

**ПАЛЕОСУБОКЕАНИЧЕСКИЙ ТИП ЗЕМНОЙ КОРЫ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ
КАМЧАТКИ**

В.В. Мишин, А.Г. Нурмухамедов, С.П. Белоусов

ФГУП "Елизовская геофизическая экспедиция" Министерства природных ресурсов России, г.Елизово

Статья написана по материалам комплексных геофизических исследований (сейсморазведки МОВЗ, электроразведки МТЗ, гравиразведки, магниторазведки) на региональном профиле п. Лесная – п. Оссора, пересекающем полуостров Камчатка вблизи Камчатского перешейка. Кратко описаны методики полевых работ, обработки и интерпретации материалов. Представлены разрезы по этим методам и итоговый геолого-геофизический разрез. Описаны литосферная мантия и слои земной коры с оценкой их горнопородного состава. Выявлена уникальная структура восточной части территории по всем выделенным слоям литосферы, на основе чего выделен палеосубокеанический тип земной коры, осадочный чехол которой превращён в метаморфический фундамент. Характер сочленения палеосубокеанической коры с континентальной оценивается как скрытая на уровне литосферной мантии обдукция с элементами коллизии в консолидированной коре. Обсуждаются возможные варианты происхождения палеосубокеанической коры, положение межплитной границы на изученной территории, особенности сейсмичности района, возможности использования полученных данных для уточнения металлогенического районирования и оценки перспектив нефтегазоносности.

Ключевые слова: геофизика, литосфера, типы земной коры, палеообдукция, Камчатка.

ВВЕДЕНИЕ

Северо-восток Камчатки относится к Беринговоморскому сегменту Тихоокеанской переходной зоны, где предполагается иной характер её строения по сравнению с Курило-Камчатским сегментом [14]. Здесь же намечается граница Северо-Американской и Евразийской литосферных плит [15]. Таким образом, изучение глубинного строения и тектоники этой территории представляет значительный интерес, тем более что здесь расположен весьма перспективный на благородные металлы Северо-Камчатский рудный район [12] и часть обширного Ильпинско-Карагинского нефтегазоперспективного бассейна [6]. Но до последнего времени сколь либо конкретные данные по глубинному строению этого района отсутствовали.

В 2000–2002 годах Елизовской геофизической экспедицией выполнены комплексные геофизические исследования на региональном профиле п. Лесная – п. Оссора (рис. 1), которые, в некоторой степени, позволили восполнить этот пробел. Настоящая

статья написана по результатам интерпретации материалов указанного профиля. При этом главное внимание уделено восточной части пересечённого профилем территории, строение которой не имеет аналогов на ранее изученной подобными региональными профилями территории центральной и южной частей Камчатки.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

На профиле п. Лесная – п. Оссора с шагом 5 км на совмещённых пунктах выполнены полевые сейсморазведочные (метод обменных волн землетрясений) и электроразведочные (магнитотеллурические зондирования) работы.

Сейсмические наблюдения проведены по методике 20-ти суточной непрерывной трёхкомпонентной регистрации волнового поля с использованием низкочастотных сейсмоприёмников СК-1П и автономных цифровых регистраторов "Дельта-Геон". Профиль отрабатывался в двух стоянках, по ним принято

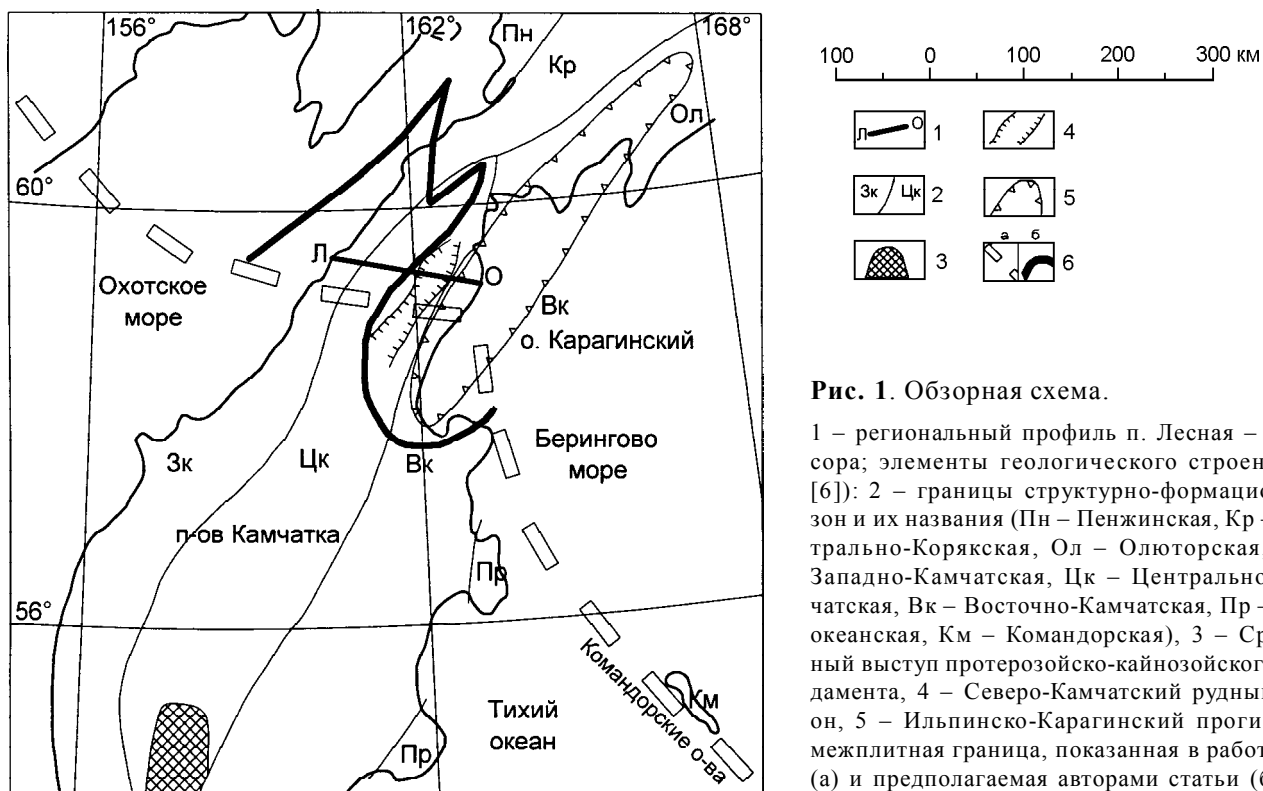


Рис. 1. Обзорная схема.

1 – региональный профиль п. Лесная – п. Осора; элементы геологического строения по [6]: 2 – границы структурно-формационных зон и их названия (Пн – Пенжинская, Кр – Центрально-Корякская, Ол – Олюторская, Зк – Западно-Камчатская, Цк – Центрально-Камчатская, Вк – Восточно-Камчатская, Пр – Приокеанская, Км – Командорская), 3 – Срединный выступ протерозойско-кайнозойского фундамента, 4 – Северо-Камчатский рудный район, 5 – Ильпинско-Карагинский прогиб, 6 – межплитная граница, показанная в работе [15] (а) и предполагаемая авторами статьи (б).

в обработку 12 и 14 землетрясений, удовлетворяющих требованиям МОБЗ. Эпицентральные расстояния этих землетрясений располагаются в интервале 4°–145°, большинство из них относятся к дальним, азимуты подхода волн достаточно разнообразны. Сопоставление с годографами Джеффрисса-Буллена показало, что на вертикальной компоненте в первых вступлениях регистрируются однократно рефрагированные в коре и мантии Р-волны. Выделение обменных PS-волн на горизонтальных компонентах проводилось по изложенным в работе [13] критериям. Граф компьютерной обработки включал в себя следующие основные процедуры: препроцессинг, частотный анализ записей, их фильтрацию, корреляцию, расчёт параметров Р-волны по данным эпицентра, поляризационную фильтрацию и решение временного разреза. По каждому землетрясению волновое поле пересчитывалось в особом базисе, в котором ось X направлена на эпицентр, для интерпретации использовались поляризованные в плоскости луча обменные волны, или, что то же самое, радиальная компонента. При решении временных разрезов происходило суммирование функций взаимной корреляции (ФВК) волн Р и PS по всем землетрясениям, корреляция границ обмена по профилю проводилась по

этим разрезам. Проинтерполированные между точками обмена графики ФВК образуют своеобразное волновое поле, в котором границы обмена отражаются достаточно уверенно коррелируемыми по профилю максимумами (рис. 2б). Кроме того, использовалась статистика распределения точек обмена в плоскости разреза профиля, что дало дополнительные данные по расчленению разреза и латеральным неоднородностям его слоёв.

