, который образует к востоку от оз. Байкал самостоятельную Олекмо-Становую зону, протягивающуюся на расстоянии в 1000 км в субширотном направлении от бассейна р. Олекма на западе до Удской губы Охотского моря на востоке [Зоненшайн, Савостин, 1979; Геодинамика..., 1985; Имаев и др., 2000].

В структурно-тектоническом отношении Олекмо-Становая сеймотектоническая зона располагается на стыке двух крупных геоструктурных элементов – Алданского щита Сибирской платформы и северной окраины Джугджуро-Становой складчатой области, которые разделены между собой Становым краевым швом [Тектоника..., 1975]. В ходе предшествующей геологической истории развития данный регион испытал значительные структурные перестройки, которые были связаны с процессами многократных тектонических активизаций и создали сложный современный структурный план территории.

В пределах исследуемой территории широко развиты структуры мезозойской тектоно-магматической активизации, образующие несколько протяженных поясов параллельных друг другу и Становому шву, которые накла-

дываются на гетерогенный раннедокембрийский фундамент [Геодинамика..., 1985] (рис. 1). Они представлены следующими тектоническими элементами – поясом гранодиоритовых батолитов Станового хребта позднемезозойского возраста, системой Южно-Якутских впадин, выполненных мощными (до 5 км) угленосными толщами юры и мела; субщелочными и щелочными вулканическими и интрузивными образованиями триасово-раннемелового возраста, широко распространенными по всей южной окраине Алданского щита. Указанные зоны мезозойской тектоно-магматической активизации, пространственно связанные друг с другом и с расположенной южнее Станового хребта Монголо-Охотской складчатой системой, в совокупности соответствуют активной континентальной окраине мезозойского возраста. Складчатая структура Монголо-Охотской системы в свою очередь была сформирована в результате столкновения Буреинского массива с Алдано-Становым блоком, которое имело место в позднеюрское-раннемеловое время [Парфенов, 1984].

Неотектоника

Современные протяженные системы горных поднятий территории, которые, судя по высокой сейсмической активности, продолжают развиваться и в настоящее время, начали формироваться в неогене после длительного

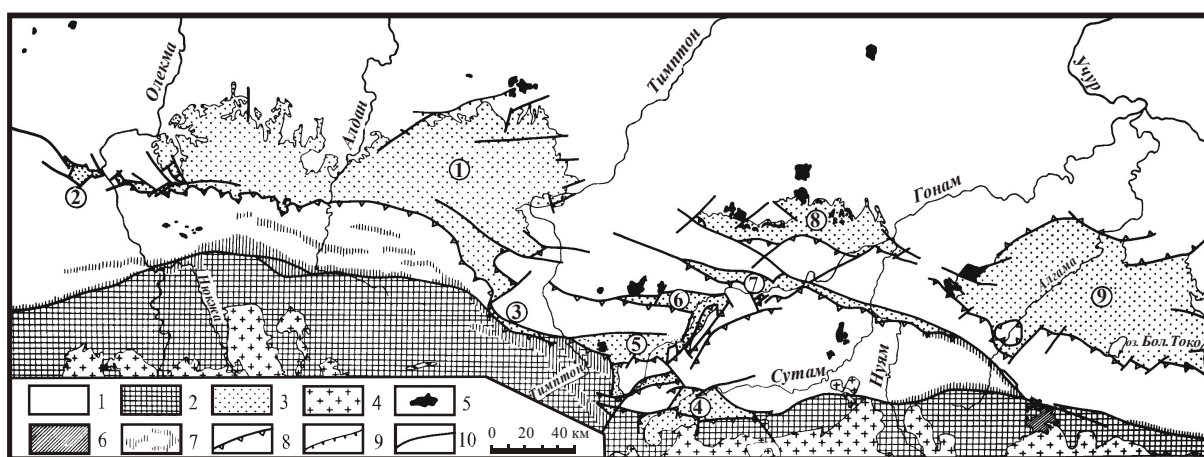


Рис. 1. Тектоническая схема Южной Якутии (по [Геодинамика..., 1985]).

1 – Алданский щит; 2 – Становая складчатая система; 3 – Южно-Якутская система мезозойских впадин; 4 – мезозойские гранитные батолиты; 5 – мезозойские интрузивы Алданского щита; 6 – плейстоценовые базальты; 7 – зеленосланцевые диафориты; 8 – надвиги; 9 – сбросы; 10 – прочие разломы.

Цифрами в кружках обозначены впадины: 1 – Чульманская; 2 – Ханинская; 3 – Окурданская; 4 – Верхне-Сутамская; 5 – Токарикская; 6 – Гувилгринская; 7 – Гюскангрская; 8 – Ытымджинская; 9 – Токинская.

периода пенепленизации в позднем мелу – палеогене [Тимофеев, 1968; Пиотровский, 1968; Бороденкова, Гриненко, 1975].

По мнению С.С. Коржуева [1968], развитие новейшей тектоники рассматриваемой территории, проявившееся в создании разнородных и разномасштабных морфоструктур, началось с конца палеогена – начала неогена, хотя большинство исследователей, тем не менее, отмечают общую согласованность неотектонического структурного плана со структурами, сформированными к концу мезозоя [Пиотровский, 1968; Тимофеев, 1968]. «Последовавшие после длительного периода тектонического покоя и консервации верхнемелового рельефа в палеогене дифференциальные движения неогена и четвертичного времени не привели к коренной перестройке морфоструктурного плана» [Тимофеев, 1968, с. 240].

Действительно, большинство выраженных в рельефе отрицательных морфоструктур накладывается на мезозойские впадины, а разделяющие их горные хребты, в том числе альпинотипные, располагаются исключительно в обрамлении мезозойских впадин.

Сведения о начальных этапах неотектонических движений скудны, что объясняется, большей частью, отсутствием неогеновых осадков на данной территории. Согласно Д.А. Тимофееву [1968], величина поднятий в пределах Алданского щита в это время составляла 100-150 м. Эта оценка основывается на разнице высотных отметок алданской (мел-палеогеновой) и туолбинской (неогеновой) поверхностей выравнивания. Эоплейстоценовый этап явился главным в рельефообразовании. В это время активно формируется структура восточного фланга Байкальской рифтовой зоны – Чарская и Верхне-Токинская впадины и обрамляющие их хребты Удокан и Кодар [Думитрашко, 1952], а в пределах Алданского нагорья и Становой области происходят менее контрастные восходящие движения. Характер неотектонических движений и состав четвертичных отложений, с преобладанием валунно-галечникового аллювиального материала указывает на постоянные восходящие движения в области горных сооружений, которые продолжаются и в настоящее время. На востоке рассматриваемого района, в пределах Токинского Становика, известно поле (около 200 км²) щелочных базальтов плейстоценового возраста [Сейсмогеология..., 1982]. Здесь отме-

чено около 20 вулканов центрального типа.

Главные особенности развития региона в неотектонический этап показаны на рис. 4, на котором выделяются отдельные блоки, включающие характерный комплекс разрывных и морфотектонических структур, развивающихся в единых геодинамических условиях. Основной из них является восточное окончание Байкальской рифтовой области, имеющее северо-восточное простирание и представленное на исследуемой территории Чарской и Верхне-Токинской впадинами и обрамляющими их альпинотипными хребтами Кодар и Удокан. Морфоструктуры системы Становой области занимают южную часть исследуемой территории. Современная граница с Алданским щитом проходит по зоне Южно-Якутского надвига, четко выраженного в рельефе в виде уступов, достигающих высоты 1000-1200 м. Область характеризуется сложным тектоническим строением, решающую роль в становлении рельефа которой сыграли разрывные нарушения, обусловившие его блоковую структуру. Наиболее крупными отдельными морфоструктурами являются кряж Зверева, представляющий собой сводовое поднятие с абсолютными величинами рельефа в 1800-2000 м и морфоструктура Токинского Становика, более поднятый блок с абсолютными высотами 2100-2300 м и оконтуренный четко выраженными в рельефе Становым, Южно-Токинским и Тыркандинским разломами. Морфоструктура Центрально-Станового района представляет собой систему складчато-глыбовых массивов, претерпевших разноамплитудные перемещения. В его пределах выделяется ряд положительных морфоструктур, разделенных узкими грабеноподобными долинами. Это Алгома-Идюмский блок, Налуракский, Сутамо-Нужамский, Гонамский и Нингамский блоки. Для них характерны сравнительно небольшие размеры (30 × 45 км в поперечнике) и довольно расчлененный крутосклонный рельеф. К северу от этих неотектонических структур прослеживаются платформенные морфоструктуры Алданского щита, которые представляют собой пологое сводовое поднятие в пределах активизированной краевой части щита. Наиболее значительной морфоструктурой здесь является Чульманская впадина, которая прослеживается к северу от блокового поднятия кряжа Зверева.

