



Рис. 6. Ледниковый валун гранитов (указан стрелкой) над уступом скального выхода роговиков в пределах участка бугристо-западного микрорельефа. Верховья р. Лев. Палатка, Хасынский хребет

ЛИТЕРАТУРА

1. Симаков А.С. О некоторых особенностях развития тарынов на Северо-Востоке СССР и вероятном строении криолитозоны // *Материалы по общему мерзлотоведению (VII международное совещание по мерзлотоведению)*. – М.: Изд. АН СССР, 1959. – С. 210-214
2. Оллиер К. *Тектоника и рельеф*. – М.: Недра, 1984. – 460 с.
3. Шведов С.Д. Морфолитогенез в зонах неотектонических разломов Северо-Востока России // *География и геоэкология на современном этапе взаимодействия природы и общества: мат. Всерос. науч. конф. "Селиверстовские чтения"*. – СПб: СПб гос. ун-т, ВВМ, 2009. – С. 491-496.
4. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). – Новосибирск: Наука, 1983. – 112 с.

550.34:551.79(571.65)

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПАЛЕОСЕЙСМИЧНОСТИ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

С.Д. Шведов

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,
г. Магадан, Россия*

Сейсмичность Северо-Востока России (Магаданской области и Чукотки) изучена достаточно слабо, поскольку первая сейсмостанция (г. Магадан) появилась здесь лишь в 1952 году, а период массовых наблюдений продолжался около 20 лет, с конца 60-х до начала 90-х годов, когда практически все сейсмостанции были законсервированы. В связи с недостатком инструментальных наблюдений большое значение для сейсмического районирования этой территории приобретает изучение палеосейсмодислокаций (ПСД).

Дешифрирование аэрофотоснимков восточной части Чукотского п-ова позволило выявить здесь (с разной степенью достоверности) 64 формы рельефа предположительно сейсмогенной природы (рис. 1), большая часть которых сосредоточена на 7 участках (палеоплейстосейстовых зонах), четко приуроченных к зонам крупных новейших разломов. Особо выделяются 3 группы ПСД (Мейнынвеем, Арнымнай и Пенкигней) расположенные вдоль Ткачено-Ионивеемского разлома – ориентировка этих палеоплейстосейстовых зон позволяет предположить, что связанные с ними землетрясения были вызваны подвижками не по главному разлому, а по оперяющим его разрывам.