На рисунке 2а совмещены выделенные на разрезах ФВК границы и изолинии осреднённого числа точек обмена (интервалы осреднения – 3 пункта наблюдений по горизонтали и 1 с по вертикали, шаг фильтрации – соответственно 1 пункт наблюдений и 0.5 с) По всему профилю прослежены сейсмические границы обмена F (интервал времён запаздывания 0.3–1.6 с), К (2.3–3.4 с), М (3.3–5.4 с), при этом границы F и М характеризуются возрастанием обменнообразующей способности от верхнего слоя к нижнему. Исключение составляет восточная часть профиля, где от раздела М до времён запаздывания 5.0–5.6 с установлено аномально низкое для мантии число точек обмена, то есть здесь в верхней мантии присутствует инородное по обменнообразующей способности тело клинообразной формы. Кроме

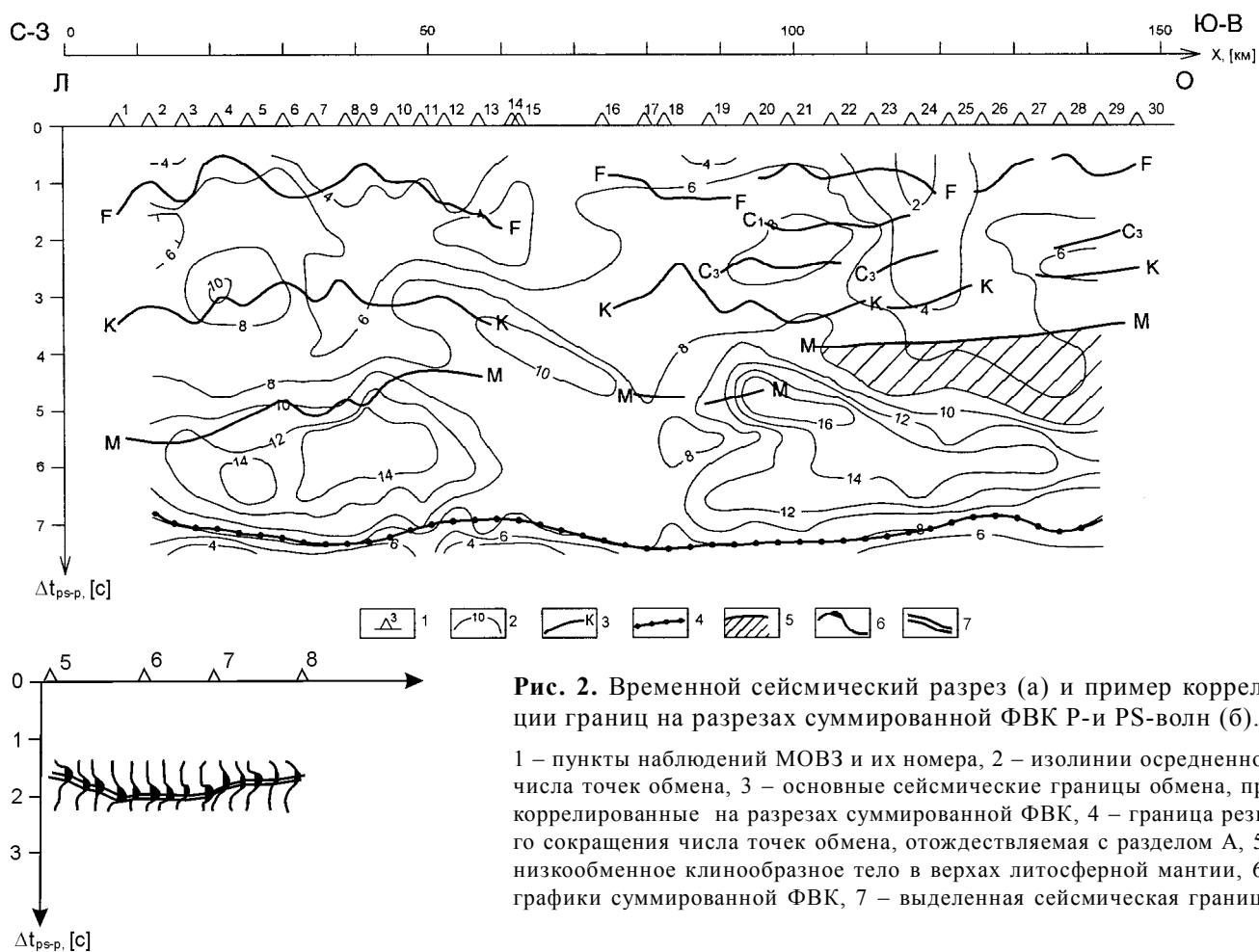


Рис. 2. Временной сейсмический разрез (а) и пример корреляции границ на разрезах суммированной ФВК Р-и PS-волн (б).

1 – пункты наблюдений МОВЗ и их номера, 2 – изолинии осредненного числа точек обмена, 3 – основные сейсмические границы обмена, прокоррелированные на разрезах суммированной ФВК, 4 – граница резкого сокращения числа точек обмена, отождествляемая с разделом А, 5 – низкообменное клиновидное тело в верхах литосферной мантии, 6 – графики суммированной ФВК, 7 – выделенная сейсмическая граница.

того, на временах запаздывания 6.8–7.4 с установлено резкое сокращение числа точек обмена при отсутствии границы на разрезах ФВК. Эта поверхность получила индекс А. Исходя из того, что устойчивые границы обмена должны соответствовать основным разделам литосферы, предполагается следующая стратификация границ: F – кровля консолидированной коры, K – раздел Конрада, M – раздел Мохоровичича, А – поверхность астеносферы или, скорее, начало зоны перехода от литосферной мантии к астеносфере. Слабым местом сейсмических построений, которое проявилось при преобразовании временных разрезов в глубинные, является отсутствие априорных данных по скоростной характеристике разреза. Была применена стандартная модель континентальной коры РЕМ-С Дзевонского, Хейлза, Лепвуда [2]. По верхней части разреза эта модель дополнена данными по вулканогенно-осадочным образованиям, скоростная характеристика которых принята по приведённой в работе [9] региональной скоростной модели. Условность принятой скоростной модели обуславливает относительно

низкую точность построения сейсмических границ на глубинном разрезе, по нашим оценкам ошибки могут достигать 10 % от глубины залегания.

Магнитотеллурические зондирования выполнены с использованием компьютеризированного аппаратно-программного комплекса ЭИН-МТЗ в диапазоне периодов 0.05–1000 с. Разработчик и производитель комплекса – Институт естественных наук, г. Алма-Ата, Казахстан. В процессе наблюдений регистрировались 4 компоненты МТ-поля: E_x; E_y; H_x; H_y. Длина электрических диполей составляла 100 м. В качестве датчиков магнитного поля использовались индукционные датчики (ИД) из комплекта станций ЦЭС-2. Обработка материалов выполнена по алгоритму узкополосной математической фильтрации с последующим определением компонент тензора импеданса способом наименьших квадратов. В соответствии с простираем основных структур полуострова (30°) приняты следующие азимуты датчиков: X – 120°; Y – 30°. Среднеквадратическая ошибка определения модуля эффективного импеданса по данным контрольных наблюдений составляет 3–4 %.

Интерпретация материалов МТЗ проводилась по двум направлениям: создание глубинной геоэлектрической модели земной коры и верхней мантии и получение геоэлектрического разреза неконсолидированной коры. На первом этапе был проведен анализ полярных диаграмм и амплитудных кривых МТЗ. Он показал, что для изучения земной коры и верхней мантии необходимо использовать амплитудные и фазовые кривые, которые построены по главному направлению полярных диаграмм основного импеданса. В большинстве случаев это направление совпадает с региональными структурами полуострова, генерализованный азимут которых составляет 30° . По отношению к главным геологическим структурам такие кривые являются регионально-продольными (в дальнейшем продольными). В ряде публикаций [10, 11] показано, что продольные кривые (аз. 30°) в наименьшей степени – по отношению к поперечным (аз. 300°) – подвержены искажающему влиянию регионального индукционного эффекта, лучше отражают строение земной коры и верхней мантии, увереннее фиксируют коровые проводящие объекты.

Для построения глубинной модели продольные кривые по принципу конформности объединены в семейства. Таким образом, разрез был разбит на 6 фрагментов, в каждом из которых были рассчитаны средние амплитудные и фазовые кривые. На рисунке 3 они обозначены как экспериментальные кривые ρ^{II} и $\text{Arg } \rho^{\text{II}}$, которые и использовались при моделировании.