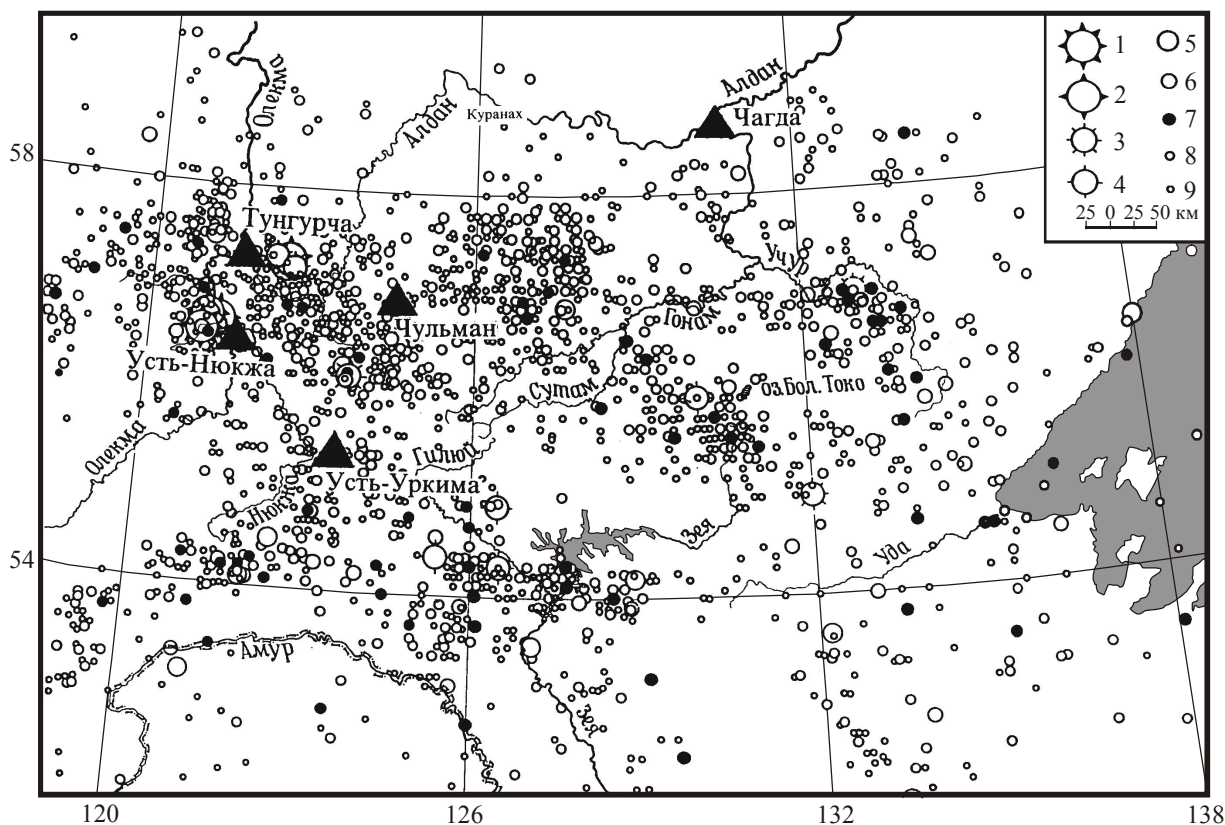


Рис. 2. Система инструментальных сейсмических наблюдений и пространственное распределение землетрясений на территории Южной Якутии.

1-9 – эпицентры землетрясений с энергетическим классом ($K = \lg E$, дж): 1 – $K=17$; 2 – $K=16$; 3 – $K=15$; 4 – $K=14$; 5 – $K=13$; 6 – $K=12$; 7 – $K=11$; 8 – $K=9-10$; 9 – $K=8$. Треугольники – сейсмические станции.

Сейсмичность

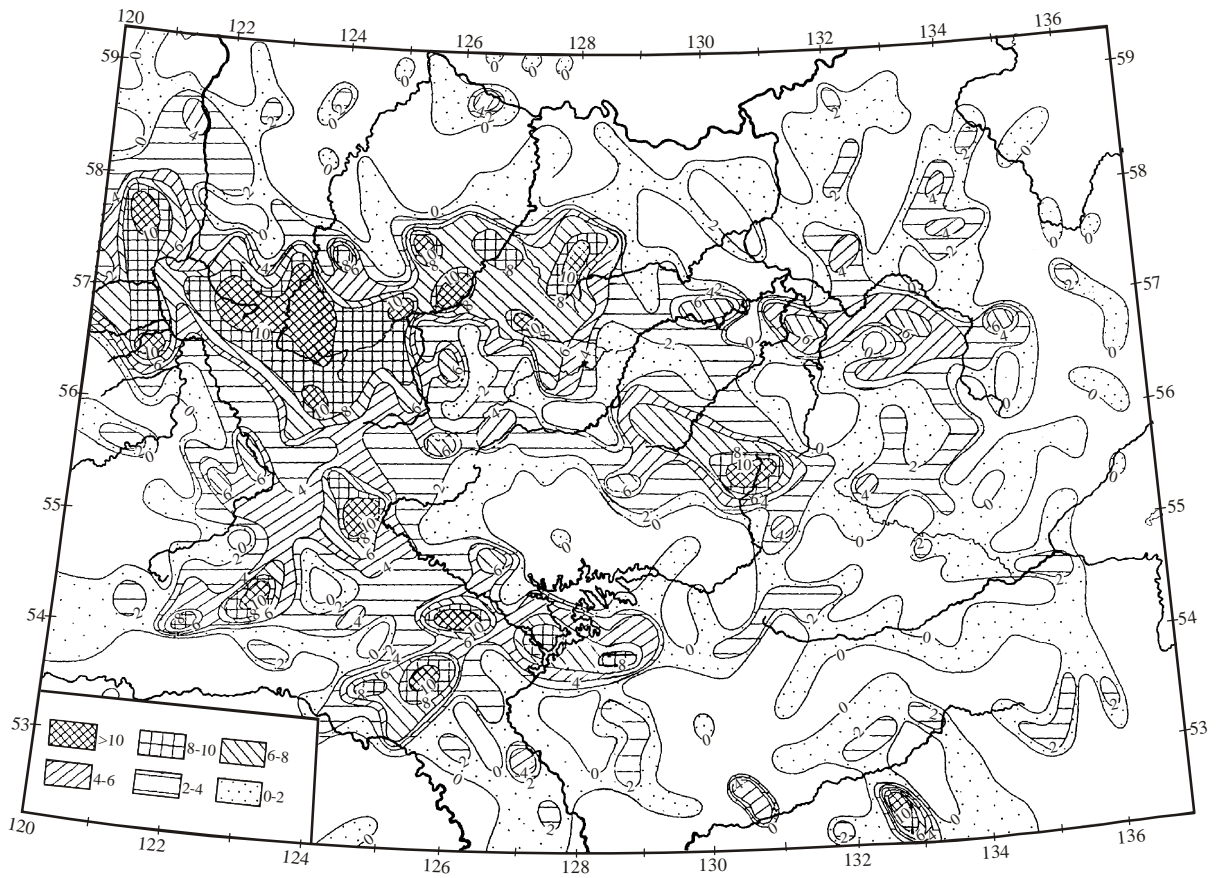
Вдоль южной границы Сибирской платформы (по данным инструментальных наблюдений с начала 20 века) выявлен крупный Байкало-Становой сейсмический пояс, который располагается между оз. Байкал и Охотским морем (рис. 2). Он объединяет Байкальскую рифтовую зону (I) и продолжающую ее от р. Олекмы на восток к Удской губе Охотского моря Олекмо-Становую сейсмическую зону (II). Параллельно Олекмо-Становой зоне на 200 км южнее между 54° и 55° северной широты расположена Тугурингра-Джагдинская сейсмическая зона (III), которая протягивается из Монголии в субширотном направлении к Охотскому морю вдоль хребтов Тугурингра – Джагды – Сохтахан в Приамурье [Козьмин, 1984; Геодинамика ..., 1985].

Названные две зоны Байкало-Станового пояса имеют разный сейсмический режим. Так,

в Байкальской рифтовой зоне ежегодно происходит более 2000 землетрясений с энергетическим классом $K > 8$, в то время как в Олекмо-Становой зоне число таких событий в год не превышает 500 [Бюллетень..., 1972-1977]. Наибольшая магнитуда M землетрясений в Байкальском рифте соответствовала величине 7,6-7,8 (Муйское землетрясение 1957 г. $M = 7,6$; Моготское землетрясение 1967 г. $M = 7,8$). В Олекмо-Становой зоне значение магнитуды не превышало 7,0 (Гас-Юряхское землетрясение 1967 г. $M = 7,0$) [Голенецкий, 1978].

Начало инструментальных наблюдений на территории Южной Якутии относится к 1964 г., когда была открыта сейсмическая станция в пос. Усть-Нюкжа на р. Олекме. Сейчас здесь действует система сейсмических наблюдений, состоящая из 4 станций: Усть-Нюкжа, Чульман, Чагда и Усть-Уркима. На западе, в соседней Байкальской рифтовой зоне расположена другая сеть сейсмических станций: Чара,

«10». (6-10).
 « » (5), « » (10), « » (25) « » (50). (I), (II), (III), (IV), 8-10.
 (200) 30 12 1971 . 5,9 (10).
 (.3), 100
 0,2 × 0,4,



. 3.

не превышала 4,9. Плотность эпицентров – 8-10.

Восточнее, между рр. Олекма и Алдан, выявляется активный участок района Южно-Якутского землетрясения 1989 г. с $M = 6,6$, после которого отмечено свыше 5000 афтершоков (5 из них имели магнитуду в интервале 4,0-6,0). Он расположен в пределах самого крупного максимума плотности эпицентров землетрясений, охватывающего верховья рек Тунгурчи и Алдана (10 и более). На территории центральной части и юго-восточного фланга Олекмо-Становой сейсмической зоны выделяются три крупных участка концентрации эпицентров землетрясений: в центре Алданского нагорья, в районе Токинского Становика вблизи оз. Большое Токо, и бассейне среднего течения р. Учур.

Анализ распределения глубин возникнове-

ния очагов землетрясений в Олекмо-Становой сейсмической зоне показал, что все они располагаются выше подошвы земной коры, которая по оценкам разных исследователей находится здесь на глубине 40-60 км [Булин, 1971; Суворов, Корнилова, 1985]. Найденные значения глубин гипоцентров землетрясений приведены в таблице 1.

На основе сейсмостатистических данных с начала века была рассчитана средняя повторяемость сильных землетрясений как в целом для всей ОСЗ, так и для отдельных ее районов.

