

УДК 550.834(265.5)

## ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПЛИТЫ ПАЦИФИКИ НА ПРОФИЛЕ МОГТ 1

*В. Л. Ломтев*

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск  
E-mail: v.lomtev@imgg.ru*

Профиль МОГТ 1 подтвердил и детализировал горизонтальную расслоенность видимого (10–11 км) разреза ложа Северо-Западной (СЗ) Пацифики, характерную для осадочно-траппового чехла древней платформы. По опубликованным данным глубоководного бурения и сейсмическому имиджу, чехол слагают преимущественно эффузивные траппы, морские (ранний и поздний эпиконтинентальный Тетис, глубоководная Пацифика) и континентальные отложения позднего докембрия – фанерозоя. На краевом валу и в абиссальной котловине Тускарора структура чехла нарушена неоген-четвертичным срывом слоев 1–4 (аллохтонная океаническая кора).

**Ключевые слова:** ложе Пацифики, СЗ плита, профиль МОГТ, слои 1–5, осадочно-трапповый чехол, срыв, деколлемент.

### ВВЕДЕНИЕ

Строение СЗ плиты Тихого океана (Пацифика) изучается геолого-геофизическими методами с 1950-х гг. (ГСЗ, КМПВ, МОГТ, магнито-, грави-, термометрия, драгирование, бурение – Патрикеев, 2009; Строение..., 1984; Тараканов, Веселов, 2014). В плане она ограничена поднятием Шатского на востоке и глубоководными желобами на западе (рис. 1; Тектоника..., 1983), хотя другие авторы относят к ней весь северо-западный сектор ложа с крупной СЗ абиссальной котловиной (Пишон и др., 1977). В структуре плиты выделяют мезокайнозойский осадочный чехол (слой 1 и верхи слоя 2) и океанический (базальтовый) фундамент спрединговой или трапповой природы (низы слоя 2 и слои 3, 4), который датируют отделами поздней юры – раннего мела (Васильев, 1988; Макаренко, 1993; Строение..., 1984).

В добуровой период Пацифику считали рифейским или палеозойским глубоким океаном, в котором господствовал пелагический седиментогенез (Ю. М. Пушаровский, Г. Штилле и др.). Позднее его возраст был омоложен до средней-поздней юры – раннего мела, описаны обстановки гемипелагического седиментогенеза в краевой части ложа (Пишон и др., 1977).

Вместе с тем в строении слоев 1, 2 СЗ плиты были недавно обнаружены атипичные для океанической плиты особенности, например, субэаральные (Пацифида), береговые и мелководные фации позднего эпиконтинентального Тетиса в

скважинах б/с «Гл. Челленджера» (Рудич, 1984; Ломтев и др., 1997, 2004) и позднее – «Дж. Резольюшен», признаки абразии кровельных траппов, неоген-раннечетвертичные глубоководные фаны каньонов и их долины на краевом валу, Камчатский контурный мегафан в котловине Тускарора (Пацифика), среднечетвертичный возраст желобов, региональная газоносность чехла (Патрикеев и др., 1997; Ломтев, 2010, 2013), повышенная сейсмичность краевого вала Зенкевича (Тектоника..., 1980), а также ряд других (Choi, 1987; наст. статья). Эти факты заставляют вновь обратиться к материалам профиля МОГТ 1 как одного из лучших по геологической информативности в океане (Ломтев, 2010). Он освещает строение СЗ плиты на глубину 10–11 км под дном и на расстоянии около 800 км. Профиль отработан г/с «Академик Гамбургцев» треста «Дальморнефтегазгеофизразведка» в 1989 г. (начальник рейса к. г.-м. н. В. Н. Патрикеев) в рамках программы «Тихоокеанские трансекты» (проект д. г.-м. н. Г. С. Гнибиденко). Цифровая обработка полевых материалов профиля проведена И. Н. Белых и В. Н. Патрикеевым в исследовательском центре морских геологических наук «Геомар» (Германия). Ниже представлены глубинный разрез (см. врезку на рис. 1) и фрагментарно – мигрированный временной разрез с геологической интерпретацией в авторской трактовке (рис. 2–6). При построении глубинного разреза использованы данные о скоростях распространения продольных волн на профилях ГСЗ и КМПВ (Тектоника..., 1983; Строение..., 1984). Полностью временной разрез МОГТ 1 приведен

