УДК 550.834 (265.5)

К СТРОЕНИЮ ЛОЖА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ

Ломтев В.Л. – Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск

Аннотация. Представлены результаты интерпретации данных, полученных с помощью некоторых сейсмических методов по Северо-Западной (СЗ) Пацифике. Они связаны с дивергентным гравитационным срывом океанической коры (слои 1-4) в позднем кайнозое и сопутствующим «холодным» экструзивным магматизмом. Показано, что срыв привел к формированию бескорневой структуры восточного и западного аллохтонов (плиты или тектонические покровы), которые сползают со склонов краевого вала и поднятий зоны разлома Хоккайдо. Формирование экструзий обусловлено, вероятно, гранитизацией фаций раннего Тетиса в слое трения (4). Одновременно здесь происходит и термогенерация углеводородов (в основном газа), фиксируемых на всех сейсмопрофилях в слоях 1, 2 в абиссальной котловине Тускарора. Намечено несколько новых проблем в геологии, тектонике и истории региона.

Северо-Западная Пацифика, коровый дивергентный срыв, аллохтонная плита, деколлемент, моноклиналь, экструзия, протрузия, Пацифида, Тетис.

TO THE STRUCTURE OF NORTH-WEST PACIFIC BASIN

Lomtev V.L. – Institute of Marine Geology and Geophysics of FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk

Abstract. Results of interpretation of the data received with the help of some seismic methods on N-W Pacific Basin are submitted. They are connected with a divergent gravity glide of oceanic crust (layers 1-4) in the Late Cenozoic and attendant «cold» extrusive magmatism. It is showed, that the glide lead to unroot structure of eastern and western allochthons (plates or tectonic covers), which slide from slopes of outer rise and Hokkaido fault zone upliftes. Extrusion formation possibly bring about granitization of Early Tatees faces in the friction layer (4). It is simultaneously hydrocarbon thermogeneration (mainly gas) here, fixed on all seismoprofiles in the layers 1, 2 of Tuskarora abyssal basin. Some new problems in region geology, tectonics and history are marked.

North-West Pacific Basin, crustal divergent glide, allochchthonous plate, decollement, monocline, extrusion, protrusion, Pacifida, Tatees.

Введение

В статье рассматриваются материалы многоканального метода общей глубинной точки (МОГТ) и одноканального непрерывного сейсмического профилирования методом отраженных волн (НСП МОВ) по СЗ Пацифике, полученные ИМГиГ ДВО РАН в 70-90-х годах прошлого века, и результаты их геологической интерпретации в авторской трактовке (рис. 1-11). Интерес к ним обусловлен признаками дивергентного гравитационного срыва геофизических слоев 1-4 или т.н. океанической коры и сопряженного с ним «холодного» экструзивного магматизма (Ломтев, 2000, 2002, 2007, 2008а, б; Ломтев, Патрикеев, Немченко, 1997; Ломтев и др., 2004а, б; Ломтев, Кононов, Гуринов, 2008; Патрикеев, Ломтев, 1997). Одним из ключевых является профиль низкочастотного (20 Гц) МОГТ 1 близ субширотного разлома Тускарора, который ограничивает с юго-запада поднятие Хоккайдо (Зенкевича), отмеченное на батикарте Мирового океана (1977). Здесь проходит известный региональный профиль ГСЗ 1-0, следующий через Курильский пролив Екатерины к заливу Терпения (о-в Сахалин), (Строение.., 1984; Тектоника…, 1983).

Таким образом профиль МОГТ 1 освещает строение краевого вала и прилегающей части абиссальной котловины Тускарора на расстоянии около 800 км и до сих пор является одним из самых информативных в Мировом океане по сейсмо- и тектоностратиграфии океанической коры (рис. 1, 2).

НСП проводилось в основном на СЗ плите Пацифики (свыше 20000 погонных км), выделяемой между Курило-Камчатским и Японским глубоководными

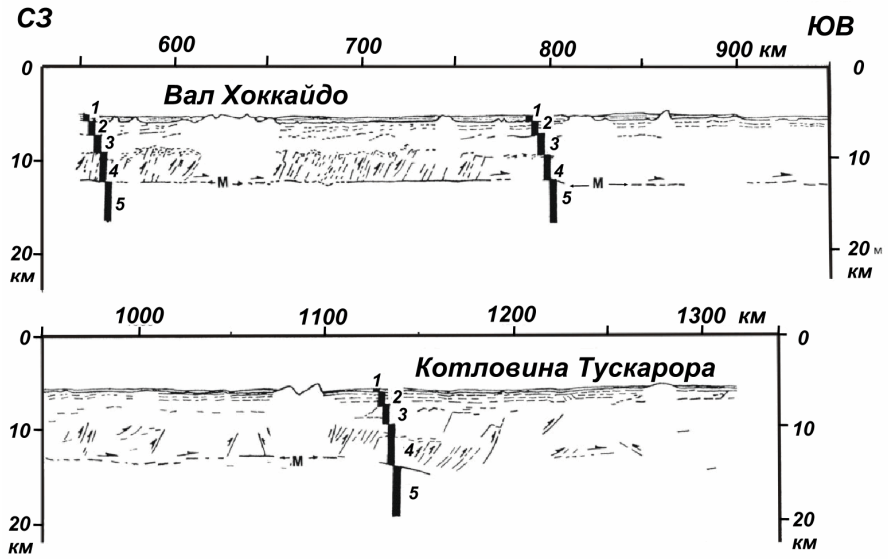

Рис. 1. Глубинный разрез МОГТ 1 близ разлома Тускарора (Ломтев, 2008б; Патрикеев, Ломтев, 1997): 1-5 – геофизические слои (закрашенные колонки), М – деколлемент в подошве океанической коры (слои 1-4); здесь и на рис. 2-11 – наклонные прерывистые линии со стрелками – чешуйчатые надвиги и смещения по ним; координаты начала (41° 45,9' с. ш., 150°12,4' в. д.) и конца профиля (35°59,3' с. ш., 153°01,8' в. д.).

желобами на западе и поднятием Шатского на востоке (Тектоника…, 1983). С севера плиту ограничивает зона разлома Хоккайдо, выделенная на батикарте Мирового океана (1977) и напоминающая небольшой срединно-океанический хребет с осевым рифтом, сегментированный поперечными разломами (Андреев, Немченко, 1995). Южным ограничением плиты являются горы Мид Пасифик или Маркус-Уэйк-Неккер (Удинцев, 1972).

Важной особенностью представленных данных НСП является повышенная (120-150 Гц) в сравнении со стандартной (60-80 Гц) частота излучения, позволившая обнаружить тонкую расслоенность кайнозойского осадочного чехла (слой 1), обычно полупрозрачного (рис. 4-11).