В целом, в пределах всей Олекмо-Становой зоны следует ожидать возникновения землетрясений с интенсивностью 7 баллов в эпицентре через 9 лет, 8 баллов – через 30 лет, 9 баллов – через 80 лет, 9-10 баллов – через 250 лет (таблицы 2, 3).

Таблица 1

Глубина очагов землетрясений Олекмо-Становой сейсмической зоны

Район	Интервал глубин, км
Среднее течение р. Олекмы	(8-31) ± 2
Олекмо-Чарское нагорье	(11-25) ± 8
Становой хребет (Южно-Якутский надвиг, Чульманская депрессия, район Южно-Якутского землетрясения 1989 г.)	(20-30) ± 10
Становой хребет (район Ларбинского землетрясения 1971 г.)	(8-23) ± 5
Становой хребет (кряж Зверева, восточное окончание Чульманской впадины)	(11-23) ± 5
Учурский район	(20-25) ± 10

Таблица 2

Средняя повторяемость сильных землетрясений Олекмо-Становой сейсмической зоны

Районы / К (I)	Становой хребет	Ср. течение р. Олекмы	Алданское нагорье	Токинский Становик	Вся зона
10 (4)	0,3	0,4	1,5		0,1
11 (5)	0,7	1	4		0,4
12 (6)	2	3	10	7	1
13 (6-7)	6	10	30	25	3
14 (7)	20	30	100	80	9
15 (8)	55	80	280	260	30
16 (9)	160	240	800		80
17(9-10)	470	700	2500		250

Примечание. К – энергетический класс землетрясений $K = \lg E$, Дж. I – интенсивность землетрясений в баллах.

Список ощутимых землетрясений Олекмо-Становой сейсмической зоны

Название	Дата	M	S тыс. км ²	I ₀ балл
Учурское	08.08.1895	~ 6,5	~ 1000	9
Нюкжинское	05.01.1958	6,5	800-900	9
Олекминское	14.09.1958	6,4	500	8-9
Нерюнгринское	23.10.1964	4,5	~30	6-7
Тас-Юряхское	18.01.1967	7,0	1000	9-10
Ларбинское	14.06.1971	5,9	100	7-8
Усмунское	09.08.1972	4,9	60	6-7
Суннагинское	16.02.1976	4,7	~ 40	6
Эвотинское	01.03.1985	4,5	50	6
Дырындинское	07.07.1987	5,2	70	7
Южноякутское	20.04.1989	6,6	1500	8
Афтершок Южно-Якутского землетрясения	24.04.1989	4,3	280	6
То же	29.04.1989	5,2	345	7
То же	07.05.1989	4,9	225	6-7
То же	17.05.1989	6,0	430	7-8

Примечание: M – магнитуда землетрясения, S – площадь ощутимых сотрясений, I₀ – интенсивность землетрясения в эпицентре в баллах по шкале MSK-64.

Фокальные механизмы очагов землетрясений

Для сильных землетрясений ОСЗ выполнены определения механизма их очагов на основе данных о знаках первых вступлений, главным образом, записей короткопериодных приборов, установленных на станциях Республики Саха (Якутия) и соседних регионах Сибири и Дальнего Востока России. При построении диаграмм фокальных механизмов использовались сведения о первых движениях из бюллетеней [Материалы ..., 1978-1989]. Параметры фокальных механизмов приведены в таблице 4. На рис. 4 показаны механизмы очагов землетрясений за последние 30 лет.

Анализ распределения фокальных механизмов отчетливо указывает, что при переходе от Байкальской рифтовой зоны к ОСЗ в районе среднего течения р. Олекмы наблюдается смена «байкальского» поля тектонических напряжений на «становое». Система напряжений «байкальского» типа (растягивающие усилия действуют вкрест простирания геологических структур) сохраняется лишь для участков ОСЗ,

граничащих с Байкальским рифтом (левобережье р. Олекмы), где для 5 землетрясений 1958 (2 толчка), 1967, 1972 и 1987 годов наблюдались сбросо-сдвиговые подвижки в их очагах. На правом берегу р. Олекмы и восточнее наблюдается «становое» поле тектонических напряжений сжатия, действующего вкрест простирания структур, когда в очагах землетрясений преобладают движения типа сдвига, взброса и надвига. На это, например, указывает фокальный механизм последнего сильного Южно-Якутского землетрясения 1989 г. и его афтершоков [Козьмин и др., 1992, 1993]. Данные факты могут свидетельствовать о том, что Байкальская рифтовая система заканчивается на левобережье р. Олекмы и не имеет своего продолжения на восток.

Обращает на себя внимание (рис. 4), что ориентация вектора сжатия в очагах землетрясений ОСЗ изменяется с запада на восток. Так, на западном фланге ОСЗ (бассейн рек Олекмы – Тимптона) вектор сжатия действует в направлении северо-восток или близшироотно, в центре (Алдано-Учурское плато) – в субдолготном направлении, на восточном фланге – в направлении северо-запад – юго-восток.

Параметры фокальных механизмов землетрясений Олекмо-Становой сейсмической зоны

№ п/п	Дата	$\varphi^\circ \lambda^\circ$ с.ш. в.д.	M	σ_1 Az $^\circ$ e $^\circ$	σ_2 Az $^\circ$ e $^\circ$	σ_3 Az $^\circ$ e $^\circ$	Подвижка в очаге	Источник
1	18.01.1967	56,5 121,0	7,0	02 02	96 58	271 32	сбросо-сдвиг	Козьмин, 1984
2	29.08.1970	51,1 135,3	5,2	23 52	239 18	137 18	взброс	То же
3	09.04.1971	56,9 133,1	4,4	276 46	136 36	30 21	взбросо-сдвиг	То же
4	14.06.1971	56,2 123,7	5,9	162 00	76 76	252 14	левый сдвиг	То же
5	15.01.1972	57,5 121,1	4,5	170 12	267 26	57 62	сбросо-сдвиг	То же
6	13.06.1972	54,3 126,5	5,7	341 06	110 80	250 07	левый сдвиг	То же
7	09.08.1972	56,9 127,7	4,9	149 66	267 16	02 19	взброс	То же
8	02.11.1973	54,4 125,4	5,5	110 26	01 33	230 46	сдвиго-сброс	То же
9	08.10.1974	60,6 118,5	5,2	23 55	273 36	273 13	взброс	То же
10	29.06.1975	53,6 132,2	5,1	210 69	306 04	38 21	взброс	То же
11	16.02.1976	58,2 131,0	4,7	64 08	158 31	320 57	сброс	То же
12	24.11.1976	54,1 122,0	5,0	332 55	87 20	187 30	сдвиго-взброс	То же
13	16.08.1977	54,2 128,9	5,0	335 04	200 84	66 04	левый сдвиг	Настоящая работа
14	01.11.1977	55,9 130,6	4,9	93 20	224 62	356 20	правый сдвиг	Козьмин, 1984
15	21.08.1978	55,2 124,8	4,0	202 72	100 22	22 18	взброс	То же
16	27.04.1979	55,9 130,5	4,5	98 61	249 27	345 14	взбросо-сдвиг	То же
17	01.03.1985	57,6 125,5	4,6	254 78	55 10	146 03	взброс	Настоящая работа
18	07.07.1987	56,6 121,1	5,2	190 07	294 65	97 25	сбросо-сдвиг	То же
19	20.04.1989	57,2 122,2	6,6	340 32	158 59	249 02	взбросо-сдвиг	Козьмин и др., 1992
20	29.04.1989	57,1 122,1	5,2	123 07	236 73	31 15	левый сдвиг	Козьмин и др., 1993
21	17.05.1989	57,1 122,3	6,0	01 57	119 17	217 27	надвиг	То же

Примечание. φ и λ – широта и долгота эпицентра землетрясения; M – магнитуда землетрясения; $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ – оси тектонических напряжений растяжения, промежуточного и сжатия; Az $^\circ$ – азимут оси напряжения; e $^\circ$ – угол между направлением оси напряжения и горизонтальной плоскостью.

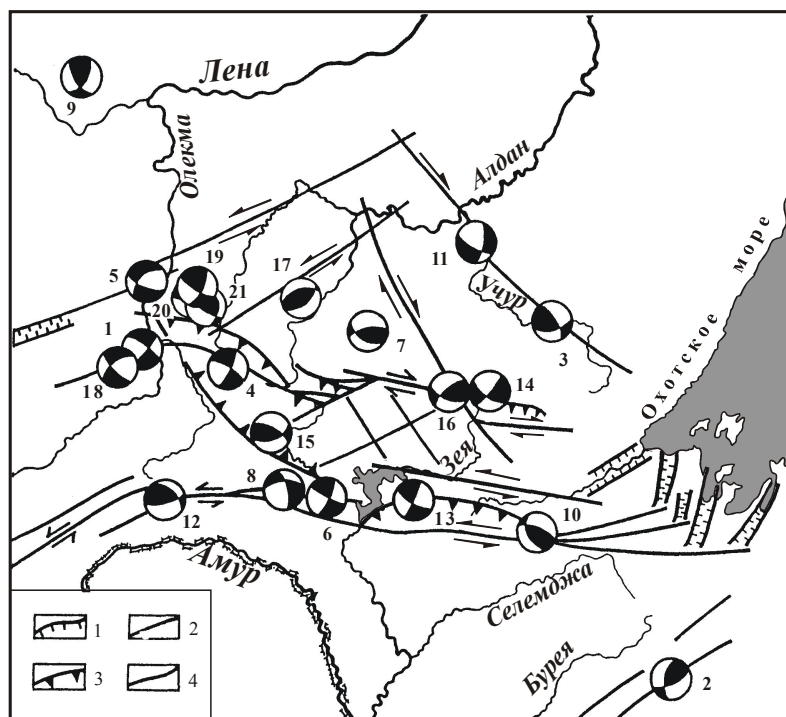


Рис. 4. Фокальные механизмы землетрясений Олекмо-Становой сейсмической зоны и смежных территорий.