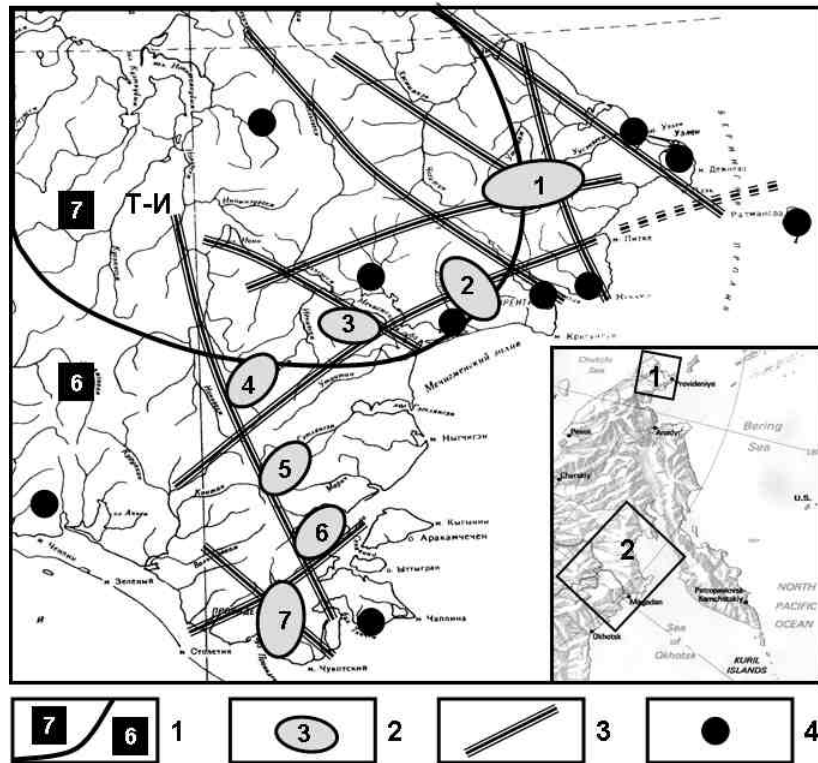


Рис. 1. Палеосейсмологическая схема восточной части Чукотского п-ова: 1 – зоны интенсивности сотрясений и их границы (по ОСР-97), 2 – группы ПСД (1 – Эттельхвылеут, 2 – Тенианый, 3 – Амномымнын, 4 – Мейнынвеем, 5 – Арнымнай, 6 – Пенкигней, 7 – Провидения), 3 – главные неотектонические разломы (Т-И – Ткачено-Ионивеемский), 4 – районы палеоземлетрясений по топонимическим и фольклорным материалам. На врезке – местоположение Чукотского (1) и Магаданского (2) участков

Исходя из площади участков ПСД, магнитуду палеоземлетрясений Чукотки можно оценить в 6,5-7,5 по шкале Рихтера. Для северной части рассматриваемой территории эти цифры близки к существующей схеме сейсмического районирования (ОСР-97), однако сейсмичность южной её части, по-видимому, преуменьшена. На более высокую потенциальную сейсмичность этого района указывают и ПСД, выявленные в ходе полевых работ. Наибольший интерес среди них представляют скальные козырьки (рис. 2 а), аналогичные наблюдавшимся в эпицентральной зоне Спитакского землетрясения [1], а также раскалывание гальки рыхлых отложений со взбросо-сдвиговым смещением обломков на 8-20 мм (рис. 2б) – подобные смещения отмечались при некоторых современных землетрясениях [2].

Кроме того, была предпринята попытка применить для палеосейсмогеологических реконструкций на Чукотском п-ове фольклорные и топонимические данные (подобные исследования в других регионах проводились, в частности, А.А. Никоновым [3]). Полученные результаты следует признать достаточно интересными. Например, согласно эскимосской легенде "Образование пролива" острова Диомида были единым островом, а пролив между ними образовался фактически за одну ночь, при этом гигантская волна (цунами?) разбила жилища и унесла людей [4]. Следует отметить, что на космоснимках о. Бол. Диомид (Ратмано-

ва) вдоль обращенного к проливу между островами его побережья прослеживаются протяженные тектонические рвы. Помимо этого, характерные признаки землетрясений (грохот, дрожание земли, обвалы и разрушения скал) зафиксированы в 12 топонимах Чукотского п-ова [5]. Примечательно, что большинство подобных топонимов приурочено к группам ПСД и крупным новейшим разломам (рис. 1).

К началу XXI века ПСД были известны на 3 участках Магаданской области: на р. Бол. Купка [6], в Туманском хребте [7] и на п-ове Кони [8]. Кроме того, в прилегающих районах Восточной Якутии описан сейсмообвал в бассейне р. Тирехтях [9], а также современные сейсмодислокации в плейстосейстовой зоне 9-балльного Артыкского землетрясения 1971 г. (оползни и срывы грунта) [10]. Полевые палеосейсмогеологические исследования последних лет позволили выявить на этой территории значительное количество новых ПСД, при этом на двух участках – в Килганских горах и в верхнем течении р. Кедон – они образуют группы, состоящие из 5-7 дислокаций (рис. 3).

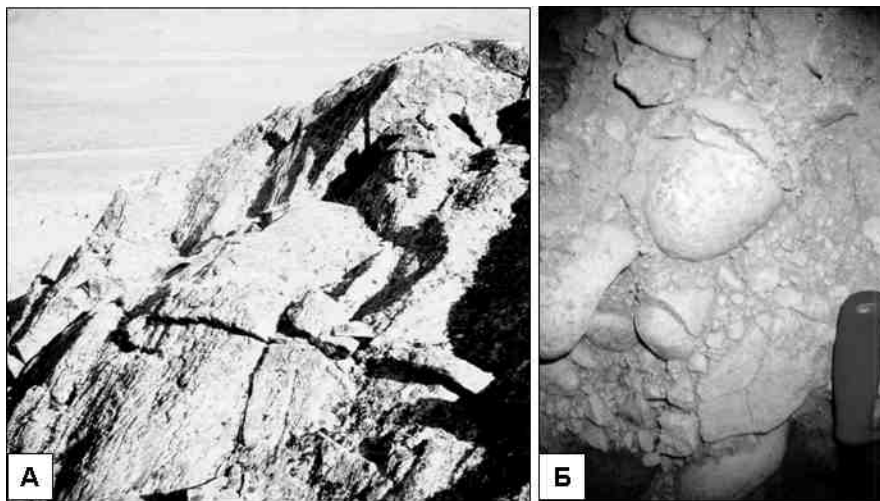


Рис. 2. А – скальные козырьки на побережье бух. Ткачен. Б – расколотая со смещением обломков галька позднеплейстоцен-голоценовых отложений морской террасы в районе м. Чукотский