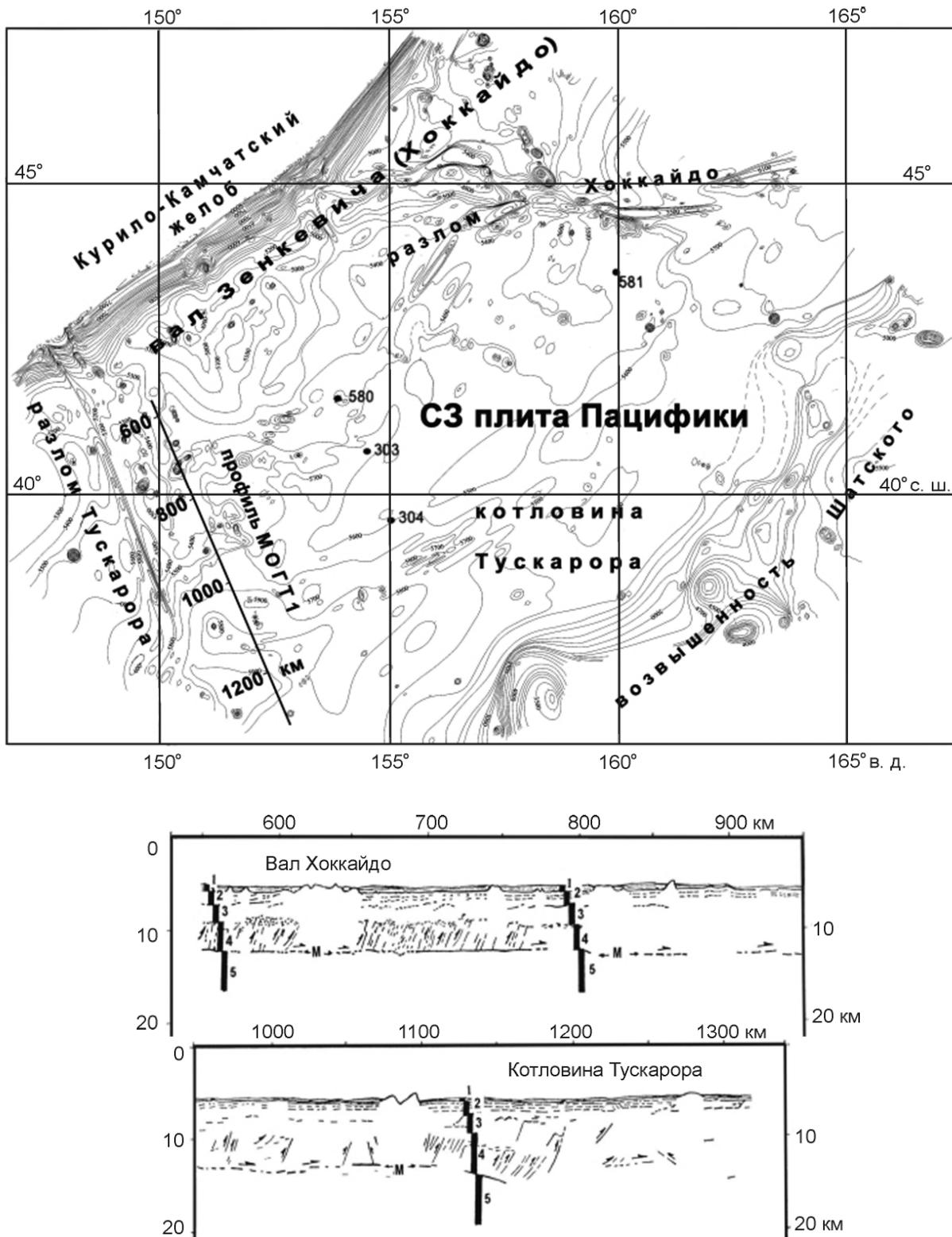


Рис. 1. Батикарта прикурильской части ложа СЗ Пацифики с профилем МОГТ 1 близ разлома Тускарора и скважинами б/с «Гл. Челленджера» (Ломтев и др., 1997). Изобаты в метрах. На врезке: глубинный разрез по профилю 1 (Патрикеев, Ломтев, 1997): М – деколлемент; 1–5 – геофизические слои. Отражающие границы в слоях 2–5 на интерпретированных разрезах выделены фрагментарно. Стрелками обозначены предполагаемые смещения по разломам (пунктир)

Fig. 1. The bathymetric map of the Kuril part of the NW Pacific with CDP 1 profile near the Tuskarora fault and G1 Challenger wells (Ломтев и др., 1997). Isobates are in metres. See the CDP 1 depth section on the inset (Патрикеев, Ломтев, 1997): М – decollement; 1–5 – geophysic layers. Reflectors in layers 2–5 on interpreted sections are marked fragmentarily. Arrows show assumed displacements along faults (dotted line)

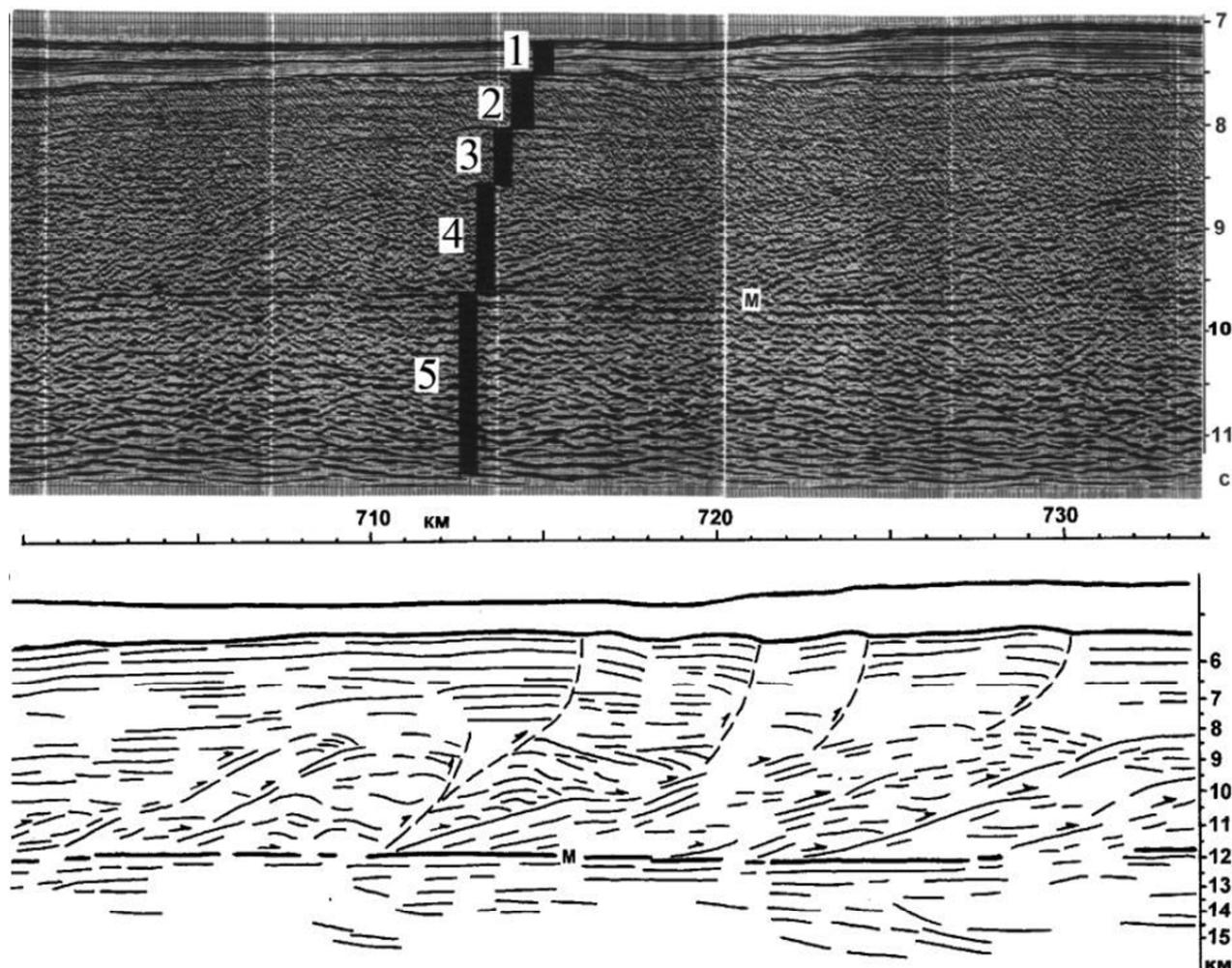


Рис. 2. Фрагменты временного (вертикальный масштаб в секундах двойного пробега здесь и на рис. 3–6) и интерпретированного разрезов МОГТ 1 (вертикальный масштаб в километрах здесь и на рис. 3–6) между пикетами 700–734 км. Здесь и на рис. 3–6 условные обозначения см. на рис. 1

Fig. 2. Fragments of the time (vertical scale in two-travel time seconds here and on Fig. 3–6) and interpreted CDP sections between pickets of 700–734 km. For the rest of legend here and on Fig. 3–6 see Fig. 1

в атласе В. Н. Патрикеева (2009), в котором, в сравнении с рис. 1, изменены пикетаж, глубинный разрез и геологическая трактовка, особенно слоя 4 (серпентинизированные перидотиты).

### ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Профиль МОГТ 1 пересекает всяческое северное крыло регионального разлома Тускарора, закартированного на юге Курильского желоба, краевом вале Зенкевича (Хоккайдо) и в смежной котловине Тускарора (см. рис. 1; Тектоника..., 1983). На вале он представляет собой 500-метровый поперечный сброс, или так называемый трансформный разлом (по Т. Хилде и др.), смещающий мезозойские линейные магнитные аномалии (Патрикеев, 2009). К его уступу прижат абиссальный канал Накве (Mammerickx, 1980), выполненный русловыми турбидитами. С юга канал обвалован намывной дамбой, входящей в конус выно-

са Сангарского каньона (Ломтев и др., 1997). С краевого вала канал и частью разлом, по данным НСП и промера, прослежены к юго-востоку в направлении батицентра котловины Тускарора на расстоянии 1100 км (Mammerickx, 1980).