1 – сбросы; 2 – надвиги; 3 – сдвиги; 4 – разломы неуставленной кинематики. Светлые области в круговых диаграммах – области сжатия, черные – растяжения. Номера соответствуют данным в таблице 4 (по [Геодинамика..., 1985]).

Активные разломы

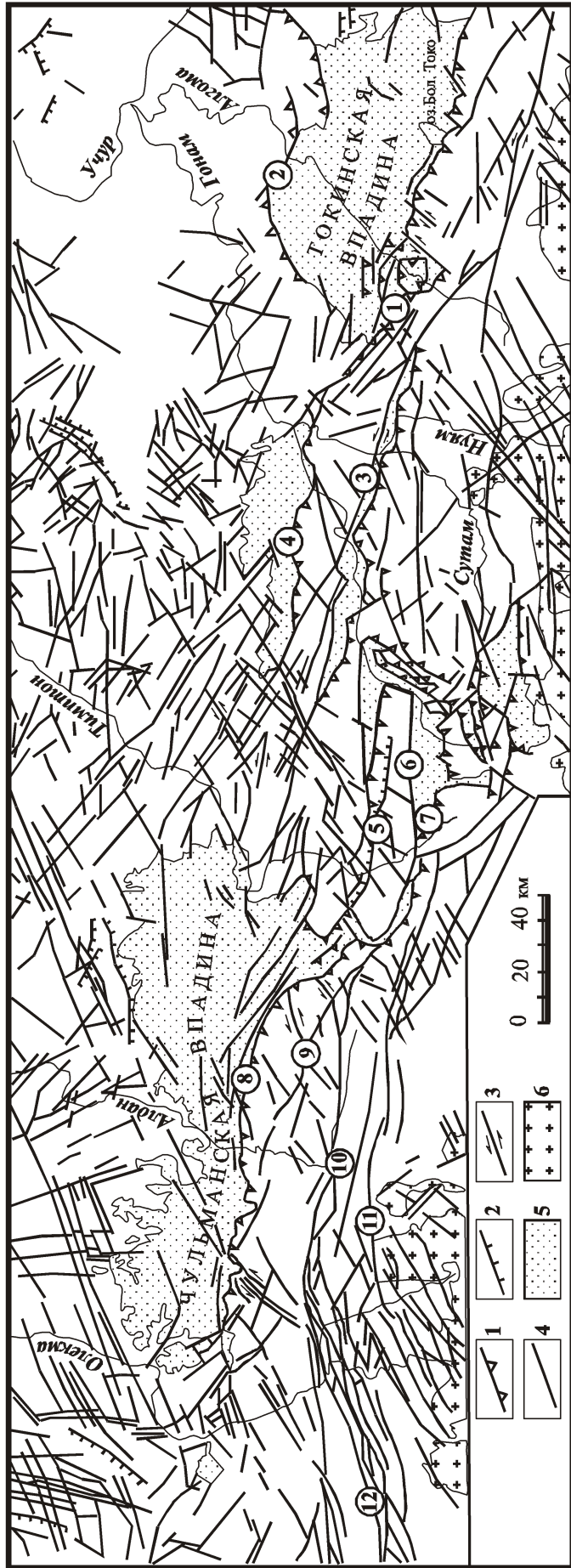
Активные разломы играют ключевую роль в формировании морфоструктур и контроле сейсмичности в пределах Олекмо-Становой зоны. Анализ их кинематических особенностей, выполненный на основе геолого-структурных и морфотектонических методов исследований, показал присутствие разрывных нарушений различного кинематического типа и размерности. На рис. 5 представлены главные из разломов, фигурирующие на современных геологических картах масштаба 1 : 200 000. Среди них присутствуют разломы древнего возраста заложения, например, упоминавшийся выше Становой шов протерозойского возраста. Большинство изображенных на схеме разломов имеет молодой позднемезозойский и кайнозойский возраст. Отделить позднемезозойские разломы от кайнозойских, в том числе активных в настоящее время, затруднительно, что связано с тем, что многие из позднемезозойских разломов «живут» вплоть до настоящего времени.

Наиболее ранними по времени заложения являются надвиги и взбросы субширотного простирания, по которым архейские образования южной окраины щита надвинуты на мезозойские континентальные отложения впадин. Наиболее крупный из них Южно-Чульманский (Южно-Якутский) надвиг, являющийся южным ограничением Чульманской впадины, протягивающийся на 350 км. На существующих геологических картах он изображается извилистой линией, особенно к западу от р. Алдан, перекрывая складки, образованные юрскими и нижнемеловыми отложениями. В междуречье рр. Амедича и Тунгурча, по данным С.Е. Карпова, выделяется клипп (1 × 6 км), залегающий в 3 км севернее фронта надвига. Линия надвига многими поперечными разломами типа сдвигов смещается в плане на расстояние от нескольких десятков метров до нескольких километров. Следует отметить, что резкая тектоническая «асимметрия» в строении мезозойских депрессий, когда южные борта впадин оказываются деформированы значительно сильнее, чем северные, наблюдается во всех других мезозойских структурах данного региона. Ранее на основании гравиметрических данных и материалов ВЭЗ было показано, что наклон плоскости надвига с глубиной резко возрастает [Павлов, Парфенов, 1973].

На глубинах до 1,5-2,5 км угол наклона плоскости надвига не превышает 30°-40°-50°, за исключением участка в бассейне р. Алдан (здесь он составляет около 50°-60°), далее с глубиной его плоскость становится почти вертикальной. Амплитуда горизонтальных перекрытий минимальна в бассейне р. Алдан и в крайней восточной части Чульманской впадины (до нескольких сотен метров), на юге Алдано-Чульманской синклинали она достигает 5 км, а на юге Усмунской синклинали увеличивается до 15 км.

К югу от Южно-Чульманского надвига среди архейских образований кряжа Зверева примерно параллельно ему выделяется несколько крутых надвигов (или взбросов), плоскости которых наклонены к югу (Беркакитский, Северо-, Центральнo- и Южно-Становой разломы). Зоны этих разломов, по данным А.Г. Каца, выражены развальцованными, милонитизированными и диафторированными породами.

Южно-Токинский надвиг, являющийся южным ограничением Токинской впадины, протягивается в субширотном направлении на 200 км. По своему строению он, по-видимому, сходен с Южно-Якутским. Сопряженные с надвигом юрские и нижнемеловые отложения южной окраины впадины, как и в Чульманской впадине, интенсивно дислоцированы. Характерны линейные опрокинутые к северу асимметричные складки. Ширина полосы дислоцированных пород здесь составляет всего 5-7 км, далее к северу мезозойские отложения залегают весьма полого. В.И. Гольденбергом разлом закартирован как взброс, круто (под углом 60°-70°-50°) наклоненный к югу. Вместе с тем, при пересечении разлома по р. Алгама в висячем крыле, сложенном рифейскими песчаниками, устанавливаются пологие малоамплитудные надвиги, полого залегающие зоны раздробленных и рассланцованных пород. В 5 км севернее линии надвига р. Алгама пересекает блок архейских пород шириной около 15 км. Ытымджинский надвиг, являющийся южным ограничением Ытымджинской впадины, прослеживается на 130 км. Он обычно рассматривается как крутой надвиг или взброс, наклоненный к югу под углами 30°-50°. Как Южно-Якутский и Южно-Токинский надвиги, он также сопровождается в лежащем крыле приразломными дислокациями юрских отложений.



5. [..... 1985].

1- ;2- ;3- ;4- ;5- ;6- ;7- ;8- ;9- ;10- ;11- ;12-

Надвигом аналогичного типа, по-видимому, является разлом, ограничивающий с юга узкую щелевидную Атугей-Нуямскую впадину. Об этом свидетельствует извилистый характер линии разлома на геологических картах, в отличие от разлома, ограничивающего впадину с севера, который на всех геологических картах изображается прямолинейным. Названные надвиги и взбросы фиксируются исключительно вдоль южной окраины Алданского щита. Севернее Южно-Алданской системы мезозойских впадин разломы такого типа, характеризующие условия общего латерального сжатия, неизвестны. Здесь, напротив, устанавливаются протяженные сбросы различной ориентировки. Амплитуда вертикальных смещений по этим сбросам составляет несколько сотен метров. Сбросы, также как и надвиги, и взбросы, смещаются более молодыми разломами диагональной системы.

Сдвиговые нарушения представлены системой диагональных разломов северо-восточного и северо-западного направлений. Она включает большое количество прямолинейных субвертикальных нарушений протяженностью в десятки километров, которые кулисообразно, подставляя друг друга, протягиваются сближенными субпараллельными группами на сотни километров. Системы этих разломов, пересекаясь друг с другом, образуют характерные разновеликие ромбические блоки, которые хорошо видны на всех геологических картах Алданского щита. Если судить по взаимному пересечению, то в одних районах более молодыми являются северо-западные разломы, в других – северо-восточные. К этим разломам приурочены зоны милонизации, низкотемпературного диафтореза, брекчирования и т.п. мощностью до нескольких сотен метров. Северо-восточные и северо-западные разломы, по-видимому, являются сопряженными соответственно с левыми и правыми сдвигами, связанными с общим сжатием в долготном направлении. Амплитуды латеральных смещений по ним на геологических картах оцениваются от нескольких сотен метров до нескольких километров. Наибольшее количество таких разломов устанавливается в центральной части Алданского щита. Вместе с тем, они прослеживаются через Южно-Алданскую систему впадин, отчетливо смещая ограничивающие их надвиги и взбросы, и продолжают в пределы Становой области, где смещают также ме-

зозойские батолиты. Самыми крупными из таких разломов на Алданском щите являются Верхне-Тимптонский, Тимптоно-Гонамский, Верхне-Гонамский, Западно-Алданский и Тыркандинский. Продолжение этих разломов можно видеть в Монголо-Охотской складчатой системе и на северной окраине Буреинского массива. Формирование системы диагональных разломов может быть связано с заключительными этапами коллизии Буреинского массива и Алдано-Станового блока [Геодинамика..., 1985].