По данным бурения б/с «Гл. Челленджер» (Рудич, 1984) в трактовке автора она связана с пестрыми, субаэральными лессами (20-100 м) мезокайнозойской континентальной платформы Пацифида, перекрытых позднекайнозойскими турбидитами и гемипелагитами молодой Пацифики (Ломтев, 2000; Ломтев, Патрикеев, Немченко, 1997; Ломтев и др., 2004б). Заметим, что более 150 лет лессы описы-

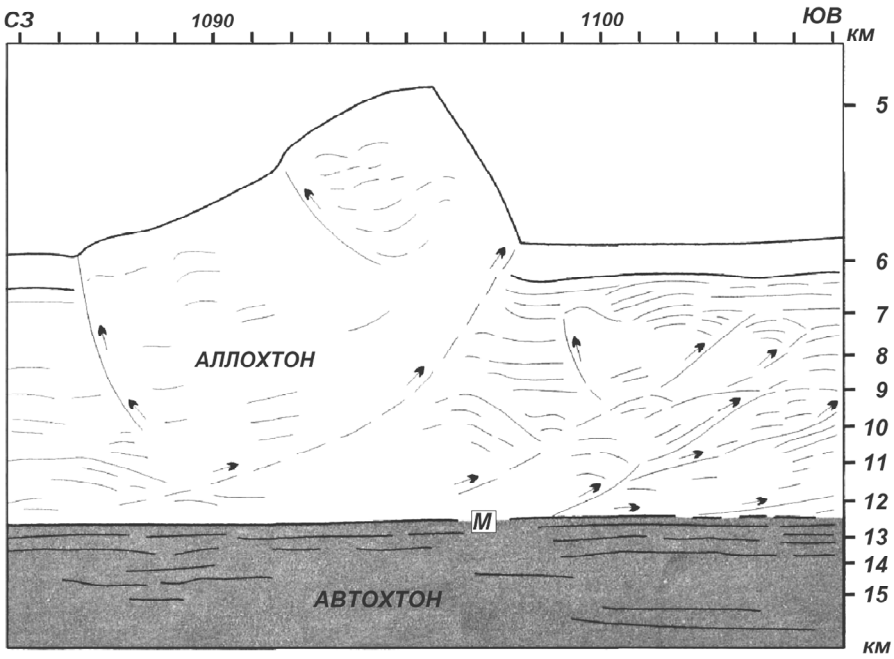

Рис. 2. Надвиговая моноклинальная гряда высотой 1 км, связанная со срывом слоев 1-4 в абиссальной котловине Тускарора (фрагмент профиля МОГТ 1 на рис. 1).

вались как пелагические глины – типичные фации ложа океана, хотя по данным бурения сотен скважин они в основном немые, поскольку не содержат морской микро- и макрофауны in situ.

Фации Пацифики залегают на лессах с региональными, угловым и азимутальным несогласиями. Они слагают фаны или конусы выноса каньонов Японо-Курило-Камчатской континентальной окраины на краевом вале (континентальное внешнее подножие), а также Камчатский контурный мегафан в котловине Тускарора, севере поднятия Шатского и смежной котловины Картографов – конечный бассейн стока турбидитов (Ломтев, Патрикеев, Немченко, 1997; Ломтев и др. 2004б; Тектоника…, 1988). Выше залегают придонные маломощные (первые метры – десятки метров) гемипелагические илы и переотложенные лессы среднего плейстоцена – голоцена, которые накопились после тектонической изоляции ложа СЗ Пацифики от турбидитных потоков, обусловленной заложением Курило-Камчатского, Японского и отчасти Алеутского глубоководных желобов 0,5-1 млн. лет назад (Ломтев, Патрикеев, 1988).

В отличие от осадочного кайнозоя сейсмостратиграфия осадочно-траппового разреза позднего мезозоя СЗ Пацифики в верхах слоя 2 слабо зависит от повышения частоты НСП и известна с 60-х годов прошлого века (Ломтев и др., 2004б; Патрикеев, Ломтев, Немченко, 1997).

В котловине Тускарора его кровельную часть слагают слоистые и шероховатые (прибрежные) сейсмофации (регифации) контрастного опакового слоя или горизонта пестрых кремней и глин конца раннего – позднего мела мощностью до 200-300 м. Ниже залегают почти прозрачные шельфовые, в кернах скважин нередко пестрые из-за окраски переотложенными лессами, карбонаты (в основном известняки) позднего эпиконтинентального Тетиса видимой мощностью до 400 м. Их возраст по данным бурения определяют поздней юрой – ранним мелом (Рудич, 1984). Карбонаты вмещают финальные, акустически контрастные траппы мезозойской трапповой формации провинции по Г.Ф. Макаренко (Макаренко, 1983) толщиной до 100 м. На участках ярусного строения траппов мощность карбонатов может превысить 1 км. Низы слоя 2 и высокоскоростной слой 3 почти нацело сложены мезозойскими траппами, тогда как слой 4 – в основном фациями раннего, вероятно, эпиконтинентального Тетиса, условно датируемых палеозоем-рифеем (Ломтев, 2007). Подстилающая кора выделяется как геофизический слой 5 с подошвой на глубине от 33 (вал Хоккайдо и прилегающая часть котловины Тускарора) до 36 км (южный блок поднятия Шатского) ниже уровня океана (Патрикеев, Ломтев, 1997; Gettrust, Furukawa, Kroenke, 1980).

На профиле МОГТ его кровельная часть мощностью несколько километров имеет платформенное строение (Патрикеев, 2000; Патрикеев, Ломтев, 1997). После сейсмостратиграфической привязки видимого разреза ложа СЗ Пацифики стало возможным датирование тектонических и магматических деформаций и восстановление истории геологического развития этого региона (Ломтев, 2000, 2007).

Коровый срыв

По материалам, полученным с помощью метода глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) и метода преломленных волн (МПВ) на ложе СЗ Пацифики и в других регионах абиссального ложа традиционно предполагалось нормальное, без срыва, залегание тонкой (5-10 км) и местами утолщенной (20-30 км – поднятие Шатского) океанической коры на мантии (Строение…, 1984). Однако в конце прошлого века с появлением МОГТ, освещавших строение слоев 1, 2, были обнаружены признаки тектонических срывов на ложе Атлантики и Индийского океана (Пилипенко, 1994). В основном это одиночные и/или серии (пакеты) чешуйчатых надвигов, ограничивающих или скорее нарезающих аллохтонные чешуи и более крупные коровые пластины (Ломтев, 2008а; Разницын, 2006). В рельефе дна они образуют моноклинальные гряды и хреб-