Этот район исследовали и другие ученые (Васильев, 1988; Ломтев и др., 1997; Патрикеев, 2009; Строение..., 1984; Тектоника..., 1983). В структуре его океанической коры некоторые исследователи выделяют четыре слоя с пластовыми скоростями 2,15, 5,15, 6,8 и 7,55 км/с, при средней мощности слоев сверху вниз 0,9, 1,2, 1,8 и 2,4 км (Косминская, Капустян, 1975). Аналогичное четырехслойное строение коры наблюдается и на профиле МОГТ 1 (см. врезку на рис. 1).

Особняком стоят работы японских геофизиков методом ГСЗ в эксперименте DELP с донными станциями близ разлома Тускарора (Nagumo et al., 1990; и др.), что позволяет сравнить строение океанической коры. Так, на рис. 1 глубина

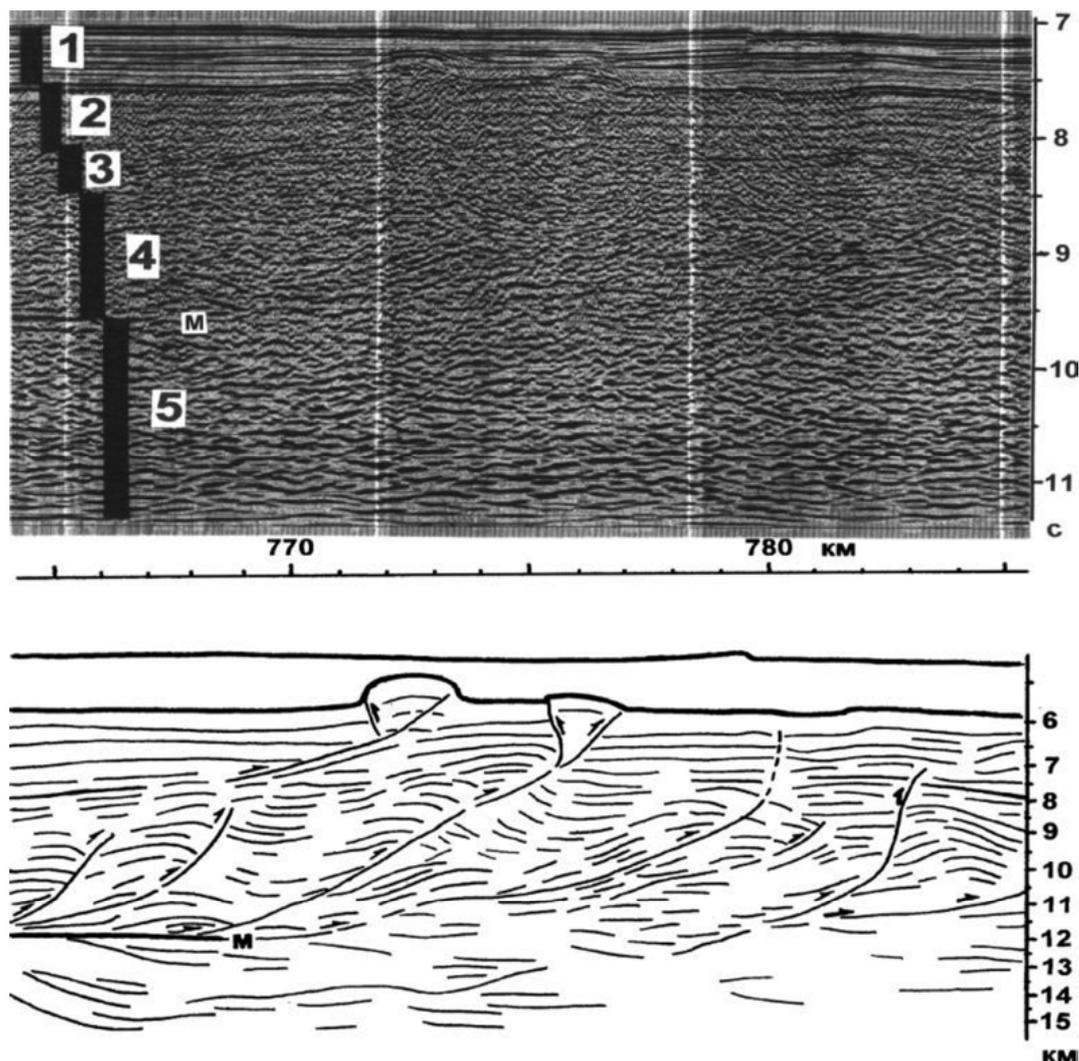


Рис. 3. Фрагменты временного и интерпретированного разрезов МОГТ 1 между пикетами 764–785 км  
 Fig. 3. Fragments of the time and interpreted CDP 1 sections between pickets of 764–785 km

залегания границы Мохоровичича (М) выше на 0,5–0,7 км; пластовая скорость под ней составляет 7,8–8,2 км/с (в основном 7,9 км/с) с увеличением до мантийных значений (8,3 км/с) с глубины 32–33 км ниже уровня океана (интенсивное закритическое отражение). По глубине залегания последнее коррелирует с границей М на юге поднятия Шатского (36,4 км ниже уровня океана – Gettrust et al., 1980). По данным разрезов ГСЗ (Тектоника..., 1980, 1983), обе глубинные границы намечают под краевым валом крупное линейное поднятие, прослеженное далеко на юг. Его западное крыло полого ( $\sim 1\text{--}4^\circ$ ) погружается под тихоокеанские склоны прилегающих островных дуг с их молодыми тектопарами – «региональный шарьяж-аккреционная призма» (Ломтев, Патрикеев, 1985). Восточное крыло поднятия более полого ( $< 1^\circ$ ) наклонено к юго-востоку. Таким образом, на склонах этого поднятия возникают предпосылки для развития дивергентного гравитационного срыва (Ломтев, 2010).

#### К МЕТОДИКЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЛУБИННОГО РАЗРЕЗА МОГТ 1

Метод ОГТ (общая глубинная точка) ориентирован на изучение геологии нефтегазоносных бассейнов (Сейсмическая..., 1982). Интерпретация его временных разрезов проводится с помощью сеймостратиграфического и сеймофациального анализов. В их основе лежат выделение и корреляция несогласий, увязка сеймокомплексов чехла с параметрическими скважинами, построение карт изопахит по перспективным интервалам и структурных карт – по опорным горизонтам. Из-за вариаций пластовых скоростей построение глубинных разрезов МОГТ ограничено. Понятно, что на ложе Пацифики по одному профилю и без глубоких скважин реализация методических наработок нефтегазовой сейсморазведки МОГТ в придонном 10–11-километровом разрезе нереальна. Вместе с тем такие разрезы вполне можно интерпретировать методом структурной сейсморазведки, основы которого разра-