Большая часть вновь выявленных ПСД относится к гравитационно-сейсмотектоническим, это сбросообвалы – Негаях, Кедон (рис. 4а), Ахчан [11], Яма; сейсмогравитационные клинья – Эрэkitский хр. (рис. 4б), Килганские горы [11], ступенчатые скальные оползни – Кедон [12], Шельтинга (рис. 4в). Также достаточно широко распространены сеймовибрационные рвы – Кедон [12] и сейсмодинамические ПСД (сейсмоглифы) – Талая (рис. 4г), Килганские горы [11].

Что касается гравитационных ПСД, то к их выделению следует подходить с большой осторожностью, поскольку характерная для Северо-Востока России высокая активность нивально-криогенных процессов в ряде случаев приводит к образованию псевдосейсмодислокаций. Именно поэтому данные о многочисленных гравитационных ПСД в пределах Магаданской области [13] вызывают определенные сомнения [14, 15]. Достоверная гравитационная ПСД (срыв участка сформировавшегося коллювиального шлейфа) нами была отмечена лишь в Кедонской группе ПСД [12].

Предельная интенсивность палеоземлетрясений, образовавших ПСД Магаданской области, в целом соответствует существующей схеме сейсмического районирования (однако следует учитывать, что на значительной части её территории полевые палеосейсмогеологические исследования не проводились). Исключение составляет Кедонская группа ПСД, где на участке, находящемся на границе 5- и 6-балльных зон (по ОСР-97), расположено значительное количество сейсмогенных форм, соответствующих, как минимум, 7-8-балльным сотрясениям. Вследствие этого сейсмическое районирование южной части Омолонского массива нуждается в существенной корректировке, тем более что в настоящее время здесь введено в эксплуатацию несколько рудных месторождений.

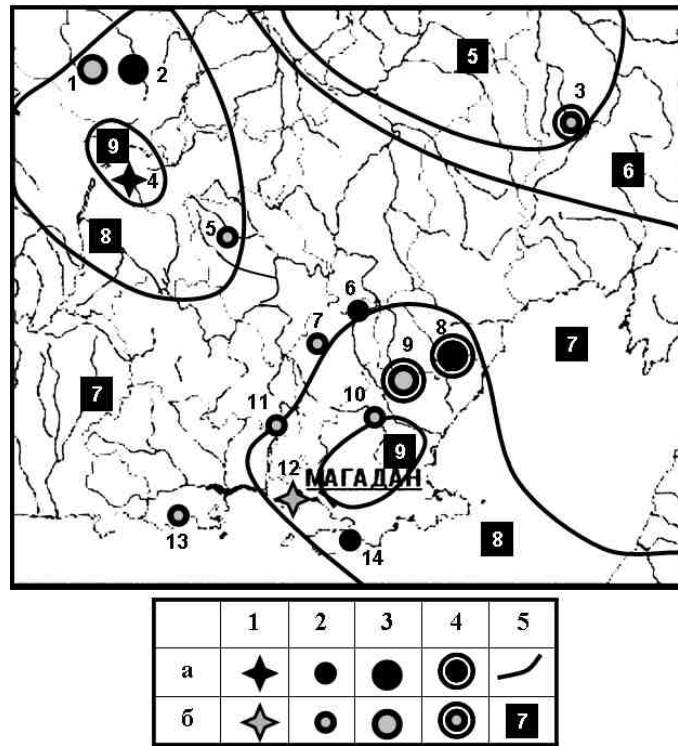


Рис. 3. Палеосейсмодислокации Магаданской области. 1-4 – сейсмодислокации (а – ранее известные, б – новые): 1 – современные, 2 – ПСД с интенсивностью 7 – 8 баллов, 3 – ПСД с интенсивностью 9 – 10 баллов, 4 – группы ПСД. 5 – границы зон интенсивности сотрясений (а) и значения интенсивности (б) согласно ОСР-97. Участки: 1 – хр. Эрэкинский, 2 – р. Тирехтях, 3 – верховья р. Кедон, 4 – Артыкское землетрясение, 5 – р. Негаях, 6 – р. Бол. Купка, 7 – пос. Талая, 8 – хр. Туманский, 9 – Килганские горы, 10 – р. Яма, 11 – р. Ахчан, 12 – п-ов Старицкого, 13 – зал. Шельтинга, 14 – зал. Забияка