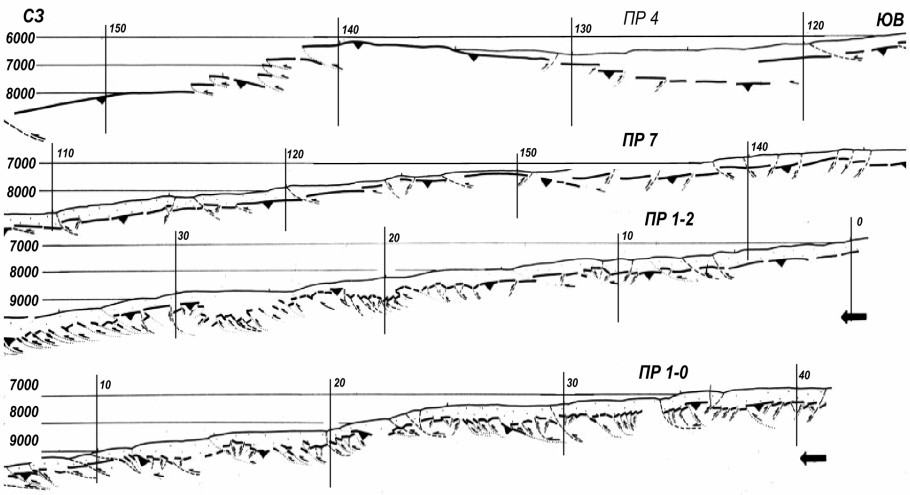

Рис. 3. Глубинные разрезы НСП 4,7 и МОГТ 1-0,1-2 по внешнему склону южной части Курильского желоба (Ломтев, Патрикеев, 1985); вертикальный и горизонтальный м-бы одинаковы: по горизонтали – длина профиля, км; по вертикали – глубина разреза, м; чешуйчатые надвиги смещают дно и кровлю слоя 2

ты, местами с рамповыми полуграбенами во фронте (рис. 2-6). Однако недостаточная глубинность метода не позволяла определить глубину срыва, что стало возможным на профилях более глубинного МОГТ в СЗ Пацифике (Патрикеев, Ломтев, 1997; Matsuzawa et al., 1980).

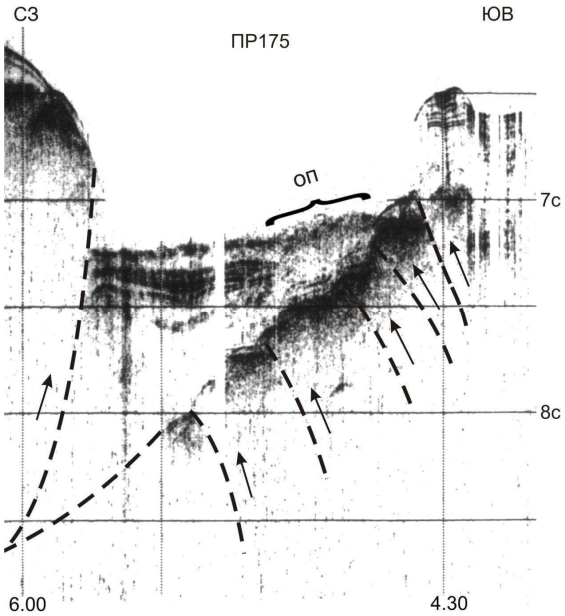

Рис. 4. Фрагмент профиля НСП 175 через рамповый полуграбен в окрестностях разлома Хоккайдо (НИС «Проф. Гагаринский»-1989): ОП – оползень неоген-раннечетвертичных гемитерригенных осадков с шероховатыми сейсмофациями; вертикальный м-б – в секундах двойного пробега, вертикальные линии – получасовые марки времени, прерывистые линии – предполагаемые разломы и смещения по ним (стрелки) здесь и на рис. 5-11; координаты: ПК 4.30 (45°21,87' с.ш., 155°54,38' в.д.) и ПК 6.00 (45°15,14' с.ш., 156°09,85' в.д.)

Так, на рис. 1 обнаружена система малоамплитудных чешуйчатых надвигов (дуплекс) СЗ падения, наклонных под 20-25° и выполаживающихся к гладкому деколлементу (поверхность срыва в кровле слоя 5 на глубине 6-7 км под дном). Последний имеет пологий $(0,1^{o})$ региональный наклон к юго-востоку от краевого вала и зоны разлома Хоккайдо. Чешуйчатые надвиги и сопряженная с ними складчатость срыва сосредоточены в основном в слое трения (4) и непосредственно связаны с трением в подошве аллохтона (Ломтев, 2008а; Ломтев, Патрикеев, 1985). Поэтому слой 4 уместно принять за складчатый фундамент СЗ коровой аллохтонной плиты. На границах тектонических пластин протяженностью до 150 км надвиги достигают дна и формируют моноклинальные хребты и гряды (рис. 2). Вместе с тем на временном разрезе МОГТ 1, представленном в работе В.Н. Патрикеева (Патрикеев, 2000), есть несколько случаев пересечения сместителями надвигов деколлемента. Однако они не нарушают его рельеф и региональный наклон, поэтому скорее всего являются артефактами, вызванными боковым сносом (Ломтев, Патрикеев, 1985).

Во фронте срыва располагается подводное поднятие Шатского, представляющее собой блоковую мегамоноклиналь с крутым и коротким восточным бортом в сравнении с западным. Судя по рис. 2 оно возникло при коровом срыве к юго-востоку, хотя глубину его еще предстоит определить. Аллохтонную природу и кай-

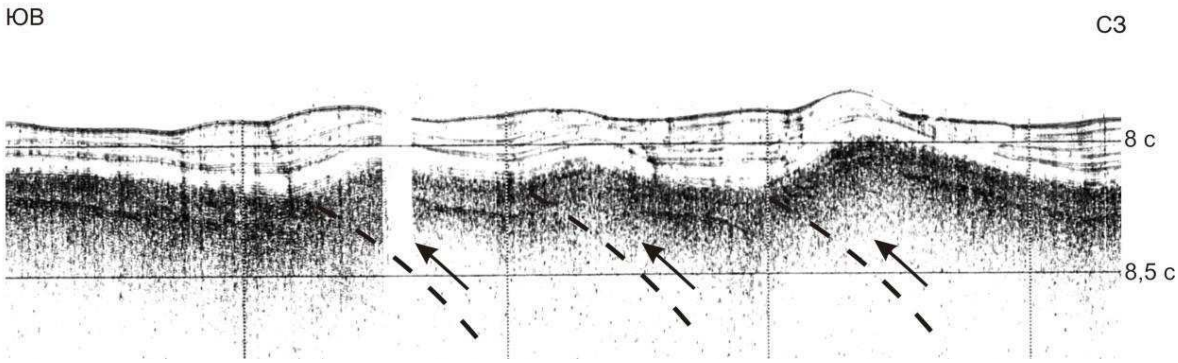

Рис. 5. Типичные малоамплитудные моноклинальные деформации тектонического срыва слоев 1-4 в абиссальной котловине Тускарора на одном из профилей НСП

нозойский (Ломтев, Патрикеев, Немченко,1997; Ломтев, 2007), а не мезозойский, как обычно считают (Строение…, 1984; Тектоника…, 1983), возраст этого поднятия подтверждают известный разрыв системы мезозойских линейных магнитных (трапповых?) аномалий, два бенча на глубине 4500 м и клиноформы бокового наращивания (южный блок) в кайнозойских отложениях (инверсионное поднятие по В.Л. Ломтеву) (Ломтев, 2007).