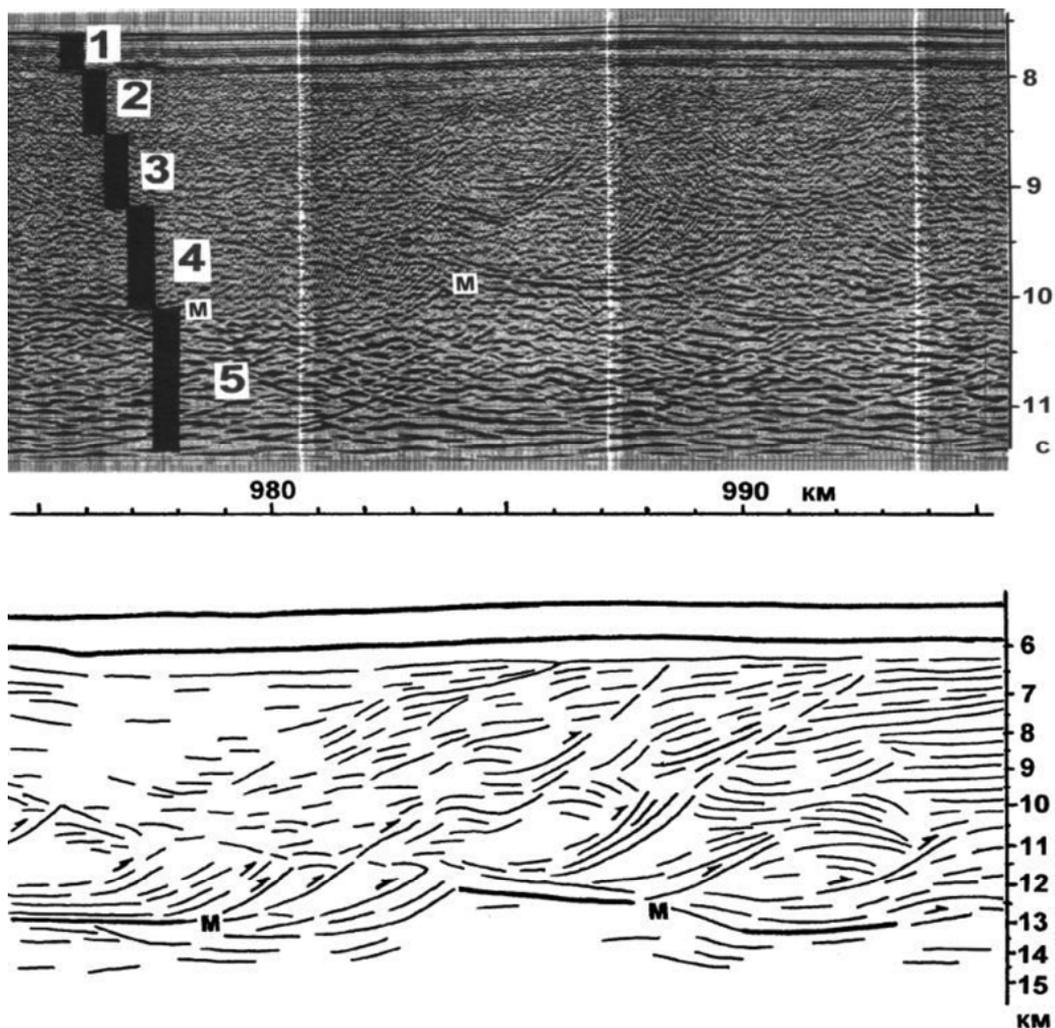


Рис. 4. Фрагменты временного и интерпретированного разрезов МОГТ 1 между пикетами 974–995 км  
 Fig. 4. Fragments of the time and interpreted CDP 1 sections between pickets of 974–995 km

ботаны до эры МОГТ с выделением и привязкой опорных горизонтов, например, по данным драгирования или бурения (Васильев, 1988; Строев..., 1984). Собственно, так до сих пор интерпретировали глубинные разрезы ГСЗ (Ю. П. Непрочнов и др.), КМПВ (Г. И. Аносов и др.) и временные разрезы НСП (С. С. Снеговской и др.) соответственно на преломленных и отраженных волнах. **Последний из них** является самым дешевым методом, которому доступны осадочные толщи кайнозоя мощностью до 2–3 км и кровля акустического, обычно докайнозойского, фундамента. В работе В. Л. Ломтева, В. Н. Патрикеева (1985) детально разобраны вопросы интерпретации временных и глубинных разрезов МОГТ и НСП по Курильскому и Японскому глубоководным желобам с их рамповой, покровной структурой, сложным волновым полем, сейсмическим сносом, многочисленными дифракциями, боковыми отражениями, скоростными неоднородностями. В данной работе они дополнены ана-

лизом близгоризонтальной, тонко- и толстослойной расслоенности геофизических слоев 1–5 (осадочно-трапповый, платформенный чехол), их стратиграфической привязкой (вероятно, рифей – квартал), исследованием причин обрыва опорной отражающей границы в кровле слоя 5 (деколлмент) мористее пикета 1160 км (палеоберег раннего Тетиса?), развития срыва слоев 1–4 на склонах краевого вала в неогене-квартере, признаков газоносности слоев 1, 2 и др.

Конечно, при изучении геологии ложа СЗ Пацифики по материалам МОВ важно учитывать и другие доступные данные, например, драгирования и бурения (Васильев, 1988; Рудич, 1984; Ломтев и др., 2004; см. выше).

#### СЕЙСМИЧЕСКИЙ ИМИДЖ И СТРОЕНИЕ ПЛИТЫ

Сейсмический имидж (облик) видимого разреза анализируется по рис. 2–6. По акустической дифференциации разреза отчетливее всего выде-