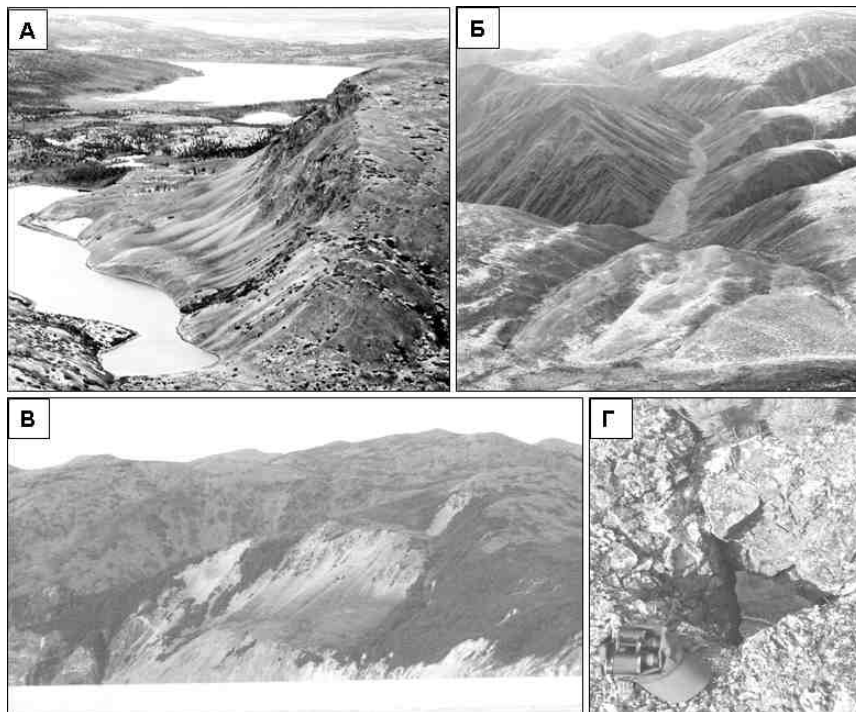


Рис. 4. А – сбросообвал у оз. Фигурное, верховья р. Кедон. Б – предполагаемый сейсмогравитационный клин (нижняя часть снимка) в зоне одного из неотектонических разломов хр. Эрэкинский. В – ступенчатый скальный оползень на побережье зал. Шельтинга. Г – сквозной прокол скального останца (длина выпавшего блока около 1 м) в районе пос. Талая. Фото с сайта http://geol-dh.ru/omolon_ph.html

За последние 10 лет в районе г. Магадан отмечено несколько мелкофокусных (около 10 км) землетрясений магнитудой 4-5. После одного из них (03.11.2004, $M = 4,2$) удалось зафиксировать динамические сейсмодислокации – импульсные смещения крупных гранитных плит на пологих (около 5°) приводораздельных площадках – рис. 5. Следует отметить, что весьма значительные (до 40 см) смещения наблюдались и на достаточно большом (15 км) удалении от эпицентра.



Рис. 5. Предположительно сейсмогенное смещение гранитных плит на пологом водоразделе п-ова Старицкого