Сползание слоев 1-4 вниз по региональному уклону деколлемента имеет гравитационную природу, а его привязка к кровле слоя 5 характерна для пластовых срывов (Ломтев, 2008а; Патрикеев, Ломтев, 1997). Развитие срыва на ложе СЗ Пацифики было вызвано продолжительным литостатическим давлением тяжелых мезозойских траппов мощностью 3-3,5 км на компетентные осадочные толщи раннего Тетиса. По своей кинематике это преимущественно крип или т.н. длительная ползучесть, характерные для скальных оползней (Оползни…, 1981). В абиссальной котловине Тускарора крип опознается по малоамплитудным (десятки–сотни м) асимметричным конседиментационным складкам в осадках Камчатского контурного мегафана (рис. 5). Однако в начальную фазу и в среднем плейстоцене-голоцене срыв происходил более быстрыми темпами. Первое фиксируют взбросо-надвиговая моноклинальная гряда и осевой рифтограбен, частично выполненный слабодеформированными неоген-раннечетвертичными турбидитами курильских и камчатских каньонов (рис. 6-8), второе – молодые крупномасштабные деформации дна высотой до 1-3 км на краевом вале, зоне разлома Хоккайдо и особенно поднятии Шатского (Васильев, 1988; Патрикеев, Ломтев, Немченко, 1997). Доседиментационный возраст гряды на рис. 6 подчеркивает горизонтальное налегание контрастных, неоген-раннечетвертичных турбидитов на ее склоны, а ее связь со срывом слоев 1-4 – отчетливая асимметрия (сравнить с рис. 2).

Важной особенностью срыва в СЗ Пацифике является его дивергентность или проти-

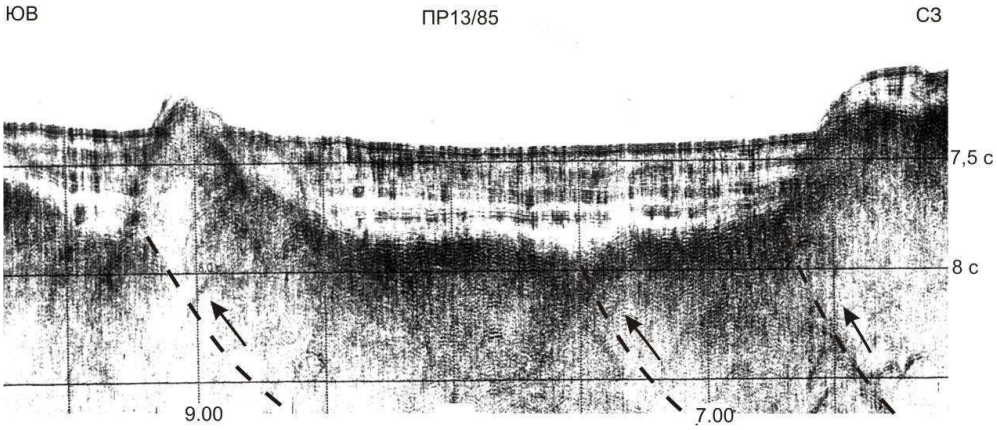

Рис. 6. Фрагмент профиля НСП 13/85 в котловине Тускарора через раннемиоценовую? моноклинальную гряду (НИС «Пегас»-1985), связанную с начальной фазой срыва слоев 1-4 к ю-в от вала Хоккайдо

воположная направленность (Ломтев, 2002). Основанием тому является встречное падение чешуйчатых надвигов на восточном (СЗ на рис. 1) и западном (ЮВ на рис. 3) склонах краевого вала. Последние формируют тектонические ступени внешнего склона Курильского желоба и автохтона его внутреннего склона, местами с признаками вергентности: от пологих, фронтальных разломов к крутым, тыловым, имеющим возможно с цилиндрическими сместителями, характерными для складчатых надвигов Г.Д. Ажгирея (Ломтев, Патрикеев, 1985). Заметим, что отражающие площадки на рис. 3 построены с точностью 50-100 м, предельной для МОВ, и до сих пор не повторены другими исследователями.

В итоге дивергентный срыв слоев 1-4 сформировал два, западный и восточный, аллохтоны (плиты или тектонические покровы) шириной до 200 и 1000 км соответственно (асимметричный срыв). Граница между ними проходит по осевому рифтограбену (раздвиг) шириной 20-30 км и глубиной 1-2 км на краевом валу и поднятиях зоны разлома Хоккайдо (рис. 7, 8).

Раздвиг маркирует корни покровов и определяет предельные амплитуды расползания аллохтонов. Его аномально малая (1-2 км) глубина в сравнении с глубиной деколлемента (6 км), как показано на рис. 1, указывает на заполнение зоны раздвига вязкими массами слоя трения еще до начала проградации фанов каньонов на ложе СЗ Пацифики (Ломтев, Патрикеев, 1988), что подтверждают распространенные здесь многочисленные экструзивные конические горы и холмы (рис. 7, 8).

Отметим также и другие особенности исследуемого пластового срыва. Так, известные данные по низкому кондуктивному теплопотоку на ложе СЗ Пацифики, близкого ~1 е.т.п. (Строение…, 1984), позволяют считать его «холодным» – возможно первые сотни градусов в слое трения (Ломтев, 2007). По данным донных сейсмографов (Тектоника…, 1980) видимо срыв генерирует интенсивную мелкофокусную коровую сейсмичность, что позволяет говорить о новой сейсмической провинции Земли (Ломтев, 2008а). Срыв привел к формированию двух расходящихся коровых плит с характерной для континентальных плит и платформ двухъярусной (осадочно-вулканогенный чехол – складчатый фундамент), но бескорневой структурой и рельефом. Ключевые признаки последних (Ломтев, 2008а) – парагенез разломов, когда независимо от типа и направления все они с приближением к деколлементу выполаживаются, и дисконформность гладкого деколлемента «шероховатым» границам аллохтона, включая дно на рис. 1-3 и временных разрезах МОГТ на севере Японского желоба (Matsuzawa et al., 1980).