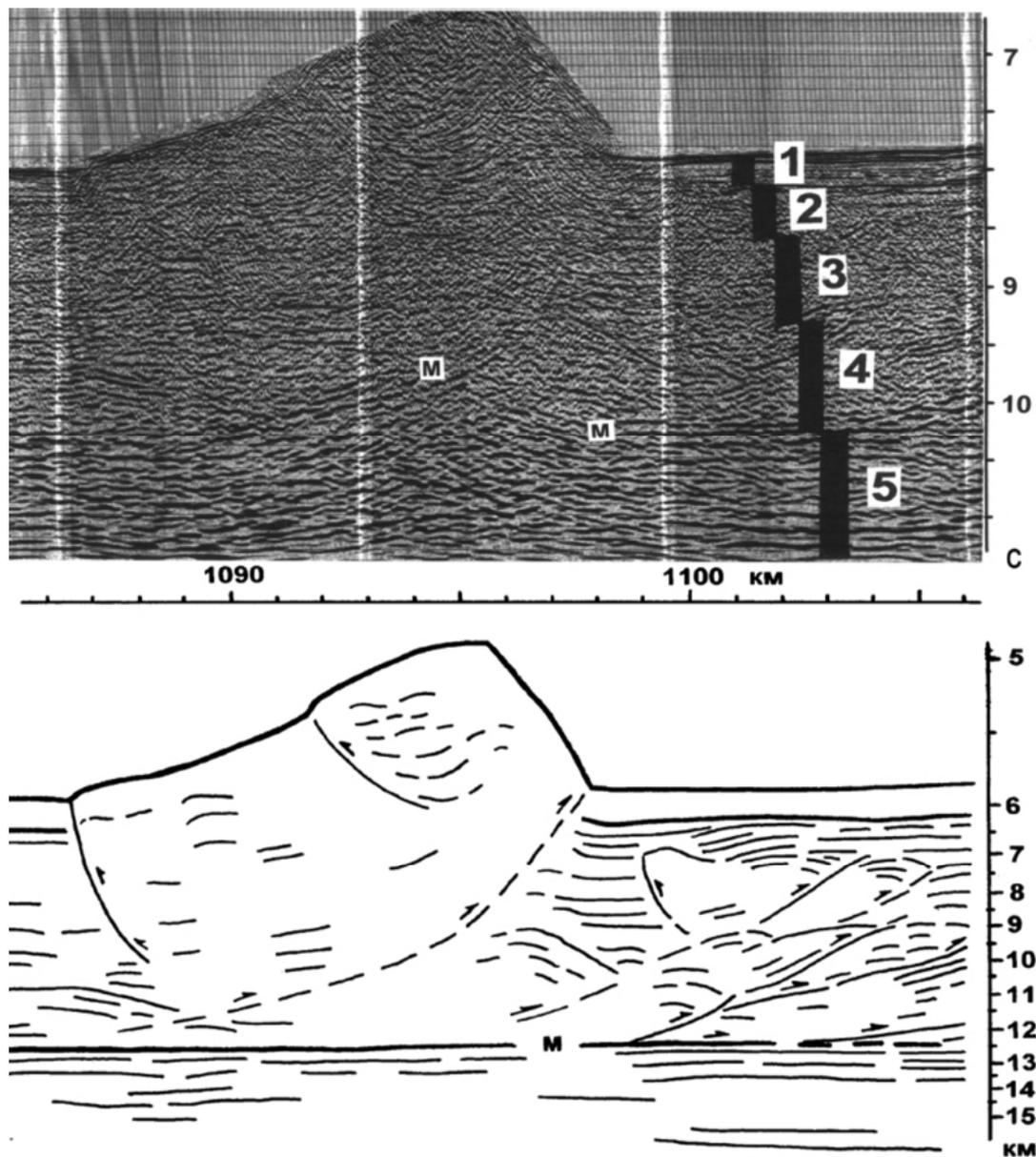


Рис. 5. Фрагменты временного и интерпретированного разрезов МОГТ 1 между пикетами 1085–1106 км  
 Fig. 5. Fragments of the time and interpreted CDP 1 sections between pickets of 700–734 km

ляются слои 1, 4 и существенно слабее – слои 2, 3. Среди опорных отражений наиболее контрастны кровля и подошва слоев 1 и 4. Подошва слоя 4, или традиционная граница М, является деколlementом (Ломтев, 2010). Видимое увеличение интенсивности отражений от него и подстилающего разреза автохтона (слой 5) в основном связано с автоматической регулировкой усиления амплитуд отраженных волн при обработке сейсмического материала и низкочастотной фильтрацией этой части разреза (Патрикеев, 2009).

*Слой 1.* Для него характерно тонкослоистое строение разреза с протяженными (сотни километров) и горизонтальными однофазными границами слабой и средней интенсивности и двух-

фазными границами высокой интенсивности в его кровле (дно) и подошве (кровля слоя 2). На одних участках профиля слой 1 имеет относительно монотонный облик (рис. 3, 5), на других – дифференцированный с чередованием прозрачных и контрастных пачек (рис. 2, 4, 6). Акустическая дифференциация позднекайнозойских, гемитерригенных и/или гемипелагических осадков на временных разрезах НСП связана, по В. Н. Патрикееву, с соотношением между мощностью слоев и длиной волны (Ломтев и др., 1997). Судя по рис. 2–6, эта закономерность, в основном, сохраняется и на временном разрезе МОГТ 1 с миграцией. В сейсмофациальном отношении осадки слоя 1 в полосе профиля слагают слившиеся подводные конусы выноса (фаны) средне-

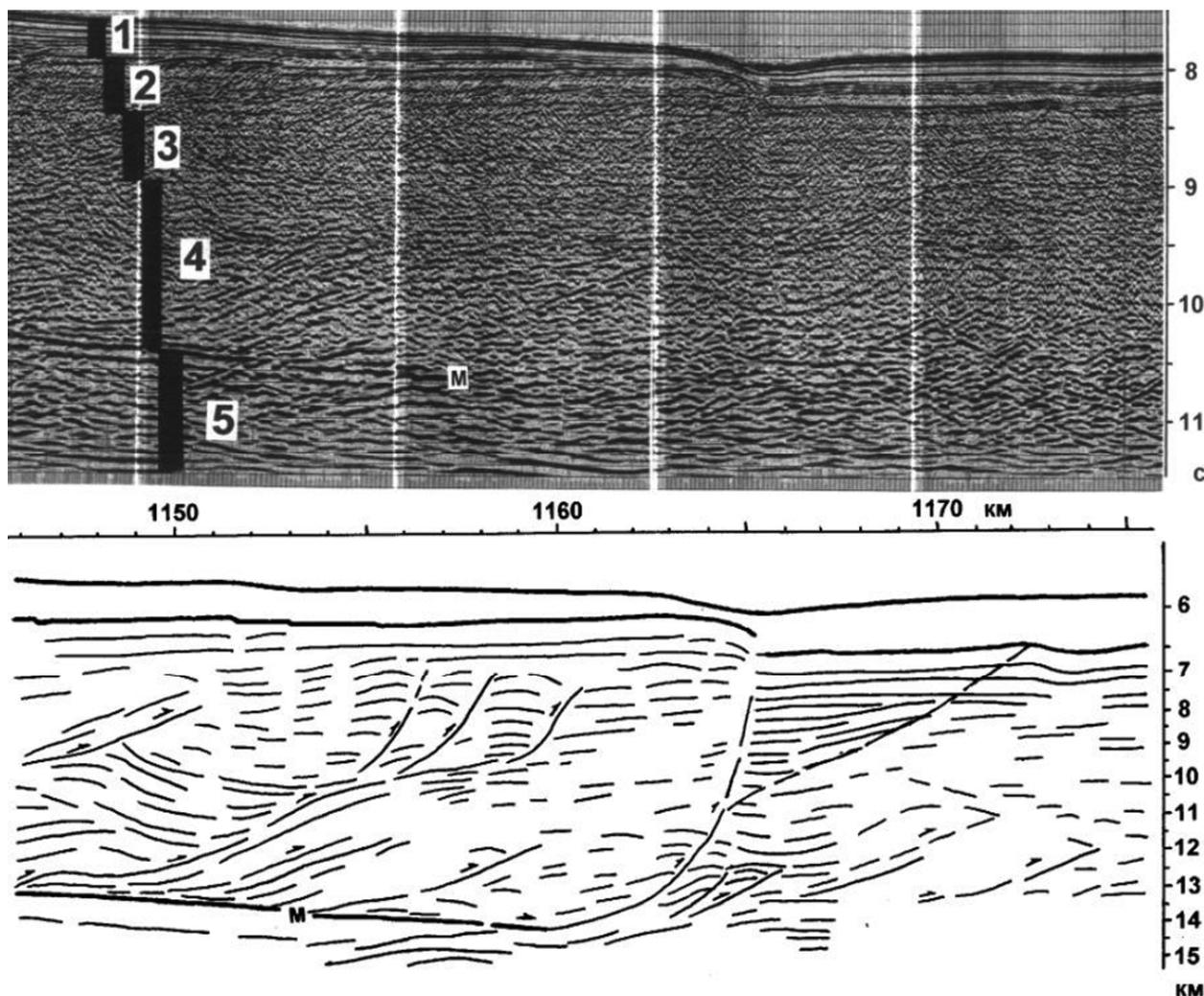


Рис. 6. Фрагменты временного и интерпретированного разрезов МОГТ 1 между пикетами 1146–1175 км  
 Fig. 6. Fragments of the time and interpreted CDP sections between pickets of 1146–1175 km