Двухмерное численное моделирование выполнено с применением программы 2DMOD [19] при условии E-поляризации поля. Итерационный подбор модели осуществлялся в матричной форме. Для учёта искажающего влияния регионального индукционного эффекта [10, 11] в модель были введены фрагменты разрезов с толщиной морской воды сопротивлением 0.3 Ом·м на сопредельных акваториях Охотского, Берингова морей и пролива Литке (из-за громоздкости модели эти фрагменты не представлены на рисунке 3). Форма, размеры, глубина залегания и сопротивление остальных элементов модели (рис. 3) подбирались в процессе моделирования из условия удовлетворительной сходимости экспериментальных и теоретических (расчётных) кривых по форме и уровню. В частности, таким образом была определена глубина до самого нижнего горизонта с удельным сопротивлением 100 Ом·м. Она составила 75 км. Дальнейшие попытки погружения этого слоя, например на глубину 100 км, приводили

к увеличению уровня правой низкочастотной ветви всех расчётных кривых примерно в 2.5 раза. Что, разумеется, приводило к существенному расхождению их с экспериментальными кривыми.

Кроме региональных структур в исследуемом районе закартировано значительное количество структур подчинённого характера различного простирания, а также интрузивные и субвулканические тела изометрической формы [1, 6]. Для изучения верхней части разреза – неконсолидированной коры – по всему профилю использовались эффективные кривые. Опыт работ показывает, что в условиях сложной трёхмерной среды геоэлектрический разрез, построенный по таким кривым, даёт более надёжную информацию, чем по азимутально-ориентированным.

Особенностью геоэлектрического разреза неконсолидированной коры данного профиля является сильная латеральная изменчивость, которая затрудняет корреляцию геоэлектрических границ от точки к точке. Наиболее сопоставляемый с данными геологической съёмки и другими геофизическими методами результат получен по методике одномерной S-интерпретации с применением процедуры S-нормализации кривых скользящим окном по пяти точкам. По кривым S(h) выделен опорный высокоомный горизонт, отождествляемый в основном с верхнемеловым комплексом пород. Кровля этого горизонта является той опорной геоэлектрической границей, по которой неконсолидированная кора разделяется на 2 слоя. Верхний из них характеризуется средним удельным сопротивлением 11–250 Ом·м, а нижний – 120–2000 Ом·м. Хотя диапазоны изменения сопротивлений и перекрываются, в каждом отдельном случае верхний слой имеет сопротивление в два и более раз меньше, чем нижний.

По линии профиля выполнено решение двухмерной линейной обратной задачи гравиметрии по изложенной в работе [5] методике, которая реализует алгоритм минимизации функционала А.Н. Тихонова с наложенными в виде системы неравенств ограничениями на значения плотности. В качестве исходных гравиметрических данных взяты отнесённые к рельефу значения силы тяжести в редукции Буге по данным среднемасштабной гравиметрической съёмки. Плотностная модель ограничена глубиной 77 км (средняя глубина сейсмической границы А), её горизонтальные границы аппроксимируют основные раздели литосферы по сейсмическим данным и опорный геоэлектрический горизонт. Вертикальные гра-

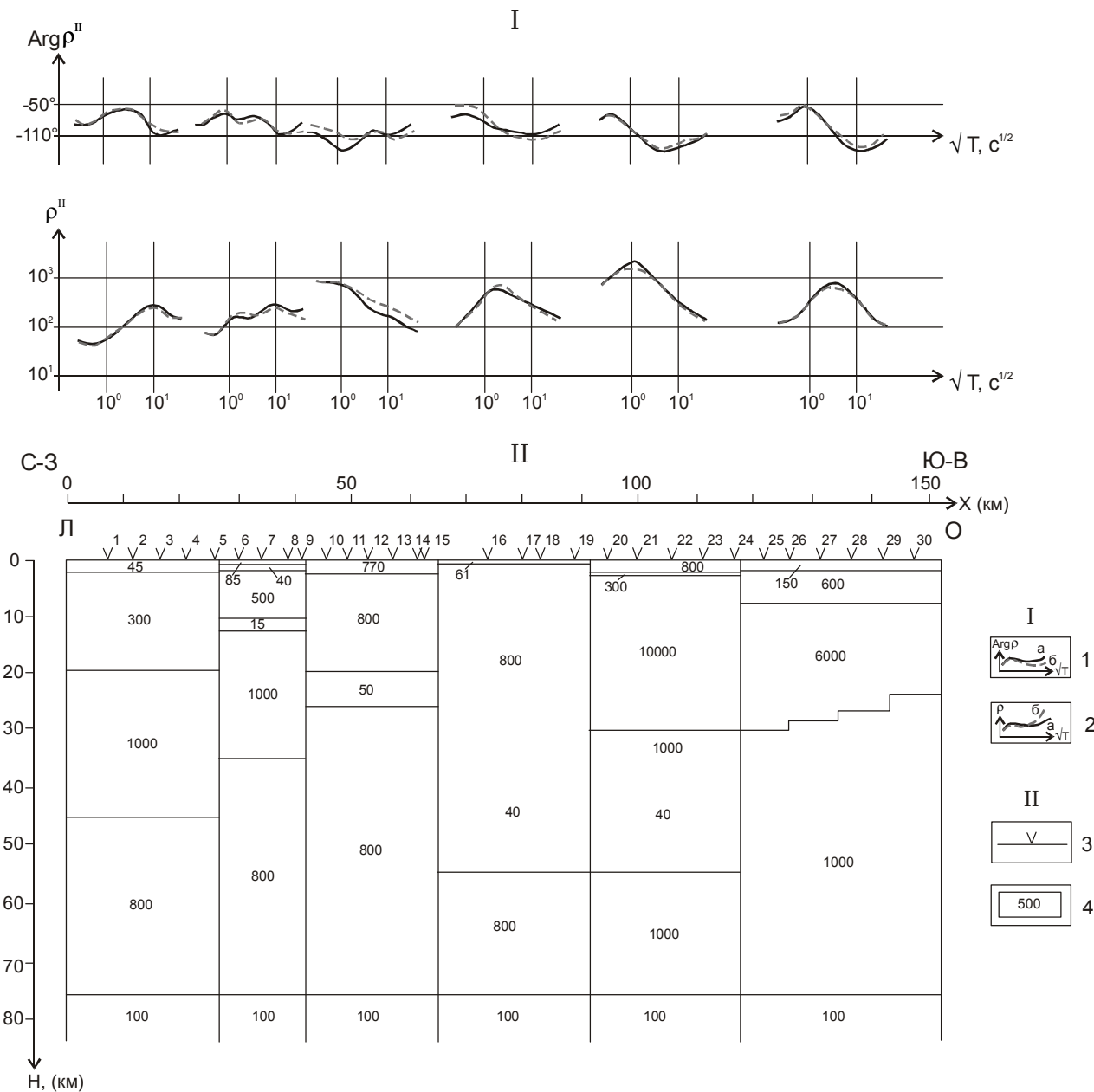


Рис. 3. Геоэлектрический разрез.

I –Сопоставление экспериментальных (а) и расчетных (б) кривых МТЗ: 1 – фазовые, 2 – амплитудные кривые. II –Глубинная геоэлектрическая модель: 3 – пункты МТЗ и их номера, 4 – элементы аппроксимации разреза и подобранные значения удельного сопротивления (Ом·м).