Суммируя данные бурения, палеогеографии и сейсмо- и тектоностратиграфического анализа профиля МОГТ можно пола-

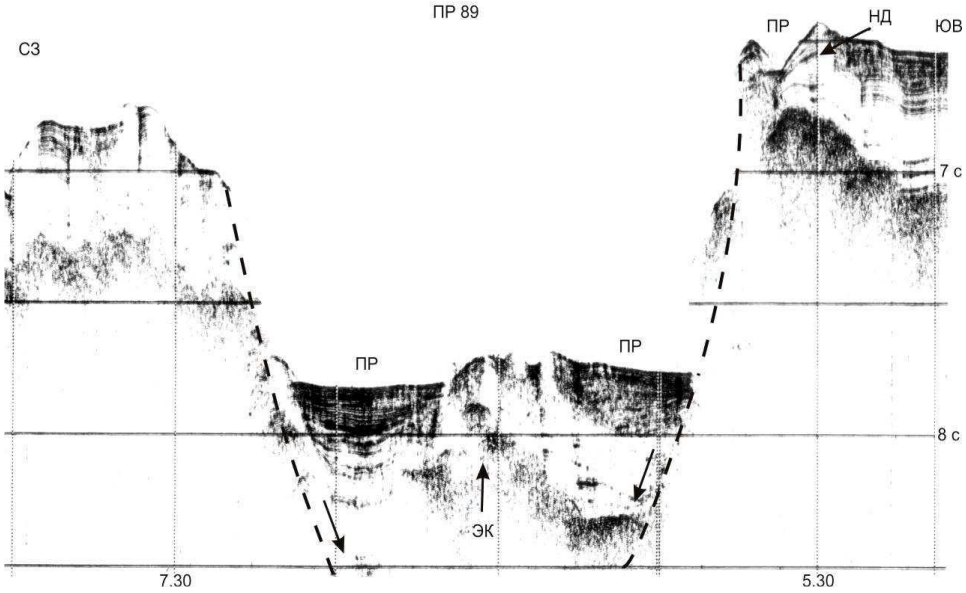

Рис. 7. Фрагмент профиля НСП 89 через рифтограбен (раздвиг), заполненный контрастными неоген-раннечетвертичными турбидитами (зона разлома Хоккайдо (Ломтев и др., 1997); ЭК – экструзивный купол, ПР – подводное русло (здесь и на рис. 11), НД – намывная дамба (НИС «Проф. Гагаринский»-1989); координаты: ПК 5.30 (44°42,50' с.ш., 157°22,62' в.д.) и ПК 7.30 (44°32,57' с.ш., 157°44,63' в.д.)

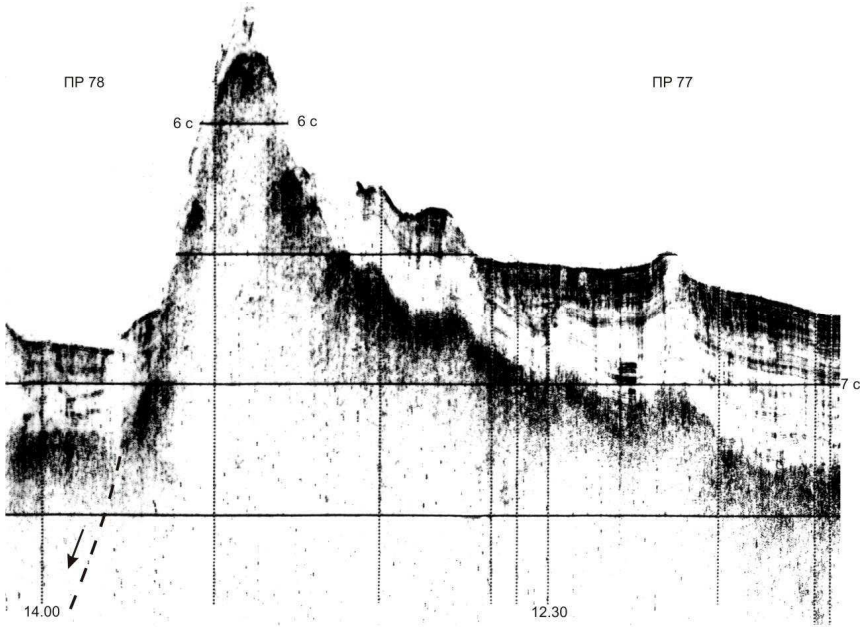

Рис. 8. Профили НСП 77,78 через южный борт рифтограбена (раздвиг) с одиночной экструзивной горой в зоне разлома Хоккайдо (НИС «Проф. Гагаринский»-1989); координаты: ПК 12.30 (45°06,14' с. ш., 157°01,98' в. д.) и ПК 14.00 (45°12,29' с. ш., 157°17,9' в.д.)

гать, что история срыва восходит к концу олигоцена – началу раннего миоцена, т.е. к концу эпохи пенепленизации (Пацифида) – началу эпохи трансгрессии молодой Пацифики, водные массы которой прежде заполняли океанические впадины позднего Тетиса (Ломтев, 2000; Ломтев и др., 2004б; Рудич, 1984; Choi, 1987). Иначе говоря верхи слоя 5, слои 2-4 и субаэральные лессы слоя 1 на ложе СЗ Пацифики – суть осадочно-трапповый чехол мезокайнозойской континентальной платформы Пацифида.

В методическом плане выделим образование при срыве моноклинальных надвиговых гряд и хребтов, надежных морфоструктурных индикаторов срыва (рис. 2). Они широко распространены в океане (Пилипенко, 1994; Разницын, 2006) и на континентах. Так, на моноклиналях Северо-Сахалинского разлома стоял г. Нефтегорск, разрушенный коровым землетрясением в мае 1995 г. (Ломтев и др., 2003).

В диагностике коровых срывов на профилях ГСЗ и МПВ существенны инверсия скорости в слое трения, связанная с его тектонической трещиноватостью, и дисконформность границ автохтона и аллохтона, включая топорельеф (Ломтев, 2008а). На Сахалине и прилегающей окраине Евразии ключевое значение имеет коровая (в основном верхнекоровая), сейсмичность, генерируемая срывом континентальной коры к востоку по кровле асейсмичной литосферы (Ломтев, 2009; Ломтев, Никифоров, Ким Чун Ун, 2007). Иначе говоря, их современная тектоника и геодинамика связаны не с литосферными, а с мобильными, коровыми плитами.

Холодный «экструзивный» магматизм

После выхода монографии «Геология дна Тихого океана» (Менард, 1966) конические горы, гайоты и холмы на ложе Пацифики и других океанов стали считать подводными вулканическими, т.е. насыпными, лаво-шлаковыми, постройками в основном юрско-мелового возраста (Васильев, 1988; Жулёва, 2004; Строение…, 1984; Тектоника…, 1983, 1988; Хосино, 1986). В их изучении преобладают данные промера, гидролокации бокового обзора, драгирования, бурения и геофизики, реже НСП. Данные последнего метода наиболее полно представлены в отчетах Проекта глубоководного бурения и редких публикациях (Строение…, 1984; Ломтев, 2000; Ломтев, Патрикеев, Немченко, 1997; Патрикеев, Ломтев, 1997).