курильских каньонов на краевом валу и Камчатский контурный мегафан в котловине Тускарора (Ломтев и др., 1997, 2004). Поэтому участки с разрастанием мощности слоя 1 соответствуют осадочным лопастям фанов, а там, где она сокращается – их абиссальным каналам (рис. 5). По данным акустического каротажа скважин б/с «Гл. Челленджера», на рис. 1 пластовая скорость в слое 1 составляет 1,6–1,7 км/с, при мощности от 0 до 500 м.

**Слой 2, 3.** Их сейсмический облик мощностью 1,3–1,8 и 1,5–2,0 км соответственно слабо дифференцирован с глубиной и вдоль профиля, кроме рис. 5. Характерными особенностями слоев 2 и 3 являются толстослоистая (~ 300 м) и практически горизонтальная расслоенность, слабая тектоническая дислоцированность и насыщенность магматическими телами небольшой (до первых десятков километров) протяженности, о чем свидетельствуют относительно высокие пластовые скорости, достигающие соответственно 5,15 и

6,8 км/с. Среди последних отметим пластовые магматические тела в кровле (рис. 6) и подошве слоя 2 (см. рис. 3–6) или внутри него (см. рис. 6), фиксируемые однофазными, реже двухфазными (в подошве), горизонтальными, прерывистыми и некоррелируемыми отражениями средней или высокой интенсивности (см. рис. 4). Учитывая материалы бурения (Рудич, 1984), отметим, что первые, вероятно, представляют собой разновозрастные поля эффузивных траппов (платобазальты) раннего мела – поздней юры мощностью до 50–100 м, формирующих так называемый базальтовый фундамент СЗ плиты или комплекс дифференцированных надстраивающих базитов трапповой провинции (Макаренко, 1993). Вторые – фиксируют более мощные (первые сотни метров) пластовые магматические тела в переслаивании с осадочно-вулканогенными породами (эффузивные траппы главного лавового плаща мезозойской трапповой провинции). Продолжительность формирования главного лавового

плаща на континентах невелика (25–30 млн лет, по Г. Ф. Макаренко, 1993), поэтому возраст слоя 3, вероятно, не выйдет за пределы юры – триаса. Секущие траппы наклонные, однофазные границы средней интенсивности маркируют зоны повышенной трещиноватости мощностью первые десятки метров, в основном связанные с разломами (см. рис. 3, 6). Прослеживание таких зон на временном разрезе МОГТ 1 обусловлено резким (на 1–2 км/с) снижением пластовой скорости, которое указывает на их флюидонасыщенность. Двухфазные отражения обычно характерны только для слоя 3. Горизонтальная расслоенность слоев 2, 3, судя по рис. 2–6, является первичной (платформенный, осадочно-трапповый чехол).

*Слой 4.* Имеет мощность 3,0–3,5 км, вероятно, с увеличением к поднятию Шатского (см. врезку на рис. 1; Gettrust et al., 1980). Он отчетливо выделяется на временном разрезе на значительной части профиля (см. рис. 2–6). Для слоя 4 характерна относительно гладкая, местами шероховатая субгоризонтальная подошва с прерывистыми интенсивными горизонтальными отражениями различной (от первых до 50–100 км) протяженности. Кровля слоя существенно более неровная с амплитудами до 0,5–1,5 км (дисконформные границы). Ее слагает толща (до 0,5 км) коротких (до первых километров) разнонаклонных отражающих границ средней или слабой интенсивности. В слое 4 прослеживаются также наклонные к северо-западу прерывистые отражения средней интенсивности, которые на отдельных участках протяженностью до первых десятков километров сменяются почти горизонтальными отражениями средней и слабой интенсивности (см. рис. 2–4, 6). Они определенно указывают на морские обстановки осадконакопления на шельфе или ложе раннего Тетиса (см. далее). Местами, в том числе и на последних, в слое 4 наблюдаются короткие (первые километры) интенсивные двухфазные отражения, залегающие горизонтально, реже – под небольшим (3–4°) углом (см. рис. 2–4, 6), а также секущие слоистость однофазные отражения средней интенсивности. На многих участках профиля протяженностью несколько десятков километров подошва слоя 4 не прослежена либо представлена короткими слабоинтенсивными отражениями (см. рис. 2–6). Для этих участков также характерно резкое уменьшение количества наклонных к северо-западу отражений или их отсутствие, возможно, связанное с газовыми окнами. Между наклонными отражениями обычно наблюдаются пачки и клинья разнонаклонных непротяженных отражений средней интенсивности, фиксирующие внутриформационную складчатость срыва. Наклонные отражения (см. рис. 2–4) в слое 4 имеют явно постседиментационное происхождение и существен-

но более молодой возраст. Они интерпретированы автором как чешуйчатые надвиги, поскольку смещают кровлю слоя 4, местами достигая дна, а с глубиной выполаживаются с приближением к его подошве (см. рис. 2–6). Крутые (25–30°) углы падения этих границ существенно превышают угол внутреннего трения водонасыщенных осадков (Оползни..., 1981) и не позволяют связывать их с клиноформами бокового наращивания древней авандельты. Если наклонные отражения интерпретировать как листрические сбросы, то требуется допустить существование поднятия на юго-восточном конце профиля 1, что не согласуется с топографией границы М в регионе (Тектоника..., 1983). Наклонные отражения не связаны и с дайками, которые не выделялись бы на временном разрезе из-за близости пластовых скоростей вмещающих пород и даек. Их акустическая контрастность указывает на резкое (не менее 1–2 км/с) уменьшение пластовой скорости, обусловленное, видимо, флюидонасыщенностью разломов (Патрикеев, Ломтев, 1997). Отметим артефакт на рис. 6, связанный с пересечением наклонных границ гладкой подошвы слоя 4 и вызванный известным в МОВ боковым сносом (Ломтев, Патрикеев, 1985).