Сдвиговый характер перемещения по этим разломам подтверждается широко распространенными здесь системами близвертикальных трещин с характерными горизонтальными штриховками на их поверхностях и характером однотипного смещения геологических границ. При изучении массовых замеров трещиноватости горных пород в зонах данных разломов устанавливается характерный рисунок в распределении трещин на сферограммах, образующих пояс, состоящий чаще всего из двух взаимно-перпендикулярных систем трещин. Кроме того, в обнажениях часто фиксируются пологие сколы, формирующие третий тип максимума трещиноватости, который был отмечен для сдвигов в работе К.Ж. Семинского и А.С. Гладкова [1991].

Выделение разломов позднекайнозойского возраста в рассматриваемом районе, как уже отмечалось выше, связано с определенными трудностями, обусловленными прежде всего отсутствием здесь отложений данного возраста. Поэтому для их выделения нами был проведен анализ мелкомасштабных космических снимков системы «Метеор», а затем были выполнены специальные полевые исследования по изучению трещиноватости горных пород на ряде опорных участков. На мелкомасштабных космических снимках системы «Метеор» в пределах Токинского Становика устанавливаются два протяженных прямолинейных разлома субширотного простирания: Атугей-Нуямский на западе и Майский на востоке, соединяющиеся диагональной перемычкой северо-западной ориентировки в бассейне верхнего течения р. Алгама (рис. 6).

Атугей-Нуямский разлом протягивается на 200-250 км. На снимках он выражен контрастной полосой фототона, отвечающей резкому уступу в рельефе. Этот разлом прослежен в процессе геологической съемки вдоль

северного борта линейной Атугей-Нуямской впадины, выполненной юрскими угленосными отложениями.

Майский (Авгенкурский) разлом протягивается на 350-400 км до Удской губы на востоке. Он дешифрируется на космоснимках единой линией запад-северо-западного простирания, к нему приспособились притоки и изгибы рек. Это направление выдерживается на большом его протяжении, пересекая водоразделы и подчиняя себе элементы гидросети. На водоразделах нарушение фиксируется в виде борозд, ложбин и полос. Как единое разрывное нарушение разлом на существующих геологических картах отсутствует, хотя отдельные его фрагменты показаны и картируются в виде зон катаклаза и милонитизации. По данным В.В. Николаева и др. [1979], разлом несет отчетливые следы активизации в новейшее время.

Диагональная переемычка, протяженностью 80-95 км, выражена двумя параллельными линиями. К ней приурочен узкий клинообразный Туксанинский грабен размером 3 × 30 км, выполненный песчаниками, алевролитами и аргиллитами среднеюрского возраста. Грабен, по-видимому, является останцом

более обширного покрова юрских отложений, сохранившихся от размыва в щелевидной просевшей зоне. Прямолинейность Атугей-Нуямского и Майского разломов сохраняется на всем их протяжении, и даже при переходе с водоразделов в смежные речные долины при превышениях рельефа 400-600 м. Это может являться свидетельством крутого залегания плоскостей сместителей разломов и позволяет диагностировать эти разрывы как сдвиги с правобоким смещением, так как разделяющая их диагональная переемычка представляет собой локальную зону растяжения, ограниченную трещинами отрыва, которая возникла в месте правого окончания Атугей-Нуямского сдвига. К ее диагональной переемычке приурочено единственное в пределах Токинского Становика поле щелочных базальтов плейстоценового возраста. Здесь же отмечаются скальные оползни, по-видимому, сейсмогенного генезиса [Сейсмоструктура..., 1982].

Сдвиговый характер смещения по плоскостям этих разломов устанавливается также из анализа тектонической трещиноватости. Сколы, развитые в пределах зон влияния указанных разломов, образуют характерный для

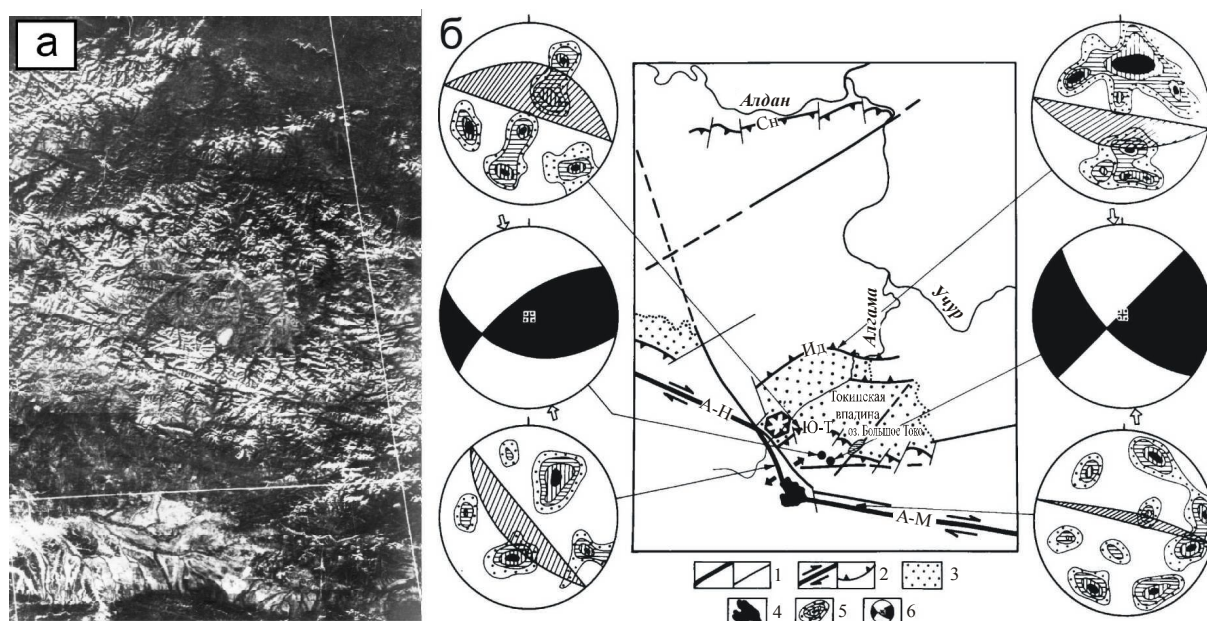


Рис. 6. Космоснимок восточного фрагмента границы Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области (а) и фрагмент его дешифрирования (б).

1 – активные разломы: региональные, локальные соответственно; 2 – сдвиги (А-Н – Атугей-Нуямский, А-М – Авгенкуро-Майский) и надвиги (Ю-Т – Южно-Токинский, Ид – Идюмский, Сн – Суннагинский); 3 - мезозойско-кайнозойские впадины; 4 - поле кайнозойских базальтов; 5 – диаграммы трещиноватости горных пород; 6 – фокальные механизмы землетрясений.

сдвигов рисунок и при реконструкции поля тектонических напряжений выявляют северо-западную ориентацию оси максимального сжатия (азимут 300° - 310° , угол падения 5° - 10°). Ось растяжения направлена при этом к востоку по азимуту 30 - 35° , с углом наклона к горизонту в 10° - 15° . Непосредственные данные о величинах горизонтальных перемещений по сдвигам отсутствуют. Судя по большой ширине (около 10 км) присдвиговой зоны растяжения, отчетливой выраженности на снимках линий главных сдвиговых нарушений и большой их протяженности, такие перемещения могут составлять не менее нескольких десятков километров.

В итоге проведенных специальных структурно-геологических работ была построена схема активных разломов Олекмо-Становой сейсмической зоны (рис. 7). На ней вынесены разломы, которые можно было по геолого-геоморфологическим признакам отнести к активным в позднекайнозойское время. Разломы разделяются по типу смещения по ним и размерам на генеральные, региональные и локальные. Для конкретных точек наблюдений на плоскости разломов приведены круговые диаграммы трещиноватости горных пород с нанесенными на них плотностями замеренных сколов. Реконструкция полей тектонических напряжений по данным замеренных тектонических сколов в зонах активных разломов ОСЗ хорошо коррелирует с данными по напряженному состоянию верхней части земной коры, полученными по решению фокальных механизмов очагов сильных землетрясений, приводимых в виде сферограмм также на схеме разломов (рис. 7).

Сейсмодислокации

Важным признаком активности любого разлома может служить приуроченность к нему сейсмопроявлений и дислокаций, образованных в результате воздействия сильных землетрясений на земную поверхность. Известно, что следы сильных землетрясений (современные и палеосейсмодислокации) часто сохраняются в рельефе длительное время (возможно, тысячи лет) и могут свидетельствовать об активизации тектонических структур в том

времени, к какому относится возраст этих дислокаций [Хромовских и др., 1979], а также существенно дополнять инструментальные наблюдения над местными землетрясениями [Солоненко, 1974]. Это позволяет более объективно оценивать сейсмическую опасность территории и использовать данные о сейсмодислокациях в геодинамических реконструкциях. Сведения о сейсмодислокациях в пределах исследуемой территории весьма разрозненны, а большая их часть просто неизвестна широкому кругу исследователей. Ранее на этой территории специальных работ по целенаправленным поискам таких структур не проводилось, за исключением сейсмогеологических исследований самого мощного Тас-Юряхского землетрясения 1967 г. с магнитудой $M = 7,0$ [Кочетков и др., 1975].