Основной интерес к подводным горам и особенно гайотам до последнего времени был связан с процессами рудогенеза и фосфатонакопления на их вершинах, уточнением возраста построек, историей и фациями подводного вулканизма, особенно неоген-четвертичного. Их образование в настоящее время принято связывать с магма-

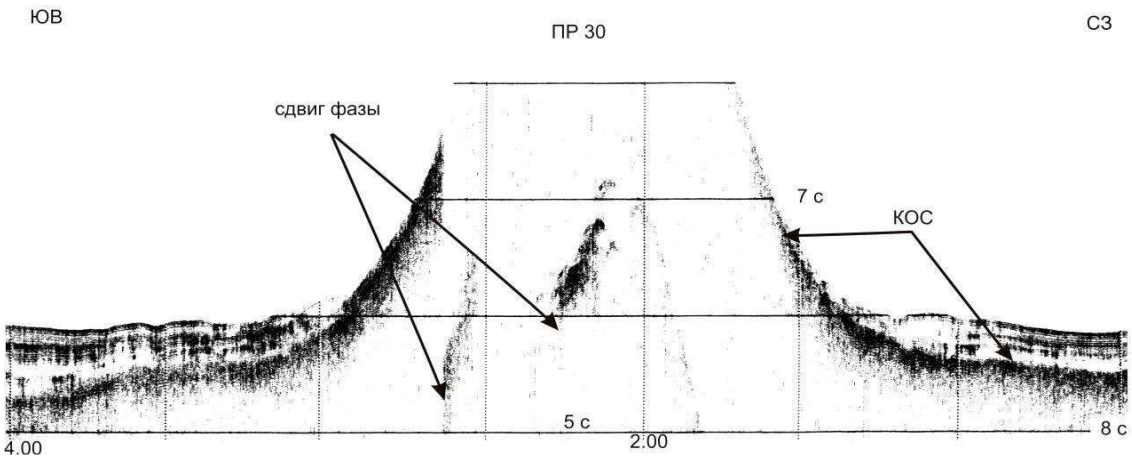

Рис. 9. Фрагмент профиля НСП 30 с конической подводной горой («стратовулкан» без вершинного кратера) у восточного края вала Хоккайдо с глубиной вершины около 4 с (3000 м) (Ломтев, 2000): экструзивная природа горы и ее кайнозойский возраст определяются по подъему на ее склоны позднемелового опакового слоя (НИС «Проф. Гагаринский»-1989); координаты: ПК 2.00 (39°01,47' с. ш., 148°11,78' в. д.) и ПК 4.00 (39°10,57' с. ш., 148°24,68' в. д.); КОС – кровля опакового слоя

тизмом зон спрединга либо внутриплитным вулканизмом (стационарные мантийные плюмы или т.н. горячие точки).

Между тем при сейсмостратиграфическом анализе данных высокочастотного НСП ИМГиГ по СЗ Пацифике было замечено, что в большинстве своем подводные конические горы и абиссальные холмы представляют собой молодые, позднекайнозойские экструзивные образования, практически лишенные вершинных кратеров (купола или диапиры). Они поднимают и/или прорывают мезозойские траппы и надтрапповый мезокайнозойский чехол, нередко с признаками оползания и подводного размыва последнего (рис. 8-11) (Ломтев, 2000; Ломтев, Патрикеев, Немченко, 1997). В отличие от конических гор в строении абиссальных холмов нередко можно видеть массу дифракций на профилях НСП (рис. 10, 11). Вероятно они фиксируют неоднородности в строении вязких масс слоя трения, связанные с особенностями их подъема или выдавливания кверху, которые здесь более доступны для бурения в сравнении с гайотами или коническими горами.

На расстоянии 650 км вдоль профиля МОГТ 1 близ разлома Тускарора многочисленные экструзии не нарушают гладкий рельеф деколлемента и его региональный наклон к юго-востоку от краевого океанического вала Хоккайдо (рис. 1). Отсюда следует, что их ядра протыкания формировались над ним в слое трения (4) и по всей видимости благодаря гранитизации фаций раннего Тетиса (Ломтев, 2000, 2007). Иначе говоря, экструзии и созданные ими конические формы рельефа абиссального ложа СЗ Пацифики можно считать индикаторами корового срыва. Бурением на Императорских горах, Гавайях и в ЮЗ Пацифике их ядра протыкания пока не вскрыты под мезокайнозойским, осадочно-вулканогенным чехлом (Рудич, 1984; Васильев, 1988; Строение…, 1984; Удинцев, 1972; Хосино, 1986).

Согласно распространенным взглядам (Тектоника…, 1983, 1988; Хосино, 1986) на состав слоя 4 экструзии должны слагать серпентиниты или плагиограниты, хотя на континентах аналогичные структуры (протрузии, купола, массивы) обычно имеют гранитный состав (Леонов, Морозов, Никитин, 2008). С другой стороны, если ориентироваться на данные по низкому кондуктивному теплопотоку на ложе СЗ Пацифики (Строение…, 1984), то, по аналогии со срывом слоев 1-4, позднекайнозойский экструзивный магматизм можно считать «холодным» (Ломтев, 2007). Иначе говоря в этих условиях вероятно реализуется меха-

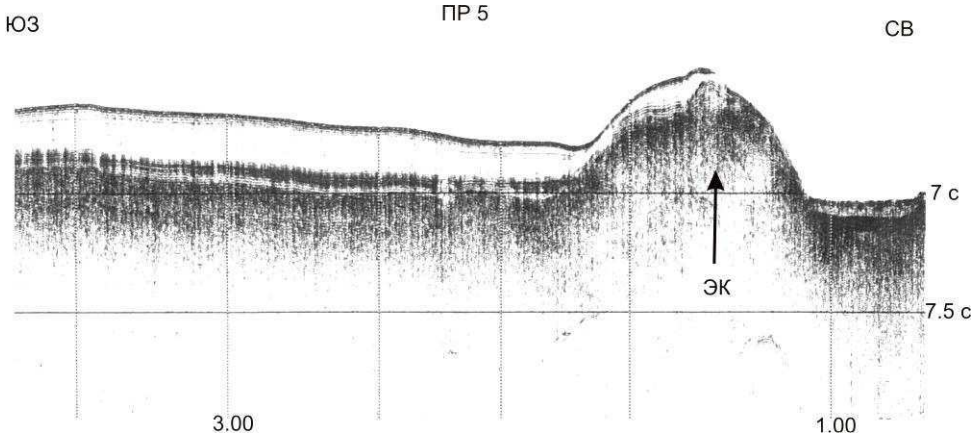

Рис. 10. Фрагмент профиля НСП 5 с молодым постседиментационным экструзивным холмом в северном блоке поднятия Шатского (НИС «Морской геофизик»-1985 – Ломтев и др., 1997)

низм эксгумации (всплывание) более легких гранитных протрузий, описанный в работе (Леонов, Морозов, Никитин, 2008).