Чешуйчатые надвиги, как правило, возникают в тектонических покровах из-за трения в подошве, поэтому их падение обычно противоположно направлению смещения покрова (Ломтев, Патрикеев, 1985). Исключение составляют цилиндрические (по Е. Ш. Хиллсу) разломы, которые можно предполагать, например, на рис. 3, 5, а также ретровзбросы в тылу надвиговых моноклиналей (см. рис. 5), связанные со сползанием пород. Поэтому приходим к выводу о гравитационном срыве слоев 1–4 с краевого вала и поднятий зоны разлома Хоккайдо, т. е. аллохтонном залегании океанической коры на слое 5 (автохтон). Его надежными признаками являются покровно-складчатая структура слоя трения (складчатый фундамент аллохтонной плиты), надвиговая моноклираль высотой 1 км (см. рис. 5) (тектонотип структур срыва – Ломтев, 2010), дисконформность границ аллохтона и снижение пластовой скорости в слое 4 относительно слоя 3 до 6,3 км/с (Тектоника..., 1983), указывающее на повышенную трещиноватость и флюидонасыщенность слоя трения. В стратиграфическом плане фрагментарная горизонтальная расслоенность, чешуйчатые надвиги и внутриформационная складчатость в слое 4, а также региональная газоносность ложа СЗ Пацифики позволяют предполагать, что именно первично-осадочные толщи раннего Тетиса слагают слой 4 (видимо, рифей – палеозой, по В. Л. Ломтеву и др., 2004), а не серпентинизированные перидотиты (Патрикеев, 2009).

*Деколлемент и слой 5.* На временном разрезе деколлемент в кровле слоя 5 выделяется по горизонтальным, прерывистым, многофазным (до четырех-пяти фаз) отражениям средней и высокой интенсивности и различной (от первых до 50–100 км) протяженности на глубине 12–13 км ниже уровня океана; на восточном окончании профиля мористее пикета 1160 км эти отражения не прослеживаются. С учетом данных ГСЗ (Nagumo et al., 1990) кровлю слоя 5 можно принять за подошву океанической коры (слои 1–4).

Деколлемент имеет пологий ( $0,1^\circ$ ) наклон к юго-востоку с двумя пологими перегибами на пикетах 800 и 1150 км (см. рис. 1). В том же направлении погружается и кровля мантии: от 32–33 км на краевом вале до 36,4 км ниже уровня океана на юге поднятия Шатского (Gettrust et al., 1980). Под деколлементам до глубин 15–17 км (нижний предел сейсмозаписи) прослеживаются непротяженные, интенсивные, горизонтальные и наклонные отражения. Такой характер волнового поля с учетом формы импульса излучения указывает на двухслойное строение разреза деколлемента. Верхний, низкоскоростной слой мощностью в среднем 0,3 км имеет пластовое строение и залегает практически горизонтально (траппы венда – рифея?). Нижний, высокоскоростной (7,8–8,2 км/с – Nagumo et al., 1990) слой в верхах автохтона расслоен и имеет субгоризонтальную, местами шероховатую кровлю (см. рис. 2–6). Глубина его подошвы не определена, поскольку выходит за пределы сейсмозаписи. Граница М, выделенная по данным ГСЗ, в основном совпадает с кровлей высокоскоростного слоя. Строение нижнего слоя под деколлементам существенно более неоднородно по латерали и вертикали в сравнении со слоями 2–4. Так, в его разрезе выделяются отдельные или цуги горизонтальных, реже наклонных, отражений высокой интенсивности протяженностью до нескольких десятков километров в западной части профиля (см. рис. 2–6). Среди них наблюдаются разнонаклонные, непротяженные отражения слабой и средней интенсивности, которые позволяют предполагать развитие субэврального палеорельфа (пенеплен?) и континентальных осадочных (аллювиальных?) комплексов, драпированных эффузивными траппами. Признаком древней палеосуши на выступе слоя 5 является прекращение проследования многофазных горизонтальных отражений деколлемента мористее пикета 1160 км, которое указывает на переход в монотонный (без скачков скорости и акустической жесткости на траппах) морской осадочный разрез раннего Тетиса. Он аналогичен замещению позднекайнозойских платобазальтов Корейского полуострова или Северного Сихотэ-Алиня морскими осадками на смежной акватории Пацифики (Геоло-

гия..., 1964; Плахотник, 1959). Таким образом, краевой вал маркирует древний выступ слоя 5, окна в кровельных траппах которого могут быть эрозионными (долины), в отдельных случаях – газовыми. Вероятно, именно в его кровле залегает галька позднедокембрийских ортокварцитов с калий-аргоновым (по К. Шибата) возрастом 778 млн лет (Choi, 1987), фиксирующих крупную трансгрессию раннего Тетиса и так называемый базальный горизонт в подошве его трансгрессивного комплекса.

Итак, профиль МОГТ 1 подтвердил и детализировал почти горизонтальную расслоенность слоев 1–5 СЗ плиты, намеченную ранее по материалам ГСЗ (Строение..., 1984; Тектоника..., 1983). С учетом данных бурения (Рудич, 1984) и региональной газоносности слоев 1, 2 (Ломтев, 2013) ее можно связывать с осадочно-трапповым чехлом древней платформы. Структура чехла нарушена неоген-четвертичным гравитационным срывом слоев 1–4 (аллохтонная океаническая кора или фанерозойская часть осадочно-траппового чехла) к юго-востоку от краевого вала и поднятий зоны разлома Хоккайдо (Ломтев, 2010). Так, срыв привел к обособлению слоя трения (4) как новообразованного складчатого фундамента аллохтонной плиты.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Представленные выше результаты интерпретации профиля МОГТ 1 – одного из лучших в океане по качеству полевого материала и его цифровой обработки, позволяют остановиться на стратиграфических аспектах строения и истории развития ложа СЗ Пацифики. Тектоностратиграфия этого разреза подробно рассмотрена в работах В. Н. Патрикеева, В. Л. Ломтева (1997), В. Л. Ломтева (2010). Ключевым, несомненно, является горизонтальная расслоенность разреза на глубину 10–11 км под дном, прослеженная на большей части (~ 650 км) профиля. Учитывая материалы бурения и глубинной сейсмоки, приходим к выводу, что подобная расслоенность характерна для осадочно-траппового чехла древней платформы. Однако подошва чехла и ее складчатый фундамент на профиле МОГТ 1 не выявлены из-за недостаточной глубинности. Преимущественно эффузивные траппы предполагаются в кровле выступа слоя 5 (венд – рифей?) в районе краевого вала, в слое 3 и низах слоя 2 (мезозойская трапповая формация). Морские осадочные толщи слагают большую часть слоя 4 (первично-осадочные фации раннего, предположительно эпиконтинентального Тетиса рифея – палеозоя, частью гранитизированные в кайнозой – Ломтев, 2010), слой 2 (шельфовые и прибрежные фации позднего эпиконтинентального Тетиса юры – мела: карбонатная и кремнисто-глинистая толщи, на юге поднятия Шатского – до палеогена

включительно и отложения глубоководной Пацифики в слое 1 (Ломтев и др., 1997, 2004). Субаэральные фации и обстановки по ряду признаков предполагаются в верхах выступа слоя 5, в слое 3 как главном лавовом плаще трапповой провинции (Макаренко, 1993) и верхах слоя 2 (уплотненные пестрые лессы поздне мелового опакового слоя и драпирующие их покровные лессы палеогена, связанные с регрессией позднего Тетиса к юго-востоку).

В контексте изложенного выделим пологое погружение деколлемента в кровле слоя 5 к юго-востоку в сторону поднятия Шатского и его переход с древней палеосуши, драпированной траппами, в первично-осадочные толщи раннего Тетиса. Оно указывает на увеличение мощности слоя 4 и, возможно, объясняет появление Гагаринской АТЗ-гиганта (аномалия типа «залежь») и крупных газовых окон вдоль южного субширотного склона поднятия Шатского и смежном абиссальном проходе между котловинами Тускарора и Картографов (депоцентр платформенного осадочного бассейна, позднее – видимо, нефтегазоматеринский комплекс первой абиссальной нефтегазоносной провинции – Ломтев, 2013).