ницы проводились по изгибам графика силы тяжести. Размеры элементов аппроксимации менялись с глубиной, исходя из требования соразмерности их гравитационного действия. Начальные значения плотности задавались для литосферной мантии и слоёв консолидированной коры по стандартной модели РЕМ-С; в неконсолидированной коре – исходя из её предполагаемого, по данным геологической съёмки и МТЗ, состава и имеющихся по исследуе-

мой территории петрофизических данных. В слоях неконсолидированной коры ограничения заданы в узких пределах, чем частично реализована известная в гравиразведке процедура геологического редуцирования. Показанное на рисунке 4 решение достигнуто при среднеквадратическом расхождении экспериментальной и теоретической кривых силы тяжести ± 1.43 мГл, что близко к погрешности исходных данных. Для оценки устойчивости решения

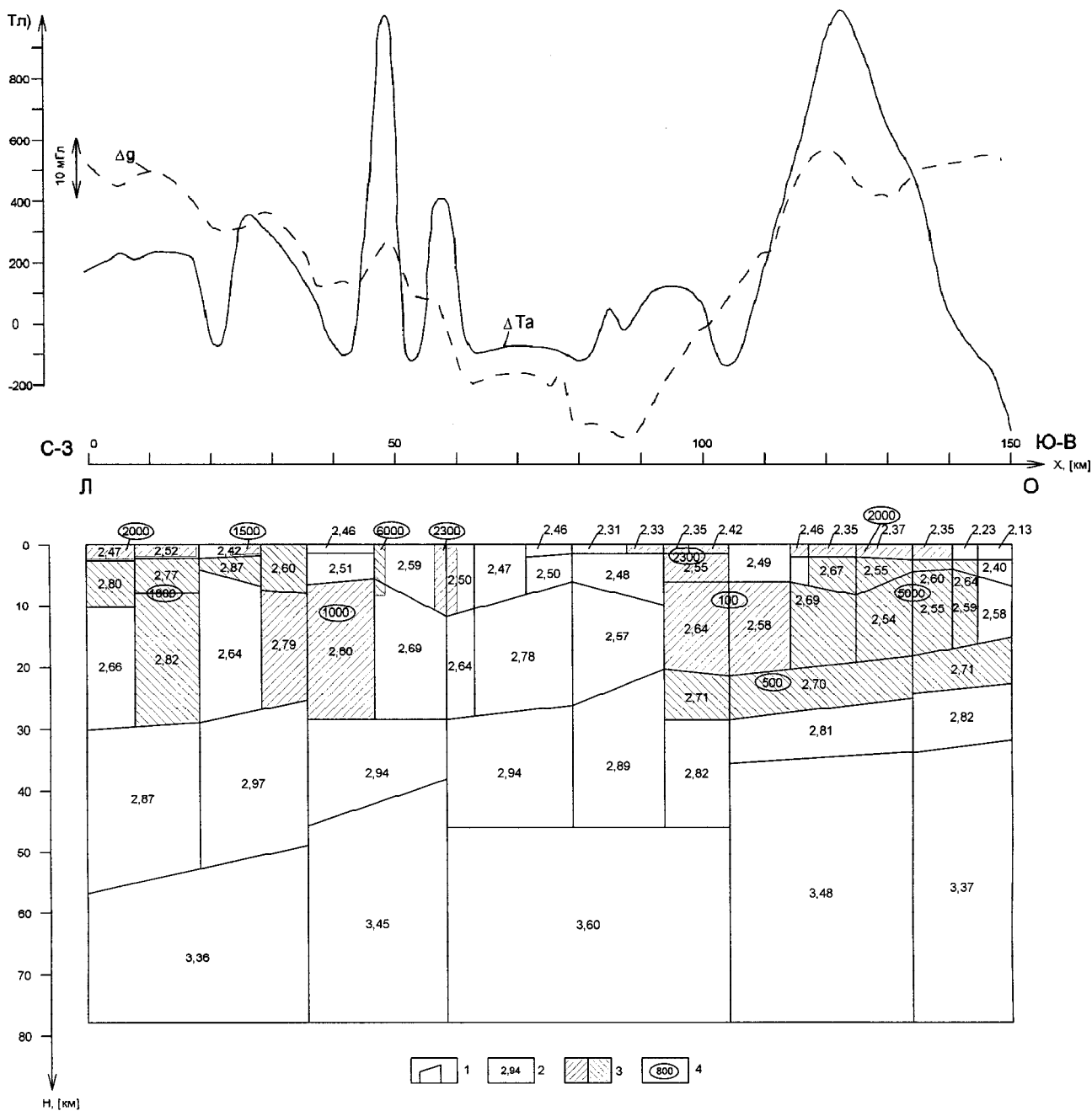


Рис. 4. Геоплотностной и геомагнитный разрезы.

1 – элементы аппроксимации геоплотностного разреза, 2 – восстановленные значения плотности [г/см³], 3 – магнитоактивные элементы разреза, 4 – подобранные значения магнитной восприимчивости ($\cdot 10^{-6}$ ед. СГС).

и его точности было выполнено имитационное моделирование путём повторения решения с наложенной на исходное поле помехой с математическим ожиданием ± 1.43 мГл. Сопоставление основного решения и имитационного моделирования привело к среднеквадратической ошибке восстановления плотности ± 0.04 г/см³.

Для получения информации о магнитных свойствах разреза в пределах его магнитоактивных элементов (вулканиты, интрузии, отдельные блоки кристаллического фундамента) проведено решение обратной задачи магниторазведки способом неформализованного подбора. При этом удалось обойтись без

учёта влияния естественной остаточной намагниченности.

Таким образом, на региональном профиле п. Лесная – п. Оссора применены все четыре основных геофизических метода: сейсморазведка, элект-

роразведка, гравиразведка и магниторазведка. Кроме того, при интерпретации использовались данные геологической съёмки и имеющиеся петрофизические данные. Вся эта информация синтезирована на итоговом геолого-геофизическом разрезе (рис. 5).

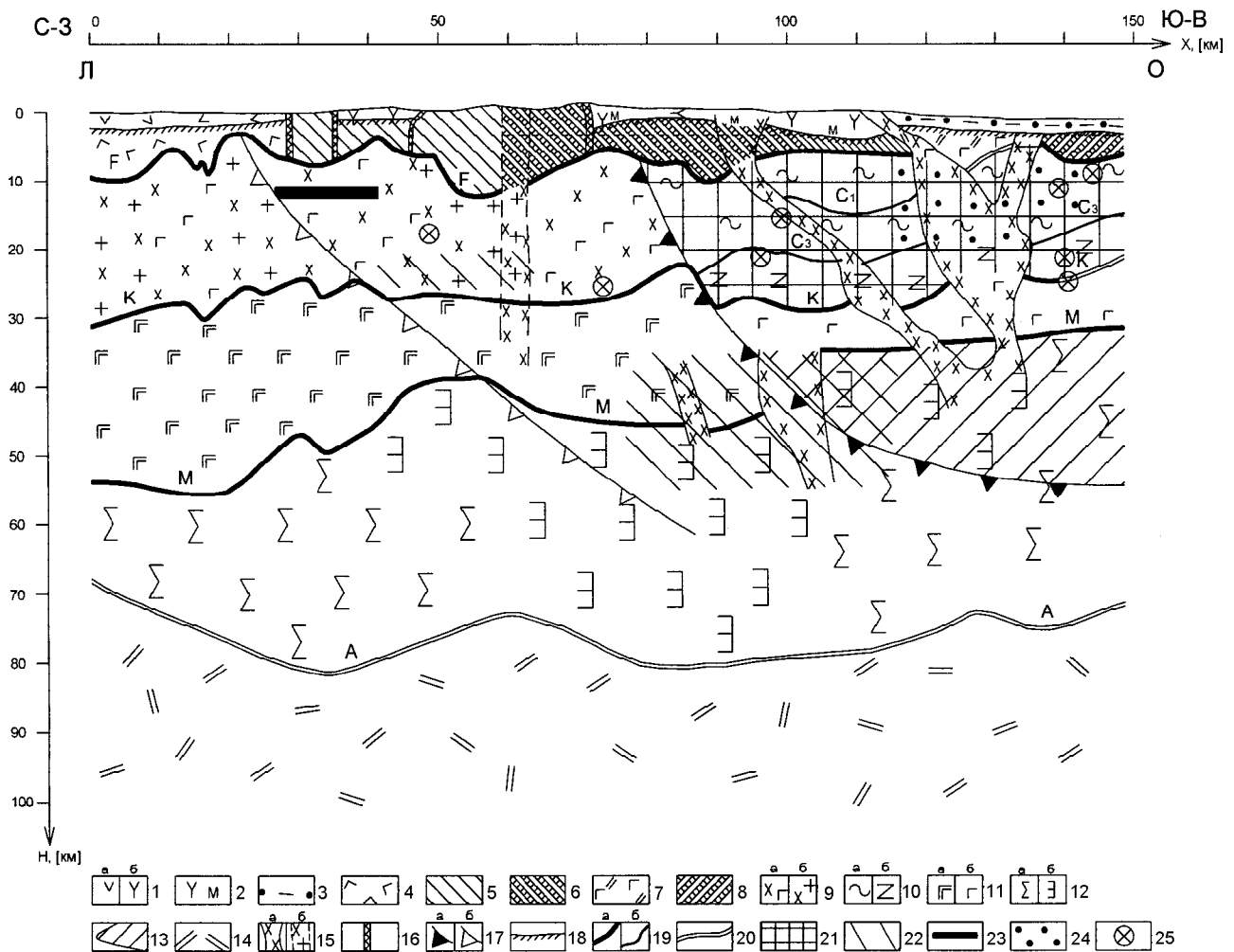


Рис. 5. Геолого-геофизический разрез.