Дополнительные свидетельства развития осадочных толщ раннего Тетиса в слое 4, и следовательно, возможная последующая гранитизация, представляют резкое отличие в их видимом строении и сейсмическом имидже от перекрывающих траппов мезозоя на временном разрезе МОГТ (Патрикеев, 2000; Патрикеев, Ломтев, 1997), а также «холодная» термогенерация углеводородов под влиянием тепла трения срыва восточного аллохтона или СЗ плиты (Ломтев и др., 2004а; Ломтев, Кононов, Гуринов, 2008; Ломтев, 2008б). Признаки последних (в основном газа) можно видеть на всех профилях высокочастотного НСП и МОГТ в слоях 1, 2 в котловине Тускарора и абиссальном проходе, связывающем ее с котловиной Картографов, к югу от поднятия Шатского (скоростные аномалии типа «газовая залежь, газовые окна, столбы и «нити» (Ломтев и др., 2004а; Ломтев, 2008б). Вывод о термогенерации углеводородов в слое 4 подкрепляется не только его морским, первично-осадочным происхождении, но и отсутствием аналогичных признаков миграции или скоплений газа в горизонтально расслоенной и почти недеформированной кровельной части автохтона. Временной разрез МОГТ 1 описан в работе (Патрикеев, 2000).

Итак, срыв океанической коры к ЮВ от краевого вала и разлома Хоккайдо привел к расчешуиванию СЗ коровой плиты на аллохтонный пакет тектонических пластин и чешуй и формированию ее двухъярусной структуры. Срыв сопровождался мелкофокусной сейсмичностью, гранитизацией фаций раннего Тетиса в слое 4 (ядра протыкания экструзий или протрузий) и одновременно термогенерацией углеводородов – новая нефтегазоносная провинция Земли (Ломтев, 2007; 2008б; Ломтев и др., 2004а; Ломтев, Кононов, Гуринов, 2008).

Особо отметим географию экструзивных конических гор и холмов, распространенных практически на всей площади восточного аллохтона, зоне раздвига на краевом валу и в зоне разлома Хоккайдо, внешнем склоне и днище Курильского и Японского глубоководных желобов. Однако на их континентальном (внутреннем) склоне, где край западного аллохтона обрезан глубинным надвигом сейсмофокальной зоны Беньофа и погружен под литостатическим давлением тектонопары «региональный шарьяж – аккреционная призма» на 12-15 км (Ломтев, Патрикеев, 1985), они до сих пор не обнаружены (Тектоника…, 1980; Choi, 1987; Matsuzawa et al., 1980). Одна из наиболее вероятных причин этого – выклинивание слоя 4, маркирующее подводную континентальную окраину раннего Тетиса с островной палеодугой или краем древнего континента (Choi, 1987).

В заключении раздела выделим три проблемы, связанные с позднекайнозойским «холодным» экструзивным магматизмом абиссального ложа СЗ Пацифики. Первая касается оценки амплитуды его регионального опускания вследствие оттока кверху вязких (гранитных?) масс слоя 4, вторая – увязки мезозойского траппового магматизма основного состава с глубин-

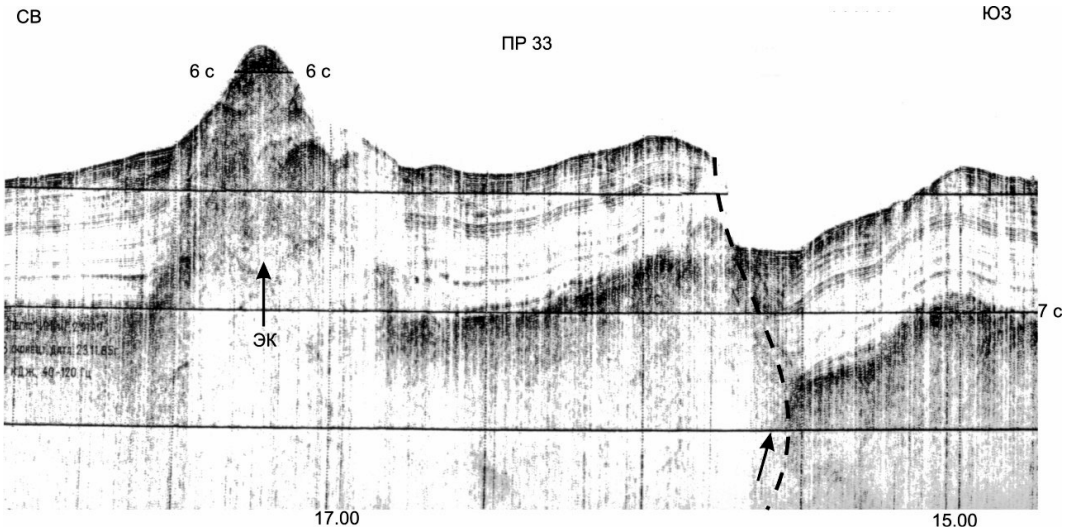

Рис. 11. Фрагмент профиля НСП 33 в северной части вершины вала Хоккайдо с молодым (постседиментационным) экструзивным холмом с шероховатыми сейсмофациями близ предполагаемого складчатого надвига (НИС «Пегас»-1985 (Ломтев, 2000); координаты: ПК 15.00 (46°50,0' с. ш., 156°19,3' в. д.) и ПК 17.00 (46°51,8' с. ш., 156°42,0' в. д.)

ным «горячим» срывом в верхах мантии, местами (Гавайи) еще сохраняющим свою магматическую и сейсмическую активность. Третья проблема – классическая и касается рифтогенеза. Суть ее в том, что в котловине Тускарора гравитационный срыв слоев 1-4 (восточный аллохтон) создает значительное боковое давление, препятствующее развитию рифтогенеза. Сходная ситуация и в смежных рамповых желобах, где к срыву слоев 1-4 на внешнем склоне добавляется мощное встречное давление, инициируемое глубинным надвигом зоны Беньофа и его структурного козырька – тектонопары «региональный шарьяж – аккреционная призма» (Ломтев, Патрикеев, 1985). И напротив, осевой рифтограбен (раздвиг) на краевом валу и поднятиях зоны разлома Хоккайдо заложился в полном соответствие с классическими выводами Г. Клооса по моделированию и генезису рифтограбенов, возникающих на сводах поднятий в условиях растяжения земной коры (Ломтев и др., 2003). Его лишь можно дополнить данными МОГТ и НСП по гравитационному расползанию восточного и западного аллохтонов на склонах вала и поднятий разлома Хоккайдо и заполнению зоны раздвига вязкими массами слоя трения (рис. 1-11). Хотя последнее важно заверить бурением в днище и плечах рифтограбена, а также на экструзивных формах рельефа.