Изучением сейсмогенных остаточных явлений на поверхности земной коры в Южной Якутии наиболее подробно занимались иркутские сейсмогеологи, которые обнаружили следы катастрофических Олекминских землетрясений 1958 и 1967 гг. В плейстосейстовой зоне этих землетрясений отмечены многочисленные срывы почвенно-растительного покрова, повалы леса, массовые каменные осыпи и оползни. На крутых бортах долины р. Тас-Юрях (№ 1 в таблице 5) отмечаются обвалы и камнепады, при этом крупные глыбы, испытав значительное сейсмическое ускорение, скатывались далеко в долину реки [Сейсмическое..., 1977]. Ими же была обнаружена и впервые описана сейсмогенная структура Кудули (№ 2¹), которая приурочена к небольшой кайнозойской впадине, заложенной вдоль Южно-Якутского (Чульманского) разлома. Сейсмогенная структура представляет собой зону активизированного разлома широтного простирания, образующего в рельефе четкий вертикальный уступ высотой до 2-х метров и протяженностью до 1 км. Время формирования Кудулинской сейсмодислокации оценивается в первые сотни лет [Сейсмическое..., 1977].

При проведении полевых работ в 1983-1984 гг. в бассейне р. Верхнее Токо была обнаружена разрывная структура северо-западной ориентировки, свежий облик которой указывал на возможность ее связи с сейсмотекто-

¹ – здесь и далее номера в тексте соответствуют номерам таблицы 5.

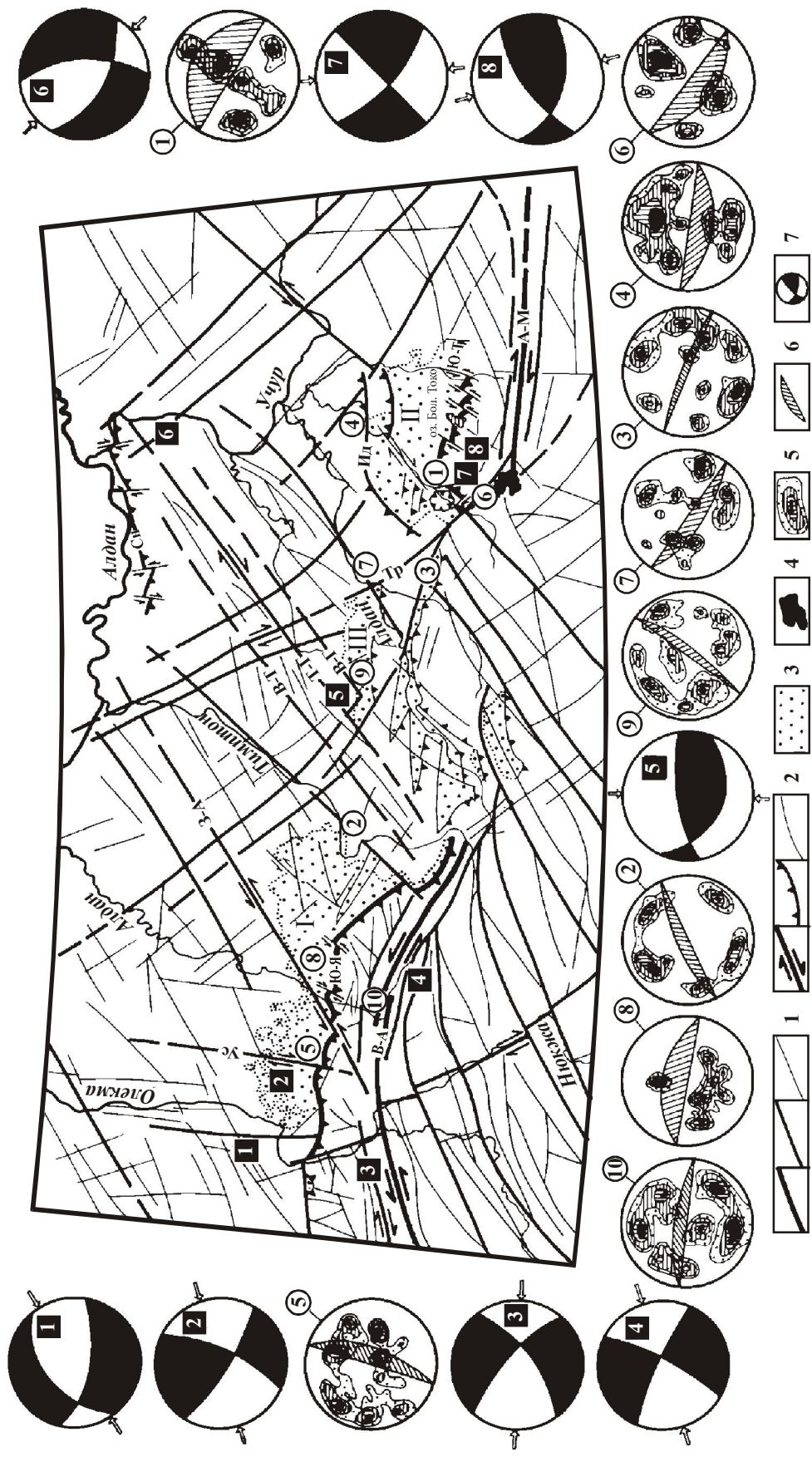


Рис. 7. Схема активных разломов Южной Якутии.
 1 – разлом: генеральные, региональные, локальные; 2 – разлом: сдвиги (В-А – Верхнеалданский, Ус – Усунский, 3-А – Западно-Алданский, В-Г – Верхне-Тимптонский, Т-Г – Тимптоно-Гонамский, В-Г – Верхнегонамский, В-Г – Верхнегонамский, А-М – Авгенкуро-Майский), надвиги (Ю-Я – Южно-Якутский, Ю-Т – Южно-Токинский, Сн – Сунагинский. Ид – Идомский), прочие разрывные нарушения; 3 – мезокайнозойские впадины; 4 – поле кайнозойских базальтов; 5 – изолинии плотности трещин; 6 – простирание главной плоскости сместителя; 7 – фокальные механизмы землетрясений (стрелками показано положение векторов сжатия).

ническими движениями. Зона разлома (№ 3) прослеживается на протяжении 10 км вдоль склона водораздела покрытого крупноглыбовым делювиальным материалом тонкоплитчатых песчаников кабактинской свиты нижнего протерозоя. Разрыв фиксируется характерным сейсморвом шириной 3-5 метров, в пределах которого крупные делювиальные глыбы закономерно наклонены к осевой части этого рва с углами наклона 50°-60°. Аналогичный тектонический сейсморов был отмечен в среднем течении бассейна р. Олдонгсо (№ 4, 5), левом притоке р. Олекма, где он имеет субширотное простирание и прослеживается на склоне водораздела на протяжении 1-1,5 км при ширине этой зоны 2-3 метра. Сейсмодислокация Чубачи (№ 6) обнаружена нами в районе Ларбинского землетрясения 1971 г. с магнитудой $M = 5,9$. Здесь, в бассейне р. Чубачи, правом притоке р. Средняя Ларба, фиксируется вскрытый на поверхности разлом северо-восточного простирания, который трасируется отчетливо прослеживаемым рвом в коренных и делювиальных породах. Разлом прослеживается на продолжении около 2 км.

Все эти сейсмодислокации образуют довольно компактную группу, которая прослеживается в пределах территории с высоким уровнем сейсмической активности, обусловленной, с одной стороны, влиянием восточного фланга Байкальской рифтовой зоны,

а с другой, тектоническими процессами, происходящими в зоне Станового краевого шва [Парфенов и др., 1986]. Второе такое же «облако» дислокаций приурочено к району восточной окраины Алданского щита (р-н Токинского Становика). При детальном маршрутном исследовании в 1982-1984 гг. нами была обнаружена сейсмогенная структура, расположенная в устьевой части р. Алгама (№ 7) (бассейн р. Учур), которая предварительно была выделена на аэрофотоснимках и топографических картах, как аномально выраженная в рельефе (рис. 8). При натурных наблюдениях обнаружилось, что блок протерозойских песчаников (гонамская свита) сдвинут по разлому северо-западного направления (азимут простирания 320°-325°) на восток-юго-восток таким образом, что отчасти перегораживает субмеридиональную прямолинейную долину р. Алгама. Отторженец имеет размеры – 0,7 × 1,5 км с залеганием пород 170°, угол падения 15°-20°, в то время как в коренных склонах пород водораздела 0°-5° < 7°-10°. Пространство водораздела между отторженцем и материнским блоком (в тылу отрыва) разбито системой кулисообразных трещин, морфологически выраженных сейсморвами (простирание 320°-330°), заполненных делювиальным материалом, перекрывающим в этих рвах почвенный слой. Эти признаки несомненно указывают на их сейсмогенную природу. Зона отрыва занима-

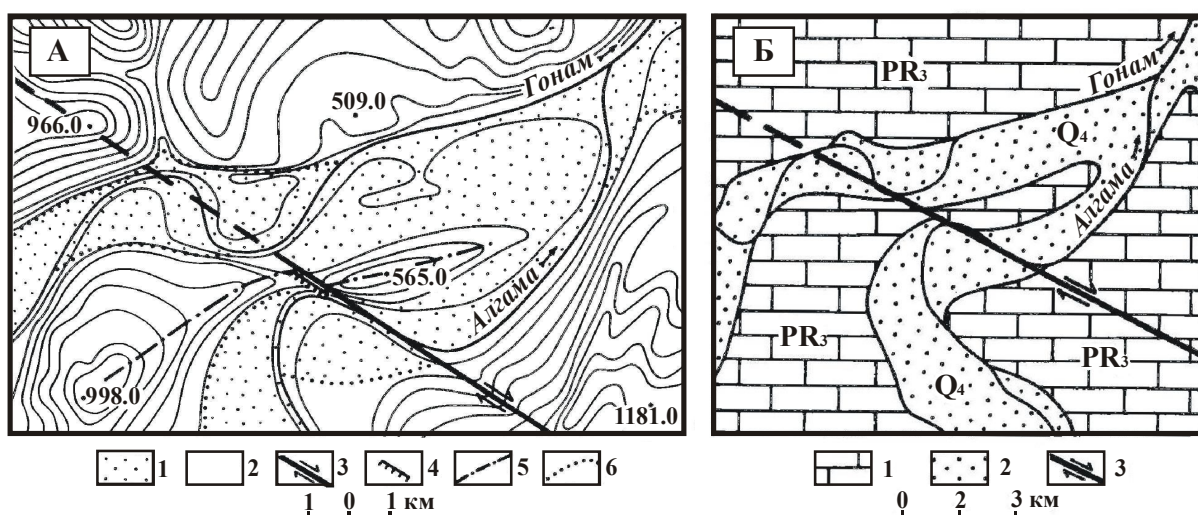


Рис. 8. Топографический (А) и геологический (Б) планы сейсмоструктуры «Алгама».