Верхний слой неконсолидированной коры: 1 – палеоцен-эоценовые (а) и олигоценые (б) вулканические комплексы Западно-Камчатской СФЗ, 2 – метасоматизированные неогеновые комплексы Центрально-Камчатской СФЗ, 3 – палеоцен-эоценовый осадочный чехол Ильпинско-Карагинского прогиба; нижний слой неконсолидированной коры: 4 – лакколит основного состава, 5 – лесновская свита, 6 – позднемиоценовые-эоценовые образования Центрально-Камчатской СФЗ нерасчлененные, 7 – ирунейская свита, 8 – позднемиоценовые-палеоценовые образования Восточно-Камчатской СФЗ нерасчлененные; 9 – протерозойско-мезозойский фундамент континентальной плиты среднего-основного (а) и кислото-среднего (б) составов, 10 – мезозойский фундамент океанической плиты зеленосланцевого (а) и гнейсового (б) составов, 11 – нижняя кора континентального (а) и океанического (б) типов, 12 – литосферная мантия перидотитового (а) и эклогитового (б) состава, 13 – низкообменная мантия обдущированной плиты, 14 – астеносфера, 15 – достоверные (а) и предполагаемая (б) зоны глубинных разломов, 16 – верхнекоровые разломы, 17 – структурный (а) и термодинамический (б) фронты обдукции, 18 – опорный геоэлектрический горизонт, 19 – отождествляемые с основными разделами земной коры (а) и прочие (б) сейсмические границы обмена, 20 – граница резкого сокращения числа точек обмена, отождествляемая с поверхностью астеносферы, 21 – высокоомная (6000 – 10000 Ом·м) часть фундамента; проводящие геоэлектрические неоднородности: 22 – зоны повышенной электропроводности, отождествляемые с разогревом недр или их повышенной флюидонасыщенностью, 23 – зона высокой электропроводности, отождествляемая с частичным плавлением пород; 24 – зона высокой намагниченности пород фундамента, 25 – проекции гипоцентров землетрясений на линию профиля.

Так как процесс комплексной интерпретации не был формализован, более подробные и конкретные комментарии по роли каждого метода будут даны ниже.

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА ЛИТОСФЕРЫ

Выделенными на профиле сейсмическими границами (рис. 5), которые отождествлены с разделами А, М, К и F, разрез литосферы разделяется на литосферную мантию (заключена между разделами А и М), нижнюю кору (между разделами М и К), кристаллический фундамент (между разделами К и F) и неконсолидированную кору (между разделом F и дневной поверхностью). В выделенных слоях литосферы в результате решения обратной задачи гравиметрии получены следующие плотности: литосферная мантия – от 3.36 до 3.60 г/см³ при среднем значении 3.45 г/см³; нижняя кора – от 2.81 до 2.97 г/см³ при среднем значении 2.88 г/см³; кристаллический фундамент – от 2.54 до 2.81 г/см³ при среднем значении 2.67 г/см³; неконсолидированная кора – от 2.13 до 2.80 г/см³ при среднем значении 2.53 г/см³. Так как эти значения плотности, в общем, соответствуют имеющимся представлениям о горнопородном составе слоёв литосферы, можно утверждать, что принятая стратификация сейсмических границ не противоречит гравиметрическим данным.

Толщина литосферной мантии, следуя рельефу раздела М, меняется от 15–22 км в западной части профиля до 30–35 км в его центре и до 39–44 км на востоке. На сейсмическом разрезе отмечается гетерогенность этого слоя по способности образовывать обменные волны. По этому признаку в восточной части профиля выделяется субгоризонтальная внутримантийная граница, которая разделяет высокообменную мантию от низкообменной. Последняя образует в верхах мантии клинообразное тело толщиной от 8 до 22 км. По восстановленным значениям плотности состав литосферной мантии можно оценить как эклогит-перидотитовый. Предполагается, что эклогитовая линза приурочена к центральной части профиля, где отмечаются наибольшие значения плотности и сокращения числа точек обмена.

Нижняя кора в разрезе по толщине и значениям плотности разделяется нами на два типа: океанический тип в восточной трети профиля и континентальный – в его остальной части. Океаническая нижняя кора характеризуется толщиной 6–9 км и плотностью 2.82 г/см³. Толщина континентальной нижней коры меняется от 13 до 33 км, а её плотность – от 2.87 до

2.94 г/см³. Следует отметить близость этих параметров к стандартным моделям РЕМ-О и РЕМ-С [2].

По своим физическим свойствам кристаллический фундамент также разделяется на два типа, граница между которыми проходит у пикета 80 км, несколько западнее, чем для типов нижней коры. В фундаменте западной части профиля по латерали чередуются блоки кислого-среднего (2.66–2.69 г/см³) и среднего-основного (2.78–2.82 г/см³) составов, последние обычно характеризуются повышенной магнитной восприимчивостью – до 1000–1800·10⁻⁶ ед. СГС. Удельное электрическое сопротивление пород фундамента, исключая выделенные проводящие неоднородности, оценивается в 300–1000 Ом·м. По своему строению и составу фундамент этой части разреза принципиально схож с выделяемым ранее на всех отработанных южнее региональных профилях [7] фундаментом Охотской эпимезозойской платформы, который, судя по выходам на Срединном выступе, имеет возраст от протерозоя до раннего мела [6, 8]. Из отличий можно указать только на ограниченность распространения пород кислого состава и отсутствие внутрифундаментных сейсмических границ обмена.

Кристаллический фундамент восточной части профиля резко отличается от описанного выше по данным всех применённых на профиле геофизических методов. На глубинной геоэлектрической модели он проявляется обособленным ультравысокоомным слоем (с удельным сопротивлением 6000–10000 Ом·м) между низами неконсолидированной коры (600–800 Ом·м) и нижней корой (1000 Ом·м). Такие высокие сопротивления в сколь либо значительных объёмах выявлены в Камчатском регионе впервые. Проводящих неоднородностей в фундаменте этого типа не установлено. По данным МОВЗ здесь фундамент характеризуется заметной сейсмической расслоенностью. Сейсмической границей внутри фундамента он разделяется по вертикали на две толщи, которые различаются по восстановленным значениям плотности. Нижняя толща характеризуется плотностью 2.71 г/см³, а в верхней толще плотность меняется по латерали от 2.54 до 2.64 г/см³ при среднем значении 2.58 г/см³. При решении обратной задачи магниторазведки выявилось, что региональная магнитная аномалия не может быть объяснена только магнитоактивными элементами неконсолидированной коры и потребовалось введение обширных магнитоактивных тел в фундаменте. По результатам подбора нижняя толща фундамента охарактеризовалась магнитной восприимчивостью в

$500 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, а в восточной части верхней толщи значения магнитной восприимчивости достигли $5000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

Полученное сочетание физических свойств (низкой плотности, огромных электрических сопротивлений, значительной сейсмической расслоенности и высокой магнитной восприимчивости) является крайне необычным для пород кристаллического фундамента и вызвало значительные трудности в интерпретации. Если значения какого либо одного параметра и поддаются объяснению, то другие параметры это объяснение отвергают. К примеру, низкие значения плотности принято объяснять кислым составом фундамента, но этому противоречат высокие значения магнитной восприимчивости. Найти сколь либо удовлетворительное объяснение полученному сочетанию физических свойств в классе магматических пород не представляется возможным. Более благоприятные возможности открываются при обращении к классу метаморфических пород. Трудности здесь также велики, но они не имеют принципиального характера, а связаны с тем, что петрофизика метаморфизма наиболее сложна и относительно слабо изучена.

На метаморфический характер фундамента в восточной части разреза указывает его сейсмическая расслоенность. При этом границу, разделяющую его нижнюю и верхнюю толщи, можно связать с положением одного из фронтов метаморфизма или с границей метаморфических фаций. Граница отделяет толщу с плотностью 2.70 г/см^3 (типична для многих гнейсов и биотит-роговообманковых кристаллических сланцев эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма [16]) от толщи со средней плотностью 2.58 г/см^3 , характерной для некоторых пород фации зелёных сланцев. Среди последних наиболее близки к восстановленным на профиле значениям плотности сланцы микрокристаллические кварц-серицитовые, пределы изменения плотности которых, по данным справочника [16], составляют $2.50\text{--}2.64 \text{ г/см}^3$ при средней плотности 2.57 г/см^3 . Менее однозначному объяснению поддаются полученные значения магнитной восприимчивости. По данным того же справочника для кварц-серицитовых сланцев наиболее вероятны значения в интервале $10\text{--}100 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС при максимальном значении в $1500 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. К нашей оценке больше подходят сланцы хлоритовые, кварц-хлоритовые, серицит-хлоритовые ($3000\text{--}4000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС при максимальном значении $7000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС), но они имеют более высокие зна-

чения плотности ($2.72\text{--}2.80 \text{ г/см}^3$ для хлоритовых сланцев). Для нижней толщи фундамента оцененные в $500 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС значения магнитной восприимчивости находятся в допустимых пределах как для гнейсов, так и для кристаллических сланцев.