Автор благодарен М.Г. Гуринову за помощь в компьтерной подготовке материалов морской одно- (НСП) и многоканальной (МОГТ) сейсморазведки, представленных в статье.

Заключение

Итак, представленные данные МОГТ и НСП по ложу СЗ Пацифики и результаты их интерпретации указывают на развитие здесь асимметричного дивергентного срыва слоев 1-4 или т.н. океанической коры в позднем кайнозое. Со срывом связано формирование бескорневой структуры СЗ коровой аллохтонной плиты (точнее двух расходящихся плит) и многочисленные проявления «холодного» экструзивного, и, видимо гранитоидного, магматизма (конические горы и холмы). Тепла трения в подошве восточного аллохтона оказалось достаточно для термогенерации углеводородов в слое трения (4), сложенном в основном фациями раннего Тетиса.

История дивергентного гравитационного срыва вероятно восходит к концу олигоцена – началу раннего миоцена, когда началось затопление Пацифиды водными массами молодой Пацифики.

Таким образом, на ложе СЗ Пацифики открывается новая страница для будущих

геолого-геофизических исследований на длительную перспективу.

Литература

Андреев А.А., Немченко Г.С. О происхождении разлома Хоккайдо (Северо-Западная котловина Тихого океана) // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14. № 2. С. 145-149.

Батиметрическая карта Мирового океана. М-б 1: 10000000. М.: ГУГК при СМ СССР, 1977.

Васильев Б.И. Основные черты геологического строения северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 192 с.

Жулёва Е.В. Геоморфология вулканических гор ложа океана. М.: ИО РАН, 2004. 184 с.

Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В. Постумная тектоника и механизм эксгумации гранитных массивов (на примере Прибайкалья и Тянь-Шаня) // Геотектоника. 2008. № 2. С. 3-31.

Ломтев В.Л. Мезокайнозойский пенеплен в Северо-Западной Пацифике // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах Северо-Западной окраины Тихого океана / ИМГиГ ДВО РАН. Южно-Сахалинск, 2000. Т. 2. С. 38-53.

Ломтев В.Л. Внутрикоровый дивергентный срыв в Северо-Западной Пацифике // Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей Северо-Западной Тихоокеанской плиты / ИМГиГ ДВО РАН. Южно-Сахалинск, 2002. Т. 1. С. 88-89.

Ломтев В.Л. Проблемы строения и истории развития ложа СЗ Пацифики // Фундаментальные проблемы геотектоники. М.: ГЕОС, 2007. Т. 1. С. 398-400.

Ломтев В.Л. К диагностике пластовых срывов // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. М.: ГЕОС, 2008а. Т. 1. С. 508-512.

Ломтев В.Л. Признаки газоносности чехла котловины Тускарора (СЗ Пацифика) // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы. М.: ГЕОС, 2008б. С. 285-288.

Ломтев В.Л. К структурно-геоморфологической характеристике дна Охотского моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2009. №2. С. 69-80.

Ломтев В.Л., Жигулев В.В., Кононов В.Э., Агеев В.Н. Возможности метода непрерывного сейсмического профилирования (НСП) при нефтегазопоисковых исследованиях // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России / ИМГиГ ДВО РАН. Южно-Сахалинск, 2004а. С.107-119.

Ломтев В.Л., Жигулев В.В., Патрикеев В.Н., Агеев В.Н. Проблемы геологии Северо-Сахалинского нефтегазоносного бассейна // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики / СВКНИИ ДВО РАН. Магадан, 2003. Т. 2. С. 38-40.

Ломтев В.Л., Кононов В.Э., Гуринов М.Г. АТЗ-гигант и газовые окна на профиле НСП № 114 (СЗ Пацифика) // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы. М.: ГЕОС, 2008. С. 291-293.

Ломтев В.Л., Никифоров С.П., Ким Чун Ун Тектонические аспекты коровой сейсмичности Сахалина // Вестник ДВО РАН. 2007. № 4. С. 64-71.

Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 141 с.

Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. О четвертичном возрасте тихоокеанских желобов // Геоморфология. 1988. № 4. С. 55-63.

Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Немченко Г.С. Сейсмостратиграфия кайнозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана / ИМГиГ ДВО РАН. Южно-Сахалинск, 1997. С. 21-41.

Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Сергеев К.Ф. и др. Пацифида, Тетис и Пацифика // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России / ИМГиГ ДВО РАН. Южно-Сахалинск, 2004б. С. 131-144.

Макаренко Г.Ф. Вулканические моря Земли и Луны. М.: Недра, 1983. 142 с.

Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 274 с.

Оползни: исследование и укрепление. М.: Мир, 1981. 368 с.

Патрикеев В.Н. Тектоническая и литологическая расслоенность коры северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2000. 72 с.

Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л. Сейсмостратиграфия Северо-Западной плиты Тихого океана на профиле МОГТ // Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана /ИМГиГ ДВО РА. Южно-Сахалинск, 1997. С. 42-64.

Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л., Немченко Г.С. Сейсмостратиграфия мезозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Там же, 1997. С. 5-20.

Пилипенко А.И. Тектоническая расслоенность океанической коры глубоководных котловин (по сейсмическим данным) // Геотектоника. 1994. № 1. С. 49-61.

Разницын Ю.Н. Тектоническая расслоенность литосферы Тихого океана // Геотектоника. 2006. № 2. С. 36-46.

Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 251 с.

Строение дна северо-запада Тихого океана (геофизика, магматизм, тектоника). М.: Наука, 1984. 231 с.

Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1980. 179 с.

Тектоника плиты Картографов. М.: Наука, 1988. 88 с.

Тектоника северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1983. 118 с.

Удинцев Г.Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972. 394 с.

Хосино М. Морская геология. М.: Недра, 1986. 432 с.

Choi D.R. Continental crust under the NW Pacific Ocean // J. Petrol. Geol.1987. Vol. 10. № 4. P. 425-440.

Gettrust J.F., Furukawa K., Kroenke L.W. Crustal structure of the Shatsky rise from seismic refraction measurements // J. Geophys. Res. 1980. Vol. B 85. № 10. P. 5411-5415.

Matsuzawa A., Tamano T., Aoki Y., Ikawa T. Structure of the Japan Trench subduction zone, from multi-channel seismic-reflection records // Mar. Geol. 1980. Vol. 35. P. 171-182.