А: 1 – пойменные отложения; 2 – коренные породы; 3 – разлом сдвиговой кинематики; 4 – сейсморвы; 5 – линия водораздела; 6 – граница пойменных отложений. Б: 1 – протерозойские песчаники; 2 – аллювиальные отложения; 3 – линия сдвига.

ет по ширине примерно 1,5 км, наблюдаемая частота трещин отрыва – одна на 20-25 м, при их ширине 2-2,5 м. Рвы имеют резкие, прямые стенки, по их краям развиты в протерозойских песчаниках «зеркала скольжения» со сбросо-сдвиговыми смещениями (азимут падения 50° - 55° , угол падения 85° - 90°). Видимая амплитуда горизонтального перемещения между соседними рвами 3-6 м. Его тип – правый сдвиг на восток-юго-восток, подчиняющийся простиранию генеральной линии разлома, с амплитудой 150 м. На дне этих рвов произрастают мелкие кустарники и молодые деревья с возрастом не старше 50-60 лет, в то время как по водоразделу в основном распространены лиственничные деревья 200-300-летнего возраста. Оценка возраста сделана по спилам и подсчету на них годовых колец деревьев. Плоскость разлома хорошо зафиксирована и в противоположном (правом) борту р. Алгама. Здесь (по простиранию 320° - 50°) наблюдается ров глубиной 10-12 м, шириной 10-15 м, который смещает третью надпойменную террасу высотой 20-25 м, сложенную желтыми суглинками. Далее ров продолжается в указанном направлении на юго-восток, его следы отмечены на протяжении всего водораздельного склона, вплоть до вершины.

Дислокации такого генезиса и размера, согласно сейсмогеологических исследований В.П. Солоненко и др. [Живая тектоника..., 1966], могут возникать при землетрясении с магнитудой 7,0 и интенсивностью сотрясений в эпицентре не менее 9 баллов. Вероятно, именно об этом событии сообщалось в донесении Иркутской магнитно-метеорологической обсерватории. Оно произошло 8 августа 1895 года в Якутской области по р. Учур (притоку р. Алдан), в 40 верстах от стойбища Учур, которое находится на пересечении р. Учур дорогой с Алдана на Удский Острог. Здесь тунгусы наблюдали сильное землетрясение, во время которого катились с гор камни и валились деревья. Землетрясение, как это указывалось в сводке обсерватории, продолжалось с перерывами от 8 августа до 20 октября 1895 г.

При камеральной обработке топо- и аэрокосмофотоматериалов вблизи северного борта Токинской впадины была выявлена, а затем заверена полевыми наблюдениями сейсмогенная структура «Нюнгро» (№ 8). Возникновение ее обусловлено правосторонним смещением бортов Алгаминской котловины

с видимой амплитудой примерно 300 м. Плоскость сместителя субмеридиональна, с азимутом простирания близким к 0° . Здесь же, на левом борту р. Алгама, отмечен срыв скальных пород. Плоскость этого разрыва к югу пересекает левый борт р. Ундытын, смещая пластины Идюмского надвига. Общая протяженность сдвига составляет примерно 55-60 км. Кроме того, по р. Алгама встречались сейсмопроявления, связанные с гравитационными склоновыми процессами – оползни и обвалы. Так, примерно в 3,5 км ниже впадения в реку Алгама р. Тарыннах, при повороте ее русла на северо-запад, долина реки оказалась перекрытой крупным отторженцем гранито-гнейсов архейского возраста с размерами глыбы $10 \times 8 \times 8$ м. На реке в этом месте наблюдается порог высотой 1,5 м. Далее по берегу отмечены участки недавнего омоложения делювиального материала. Залегание коренных пород $30^{\circ} \angle 65^{\circ}$, а у глыбы – $120^{\circ} \angle 80^{\circ}$. По трещинам в коренных породах развиты многочисленные «зеркала скольжения». В рельефе хорошо видна тектоническая асимметрия склонов: южные – более пологие, северные – крутые, напоминающие куэсты или пластины надвигов.

В районе Идюмского взброса северный борт Токинской впадины в 15 км выше впадения в реку Алгама р. Улахан-Кумкуй (№ 9). На ее левом борту прослежен обширный площадной срыв делювиального материала, представленного красными «мясными» гранитами протерозойского возраста. Крутизна склона составляет 25° - 30° . Срыв фиксируется на протяжении 5-7 км, а его площадь составляет 210×520 м². К северу вниз по течению р. Алгамы замечены многочисленные срывы, аналогичные предыдущему, но меньших размеров.

Многочисленные следы землетрясений, произошедших в недалеком прошлом в пределах Токинского Становика, обнаружены иркутскими сейсмогеологами [Сейсмогеология..., 1982]. Наиболее крупным здесь является обвал в верховьях долины р. Ивак-Макит (левый приток р. Зея) (№ 11), образованный нагромождением крупных блоков объемом 36 м³. Указанный материал сорвался с боковой стенки кара высотой 1900 м, раздробился о его днище и боковую стенку и был вынесен по долине ручья на расстоянии 3 км. Общий объем обвала составил 7 млн. м³. Другие скальные оползни наблюдались в

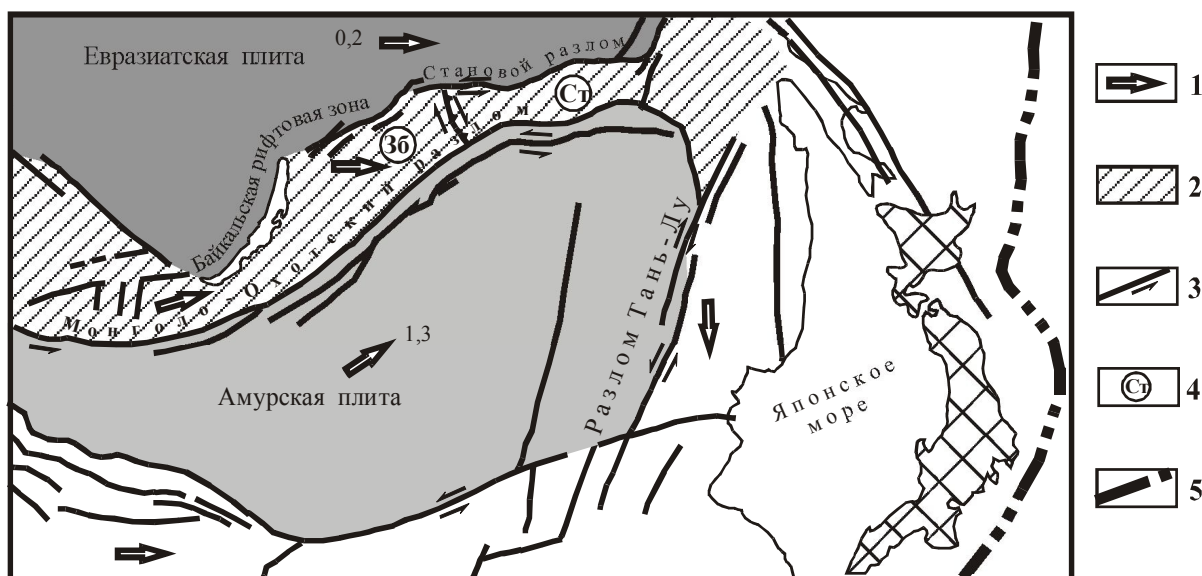


Рис. 10. Схема современной геодинамики взаимодействия Евразийской и Амурской литосферных плит.

1 – направление движения плит; 2 – области динамического влияния плит (буферные области); 3 – характер смещения по главным разломам; 4 – Ст. – Становой блок, Заб. – Забайкальский блок; 5 – граница связанная с местоположением зоны субдукции. Величина смещения плит приводится в см/год.

верховьях ручья Сам-Анкикит (№ 10) в долине р. Бол. Туксани. Здесь, на склоне крутизной 35° - 45° по плоскости скольжения 55° - 60° фронтальная часть оползня полностью перегородила русло этого ручья. Кроме того, в долине р. Бол. Туксани наблюдалось обрушение блока коренных пород с размерами в 30-40 м толщиной, длиной 70 м и шириной от 30 до 100 м, сложенного разнообразными гнейсами. Блок разбит на отдельные глыбы, достигающие размера $20 \times 20 \times 10$ м. Срыв блока произошел по системе трещин напластования, падающих на северо-восток под углом 35° . Сейсмогенное подновление разлома в виде отдельных гравитационных срывов и обвалов в плоскости разлома установлено в северном борту Нуямской впадины (сейсмопроявление Налурак) (№ 12).

Современная геодинамика

Комплексный анализ геолого-геофизических, геоморфологических и неотектонических данных систем позднекайнозойских активных разломов, сейсмичности, результатов тектонофизических исследований позволили выявить и проследить на юге Восточной Сибири протяженный сейсмический пояс –

Байкало-Становой, соединяющий собой проявления сейсмичности Байкальской рифтовой зоны и Охотского моря. Указанный пояс возник в результате сближения крупной и относительно малоподвижной Евразийской плиты и значительно меньшей по размерам Амурской плиты (рис. 10).