Среди проблем, ожидающих своего решения, отметим пока неясную геологическую позицию габбро, гранитоидов и метаморфических пород, драпированных на внешнем склоне Курильского желоба (Васильев, 1988), несколько неинтерпретированных окон со сложным волновым полем на профиле 1 (Патрикеев, 2009), геологическую природу границы М или интенсивного закрытого отражения на глубинах 32–36 км ниже уровня океана (деколлемент мезозойского срыва?), причины унаследованности и цикличности в геологическом строении и истории развития исследуемого региона в позднем докембрии – фанерозе, признаки тектонической подвижности подкоровой мантии в районе краевого вала (инверсия скорости – Тараканов, Веселов, 2014).

Подводя итог, отметим, что в работах по строению абиссальных котловин Тихого, Индийского и Атлантического океанов и также основанных на интерпретации материалов МОГТ (Пилипенко, 1994; Разницын, 2006; и др.) обнаружены признаки их тектонической мобильности (надвиги и взбросы в кровле акустического фундамента и рельефе дна). Однако недостаточные глубинность и качество цифровой обработки разрезов не позволили оценить мощность аллохтонных масс океанической коры, их строение, признаки газо- и, возможно, нефтеносности слоев 1, 2.

Статья посвящена светлой памяти выпускника геологического факультета МГУ, к. г.-м. н. В. Н. Патрикеева, с которым автор с 1976 г. изучал геологию регионов и отдельных структур СЗ Пацифики. За помощь в компьютерной подготовке графики статьи автор благодарен К. О.

Дашковскому и отдельно – рецензенту статьи, чьи замечания и предложения помогли улучшить изложение материалов профиля МОГТ 1.

## ВЫВОДЫ

Итак, на профиле МОГТ 1 в прикурильской части ложа СЗ Пацифики до глубины 10–11 км подтверждена и детализирована горизонтальная расслоенность, характерная для осадочно-траппового чехла древней платформы. Учитывая сейсмический имидж видимого разреза и опубликованные материалы глубоководного бурения, можно предполагать, что чехол составляют преимущественно эффузивные траппы, морские (ранний и поздний эпиконтинентальный Тетис, глубоководная Пацифика) и континентальные отложения позднего докембрия – фанерозоя. Сползание фанерозойской части чехла или аллохтонной океанической коры (слои 1–4) с краевого вала и поднятий зоны разлома Хоккайдо в неоген-четвертичное время заметно усложнило структуру его сорванной части и особенно слоя трения (складчатый фундамент аллохтонной плиты). Таким образом, в тектонике, палеогеографии, нефтегазовой и морской геологии СЗ плиты и ложа Пацифики открываются новые горизонты, направления и объекты для будущих геолого-геофизических исследований.

## ЛИТЕРАТУРА

- Васильев Б. И. Основные черты геологического строения северо-западной части Тихого океана. – Владивосток : ДВО АН СССР, 1988. – 192 с.
- Геология Кореи. – М. : Наука, 1964. – 264 с.
- Косминская И. П., Капустян Н. К. Обобщенная сейсмическая модель коры океанического типа // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1975. – № 2. – С. 37–49.
- Ломтев В. Л. К строению ложа Северо-Западной Пацифики // Уральский геофиз. вестник. – 2010. – № 1(16). – С. 21–32.
- Ломтев В. Л., Патрикеев В. Н., Сергеев К. Ф. и др. Пацифида, Тетис и Пацифика // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России : доклады междунар. науч. симп. – Ю.-Сахалинск : ИМГиГ ДВО РАН, 2004. – Т. 1. – С. 131–144.
- Ломтев В. Л. Признаки газоносности мезокайнозойского чехла ложа Северо-Западной Пацифики // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2013. – № 3. – С. 11–17.
- 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. – Ю.-Сахалинск : ИМГиГ ДВО РАН, 1997. – С. 21–41.
- Ломтев В. Л., Патрикеев В. Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. – Владивосток : ДВНЦ АН СССР, 1985. – 141 с.
- Макаренко Г. Ф. Планетарные горные дуги и мифы мобилизма. – М. : Космосинформ, 1993. – 280 с.
- Оползни: исследование и укрепление. – М. : Мир, 1981. – 368 с.

Патрикеев В. Н. Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. – М. : ГЕОС, 2009. – 208 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. – Ю.-Сахалинск : ИМГиГ ДВО РАН, 1997. – С. 42–64.

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

Пишон ле К., Франито Ш., Боннин Ж. Тектоника плит. – М. : Мир, 1977. – 288 с.

Плахотник В. Г. Строение и возраст совгаваньской свиты Сихотэ-Алиня к северу от широты бухты Кхуцин // Изв. АН СССР. Сер. геолог. – 1959. – № 2. – С. 78–84.

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.

Сейсмическая стратиграфия : в 2 ч. / под. ред. Ч. Е. Пейтона. – М. : Мир, 1982. – 846 с.

Строение дна северо-запада Тихого океана (геофизика, магматизм, тектоника). – М. : Наука, 1984. – 232 с.

Тараканов Р. З., Веселов О. В. Сейсмологические исследования с донными станциями в северо-западной части Тихого океана // Геоинформатика. – 2014. – № 4. – С. 17–31.

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

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

Choi D. R. Continental crust under the NW Pacific Basin // Journ. of Petroleum Geology. – 1987. – Vol. 10, No. 4. – P. 425–440.

Gettrust J. F., Furukawa K., Kroenke L. W. Crustal structure of the Shatsky rise from refraction measurements // Journ. of Geophys. Res. – 1980. – Vol. B85. – P. 5411–5415.

Mammerickx J. A deep-sea channel in the Northwest Pacific Basin // Mar. Geol. – 1980. – Vol. 34. – P. 207–218.

Nagumo S., Kubo A., Ouchi T. et al. Report on DELP 1986 Cruises in the Northwestern Pacific. Part 3: Seismic structure revealed by explosion experiments // Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo. – 1990. – Vol. 65. – Pt. 1. – P. 105–133.

Поступила в редакцию 07.08.2014 г.

## PECULIARITIES OF THE NW PACIFIC PLATE STRUCTURE ON THE CDP 1 PROFILE

*V. L. Lomtev*

The CDP 1 profile confirmed and detailed the horizontal layering of the visible (10–11 km) section of the NW Pacific abyssal floor, characteristic for the sedimentary-trap cover of the ancient platform. Considering the seismic image and published deep-sea drilling data, the cover is composed mostly by effusive traps, marine (Early and Late epicontinental Tethys, deep-sea Pacific) and Late Precambrian – Phanerozoic continental deposits. On the outer rise and in the Tuskarora abyssal basin, the cover structure is broken by the Neogene – Quaternary glide of Layers 1–4 (allochthonous oceanic crust).

**Key words:** abyssal floor, NW Pacific plate, CDP 1 profile, Layers 1–5, sedimentary-trap cover, glide, decollement.