В процессах регионального метаморфизма можно найти и наиболее вероятное объяснение значений удельного электрического сопротивления. Известно, что ряд метаморфических процессов сопровождаются дегидратацией пород с выносом трещинных вод в составе летучих компонентов и переходом капиллярных вод в кристаллическую решётку метаморфогенных минералов [7]. В свою очередь, именно трещинно-жильные и капиллярные воды обуславливают понижение сопротивления кристаллических пород до сотен и первых тысяч Ом·м, тогда как дегидратированные породы имеют сопротивление в сотни тысяч Ом·м [16]. Полученные значения сопротивлений в $6000\text{--}10000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ можно рассматривать как промежуточные между обводнёнными и дегидратированными породами.

Таким образом, по данным интерпретации комплекса геофизических методов, фундамент восточной части профиля представлен образованиями регионального метаморфизма (гнейсами и породами зеленосланцевой фации). По исходному составу пород данный тип фундамента, скорее всего, относится к параметапелитам, то есть метаморфизму были подвергнуты осадочные породы преимущественно кислого состава (аргиллиты, алевролиты, песчаники и т.п.). Так как мощность метаморфического фундамента превышает 20 км, масштабы процесса весьма велики.

По строению неконсолидированной коры ниже приводятся только минимально необходимые для целей данной статьи сведения. Как уже отмечалось, опорным геоэлектрическим горизонтом неконсолидированная кора разделяется на два слоя. При сопоставлении с геологической картой [6] отмечено, что те фрагменты профиля, где верхний слой отсутствует, соответствуют выходам на поверхность позднемеловых пород лесновской и ирунейской свит. Фрагменты профиля с присутствием верхнего слоя соответствуют выходам осадочных пород палеогена и эоцен-плиоценовых вулканических комплексов.

Основной объём нижнего слоя неконсолидированной коры, перекрывающей кристаллический фундамент западной части профиля, сложен глинистыми сланцами, песчаниками, алевролитами, кремнистыми породами и базальтами лесновской свиты поздне-

го мела. Эти породы сложно дислоцированы и прорваны многочисленными и разнообразными по составу интрузиями. Верхний слой представлен в основном палеоцен-эоценовыми и олигоценовыми вулканическими комплексами.

Неконсолидированная кора восточной части профиля установленной на пикетах 110–140 км разломно-надвиговой зоной делится на две части. В самой этой зоне нижний слой представлен вулканогенно-кремнистыми породами ирунейской свиты позднего мела, как в автохтонном залегании, так и надвинутыми на неогеновые вулканические комплексы. К западу от разломно-надвиговой зоны в пределах Северо-Камчатского рудного района обнажаются миоценовые, миоцен-плиоценовые и плиоценовые вулканические комплексы Центрально-Камчатского вулканического пояса, в той или иной степени подвергнутые метасоматозу. По геофизическим данным их мощность составляет от 2000 до 3500 м, в латеральных изменениях физических свойств, которые отражают степень метасоматических изменений, наблюдаются элементы концентрической зональности. Нижний слой неконсолидированной коры здесь предположительно сложен поздне меловыми–эоценовыми отложениями Центрально-Камчатской структурно-формационной зоны. Судя по резким латеральным изменениям физических свойств с элементами

концентрической зональности, эти отложения также подвергнуты интенсивному метасоматозу. Восточнее разломно-надвиговой зоны расположена западная часть Ильпинско-Карагинского прогиба. В его основании предполагаются поздне меловые–палеоценовые породы Восточно-Камчатской структурно-формационной зоны (хапицкая и ветловская свиты), а чехол мощностью до 2000 м сложен терригенными и вулканогенно-осадочными породами конской свиты эоцена и шагаевской свиты олигоцена, прорванными миоценовыми интрузиями. Обращают на себя внимание аномальные (в сравнении с южной частью Восточно-Камчатской структурно-формационной зоны) физические свойства пород чехла Ильпинско-Карагинского прогиба (низкая плотность, высокие электрические сопротивления и магнитная восприимчивость). Вероятно, это указывает на метасоматические изменения.

ТИПЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ХАРАКТЕР ИХ СОЧЛЕНЕНИЯ

Из приведенных выше данных следуют резкие различия в строении всех слоёв литосферы для западной и восточной частей профиля. Для удобства восприятия они сведены в таблицу.

Эти различия столь существенны, что позволяют говорить о принадлежности западной и восточной частей профиля к различным литосферным пли-

Таблица. Сопоставление данных по слоям литосферы для западной и восточной частей профиля.

Слои литосферы и рассматриваемые признаки	Западная часть профиля	Восточная часть профиля
1	2	3
<u>Литосферная мантия</u> толщина строение	16–35 км относительно простое	38–42 км (утолщённая) сложное (наличие клинообразного низкообменного тела)
<u>Земная кора</u> толщина форма раздела М	39–54 км волнообразная с высокоамплитудными структурными формами	30–35 км сглаженная
<u>Нижняя кора</u> толщина	12–28 км (нормальная и утолщённая)	6–9 км (тонкая)
<u>Кристаллический фундамент</u> состав	преимущественно магматический	полностью метаморфический
<u>Неконсолидированная кора</u> толщина состав	утолщённая вулканогенно-терригенный без признаков метасоматоза	утопённая вулканогенно-терригенный, существенно метасоматизированный

там. Характер сочленения этих плит в разрезе описанного профиля неочевиден – он обладает как чертами обдукции на уровне литосферной мантии (если считать клиновидное низкообменное тело литосферной мантии восточной плиты), так и чертами коллизии на уровне консолидированной коры. Решение этого вопроса зависит от установления типа земной коры для обеих плит.

Если континентальный тип земной коры западной плиты сомнений не вызывает, то с типизацией земной коры восточной плиты дело обстоит значительно сложнее. На первый взгляд, это континентальная кора с мощным кристаллическим фундаментом и утонённой нижней корой. Такое решение приводит к признанию столкновения двух континентальных плит, то есть, к коллизии. Но оно создаёт следующие, на наш взгляд, непреодолимые противоречия с разрезом регионального профиля:

- при коллизии не находят объяснения значительное возрастание толщины литосферной мантии и появление в её верхах инородного низкообменного тела;

- трудно предложить механизм значительного утонения и существенного разуплотнения нижней коры изначально континентальной плиты.

От этих противоречий можно уйти, если рассматривать тип земной коры восточной из плит не в современном плане, а на момент приведения обеих литосферных плит в соприкосновение, то есть на момент начала коллизии или обдукции.

При описании метаморфического фундамента восточной плиты указывалось, что слагающие его породы относятся к параметапелитам и являются продуктами регионального метаморфизма осадочных пород. При этом время образования собственно метаморфических пород фундамента следует оценить как относительно недавнее, на что указывают метасоматические изменения пород неконсолидированной коры, которые затрагивают образования до плиоценового возраста включительно. Несомненно, метаморфизм пород фундамента и метасоматоз пород неконсолидированной коры являются составляющими одного и того же процесса регионального метаморфизма. Из всего этого логично предположить, что на момент приведения литосферных плит в соприкосновение на месте современного метаморфического фундамента восточной плиты была мощная толща осадочных пород.

В таком случае, восточная литосферная плита имела тогда ярко выраженный субокеанический тип земной коры, характерный для краевых частей океанических плит. Мощность осадочного чехла здесь

сопоставима с такими тектонотипами современных структур на океанической коре, как Прикаспийская впадина и впадина Мексиканского залива. Современный тип земной коры восточной плиты мы определяем как палеосубокеанический, то есть, в геологическом прошлом субокеанический, в котором к настоящему времени осадочный чехол превращён в метаморфический фундамент.

Коль скоро мы пришли к пониманию строения востока изученной территории как зоны взаимопроникновения континентальной коры и одного из подтипов океанической коры, вопрос о характере межплитной границы (коллизия или обдукция?) однозначно решается в пользу обдукции. При этом следует подчеркнуть, что в данном случае мы имеем дело с достаточно древней, скрытой от непосредственного геологического изучения обдукцией, в отличие от тех её широко известных видов, где следы древней океанической литосферы можно наблюдать на поверхности в выходах офиолитовых серий. Древняя скрытая обдукция на данном профиле выражена на уровне литосферной мантии, где выделенное низкообменное клинообразное тело теперь уже можно рассматривать как часть литосферной мантии океанической плиты, обдуцированную на мантию континентальной плиты. В консолидированной коре такая обдукция обладает некоторыми внешними признаками коллизии.