Восточнее Байкальской рифтовой зоны в сейсмическом поле наблюдается расщепление землетрясений на две параллельных зоны – Олекмо-Становую и расположенную южнее и параллельно ей Тукурингра-Джагдинскую. Несмотря на то, что наибольшая концентрация сильных землетрясений в этой области пространственно приурочена к главным разрывам – сутурам – Становому шву и Монголо-Охотскому разлому, протягивающимся параллельно друг другу на расстоянии 400-500 км, более слабые сейсмические события довольно плотно заполняют все это пространство.

Тукурингра-Джагдинская сейсмическая зона, примерно совпадающая с одноименным сегментом Монголо-Охотской складчатой системы, во многом сходна по своей тектонической позиции и природе с Олекмо-Становой зоной. В современной морфоструктуре она выражена узким линейно-вытянутым сводово-

глыбовым поднятием хребтов Джагды, Тукурингра, Соктахан, Амазарского, которое ограничено с севера и с юга крупными Северо-Тукурингским и Южно-Тукурингским разломами с признаками новейших перемещений и высокой сейсмичностью. Характер преобладающих современных смещений по отдельным разломам Монголо-Охотской системы соответствует левым сдвигам, что подтверждается проведением специальных геолого-структурных исследований, установивших сдвиговые парагенезисы [Николаев и др., 1979], наблюдениями за линейно-угловыми измерениями, проведенными в зоне Зейской ГЭС [Корчагин, 1984], а также оценкой положения главных тектонических напряжений в очагах крупных землетрясений, приуроченных к зонам этих разломов.

В сравнительно неширокой (до 300-350 км) области, находящейся между Становым краевым швом и Монголо-Охотской системой разломов, по скоплению эпицентров землетрясений, сильные из которых приурочены к главным разломам, а слабые диффузно заполняют все остальное пространство, можно выделить особый класс сейсмогенных структур, которые мы условно назвали «буферными» структурами, в силу того, что они выполняют роль структур-амортизаторов в пространстве между взаимодействующими литосферными плитами. Наиболее крупные из них – Забайкальский и Становой блоки, которые отделены друг от друга крупным горным узлом, сформированным хребтами Чернышева, Янкан, Китем-Юнгал, Чельбаус и др., имеющих северо-западное, близдолготное простирание, направленное вкрест основным структурам, по которым эпицентры слабых землетрясений (с магнитудой $M < 4,5$) соединяют Тукурингро-Джагдинскую и Олекмо-Становую сейсмические зоны. Движение Забайкальского блока по направлению к востоку обусловлено формированием в литосфере мантийного диапира, сформировавшего Байкальскую рифтовую зону и его последующего растекания в направлении перпендикулярном длинной оси рифтовой области.

Для Олекмо-Становой сейсмической зоны, являющейся главной, наиболее тщательно изученной и рассматриваемой в данной статье сейсмогенной структурой, характерно наличие левых сдвигов (Верхне-Алданский, Тунгурчинский, Южно-Становой разломы), которые на более мелкомасштабных схемах могут быть объединены в единый Становой

краевой шов. Названные сдвиговые разломы сопровождаются параллельными им надвигами – Южно-Чульманским и Южно-Токинским. Центральная часть этой сейсмической зоны образована системой диагональных северо-восточных (Западно-Алданский, Тимптоно-Гонанский) и северо-западных правых (Тыркиндинский) сдвигов, которые образуют своеобразный «клин» или «индентор», прослеживаемый на север в пределы Алданского щита.

Отдельные небольшие блоки Алданского щита, находящиеся соответственно с левой и правой стороны от этого клина, смещаются к западу и востоку, и формируют Верхнеалданский и Атугей-Нуямский сдвиги. Эти субширотные сдвиги пересекают осевые части горных поднятий – кряжа Зверева и Токинского Становика, и обрамляются параллельными им надвигами (Южно-Чульманским и Южно-Токинским), по которым эти горные сооружения надвинуты на предгорные впадины. Формирование таких динамических систем активных разломов (параллельных сдвигов и надвигов) широко установлено в последнее время во многих других сейсмоактивных районах мира в виде структурных ассоциаций «пальмового дерева» или «цветковых» структур и может быть хорошо объяснено конвергентным (сходящимся) смещением Евразийской плиты относительно Амурской плиты. В результате такого смещения плит Становой блок испытывает тенденцию к повороту вокруг своей оси против часовой стрелки, что неизбежно вызывает формирование вдоль его северной и западной фронтальных границ структур сжатия, а в южной и восточной (тылу) структур растяжения. В качестве таких структур растяжения может рассматриваться Тугуро-Амгунская группа впадин Северного Приамурья, представленная грабенообразными впадинами долготного простирания. Приуроченность к этим впадинам широких заболоченных долин современных рек и озер указывает на их активное развитие в настоящее время. За пределами впадин установлены покровы щелочных базальтоидов плиоцен-раннечетвертичного возраста.

Следует отметить, что сейсмический процесс в Олекмо-Становой сейсмической зоне протекает в условиях сжатия, в отличие от обстановки растяжения, господствующей в Байкальском рифте, а его современная геодинамика хорошо объясняется применением методов анализа тектоники литосферных плит.

Список литературы

- Бороденкова З.Ф., Гриненко О.В.* Основные черты новейшей тектоники Восточной и Южной Якутии // Сейсмическое районирование Якутии и сопредельных территорий. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1975. С. 64-77.
- Булин Н.К.* Современное поле напряжений в верхних горизонтах земной коры // Геотектоника. 1971. № 3. С. 3-15.
- Бюллетень землетрясений Сибири 1970-1975 гг. Иркутск: ВСФ СО АН СССР, 1972-1977.
- Васютина Л.П., Кусков А.П.* О строении и вулканизме восточного фланга Байкальской рифтовой зоны // Сов. геология. 1981. № 9. С. 88-93.
- Геодинамика Олекмо-Становой сейсмической зоны / Л.М. Парфенов, Б.М. Козьмин, В.С. Имаев и др. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. 136 с.
- Голенецкий С.И.* Землетрясения районов трассы БАМ на участке от северной оконечности оз. Байкал до р. Олекма // Геологические и сейсмические условия района БАМ. Новосибирск: Наука, 1978. С. 126-138.
- Думитрашко Н.В.* Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 191 с.
- Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья / В.П. Солоненко, А.А. Тресков, Р.А. Курушин и др. М.: Наука, 1966. 230 с.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
- Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Активные разломы и сейсмоструктура Северо-Восточной Якутии. ЯНЦ СО АН СССР, 1990. 138 с.
- Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Сейсмоструктура Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 225 с.
- Козьмин Б.М.* Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. М.: Наука, 1984. 125 с.
- Козьмин Б.М., Голенецкий С.И., Николаев В.В. и др.* Южно-Якутское землетрясение 20 апреля 1989 года. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1992. 45 с.
- Козьмин Б.М., Голенецкий С.И., Николаев В.В. и др.* Афтершоки Южно-Якутского землетрясения 20 апреля 1989 года. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1993. 66 с.
- Коржуев С.С.* Морфоструктура и новейшие движения Якутии // Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1968. С. 225-235.
- Корчагин Ф.Г.* Геодинамика и вызванная сейсмичность района Зейской ГЭС // Сейсмическое районирование территории СССР и изучение сильных землетрясений. Кишинев, 1984. С. 219-222.
- Кочетков В.М., Хилько С.Д., Николаев В.В. и др.* Тас-Юряхское землетрясение 18 января 1967 г. // Сейсмоструктура, глубинное строение и сейсмичность северо-востока Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1975. С. 71-94.
- Материалы по сейсмичности Сибири за 1976-1987 гг. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1978-1989.
- Николаев В.В., Семенов Р.М., Солоненко В.П.* Сейсмогеология Монголо-Охотского линиамента. Новосибирск: Наука, 1979. 112 с.
- Павлов Ю.А., Парфенов Л.М.* Глубинное строение Восточно-Саянского и Южно-Алданского ограничения Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1973. 111 с.
- Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 191 с.
- Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Гриненко О.В. и др.* Сейсмичность и геодинамика Восточной Сибири // Современная тектоническая активность Земли и проблемы сейсмичности. М.: Наука, 1986. С. 26-27.
- Пиотровский М.В.* Мезозойская морфотектоника Алданской антеклизы // Проблемы морфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1968. Т. 2. С. 245-254.
- Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Отв. редактор В.П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1977. 304 с.
- Сейсмоструктура, вулканы и сейсмическое районирование хребта Станового / В.В. Николаев, Р.М. Семенов, В.Г. Семенова, В.П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1982. 149 с.
- Семинский К.Ж., Гладков А.С.* Новый подход к изучению тектонической трещиноватости в разрывных зонах // Геология и геофизика. 1991. № 5. С. 130-140.
- Солоненко В.П.* Палеосейсмогеология // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973. № 9. С. 3-19.
- Суворов В.Д., Корнилова З.А.* Глубинное строение Алданского щита по данным сейсмологии близких землетрясений // Геология и геофизика. 1985. № 2. С. 86-89.
- Тектоника Якутии / Отв. редактор Ю.Н. Трушков. Новосибирск: Наука, 1975. 198 с.
- Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 239 с.
- Тимофеев Д.А.* Некоторые общие вопросы неотектоники и морфотектоники на примере геоморфологической истории Южной Якутии // Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1968. Т. 2. С. 235-244.
- Хромовских В.С., Солоненко В.П., Семенов Р.М. и др.* Палеосейсмогеология Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 188 с.

Рецензент член-корр. РАН Ф.Н. Юдахин