ЛИТЕРАТУРА

1. Никонов А.А. Разрушительные землетрясения в эпицентральной зоне Спитакского землетрясения 1988 г. в прошлом. // Изв. АН СССР. Физика Земли. – № 12. – 1991. – С. 3-22.
2. Лунина О.В., Гладков А.С., Новиков И.С., Агатова А.Р. Тектонофизический анализ зоны разрывных деформаций Чуйского землетрясения 27.09.2003 г. // ДАН. – Т. 401. – № 1. – 1992. – С. 58-61.
3. Никонов А.А. Землетрясение в сказаниях и легендах // Природа. – № 11. – 1983. – С. 66-75.
4. Сказки и мифы народов Камчатки и Чукотки. – М.: Наука, 1974. – 646 с.
5. Шведов С.Д. Применение археологических, фольклорных и топонимических данных при палеосейсмологических исследованиях на Северо-Востоке России. // III Диковские чтения: Мат. Всерос. науч. конф. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. – С. 437-442.
6. Важенин Б.П., Смирнов В.Н. Результаты использования аэрокосмической информации при изучении неотектоники и сейсмичности Северного Приохотья // Использование аэрокосмической информации в геологии и смежных областях: Тез. докл. Всесоюз. совещ. М.: ГИН АН СССР, 1987. – С. 37-38.
7. Смирнов В.Н., Важенин Б.П. Сейсмогенные формы рельефа в хребте Туманском (Северное Приохотье) // Количественная сейсмология и сейсмостойкое строительство на Дальнем Востоке. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВНЦ АН СССР. 1996. – С. 56-57.
8. Онухов Ф.С., Уфимцев Г.Ф. Неотектоника района полуострова Кони (Северное Приохотье) // ДАН. – Т. 327. – № 3. – 1992. – С. 315-321.
9. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмоструктура Якутии. – М.: ГЕОС, 2000. – 227 с.
10. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмодислокации в сейсмических поясах Якутии // Геотектоника. – № 1. – 1995. – С. 79-92.

11. Шведов С.Д. Новейшая геодинамика районов некоторых золоторудных месторождений Северо-Востока России // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов. – Архангельск: Ин-т. экол. проблем Севера УрО РАН, 2004. – С. 380-383.
12. Шведов С.Д. Неотектоника и палеосейсмодислокации Мунгуджакской впадины (Омолонский массив) // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий.– Т. 3. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. – С. 45-47.
13. Важенин Б.П. Принципы, методы и результаты палеосейсмогеологических исследований на Северо-Востоке России. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. – 205 с.
14. Леонов В.Л. Голоценовые разломы (предполагаемые палеосейсмодислокации) и оценка сейсмической опасности территории Корякского автономного округа, Северо-Восток России // Вулканология и сейсмология. – № 2 – 2000 – С. 30-43.
15. Смирнов В.Н., Галанин А.А., Глушкова О.Ю., Пахомов А.Ю. Ледниковые кары и псевдо-сейсмодислокации в горах Примагаданья // Берингия в четвертичный период. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000 – С. 99-117.

УДК 550.831+550.2

О СВЯЗИ СПЕКТРОВ МИКРОСЕЙСМ С РЕЗУЛЬТАТАМИ МОВ ОГТ НА АКВАТОРИИ ОБСКОЙ ГУБЫ

М.Ю. Шкатов¹, В.И. Дубянский², Н.Т. Дергунов¹, К.Ю. Силкин²

¹ФГУНПП "Севморгео", г. Санкт-Петербург, Россия;

²Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

В настоящем сообщении проводится сравнение основных результатов сейсморазведки МОГТ в северной части сейсмического профиля № 4, отработанного в шельфовой зоне Обской губы (ФГУНПП "Севморгео", 2006 г.), и спектральных изображений этого участка, полученных по записям микросейсм до первых вступлений (ДПВ) волн из источника (рис. 1А, Б). В дальнейшем будем использовать сокращение: СИ – спектральное изображение без упоминания ДПВ. Основная цель исследования заключалась в обнаружении максимального количества совпадений (отличий) спектральных изображений микросейсм ДПВ с данными детальной сейсморазведки МОГТ на рассматриваемом участке профиля (рис. 1В).

На рис. 1А демонстрируется основное СИ-1 в диапазоне частот 0-25 Гц, которое получено в результате применения алгоритма обработки спектров микросейсм, направленного на выявление общих особенностей распределения энергии спектральных составляющих в плоскости профиля.

Локальные зоны "аномалий" $K(x, f)$ СИ выявлялись томографическим методом сравнения спектров в каждом пункте наблюдения $S(x, f)$ с базисной спектральной функцией (БСФ) профиля $S_x(x, f)$ (рис. 1Б). Последняя вычислялась в виде среднего спектра по всем точкам наблюдения по профилю, для всех частот в диапазоне 0,01-26 Гц (рис. 1Б, б). БСФ представляет собой спектральный отклик среды, обладающей средневзвешенными упругими и, следовательно, геофизическими, свойствами вдоль профиля наблюдений. Сравнение проводилось путём деления общих спектров на БСФ:

$$K(x, f) = \frac{S(x, f)}{S_x(x, f)}, \quad (1)$$

или в логарифмической форме:

$$\lg K(x, f) = \lg S(x, f) - \lg S_x(x, f). \quad (2)$$