Под структурным фронтом обдукции мы понимаем поверхность, по которой происходит соприкосновение континентальной и обдуцированной океанической плит. В разрезе профиля (рис. 5) этот фронт проведен по линии смены типов фундамента, затем по смене континентальной нижней коры на океаническую и далее по нижней границе клинообразного низкообменного тела, которое отождествляется с литосферной мантией обдуцированной плиты. В таком виде поверхность структурного фронта обдукции представляется субвертикальной в верхах консолидированной коры с постепенным выполаживанием до субгоризонтальной в литосферной мантии. Она напоминает листрический разлом, но отсутствует главный признак разлома – нарушение сплошности границ. По разделам F и K к фронту обдукции приурочены локальные положительные структурные формы, но прослеживаемость соответствующих этим разделам сейсмических границ не нарушена. На уровне раздела M поверхность структурного фронта обдукции занимает секущее положение по отношению к глубинному разлому, который затухает в нижней коре. Таким образом, структурный фронт обдукции, являясь, несомненно, единой границей, сочетает в себе признаки глубинного пологого надви-

га в литосферной мантии и "безразломного" коллизионного шва в консолидированной коре.

Методом МТЗ в земной коре и в верхах литосферной мантии выделен ряд проводящих геоэлектрических неоднородностей, которые традиционно отождествляются с повышенной флюидонасыщенностью, разогревом недр, частичным плавлением вещества и тому подобными термодинамическими процессами. При рассмотрении этих неоднородностей нельзя не заметить, что все они группируются параллельно структурному фронту обдукции. На геолого-геофизическом разрезе показана поверхность, соединяющая западные края проводящих неоднородностей, названная нами термодинамическим фронтом обдукции. Термодинамический фронт обдукции, в общем, конформен структурному фронту, но характеризуется меньшей кривизной в вертикальной плоскости. Расстояние между этими фронтами составляет 55 км на уровне раздела F, 45 км на уровне раздела K и 40 км на уровне раздела M.

Выявленная в восточной части система разломов верхнемантийного заложения соотносится с ранее выделенным по гравиметрическим и геологическим данным [1] Кангалатско-Вывенским глубинным разломом. Хотя эта система и следует параллельно структурному фронту обдукции, она не носит разграничительного характера, а целиком принадлежит обдукционированной части плиты с палеосубокеаническим типом коры. Западная ветвь этой системы занимает центральное положение в Северо-Камчатском рудном районе, и именно относительно неё отмечается концентрическая зональность метасоматоза. Восточная ветвь в неконсолидированной коре образует описанную выше разломно-надвиговую зону, а в кристаллическом фундаменте к этой ветви приурочена высокая магнитная восприимчивость пород. Всё это, на наш взгляд, указывает на то, что данная система глубинных разломов выполняет роль подводящего канала для метасоматических флюидов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для выяснения происхождения палеосубокеанической коры на северо-востоке Камчатки уместно обратиться к палеогеодинамическим реконструкциям. Нами использованы построения Н.И. Селивёрстова, основанные на довольно детальном изучении геологического строения дна Берингова моря [14]. Не вдаваясь в детали этой реконструкции, отметим её основные моменты с интересующей нас точки зрения. В конце раннего мела – начале палеоцена геодинамика региона определялась взаимодействием трёх оке-

анических литосферных плит: Кулу, Фараллон и Тихоокеанской. В конце палеоцена и в начале эоцена субдукция продолжалась, а к концу эоцена – началу олигоцена океаническая литосфера плиты Кулу была уже в основном поглощена субдукцией, и континентальная плита взаимодействовала уже непосредственно с Тихоокеанской океанической плитой. Если ранее предполагалось, что плита Кулу была полностью субдукционирована, то в 1987 г. А.К. Cooper, M.S. Marlow, D.W. Scholl [18] в Алеутской котловине Берингова моря выделили систему мезозойских линейных магнитных аномалий M1 – M13, которая соотносится с уцелевшим фрагментом этой плиты. Вполне логично предположить, что выявленный нами блок палеосубокеанической коры представляет собой другой уцелевший фрагмент плиты Кулу. На время обдукции он имел характерный для краевых частей океанических плит субокеанический тип земной коры. За счёт многокилометровой толщи перекрывающих осадков это более лёгкая, в сравнении с океанической, земная кора. Естественно, литосфера с более лёгкой корой труднее поддаётся субдукции, из-за своего запаса плавучести она могла заблокировать субдукционную зону, механизм такой блокировки рассмотрен Л.П. Зоненшайном и Л.А. Савостиным [4]. Так как спрединг на дивергентных границах плиты Кулу с Тихоокеанской плитой и плитой Фараллон продолжался, он нашел своё выражение в обдукции части плиты Кулу с субокеаническим типом коры на континентальную плиту. Однако рассмотренный вариант происхождения палеосубокеанической коры входит в противоречие с данными геологической съёмки и регионального профиля по предполагаемому времени обдукции. Из палеогеодинамической реконструкции Н.И. Сильвёрстова следует, что обдукцию следует датировать эоценом, но установлено, что фундамент обдукционированной плиты (бывший осадочный чехол субокеанической коры) перекрыт теми же позднемиловыми–палеоценовыми комплексами, что и в более южной "субдукционной" части Восточно-Камчатской структурно-формационной зоны. Возможно, менее противоречив другой вариант происхождения осадочного чехла субокеанической коры, связанный с тафрогенным режимом в задуговом бассейне в тылу Карагинско-Говенской вулканической дуги в допозднемиловое время.

По известным ранее вариантам плитотектонических построений [14, 15, 17], район Камчатского перешейка расположен на Северо-Американской плите или у её южной границы. Строго говоря, граница Северо-Американской и Евразийской плит на

отрезке между срединно-океаническим хребтом Северного Ледовитого океана и Алеутской островной дугой не определена. В материковой части северо-востока России она предполагается по линейной зоне активного разломообразования, которая маркируется зоной слабых землетрясений на асейсмическом фоне. К побережью Охотского моря эта зона выходит вблизи города Магадана. При её интерполяции на Алеутскую островную дугу граница плит проходит несколько южнее Камчатского перешейка. На стыке Евразийской, Северо-Американской и Тихоокеанской плит многими исследователями выделяется Охотская малая плита или микроплита. По построениям Т.К. Злобина [3], граница Северо-Американской и Охотской плит на Камчатке проводится у широты 59°.

Такое проведение межплитной границы, вполне приемлемое на субглобальном уровне генерализации, на региональном уровне (в пределах Корякско-Камчатского региона) вызывает большие вопросы. Эта граница сечет Западно-Камчатскую и Центрально-Камчатскую структурно-формационные зоны, отчётливо выраженные как в материалах геологической съёмки, так и в потенциальных геофизических полях. Известные на северо-востоке Камчатки поперечные структурные элементы (разломы Алеутского направления, Паланско-Командорская зона поперечных дислокаций) по своим масштабам и влиянию на основные структуры вряд ли могут соответствовать межплитной границе. Сопоставляя разрез профиля п. Лесная – п. Оссора с разрезами по профилям, ранее отработанным южнее (явно в пределах Евразийской плиты или Охотской микроплиты, по Т.К. Злобину), мы не находим существенных отличий по глубинному строению Западно-Камчатской и Центрально-Камчатской структурно-формационных зон. Представляется, что межплитную границу следует искать севернее, в месте сочленения структурно-формационных зон Корякского нагорья и Камчатки. В северной части акватории Охотского моря граница может проходить по известным здесь [3] рифтовым структурам северо-восточного направления.

Что касается выявленного на востоке рассматриваемой территории блока с палеосубокеаническим типом земной коры, то он не имеет аналогов в более южной части полуострова. Степень различия строения литосферной мантии и консолидированной коры здесь такова, что вполне может соответствовать межплитной границе. Судя по общепринятым очертаниям Ильпинско-Карагинского прогиба, который является наиболее крупной тектонической структурой на

коре палеосубокеанического типа, южное замыкание этой границы можно ожидать в районе полуострова Озерного. Предполагаемый авторами вариант положения межплитной границы на северо-востоке Камчатки показан на рис. 1. Хотя этот вариант и является предположительным, представляется, что уже можно говорить о двух типах окраины Евразийской плиты на востоке Камчатки: субдукционном к югу от полуострова Озерного и обдукционном к северу от него.

Особенности строения восточной части изученной территории находят своё отображение в отличие от южной и центральной частей полуострова Камчатки характере современной сейсмичности. Район Камчатского перешейка характеризуется слабой сейсмичностью: на прилегающей к профилю п. Лесная – п. Оссора территории, ограниченной широтами 60°00' и 58°40', с 1969 по 2001 г.г. включительно зарегистрировано 8 землетрясений энергетического класса от 8.4 до 12.2 (данные Камчатской опытно-методической сейсмологической партии Геофизической службы РАН). На геолого-геофизический разрез профиля (рис. 5) вынесены проекции гипоцентров этих землетрясений. Все они расположены в кристаллическом фундаменте и приурочены к крыльям глубинных разломов. Шесть землетрясений расположены в блоке с палеосубокеаническим типом коры, а два землетрясения – в блоке континентальной коры между структурным и термодинамическим фронтами обдукции. Рассматривая временные закономерности сейсмичности, можно выделить два цикла сейсмической активности (ноябрь 1969 и октябрь 1996 – май 1997 г.г.) по 3 землетрясения в каждом. Каждый из этих циклов начинается с события в протерозойско-мезозойском фундаменте и продолжается двумя событиями в метаморфическом фундаменте обдукционной плиты. Можно предположить, что землетрясения в геодинамически активной зоне между термодинамическим и структурным фронтами обдукции провоцируют сейсмическую активность в соседнем блоке через механизм упругой отдачи. Не исключено, что землетрясения в блоке палеосубокеанической коры связаны с продолжающимся здесь процессом регионального метаморфизма. Очевидно, что сеймотектоническая активность в этом районе имеет иную, "обдукционную" природу по сравнению с "субдукционной" для центральных и южных районов полуострова.

Выделение палеосубокеанического типа земной коры на северо-востоке Камчатки даёт основание к некоторому пересмотру тектонического районирования, металлогении и перспектив нефтегазоносности

этой территории. Хотя тектоническое районирование выходит за рамки данной статьи, отметим, что следует различать структуры неконсолидированной коры, заложенные на протерозойско-мезозойском фундаменте, и структуры на более молодом метаморфическом фундаменте обдуцированной плиты.

Полученные нами новые данные указывают на особое положение Северо-Камчатского рудного района в Центрально-Камчатской металлогенической провинции. В этом районе метасоматозу в той или иной степени подвержена вся неконсолидированная кора, тогда как в других районах данной провинции, подстилаемых протерозойско-мезозойским фундаментом, метасоматоз носит относительно локальный характер и связан с приконтактовыми изменениями по краям неогеновых гранитоидных интрузий. Так как все проявления золото-серебряной формации Камчатки связаны с метасоматическими изменениями вулканитов [12], изложенный выше факт, по нашему мнению, свидетельствует о более высоких перспективах Северо-Камчатского района. По данным И.Д. Петренко, для Центрально-Камчатской провинции характерен полисульфидный минеральный тип рудопоявлений. Но в пределах Северо-Камчатского района выявлен ряд проявлений золота, несущих черты высокосульфидного типа, в изложенном в работе [20] понимании. Вероятно, иной тип минерализации обусловлен выявленными особенностями строения и структурного положения Северо-Камчатского района.

Основные перспективы нефтегазоносности рассматриваемой территории связываются с акваториальной частью Ильпинско-Карагинского прогиба. Хотя профилем п. Лесная – п. Оссора пересечена только западная прибортовая зона этого прогиба в пределах суши, полученные данные свидетельствуют о сложности строения этого бассейна, который не имеет аналогов среди кайнозойских осадочных бассейнов Дальнего Востока. Выше указывалось на аномальные физические свойства осадочного чехла Ильпинско-Карагинского прогиба. Не вполне ясен и стратиграфический объём чехла. Трудно оценить влияние метаморфических процессов, охватывающих кристаллический фундамент прогиба и, скорее всего, затронувших и часть его неконсолидированной коры, на нефтегазоносность. Все эти вопросы, на наш взгляд, могут быть решены только опорным бурением и целенаправленными геофизическими исследованиями.

Авторы статьи не настаивают на однозначности изложенных в данном разделе положений, большинство из которых носит предположительный характер.

Главным результатом своей работы мы считаем выявление уникального строения северо-востока Камчатки и выделение здесь палеосубокеанического типа земной коры. Вероятно, представленные в статье фактические данные допускают и другие варианты интерпретации, но сочленение двух различных типов земной коры в районе Камчатского перешейка представляется нам уже установленным фактом.

Авторы статьи выражают признательность д.г.-м.н. Н.И. Селиверстову (Институт вулканологии ДВО РАН) и геологу В.С. Успенскому (ФГУП "Камчатская поисково-съёмочная экспедиция"), которые дали ряд ценных замечаний, а также геофизику А.Б. Булановой, выполнившей связанные с решением обратной задачи магнито-разведки расчёты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Апрельков С.Е., Ольшанская О.Н., Иванова Г.И. Тектоника Камчатки // Тихоокеан. геология. 1991. № 3. С. 62–74.
2. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 460 с.
3. Злобин Т.К. Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность её в северо-восточной (прикамчатской части) по сейсмическим данным. Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2002, 98 с.
4. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
5. Исаев В.И. Принципиальная схема комплексной интерпретации гравиметрических съёмки на примере профиля Средние Лангары – Мухто (Северный Сахалин) // Тихоокеан. геология. 1983. № 1. С. 107–112.
6. Карта полезных ископаемых Камчатской области. 1:500000 / Под ред. Литвинова А.Ф., Патоки М.Г., Марковского Б.А. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
7. Маракушев А.А. Петрология магматических пород. М.: Недра, 1973. 332 с.
8. Мишин В.В. Геолого-геофизическое строение юга Камчатки // Тихоокеан. геология. 1997. № 4. С. 110–119.
9. Мишин В.В., Белоусов С.П. Оценка модулей упругости земной коры юга Камчатки // Проблемы сейсмичности Дальнего Востока. Петропавловск-Камчатский: ДВО РАН, 2000. 77 с.
10. Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. Л.: Недра, 1991. 184 с.
11. Мороз Ю.Ф., Нурмухамедов А.Г., Лошинская Т.А. Магнитотеллурическое зондирование земной коры Южной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1995. № 4–5. С. 127–138.
12. Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. Петропавловск-Камчатский: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1999. 116 с.
13. Померанцева И.В., Мозженко А.Н. Сейсмические исследования с аппаратурой "Земля". М.: Недра, 1977. 256 с.
14. Селиверстов Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Науч. мир, 1998. 164 с.

15. Структурная геология и тектоника плит. Пер. с англ. Под ред. К. Сейферта. М.: Мир, 1991. Т. 3. 350 с.
16. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика / Под ред. Н.Б. Дортман. М.: Недра, 1976. 527 с.
17. Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1985. 326 с.
18. Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W. Geologic Framework of the Bering Sea Crust // *Geology and resource potential of the continental margin of western North America and adjacent ocean basins – Beaufort Sea to Baja California*. Geol. Surv. U.S. Menlo Park, 1987.
19. Wannamaker P.E., Stadt J.A., Rejol A. A stable finite element solution for two-dimensional magnetotelluric modeling // *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 1987. V. 88. P. 277–296.
20. White N.C., Hedengvist J.W. Epithermal Gold Deposits: styles, characteristics and exploration // *Economic Geology*. 1995. N 23.

Поступила в редакцию 28 апреля 2003 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

V.V. Mishin, A.G. Nurmukhamedov, S.P. Belousov

Paleosuboceanic type of the Earth's crust in Northeastern Kamchatka

This paper is based on complex geophysical investigations (seismic prospecting by the method of the converted waves, electrical survey by magnetotelluric sounding, gravity survey, magnetic survey) on the regional profile Lesnay settlement-Ossora settlement which crosses Kamchatka Peninsula near the Kamchatka neck. A brief characteristic is given of the methods of field work, information processing and interpretation. Sections basing on these methods and the summary geological-geophysical section are offered. Lithosphere's mantle and the Earth's crust layers are described, and their rock composition is estimated. The principal result of the work done was recognition of the unique structure of the eastern part of the territory through all the distinguished layers of the lithosphere. This resulted in recognition there of the paleosuboceanic type of the Earth's crust, i.e. suboceanic crust, whose sedimentary cover is transformed into a metamorphic basement. The character of juncture of paleosuboceanic crust with continental crust is rated as obduction obscured at the level of lithospheric mantle; the obduction being accompanied by collision in consolidated crust. Possible variants of the origin of paleosuboceanic crust are discussed, and the position of the interpolate boundary in the studied territory, the peculiarities of regional seismicity, possibilities of the use of the data obtained for specification of metallogenic zoning and assessment of oil and gas potential are analyzed.